

EGE ÜNİVERSİTESİ FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

(DOKTORA TEZİ)

**RADON DİFÜZYON HIZININ FARKLI BÜYÜK
TOPRAK GRUPLARINA GÖRE DEĞİŞİMİNİN
İNCELENMESİ**

Mutlu İÇHEDEF

Tez Danışmanı: Doç. Dr. Müslim Murat SAÇ

Nükleer Bilimler Anabilim Dalı

Bilim Dalı Kodu: 622.02.01

Sunuş Tarihi: 18.10.2011

Bornova-İZMİR

2011



Mutlu İÇHEDEF tarafından DOKTORA tezi olarak sunulan “Radon Difüzyon Hızının Farklı Büyük Toprak Gruplarına Göre Değişiminin İncelenmesi” başlıklı bu çalışma E.Ü. Lisansüstü Eğitim ve Öğretim Yönetmeliği ile E.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü Eğitim ve Öğretim Yönergesi’ nin ilgili hükümleri uyarınca tarafımızdan değerlendirilerek savunmaya değer bulunmuş ve 18.10.2011 tarihinde yapılan tez savunma sınavında aday oybirliği ile başarılı bulunmuştur.

Jüri Üyeleri:

İmza

Jüri Başkanı : Prof. Dr. Mehmet N. KUMRU

Raportör Üye : Yard. Doç. Dr. Arzu EGE

Üye : Doç. Dr. Müslim Murat SAÇ

Üye : Prof. Dr. Turgay KARALI

Üye : Doç. Dr. Mustafa BOLCA

.....
M.N. Kumru

.....
Arzu Ege

.....
M. Murat Saç

.....
Turgay Karali

.....
Mustafa Bolca



ÖZET**RADON DİFÜZYON HIZININ FARKLI BÜYÜK TOPRAK
GRUPLARINA GÖRE DEĞİŞİMİNİN İNCELENMESİ**

İÇHEDEF, Mutlu

Doktora Tezi, Nükleer Bilimler Anabilim Dalı

Tez Yöneticisi: Doç. Dr. Müslim Murat SAÇ

Ekim 2011, 123 sayfa

Bu tezin amacı Tuzla Fayı (İzmir- Seferihisar) etrafındaki büyük toprak gruplarında yer kabuğu hareketleri ile radon çıkışları arasındaki ilişkiyi veren toprak grubunun saptanmasıdır. Ayrıca çalışma bölgelerindeki toprakların fiziksel özellikleriyle radon konsantrasyonları arasındaki ilişkiler incelenmiş ve sürekli radon ölçüm istasyonları için en uygun toprak özelliklerinin belirlenmesine çalışılmıştır. Çalışmada, Tuzla fayı etrafında 5 büyük toprak grubu belirlenmiş ve 10 radon ölçüm istasyonu kurulmuştur. Toprak gazı radon konsantrasyonları, nükleer iz kazıma dedektörleri (LR-115 film dedektörler), Lucas Hücreleri ve sürekli radon ölçüm sistemi kullanılarak belirlenmiştir. Her istasyonda yatay toprak katmanları belirlenmiş, radyoaktivite analizleri ile toprağın fiziksel özelliklerinin belirlenmesi için bu katmanlardan örneklemeler yapılmıştır. Elde edilen tüm veriler istatistiksel olarak değerlendirilmiştir.

Çalışmada toprak gazı radon konsantrasyonları LR-115 dedektörler ile 0,1 ile 261,1 kBq m⁻³ arasında ve en yüksek konsantrasyonlar 6 nolu istasyonda (I-6) elde edilmiştir. Lucas Hücreleri ile yapılan ölçümlerde de benzer sonuçlar elde edilmiştir. Yapılan analizlerden, toprakların genellikle düşük tuz içeriğine sahip, hafif alkali, humusça fakir ve kireçli topraklar olduğu görülmüştür. İlave olarak radon çıkışlarının kaynağının tespit edilmesi için toplanan toprak örneklerinin doğal radyoaktivite analizi yapılmıştır.

Sonuç olarak, Seferihisar-Tuzla fayı çevresinde yer kabuğu hareketlerinin radon ıkışları ile değerlendirilmesi için 6 nolu istasyonun daha uygun olduğu (I-6) tespit edilmiştir.

Anahtar Sözcükler: Radon, LR-115 film dedektör, Doğal Radyoaktivite, Tuzla Fayı, Büyük Toprak Grupları



ABSTRACT**INVESTIGATION OF RADON DIFFUSION RATE CHANGES
ACCORDING TO GREAT SOIL GROUPS**

İÇHEDEF, Mutlu

PhD in Nuclear Sciences

Supervisor: Assoc. Prof. Dr. Müslim Murat SAÇ

October 2011, 123 pages

The aim of this thesis is to identify great soil group that gives the relationship between radon outputs and tectonic movements in the vicinity of the Tuzla fault (İzmir- Seferihisar) In addition, the relationships between radon concentrations and physical properties of the soils in the study areas were investigated and it was studied to determine of the best soil structure for continuous radon measurement stations. In the study, five great soil groups were determined around the Tuzla fault and ten measurement stations were constructed. Soil gas radon outputs were measured using solid state nuclear track detectors (LR-115 film detectors), Lucas cells and online radon measurement system in the study area. Soil horizons in each station were determined and soil samples were taken from these horizons for analyses of the radioactivity and determination of the physical properties of soils. All the data obtained were evaluated statistically.

In the study, soil gas radon concentrations measured using LR-115 were ranged from 0.1 to 261.1 kBq m⁻³ and the highest concentrations were found in station 6 (I-6). Similar results were found with Lucas Cell measurements. From point of analyses, it has been showed that the soils have low salinity, slightly alkaline, non-humic and calcareous. Natural radioactivity concentrations of soils were found in the standard values. Besides, the source of radon outputs were examined by analyzing the natural radioactivity of collected soil samples.

As a result, the station 6 has been found to be better in order to evaluate tectonic movements by radon outputs around Tuzla Fault.

Keywords: Radon, LR-115 film detector, Tuzla Fault, Natural Radioactivity, Great Soil Groups





TEŞEKKÜR

Doktora çalışmalarım sırasında her türlü destek ve yardımlarından yararlandığım Tez Danışmanım Sayın Doç. Dr. Müslim Murat SAÇ' a, enstitü laboratuvarlarında her türlü çalışma olanağını sağlayan Ege Üniversitesi Nükleer Bilimler Enstitüsü Müdürü Sayın Prof. Dr. Perihan ÜNAK' a, Nükleer Bilimler Anabilim Dalı Başkanı Prof. Dr. Mehmet N. KUMRU' ya, dostluğunu ve yardımseverliğini esirgemedi yardımcı olan Ar. Gör Dr. Berkay CAMGÖZ, Dr. Elçin EKDAL ve Yard. Doç. Dr. Çoşkun HARMANŞAH başta olmak üzere, her türlü maddi ve manevi desteği esirgemeyen aileme ve her zaman büyük özveriyle yanımda olan eşim Çiğdem İÇHEDEF' e ve arkadaşlarıma en içten teşekkürlerimi sunarım.

İÇİNDEKİLERSayfa

ÖZET	v
ABSTRACT	vii
TEŞEKKÜR	ix
ŞEKİLLER DİZİNİ	xv
ÇİZELGELER DİZİNİ.....	xix
1.GİRİŞ.....	1
2. GENEL BİLGİLER.....	11
2.1 Toprak.....	11
2.2 Toprağın Fiziksel Özellikleri.....	14
2.2.1 Toprak bünyesi	14
2.2.2 Toprak yapısı (strüktürü).....	17
2.2.3 Toprak havası	17
2.2.4 Toprak sıcaklığı	18
2.2.5 Toprak rengi	18
2.2.6 Toprak suyu	18

İÇİNDEKİLER (devam)Sayfa

2.2.7 Toprak kıvamı	18
2.3 Toprağın Kimyasal Özellikleri	19
2.3.1 Toprak tepkimesi (pH) ve önemi	19
2.3.2 Toprakta kireç	20
2.3.3 Toprakta organik madde	21
2.3.4 Toprakta tuz	22
2.4. Toprakların Sınıflandırılması	22
2.5 Topraklarda Doğal Radyoaktivite	25
2.5 Karasal Gama Doz Hızları	26
2.7 Radon	27
2.7.1 Radonun oluşumu ve hareketi	28
2.7.2 Radon varlığı	29
2.7.3 Radonun göçü	31
2.8 Radon Ölçüm Teknikleri	33
2.8.1 Anlık (spot/grab) radon ölçümleri	34
2.8.2 İntegral radon ölçümleri	36

İÇİNDEKİLER (devam)

Sayfa

2.8.3 Sürekli radon ölçümleri	41
3. MATERYAL VE METOD	49
3.1 Çalışma Alanı	49
3.2 Çalışma Alanında Yer Alan Büyük Toprak Grupları	51
3.3 Örnekleme İstasyonlarının Oluşturulması ve Örnekleme İşlemleri	53
3.4 Toprak Katmanlarının Renk Kodlaması	56
3.5 Toprağın Fiziksel ve Kimyasal Özelliklerinin Analizleri	56
3.6 Çalışmada Kullanılan Radon Ölçüm Yöntemleri	58
3.6.1 Nükleer iz kazıma dedektörleri (LR-115) ile toprak gazı radon ölçümleri ..	58
3.6.2 Sürekli radon ölçümleri	66
3.6.3 Lucas Hücreleri (Dyck yöntemi)	69
3.7 ^{226}Ra , ^{232}Th ve ^{40}K Radyonüklid Konsantrasyonlarının Belirlenmesi	70
3.8 İstatistiksel Analizler	71
4. BULGULAR ve TARTIŞMA	72
4.1 Renk Kodlaması Sonuçları	72
4.2 Toprağın Fiziksel ve Kimyasal Özellikleri	74

İÇİNDEKİLER (devam)

Sayfa

4.3 Toprak Geçirgenliği	77
4.4 Topraklarda ^{226}Ra , ^{232}Th ve ^{40}K Radyonüklid Konsantrasyon Sonuçları	78
4.5 Toprak Gazı Radon Konsantrasyonları	80
4.5.1 Nükleer iz kazıma dedektörleri (LR-115) sonuçları	80
4.5.2 Lucas Hücresi ölçüm sonuçları	92
4.5.3 Sürekli radon ölçüm sonuçları	93
4.6 Depremler	96
4.7 Radon Difüzyon Katsayısı	96
4.8 Meteorolojik Veriler	97
4.9 Karasal Doz Hızları	100
4.10 İstatistiksel Analiz Sonuçları	101
5. SONUÇ VE ÖNERİLER	109
KAYNAKLAR DİZİNİ	111
ÖZGEÇMİŞ	123

ŞEKİLLER DİZİNİ

<u>Şekil</u>	<u>Sayfa</u>
2.1 Toprağın genel yapısı	12
2.2 Topraktaki yatay katmanların (horizonların) görünüşü.....	12
2.3 Toprak bünye üçgeni	16
2.4 Radonun oluşumu, göçü ve bu süreçlerde etkili olan dış etmenler	28
2.5 Toprak taneciklerinde oluşan radon atomlarının konumlarına bağlı olarak izleyebilecekleri yolların şematik gösterimi.....	30
2.6 Bir Lucas Hücresinin şematik gösterimi	34
2.7 Markus 10 radon ölçüm sistemi	36
2.8 Ağır yüklü parçacıkların içinden geçtikleri polimerin molekül zincirlerini kırması.....	38
2.9 Dedektörlere iz kazıma işleminin uygulanması	39
2.10 Elektretli iyonizasyon odaları.....	40
2.11 Elektretli iyonizasyon odası, elektret ve elektret okuyucu	41
2.12 Barasol dedektörün şematik gösterimi	42
2.13 Clipperton dedektörü	44
2.14 Sarad radon/toron monitörünün uzaktan erişimli radon ölçülerinde kullanılması	45

ŞEKİLLER DİZİNİ (devam)

<u>Şekil</u>	<u>Sayfa</u>
2.15 Sarad ile alınan radon ve izotoplarına ait alfa spektrumu.....	45
2.16 Alphaguard sisteminin şematik gösterimi	46
2.17 Alphameter radon ölçüm sisteminin görüntüsü	47
2.18 Alphameter radon ölçüm sisteminin çalışma işleyişi	47
2.19 RAD-7 radon ölçüm sistemi	48
3.1 Çalışma alanının jeolojik haritası	50
3.2 Örnekleme istasyonları	54
3.3 Toprak profilinde yatay katmanların (horizonlar) görünümü.....	55
3.4 Toprak örneklerinin fiziksel analizi.....	58
3.5 Nükleer iz kazıma dedektörleriyle toprak gazı radon ölçümlerinde ölçüm düzeneklerin oluşturulması.	59
3.6 LR-115 dedektörlerin toprağın yatay katmanlarına yerleştirilmesi.....	60
3.7 LEICA Application Suite (LAS EZ) ile LR-115 dedektör üzerinde rastgele seçilen bir alanın fotoğraflanmasının görüntüsü	61

ŞEKİLLER DİZİNİ (devam)

<u>Şekil</u>	<u>Sayfa</u>
3.8 Corel PaintShop Photo Pro X3 ile rötuşlama işleminin ekrandaki görüntüsü	63
3.9 Alfa izlerinin sayımı	65
3.10 Kalibrasyon düzeneği	66
3.11 Sürekli radon ölçüm sisteminin konumunun uydudan görünümü.....	67
3.12 Seferihisar Cumalı’ da kurulu olan sürekli radon ölçüm sisteminin dışarıdan görünümü	68
3.13 Sürekli Radon ölçüm sisteminin bağlı olduğu pano ve içindeki donanımın görüntüsü	69
3.14 Lucas Hücreleri ile radon ölçümü	69
3.15 NaI(Tl) dedektörlü gama spektrometresinde alınan örnek gama spektrumu	70
4.1 Geçirgenlik ölçeği	78
4.2 İstasyonlara göre radon aktivite konsantrasyonları	82
4.3 Altıncı istasyon (I-6) dışındaki istasyonlarda radon konsantrasyonları .	83
4.4 Yatay katmanlara göre radon aktivite konsantrasyonları	84
4.5 Büyük toprak gruplarına göre radon aktivite konsantrasyonları	85
4.6 İstasyon 1’ e ait radon değişim grafiği	86

ŞEKİLLER DİZİNİ (devam)

<u>Şekil</u>	<u>Sayfa</u>
4.7 İstasyon 2' ye ait radon değişim grafiği	87
4.8 İstasyon 3' ye ait radon değişim grafiği	88
4.9 İstasyon 4' ye ait radon değişim grafiği	89
4.10 İstasyon 6' ye ait radon değişim grafiği	90
4.11 İstasyon 7' ye ait radon değişim grafiği	90
4.12 İstasyon 8' e ait Radon Değişim Grafiği	91
4.13 İstasyon 9' a ait Radon Değişim Grafiği	91
4.14 İstasyon 10' a ait Radon Değişim Grafiği	92
4.15 Lucas Hücresi Ölçüm Sonuçları	93
4.16 Sürekli radon ölçüm sonuçları	95
4.17 Çalışma bölgesinde meydana gelen depremler	96
4.18 Çalışma alanına ait atmosferik basınç grafiği	98
4.19 Çalışma alanına düşen yağış miktarı grafiği	98
4.20 Çalışma alanında hava sıcaklığı grafiği	99
4.21 Çalışma alanında toprak sıcaklığı grafiği	100
4.22 Normal dağılım sınaı diyagramı	103

ÇİZELGELER DİZİNİ

<u>Çizelge</u>	<u>Sayfa</u>
2.1 Toprak yatay katman (horizon) özellikleri	13
2.2 Toprak taneciklerinin büyüklük sınıflandırılması	15
2.3 Toprakların pH değerlerine göre sınıflandırılması	19
2.4 Toprakların % kireç içeriğine sınıflandırılması.....	21
2.5 Toprakların % OM içeriğine sınıflandırılması	21
2.6 Toprakların % tuz içeriğine göre sınıflandırılması.....	22
2.7 Toprakların sınıflandırılmasında en üst kategori olan toprak sıraları ve özellikleri	23
2.8 Ege havzasında yer alan büyük toprak grupları	25
2.9 Farklı nükleer iz kazıma dedektörlerin de izlenen süreç	39
3.1 Çalışma alanında yer alan büyük toprak grupları ve istasyonlar.....	55
4.1 Toprak örneklerinin renk kodlaması	72
4.2 Toprakların fiziksel analiz sonuçları	75
4.3 Toprakların doğal radyoaktivite konsantrasyonları.....	79
4.4 Radon difüzyon katsayıları.....	97
4.5 İstasyonlara göre tanımlayıcı istatistikler	102

ÇİZELGELER DİZİNİ(devam)ÇizelgeSayfa

4.6	Yatay katmanlara göre tanımlayıcı istatistikler	102
4.7	Büyük toprak gruplarına göre tanımlayıcı istatistikler	102
4.8	Çalışma bölgesinde ölçülen parametreler arasında Spearman korelasyon katsayıları.....	105

1. GİRİŞ

Dünyanın oluşumundan bu yana, depremlerin can kayıplarına yol açtığı ve yerleşim alanlarında ciddi hasarlar meydana geldiği bilinmektedir. Depremlerin etkilerinin azaltılması amacıyla gerekli önlemlerin alınmasının yanı sıra araştırmacıların üzerinde durduğu önemli bir konu da depremlerin önceden tahmin edilmesidir. Bu amaçla depremler ve oluşumları, deprem öncesi ve sonrası doğadaki değişimler araştırmacılar tarafından yaygın olarak incelenmiştir. Depremler ile ilgili ilk çalışmalar yarı-bilimsel olarak başlamış ve 19. yüzyılın sonuna kadar devam etmiştir. Problemin bilimsel olarak açıklanması ve çözüm yolları ilk olarak Orlov ve arkadaşları (1873) tarafından ortaya atılmıştır. Konuyla ilgili ilk kapsamlı çalışma ise Gamburtsev tarafından 1948 yılında meydana gelen Aşkabad depreminden sonra yapılmıştır. Araştırmacıların bu problem üzerine yönelmeleri ise 1966 Taşkent depreminden sonra başlamıştır. Bu tarihten sonra hidrojeolojik parametreler (yer altı su seviyeleri, sıcaklık, mineralleşme, bulanıklık ve akı gibi) ve hidrojeokimyasal izleyiciler (Radon ve diğer çözünebilir gaz bileşikler, $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$, Radyum, He gibi) deprem tahmininde denenmeye başlanmıştır. Ermenistan (1987) ve Kaliforniya (1989) depremleri ile birlikte depremlerin önceden tahminine yönelik çalışmalar hız kazanmıştır (Dubinchuk, 1993). Bu çalışmalar, levha hareketliliği öncesinde, sırasında ve sonrasında ön izleyicilerin konsantrasyonlarında önemli değişimler meydana geldiğini göstermiştir. Karasal olarak meydana gelen CO_2 , He, H_2 , Rn, CH_4 , N_2 gazları ve yüksek uçuculuğa sahip olan Hg, As, Sb gibi metaller fay hatlarında konsantrasyonları izlenen elementlerdir (Zmazek et al., 2002). Cicerone ve arkadaşları (2009) depremlerden önce önemli düzensizlikler gösteren parametreleri detaylı olarak araştırmışlardır. Bu parametreler içerisinde yer alan Radon (^{222}Rn) gerek asal bir gaz olması gerekse de uranyum bozunum serisinden gelmesi nedeniyle sürekli bir izleyici olarak önem taşımaktadır. Uranyum bozunum serisinden gelen ve atmosfere doğru göç eden radon soy gaz olduğundan kimyasal olarak bileşik oluşturmamaktadır. Bununla birlikte radonun suda çözünebilmesi yeraltı suları ile taşınması da mümkün kılmaktadır. Radon konsantrasyonları yer kabuğunda radyumdan radon üretimi, levha hareketleri ve atmosferik faktörlere bağlı olarak değişmektedir. Dolayısıyla yer kabuğu hareketlerine bağlı olarak atmosfere kaçışında

meydana gelen düzensizlikler (anomaliler) nedeniyle radon, önemli bir deprem izleyicisi olarak kullanılmaktadır.

Tüm dünyada radon emanasyonu ve sismik aktivitelerin ilişkisini inceleyen çalışmalar başlamadan önce 1953 yılında Hatuda Japonya' da 2 yıl boyunca toprak gazı radon konsantrasyonlarını ölçmüştür. Bu çalışmada Tonankai' de meydana gelen büyük deprem ($M=8$) öncesinde radon konsantrasyonlarındaki düzensizlikler rapor edilmiştir. Okabe 1956 yılında Japonya' da (Tottori) yeryüzü yakınındaki atmosferik radon konsantrasyon değişimleri ile bölgesel sismik hareketlilik arasında pozitif korelasyon olduğunu belirlemiştir. Aynı zamanda çalışmada fay bölgesinde radon konsantrasyonlarının arttığı da rapor edilmiştir (Ghosh et al., 2009). Bir başka çalışma radonun farklı meteorolojik faktörlerden güçlü bir şekilde etkilendiğini göstermiştir (Tanner, 1959). Bu çalışmanın sonuçlarından da yararlanarak radonun uranyum yataklarının keşfi ve depremlerin tahmini için bir işaretçi olarak kullanılabileceği gösterilmiştir. Antsilevich (1971) tarafından yapılan bir çalışmada ise 3 ve 3,5 büyüklüğündeki depremlerden 3 ile 8 gün önce radon anomalileri kaydedilmiştir (Ghosh et al., 2009).

Radon düzensizliği ile deprem arasındaki ilişki bir diğer çalışmada 1987 yılında Ekvator'da meydana gelen 6,9 büyüklüğündeki deprem öncesinde gösterilmiştir. Çalışmada toprak gazı radon ölçümleri nükleer iz kazıma dedektörleriyle gerçekleştirilmiş ve aynı tarihte meydana gelen iki büyük deprem ($M=6,1$ ve $6,9$) öncesinde 14 radon sinyali (düzensizliği) belirlenmiştir (Humanante et al., 1990).

Balducci ve arkadaşları (1994) İtalya' da 19 istasyonda 3 yıl süreyle toprak gazı radon konsantrasyonlarını LR-115 dedektörler ile belirlemişler. Elde edilen verilerin analizi sonucunda sismik aktiviteler ile radon emisyonu arasında anlamlı bir korelasyon elde edilememiştir. Araştırmacılar ilişki bulunamamasını bölgede $M_L=3,5$ ve üzerinde deprem meydana gelmemesiyle açıklamışlardır. Bununla birlikte istasyonların tümünde ölçümlerin mevsimsel değişikliklerden çok fazla etkilendiği ve toprak karakteristiklerinin radon üzerinde önemli bir etkisi olduğu sonucuna ulaşmışlardır.

Kuzey Tayland’ da gerçekleştirilen bir başka çalışmada ise radon ölçümleri LR-115 dedektörler ile 40 hafta boyunca sürdürülmüş ve elde edilen veriler çok değişkenli zaman serisi olarak değerlendirilmiştir. Çalışmada depremler ile radon anomalileri arasında korelasyon gözlenmiştir. Ayrıca daha derin toprakta alınan ölçümlerin meteorolojik olaylardan daha az etkilendiği ve radon değişimlerini daha çok gösterdikleri belirlenmiştir (Wattananikorn et al., 1998).

Başka bir çalışmada ise Hırvatistan’ da dört yıl boyunca LR-115 dedektörler kullanılarak radon ölçümleri alınmış ve bölgede meydana gelen depremlerle radon konsantrasyonlarındaki değişimler ve atmosferik faktörlerin ilişkisi araştırılmıştır. Çalışma alanının 200 km çevresindeki alanda 3 ve üzerindeki büyüklükte olan ($M \geq 3$) depremlerle radon anomalileri ilişkilendirilmiştir (Planinic et al., 2004).

Benzer şekilde Crockett ve arkadaşları (2006) yaz ve bahar mevsimlerini kapsayan çalışmalarında 25 hafta boyunca İngiltere’ de radon düzensizlikleri ile depremlerin ilişkilerini incelemişlerdir. Dudley’ de 2002 yılında meydana gelen 5 büyüklüğündeki deprem öncesinde 6-9 saatlik kısa süreli radon anomalileri radon zaman serileri vasıtasıyla tespit edilmiştir.

Ghosh ve arkadaşları (2011) radon değişimlerini daha iyi analiz etmek için Batı Bengal’ de (Hindistan) aktif ve aktif olmayan tektonik bölgelerde radon konsantrasyonlarını ölçmüşlerdir. Her iki bölgede de çalışma alanından yaklaşık 1000 km uzaklıkta meydana gelen deprem öncesinde radon anomalisi gözlenmiştir. Bununla birlikte anomalilerin her iki bölgede de 4-11 gün arasında değişen süreler öncesinde başladığına dikkat çekilmiştir.

20. yüzyılın başlarından beri çalışılan bu konu hala çekiciliğini korumaktadır. Son yıllarda sismik olaylar ile radon konsantrasyonlarındaki değişimleri ilişkilendirmeye yönelik çok sayıda çalışma yapılmıştır (Segovia et al., 1999, Papastefanou et al., 2001, Negarestani et al., 2002, Walia et al., 2003, Plannic et al., 2004, Tansi et al., 2005, Pulinets et al., 2006, Zmazek et al., 2006, Ramola et al., 2008, Giammanco et al., 2009, Külahçı et al., 2009, Kuo et al., 2010, Saç et al.,

2011). Bununla birlikte yer kabuğundan atmosfere göç eden radonun birçok faktörden etkilendiği ve radon-deprem ilişkisinin çoğu zaman çalışmalarda kurulamadığı görülmüştür. Radon çıkışlarını etkileyen faktörlerden biri de toprakların doğal radyoaktivite seviyeleridir. Radyoaktif bozunum serilerinin bir ürünü olan radon yer kabuğu ve üzerini kaplayan topraklarda sürekli olarak üretilir ve atmosfere doğru yol alır. Bu nedenle radon konsantrasyonları bölgeden bölgeye doğal radyoaktivite düzeylerine bağlı olarak değişmektedir. Günümüzde radon deprem ilişkilerini inceleyen birçok çalışmada doğal radyoaktivite düzeyleri de belirlenmektedir.

De Jong ve arkadaşları (1994) Kanada’ da gerçekleştirdikleri çalışma ile doğal radyoaktivite düzeylerini ve radon konsantrasyonları belirlemişler ve toprakların radon konsantrasyonlarına olan etkilerini açıklamışlardır. Çalışmada radon emanasyon gücünün toplam uranyum ve radyum konsantrasyonuna güçlü bir şekilde bağlı olduğu ve ^{226}Ra , ^{232}Th ve ^{40}K konsantrasyonlarının toprağın kil içeriği ile artarken artan kum içeriğiyle azaldığı görülmüştür.

Swakon ve arkadaşları (2005) Krakow’ dan (Polonya) geçen fay hattı etrafında ^{222}Rn ölçümleri gerçekleştirmişler ve bölge topraklarında ^{226}Ra , ^{232}Th ve ^{40}K konsantrasyonlarını tayin etmişlerdir. Çalışmada ortalama radon konsantrasyonları diğer bölgelere oranla üç kat yüksek bulunurken doğal radyonüklid konsantrasyonlarının (^{226}Ra , ^{232}Th ve ^{40}K) oldukça sabit olduğu ve UNSCEAR (1993) tarafından verilen ortalamalar düzeyinde olduğu belirlenmiştir.

Kırmızı topraklardaki (Terra Rossa) radon potansiyelini belirlemek üzere Slovenya ve Hırvatistan’ da yapılan bir çalışmada ^{222}Rn , ^{220}Rn , ^{226}Ra , ^{232}Th ve ^{40}K konsantrasyonları tayin edilmiştir. Ölçüm yapılan tüm istasyonlarda doğal radyonüklidler benzer değerlerde bulunurken, ^{222}Rn ve ^{220}Rn konsantrasyonları konumdan konuma büyük değişimler göstermiştir. Kırmızı topraklar (Terra Rossa) oldukça yüksek oranda kil içermektedirler. Bu nedenle topraklar kuruyken çok sayıdaki kırık ve çatlakla radonun göçüne izin verirken ıslak olduklarında mükemmel bir engel oluştururlar. Dolayısıyla toprakların nem içeriğindeki artışla beraber kırık ve çatlaklar su ile dolar ve radon difüzyonu gecikir (Vaupotic et al., 2007).

Vaupotic ve arkadaşlarının (2007) belirlediği gibi radon konsantrasyonlarında toprağın radyoaktivite içerikleri kadar toprağın fiziksel özellikleri (% kum, % mil, % kil), ve meteorolojik parametreler de (nem, atmosferik basınç, sıcaklık, yağış) etkilidir. Bu sebeple radon konsantrasyonları dış faktörlerden etkilenmekte ve zaman zaman sismik olaylarla ilişki kurulamamaktadır. Son yıllarda araştırmacılar depremleri işaret edecek birçok parametreyi birlikte ölçme ve verileri istatistiksel olarak değerlendirme üzerine yoğunlaşmaktadırlar.

Son otuz yıllık süreçte yaşanan gelişmeler radon ölçüm tekniklerinin de gelişmesine yol açmıştır. Toprak gazı radon ölçümleri önceleri anlık olarak Lucas Hücreleri ve integral olarak nükleer iz kazıma dedektörleriyle gerçekleştirilirken günümüzde sürekli radon ölçüm sistemleri yaygın olarak kullanılmaktadır. Günümüzde sıklıkla kullanılan sistemler, ticari olarak üretilen BARASOL (Fransa), ALPHAMETER (Kanada), SARAD (Almanya), ALPHAGUARD (Almanya), RAD-7 (ABD) ve araştırmacıların kendi imkanları ile geliştirdikleri dedektör sistemleridir. Bu sistemlerin en önemli avantajları istenilen periyotlarla ölçümler alabilmeleri, elde ettikleri verileri saklayabilmeleri ya da internet üzerinden verileri iletebilmeleri, istenilen ölçüm sensörünün sistemlere eklenebilmesi ve tercihen kullanılabilen güneş panelleri ya da akü desteği ile arazide çalışma kolaylıklarıdır.

Zmazek ve arkadaşları (2002) Slovenya’ da Orleca fayı çevresinde 1999 yılı Nisan ve Ekim ayları arasındaki radon konsantrasyonlarını Barasol dedektörler ile izlemişlerdir. Çalışmada fay üzerinde ve faya çeşitli mesafelerde seçilen 6 ayrı noktaya dedektörler yerleştirilerek radon, sıcaklık ve atmosferik basınç ölçümleri 60 dakikalık periyotlarla alınmıştır. Veriler ile sismik aktiviteler arasındaki ilişkiler incelenmiş ve tüm istasyonlarda radon ile barometrik basınç arasında korelasyon tespit edilmiştir. Bölgede büyük ölçekli bir deprem meydana gelmemiş olmasına rağmen faya yakın istasyonların birinde elde edilen korelasyon katsayısının depremler öncesinde değiştiği gözlenmiştir.

Virk ve Walia (2001), Helyum ve Radon anomalilerinin deprem habercisi olduğunu ve He/Rn oranındaki düzensizlikten faydalanılarak depremlerin

belirlenebileceğini göstermişlerdir. Chamoli depreminin (1999) 9 gün öncesinde He/Rn anomalisi gözlenmiştir. Bu çalışmadan yola çıkarak Walia ve ark. (2003), Yang ve ark. (2005), Fu ve ark. (2008) benzer şekilde radon, helyum ve deprem ilişkisini incelemişlerdir.

Negarestani ve arkadaşları (2002) yapay sinir ağlarını kullanarak radon ve çevresel parametreler ile depremleri belirlemeye çalışmışlardır. Bu yöntemde öncelikle meydana gelmiş olan bir deprem öncesi parametreler yapay sinir ağlarına yerleştirilerek depremle olan ilişki sisteme öğretilmekte ve ilişki kurulmaktadır. Sonuç olarak bu yöntemle deprem gibi değişiklikler çevresel parametrelerden yararlanarak ayırt edilebilmektedir.

Zmazek ve arkadaşları (2002) Slovenya’ da termal sularda radon, elektrik iletkenlik, su sıcaklığı ve $^3\text{He}/^4\text{He}$ oranını belirlemişler ve bu parametrelerin sismik aktivitelerle olan ilişkisini incelemişlerdir. Çalışma sonucunda izlenen parametrelerden yağış, barometrik basınç, hava sıcaklığı ve sismik aktiviteler arasında korelasyon bulunmuştur. Meydana gelen deprem sayısının azlığına rağmen bu depremler öncesinde radon konsantrasyonu, su sıcaklığı, elektrik iletkenlik ve helyum izotopik oranında değişimler tespit edilmiştir.

Kangar Vadisi’ nde (Hindistan) yapılan bir çalışmada sürekli toprak gazı radon ölçümleri Barasol sistemi ve günlük olarak sularda radon ölçümleri ise RAD-7 sistemi ile gerçekleştirilmiştir. Çalışmada sıcaklık, basınç, rüzgar hızı, yağış ve nemin radon çıkışına etkisi de incelenmiş ve bölgede $M=2$ ve üzerindeki depremlerle radon anomalileri arasında korelasyon bulunmuştur (Kumar et al., 2009).

Choubey ve arkadaşları (2009) Garhwal’ de (Himalaya, Hindistan) meydana gelen Kharsali depremi ($M=4,9$) öncesinde radon ve meteorolojik verilerden sinyal elde etmişlerdir. Çalışmada alüminyum kaplamalı 2’’x2’’ NaI(Tl) sintilasyon dedektörü ile sürekli radon ölçümleri gerçekleştirilmiş ve meydana gelen deprem öncesinde 10 m ve 50 m derinliklerde ölçülen radon konsantrasyonlarda $\pm 2\sigma$ ve üzerinde değişimler kaydedilmiştir.

Hindistan' ın Koyna-Warna bölgesinde yapılan bir başka çalışmada depremden 1 ile 16 gün önce değişen sürelerde radon anomalileri tespit edilmiştir. Bir saatlik periyotlarla alınan radon ölçümleriyle birlikte yağış verileri de değerlendirilmiştir. Çalışmanın başladığı 2005 yılı ve 2006 yılı ortasına dek oldukça yüksek deprem aktivitesi gözlenmiş ve toplamda 4 ile 4,8 arasında değişen 11 deprem meydana gelmiştir. Araştırmacılar her deprem öncesinde bir radon anomalisi oluşmadığını ve her istasyonda değişimin gözlenmediğini belirlemişlerdir. Ölçüm istasyonunun deprem merkezine olan uzaklığı, istasyonların heterojenliği, deprem merkezinin derinliği gibi sebeplerin farklı sonuçlara sebep olabileceği sonucuna varmışlardır (Reddy et al., 2010).

Ülkemizde ise konu ile ilgili çalışmalar kısıtlı sayıda olmakla beraber son yıllarla birlikte artış göstermiştir. Ülkemizde yapılan ilk çalışmalarda biri Friedmann ve arkadaşları tarafından (1988) Kuzey Anadolu Fayı' nın Bolu' dan geçen kısmında yapılmıştır. Çalışmada kurulan 5 istasyonda toprak gazı radon ölçümleri alınmış ve 1983 yılında Biga' da meydana gelen 5,7 büyüklüğündeki deprem öncesinde radon konsantrasyonlarında artışlar kaydedilmiştir (Ghosh et al., 2009).

İzmir ve çevresindeki sismik aktivitelerle radon konsantrasyonları arasındaki ilişki Saç ve Camgöz (2005) tarafından incelenmiş ve çalışmada bazı bölgelerde radon konsantrasyonlarındaki artışla beraber sismik aktivite görülmüştür. Sondaj kuyularından toplanan su örneklerindeki ^{222}Rn konsantrasyonlarının DA (Düşük Aktivite)-5,8 Bq/L arasında değiştiği ve ortalama 1,7 Bq/L olduğu, ^{226}Ra konsantrasyonlarının ise DA-0,8 Bq/L arasında değiştiği ve ortalama 0,2 Bq/L olduğu saptanmıştır.

Baykara ve Doğru (2006) Kuzey ve Doğu Anadolu Fay Sisteminden alınan su örneklerinde radon konsantrasyonlarını CR-39 dedektörlerle belirlemişlerdir. Çalışmada radon konsantrasyonları 132,5 ve 3319,3 Bq/m³ arasında tayin edilmiştir.

Kuzey ve Doğu Anadolu Fay Hattında CR-39 dedektörler ile gerçekleştirilen bir çalışmada, radon konsantrasyonları 4,3 ile 9,8 kBq m⁻³ aralığında tespit edilmiştir.

Kuzey Anadolu Fayındaki konsantrasyonların Doğu Anadolu Fayında ölçülenlerden daha yüksek olduğu görülmüştür (İnceöz et al., 2006).

Bir başka çalışma ile Denizli’deki faylar boyunca termal sulardaki radon konsantrasyonları ile sismik olaylar incelenmiş ve iki istasyonda depremlerle ilişkili olarak radon konsantrasyonlarında artışlar gözlenmiştir (Ereeş et al., 2007).

Yalın ve arkadaşları (2007) Afyonkarahisar’ dan geçen Akşehir fayı yakınındaki kuyu sularında radon konsantrasyonlarını sıvı sintilasyon detektörlerle belirlemişlerdir. Çalışmada ^{222}Rn konsantrasyonları 0,7 ile 31,7 Bq/L arasında tayin edilmiştir.

Saç ve arkadaşları (2008) İzmir Doğanbey fayı (Tuzla) çevresinde oluşan sismik hareketlerle toprak gazı ve yeraltı suyu radon konsantrasyonlarındaki değişimleri araştırmışlardır. Bu amaçla bölgeye sürekli radon ölçüm sistemi kurulmuş ve toprak gazı radon ölçümleri 15 dakikalık periyotlarla alınmıştır. Çalışmada 2007 yılı Haziran ve Temmuz aylarında meydana gelen deprem dizileri öncesinde radon verilerinin Rayleigh dağılımı gösterdiği gözlenmiştir. Diğer taraftan sulara yapılan radon ölçümleri ve kimyasal analizlerde 2005 Sığacık depremi öncesinde Karakoç istasyonunda radon konsantrasyonlarında ve Cl, Na ve toplam anyon değerlerinde artış kaydedilmiştir.

Külahçı ve arkadaşları (2009) Doğu Anadolu fay hattında aldıkları radon ölçümleri ve 8 parametreyi yapay sinir ağlarıyla incelemişlerdir. Çalışma sonucunda toplam 143 depremin büyüklüğü % 2,3 hata ile saptanabilmiştir.

Saç ve arkadaşları (2011) Tuzla fayında toprak gazı radon konsantrasyonlarını iki farklı yöntemle belirlemişlerdir. Cumalı’da kurulu sürekli radon ölçüm sistemiyle sürekli radon ölçümleri ve dört istasyonda LR-115 dedektörler ile integral radon ölçümleri alınmıştır. LR-115 dedektörlerle alınan ölçümlerde radon konsantrasyonları $40 \text{ iz cm}^{-2} \text{ hafta}^{-1}$ ile $1580 \text{ iz cm}^{-2} \text{ hafta}^{-1}$ arasında belirlenmiştir. Çalışmada sismik

aktivite ile radon konsantrasyonlarının değişimi arasında lineer bir korelasyon olduğu ortaya konulmuştur.

Son otuz yıllık süreçte araştırmalar gerek ölçüm sistemlerinin gelişmesi gerekse de veri analiz yöntemlerinin çoğalması sebebiyle problemi aıkلامada ve çözüm yollarına ulaşmada önemli yol kat edilmiştir.

Ülkemiz konumu sebebiyle dünyanın en etkin deprem kuşaklarından birinin üzerinde bulunmaktadır. Anadolu plakası senede 2 cm doğu-batı yönünde ilerlemekte bunu sonucunda batı Anadolu’ da kuzey-güney yönünde bir gerilme meydana gelmektedir (Aktuğ and Kılıçoğlu, 2006). İzmir ve yakın çevresi, geçmişten günümüze kadar çok yoğun bir deprem aktivitesine maruz kalmıştır. Bölgedeki deprem merkezlerinin çoğu Ege Denizi’ nde yer almakta ve Karaburun-Sakız Adası, İzmir Körfezi-Midilli Adası, Doğanbey Burnu-Sisam Adası arasına rastlamaktadır. Bununla birlikte İzmir ve çevresinde Türkiye Diri Fay Haritası’ nda gösterilmiş bulunan Cumaovası-Seferihisar çizgiselliği dışında, deprem kaynağı olabilecek herhangi bir aktif fay bilinmemektedir. Tuzla fayı, İzmir ile Doğanbey Burnu arasında kuzeydoğu-güneybatı doğrultusunda karasal alanda 15 km uzanan ve bununla beraber Ege Denizi içerisinde de devam ettiği tahmin edilen önemli bir izgiselliktir. Sağ yönlü doğrultu atımlı aktif bu fay üzerinde çok sayıda sıcak su çıkışı gözlenmektedir. Fay üzerinde 1992 yılında 6,0 büyüklüğünde bir deprem meydana gelmiştir (Emre ve Barka, 2000).

Çalışma alanının fay hattı oluşu, önemli termal su çıkışlarının bu bölgede bulunması sebebiyle radon çıkışlarının incelenmesi önem taşımaktadır. Bu amaçla aktif Tuzla fay hattı üzerindeki büyük toprak gruplarında radonun difüzyonu alınan ölçümlerle belirlenmiştir. Böylece depremlerin önceden tahmini için radon ve çevresel (meteorolojik) parametrelerin sürekli izlenmesine yönelik çalışmalarda sistemlerin kurulacağı toprak özelliklerinin, ölçüm derinliğinin ve ölçüm konumunun seçimi konusunda önemli bilgilere ulaşılmıştır. Çalışmada ayrıca radonun difüzyonu, toprakların fiziksel özellikleri ve doğal radyasyon içerikleri arasındaki ilişkiler istatistiksel olarak incelenmiş ve değerlendirilmiştir. Diğer taraftan karasal gama doz

hızları ve radyum eşdeğer aktivite değerleri hesaplanmış ve bölgede yaşayan insanlar açısından değerlendirilmiştir.

Bu tez çalışması GİRİŞ, GENEL BİLGİLER, MATERYAL ve METOD, BULGULAR ve TARTIŞMA, SONUÇLAR ve ÖNERİLER ile KAYNAKLAR DİZİNİ ana başlıklarından oluşmaktadır. Genel Bilgiler bölümünde öncelikle toprak, toprağın fiziksel ve kimyasal özellikleri ile toprakların sınıflandırılması konuları ayrıntılı bir şekilde anlatılmıştır. Daha sonra radon, radonun oluşumu ve hareketi, radonun varlığı, radonun göçü kavramları ile radon ölçüm yöntemleri açıklanmıştır.

MATERYAL ve METOD başlığı altında ilk olarak çalışma alanının coğrafi konumu ve özellikleri, bölgenin jeolojik özellikleri ve bölgeden geçen fay hattı ile ilgili bilgiler verilmiştir. Devamında ise çalışmada uygulanan metodoloji ile ilgili olarak örnekleme istasyonlarının oluşturulması ve örnekleme işlemleri, toprak katmanlarının renk kodlaması, toprağın fiziksel ve kimyasal özelliklerinin analizleri, çalışmada kullanılan radon ölçüm yöntemleri, ^{226}Ra , ^{232}Th ve ^{40}K radyonüklid konsantrasyonlarının belirlenmesi, karasal doz hızlarının hesaplanması ve istatistiksel analizler açıklanmıştır.

Tezde elde edilen veriler BULGULAR ve TARTIŞMA kısmında verilmiştir. Bu kısımda çalışma ile gerçekleştirilen radon ve doğal radyoaktivite ölçüm sonuçları, fiziksel ve kimyasal analiz sonuçları, karasal gama doz hesaplamaları, bölgede meydana gelen depremler (veriler Kandilli Rasathanesi'nden temin edilmiştir) ve bölgeye ait meteorolojik veriler (veriler Devlet Meteoroloji İşleri Genel Müdürlüğü'nden temin edilmiştir) sunulmuştur.

SONUÇLAR ve ÖNERİLER bölümünde çalışmada elde edilen verilerin değerlendirilmesi yapılmış ve bundan sonra yapılabilecek çalışmalar için önerilerde bulunmuştur. KAYNAKLAR DİZİNİ'nde ise tez çalışmasında faydalanan kaynakları liste halinde sunulmaktadır.

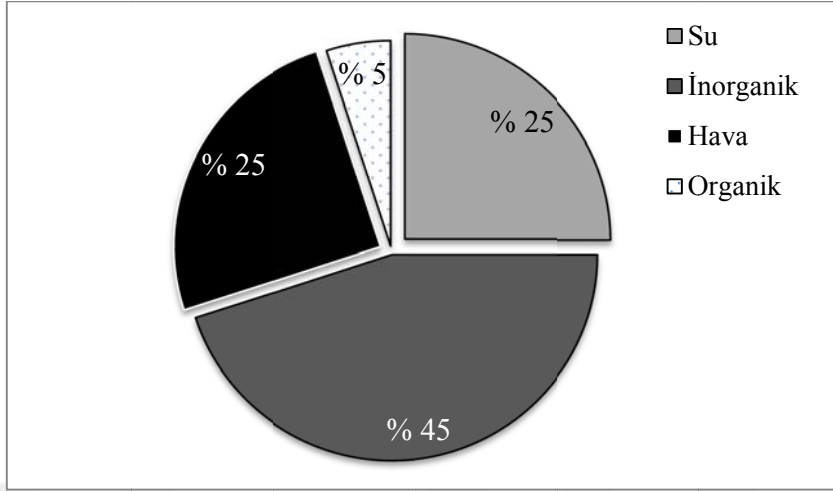
2. GENEL BİLGİLER

2.1 Toprak

Doğal bir varlık olan topraklar, litosfer olarak tanımlanan katı yer kabuğunun üstünü ince bir tabaka şeklinde kaplamaktadırlar. Bu nedenle topraklar bitkiler için yaşam ortamı ve besin kaynağı oluşturan karmaşık bir sistem olarak kabul edilmektedir (Dündar, 1990). Bir başka tanımlamayla toprak; kayaç ve minerallerin çevresel faktörlerin etkisiyle ayrışması sonucu oluşan, içerisinde inorganik ve organik materyaller ile birlikte belirli oranlarda hava ve su bulunduran, bitkiler için tutunma yeri ve besin kaynağı olan üç boyutlu ve canlı bir doğal varlık olarak tanımlanmaktadır (Özden, 2010).

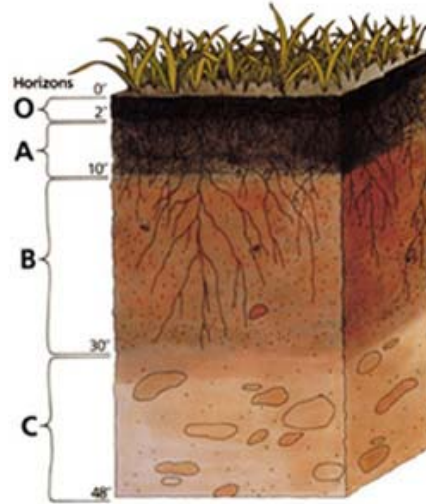
Toprak yapısındaki mineral maddeler, kayaçların ayrışması sonucunda; organik maddeler ise toprağa dönen organik atıklardan oluşur. Mineral ve organik maddelerden oluşan katı yapının arasında kalan gözenekler (boşluklar) su ve hava/toprak gazı tarafından doldurulur (Şekil 2.1). Doğal koşullar altında toprak yapısındaki su ve hava/toprak gazı oranları değişmektedir. Topraktaki inorganik maddeler; çok büyük kaya ve taşlar, boyutlarına göre kum, silt (mil) ve kil adını alan taneciklerden oluşur. Bu farklı boyuttaki taneciklerin belirli oranlarda bir araya gelmesi sonucu farklı özelliklere sahip topraklar oluşmaktadır. Örneğin, kum, mil ve kili eşdeğer oranlarda içeren tınlı toprak en üretken toprak olarak bilinir (Günay, 1997, Özden, 2010).

Topraklar yüzeyden ana kayaya kadar olan profil derinliğinde oluşumlarına bağlı olarak farklı renklerde ve farklı sertlikte birbiri üstüne oturmuş tabakalardan oluşur. Toprak oluşumu sırasında meydana gelen, kendine özgü rengi, fiziksel ve kimyasal özellikleri olan bu katmanlara horizon adı verilir (Şekil 2.2). Horizonlar yapısal özelliklerine göre organik ve inorganik horizonlar olarak iki ayrılır. Organik horizonların temel kaynağını orman, çayır ve bitkilerin atık veya döküntüleri (yaprak, dal, çiçek, meyve, sap, kök vb.) ile hayvansal atıklar oluşturmaktadır.



Şekil 2.1 Toprağın genel yapısı

Toprağın en üst katmanını organik horizonlar oluşturmaktadır. Organik horizonlar, “O” harfi ile gösterilmekte ve iki alt bölüme ayrılmaktadır. İnorganik horizonlar ise toprağın organik horizonları altında kalan ve inorganik maddelerden oluşan katmanlarının ortak adıdır. Oluşum özelliklerine göre A, E, B, C ve R horizonları adını alırlar (Çizelge 2.1).



Şekil 2.2 Topraktaki yatay katmanların (horizonların) görünüşü

Çizelge 2.1 Toprak Katmanları ve Özellikleri

Horizonlar		Özellikleri
Organik Horizonlar	O1 Horizonu	Yaprak tabakası olarak tanımlanan bu yapı henüz ayrılmamış bitki artıklarını içermektedir. Bu tabaka genel olarak orman topraklarında görülmektedir.
	O2 Horizonu	Bu tabakada organik artıkların büyük bir kısmı çıplak gözle tanınmayacak derecede ayrılmıştır. Koyu esmer ve siyah renkli olan bu tabaka O1 horizonun hemen altında yer alır.
İnorganik Horizonlar	A Horizonu	Toprağın üst veya yüzeyinde oluşan organik maddelerin, kuvars ile diğer dayanıklı minerallerin biriktiği ve kil, demir veya alüminyumun taşındığı horizonlardır.
	E Horizonu	Açık renkli olan ve çok az miktarda organik madde içeren bu tabaka yıkanmış horizon olarak da tanımlanmaktadır. Bu horizon en düşük sınırdaki % kil ile ince kil/toplam kil oranına sahiptir. Silikat killeri, Fe, Al veya farklı oranlardaki karışımları bu horizonlarda bulunmamaktadır.
	B Horizonu	Bu horizonlar; çoğunlukla A horizonlarından yıkanarak gelmiş olan kil, demir ve alüminyum gibi materyallerin biriktiği yapılardır. Bu horizonlarda genelde yüzeyden taşınma sonucunda prizma, sütun veya blok benzeri yapı tiplerini içerebilir.
	C Horizonu	Bu horizon genellikle fiziksel olarak aşınmış ana kayadır ve toprağı oluşturan ana özdek (kayaç) olarak tanımlanır. Bu horizon aşınma derecesine göre C1/C2/C3 vb. daha alt horizonlara ayrılmaktadır. <u>C horizonunun genel özellikleri;</u> -Biyolojik aktivite alanı dışında bir aşınma, -Çimentolaşma, katılaşma ve sonuçta yüksek hacim ağırlığı oluşumu, -Gleyleşme, -Kalsiyum ve magnezyum karbonatlar ile tuzların birikimi, -Silisyumlu veya demir ve silisyum ile çimentolaşma,
	R Horizonu	Ana kaya olarak tanımlanmaktadır ve genellikle ana özdeğin altında yer alır. Bu horizontaki en önemli durum ayrışma olayının meydana gelmemiş olmasıdır.

2.2 Toprağın Fiziksel Özellikleri

Toprağı oluşturan organik ve inorganik katı maddeler büyüklük, şekil ve kimyasal bileşim gibi özellikleri itibarıyla önemli farklılıklar göstermektedirler. Toprağın katı fazı dışında kalan kısmı toprak suyu ve toprak havası tarafından doldurulur. Toprağın sıvı, katı ve gaz fazlarının kendi özellikleri aralarında farklılıklar bulunmakla birlikte bu üç faz arasında bazı fiziksel ve kimyasal ilişkiler de bulunmaktadır. Dolaylı olarak her toprak farklı oranlardaki bileşenleri (organik, inorganik, su ve hava içeriği) ile kendine ait özellikler göstermektedir. Toprağın katı, sıvı ve gaz fazlarının fiziksel özellikleri toprağın tanımlanması açısından önem taşımaktadır. Toprağın fiziksel özellikleri; toprak bünyesi (dokusu ya da tekstürü), toprak yapısı (strüktürü), toprak havası, toprak sıcaklığı, toprak rengi, toprak suyu ve toprak kıvamı olarak tanımlanmaktadır (Altınbaş ve ark., 2008; Özden, 2010).

2.2.1 Toprak Bünyesi

Toprağın katı fazını farklı boyutlardaki toprak tanecikleri (kil, mil ve kum) oluşturmaktadır. Fiziksel olarak bakıldığında katı faz primer (birincil) tanecikler ve sekonder (ikincil) tanecikler olarak ikiye ayrılır. Primer parçacıklar ana kayacın aşınması, parçalanması ve ayrışmasıyla oluşan, birbirlerine yapışmamış tekil olarak bulunan kil, mil ve kum tanecikleridir. Doğal şartlar altında primer parçacıkların birbirine yapışmasıyla oluşan tanecik grubu ve kümelere sekonder parçacıklar adı verilir.

Toprak bünyesi kısaca 2 mm ve altındaki parçacıkların büyüklük olarak oranları olarak ifade edilmektedir. Toprak kümelerinin boyutlara göre sınıflandırılmasında, Amerikan Sınıflandırma Sistemi ile Atterberg Sınıflandırma Sistemi (Uluslararası Sistem) kullanılmaktadır (Özgümüş, 1995; Altınbaş ve ark., 2008; Özden, 2010).

Farklı boyuttaki parçacıklar farklı özellikler göstermektedirler. Örneğin kum parçacıkları düzensiz şekilde ve boyutadırlar. Islanan kum parçacıkları plastiklik ve

yapışkanlık özelliği göstermezler ve kimyasal olarak elektrik yükü taşımazlar. Kum ve kil tanecikleri arasında yer alan mil tanecikleri bir kil tabakası ile kaplandıklarında yapışkanlık, plastiklik ile beraber su ve katyonları tutma özellikleri kazanır. Toprağın en küçük boyuttaki taneciğini kil tanecikleri ($<0,002$) oluşturur (Çizelge 2.2). Killer negatif elektrik yüküne sahiptirler ve bu nedenle kimyasal olarak toprağın en aktif inorganik kısmını oluştururlar. Genel olarak spesifik yüzey alanları en büyük olan parçacıklardır ve toprağın su tutma kapasitesini arttırlar (Altınbaş ve ark., 2008).

Çizelge 2.2 Toprak taneciklerinin büyüklük sınıflandırılması

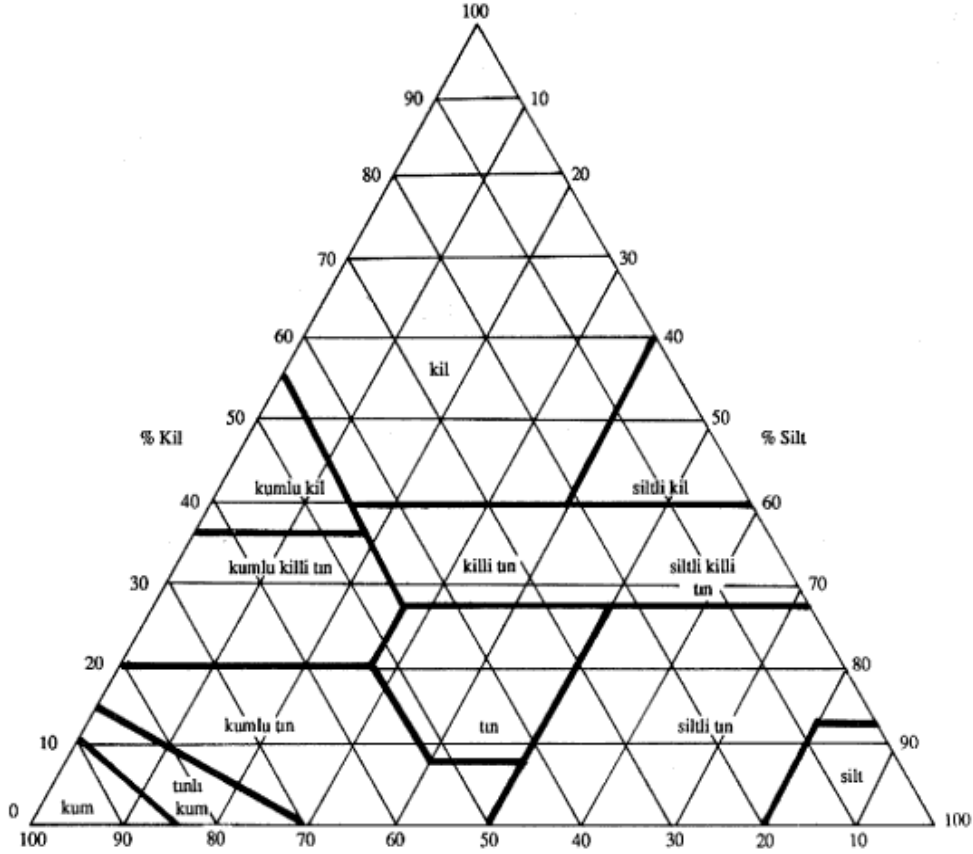
Tanecik Adı	Amerikan Sınıflandırma Sistemi	Uluslararası Sınıflandırma Sistemi
	Tane Boyu (mm)	
Çakıl	$>2,00$	$>2,00$
Çok kaba kum	$2,00 - 1,00$	
Kaba kum	$1,00 - 0,50$	$2,00 - 0,20$
Orta kum	$0,50 - 0,25$	
İnce kum	$0,25 - 0,10$	$0,20 - 0,02$
Çok ince kum	$0,10 - 0,05$	
Mil	$0,05 - 0,002$	$0,02 - 0,002$
Kil	$<0,002$	$<0,002$

Toprakları oluşturan parçacıkların tanecik boyutu (içerdikleri kum, mil ve kil yüzdeleri) dağılımına göre ayrımlı bünye adı ile adlandırılır. Bünye adları bünye üçgeni kullanılarak belirlenir (Şekil 2.3). Bünye üçgeninde her kenar sıfırdan yüze kadar bölünmüştür ve her kenar farklı bir kümeyi (% kil, % mil, % kum) gösterir. Analiz sonucu elde edilen kum, mil ve kil yüzdesi değerleri bünye üçgenine uyarlanarak toprağın bünye sınıfı tespit edilir.

Topraklar bünye özellikleri yönünden temelde Kum bünyeli, Tın bünyeli ve Kil bünyeli topraklar olarak üç ana sınıfa ayrılırlar.

Kum bünyeli topraklar: Bu topraklar % 70 ve üzerinde kum kümesi içerirler. İçerindeki bitki besin maddelerini çok azdır ve su tutma kapasiteleri düşüktür.

Organik madde miktarının düşük olduğu koşullarda ve kil kümelerinin azlığı nedeniyle, kum tanecikleri birbirine bağlanamaz.



Şekil 2.3 Toprak bünye üçgeni

Tın bünyeli topraklar: Kum, mil ve kil kümelerinin yaklaşık aynı oranda bulunduğu toprak sınıfıdır. Bu topraklar, orta derecede yapışkan ve plastiklik özelliğine sahiptir. Su tutma kapasitesi ve geçirgenlikleri de orta derecelidir.

Kil bünyeli topraklar: Kil içeriği yüksek olan topraklar killi topraklar olarak adlandırılır. Tüm toprak bünyeleri içerisinde en fazla por (boşluk) hacmine sahip olan topraklardır. Fakat büyük boyutlu por sayısı bu topraklarda oldukça azdır. Kil bünyeli

toprakların su ve besin maddelerini tutma kapasiteleri oldukça yüksektir. Su geçirgenlikleri düşüktür. Bu nedenle toprak içi dikey su hareketleri çok azdır. Bu topraklar kuruduklarında sertleşir ve çatlarlar. Yüksek oranda plastiklik özelliği gösterirler (Özden, 2010).

2.2.2 Toprak Yapısı (Strüktürü)

Toprakta yer alan kum, mil ve kil taneciklerinin kümeleşerek dizilme şekillerine toprak yapısı veya strüktürü adı verilir. Genel olarak topraktaki primer parçacıklar düşük ya da yüksek kuvvetlerle birbirlerine yapışma yatkınlığındadırlar. Böylece toprakta sekonder toprak parçacıkları oluşur ve bunlara toprak agretatı adı verilir.

Topraktaki yapı çeşitleri üç temel özelliğe dayanarak sınıflandırılmaktadır. Bunlar; yapı tipi, yapı sınıfı ve yapı derecesi olarak tanımlanmaktadır (Altınbaş ve ark., 2008).

2.2.3 Toprak Havası

Toprakta katı fazın dışında kalan hacmi (boşlukları) toprak gazı ve suyu tarafından doldurulmaktadır. Toprak gazı toprak havası olarak da adlandırılmaktadır. Toprak boşlukları makroporlar ve mikroporlar olarak ikiye ayrılır. Makroporlar genellikle hava ile doludur ve hava hareketi bu boşluklarda meydana gelir. Mikro porlar ise daha çok suyun tutulduğu boşluklardır. Yağış ve sulama sonrası öncelikle makroporlar sonra ise mikroporlar suya doyar. Toprak suyundaki artış veya azalış toprak havasının kapladığı hacmi etkilemektedir.

Genel olarak toprak havası atmosferdeki havası ile aynı özellikte olmakla beraber gaz konsantrasyonlarının farklılık göstermesi normaldir. Toprak havası bununla beraber atmosferdeki havanın devamıdır ve sürekli bir hava dolaşımı söz konusudur (Altınbaş ve ark., 2008).

2.2.4 Toprak Sıcaklığı

Toprak sıcaklığı toprakta oluşan fiziksel, kimyasal ve biyolojik olayları etkileyen önemli özelliklerden biridir. Sıcaklık toprak nemi, toprak yapısı, toprak oluşumu birçok olayı etkilemektedir (Altınbaş ve ark., 2008).

2.2.5 Toprak Rengi

Morfolojik bir toprak özelliği olan toprak rengi toprakların tanımlanmasında ve nitelendirilmesinde önemli bilgiler sağlamaktadır. Toprak rengine bakılarak organik madde miktarı, havalanma durumu, yıkanma ve birikme olayları, olgun topraklarda erozyon durumu gibi olaylar hakkında gözlemsel bilgiler elde edilebilir (Altınbaş ve ark., 2008).

2.2.6 Toprak Suyu

Toprağın sıvı fazı toprak suyu, toprak nemi veya toprak çözeltisi isimleriyle de adlandırılmaktadır. Toprak suyunda çözünmüş bileşikler ve kolloid konumdaki materyaller yer alır. Toprak suyu hidrolojik su döngüsü ile sürekli bir yer değiştirme içerisinde bulunur. Toprak suyu makroporlar ve mikroporlarda yerleşiktir. Suyun boşluklarda tutulması taneciklerin çekim gücü, iyonların çekim gücü, kılcal boşluklardaki (kapılar) yüzey gerilimi ile oluşmaktadır (Altınbaş ve ark., 2008).

2.2.7 Toprak Kıvamı

Toprak kıvamı adhezyon (farklı madde moleküllerinin birbirini tutması) ve kohezyon (aynı madde moleküllerinin birbirini tutması) ile toprak kütlesinin bir arada tutulma yeteneği olarak tanımlanmaktadır. Toprak kıvamı toprağın dağılılabirlik, yapışkanlık ve plastiklik özellikleriyle ilgilidir. Günümüzde toprağı kıvamı yapışkan kıvam, plastik kıvam, yumuşak kıvam ve sert kıvam olarak dört ana sınıfa ayrılır (Altınbaş ve ark., 2008).

2.3. Toprağın Kimyasal Özellikleri

2.3.1. Toprak Tepkimesi (pH) ve Önemi

Toprak tepkimesi, toprağın asitlik veya bazlık durumunu belirtir ve pH ile ifade edilir. Su H^+ ve OH^- iyonlarına ayrıldığında toplam iyon yoğunluğu 10^{-14} dür. Saf su (25 °C) içinde H^+ ve OH^- iyonlarının yoğunluğu eşittir. Bu nedenle saf suyun pH' ı 7' dir ve saf su nötr kabul edilir. Topraklarda pH, H^+ iyonlarının eksi logaritması alınarak bulunur. Toprak çözeltisinde serbest hidrojen (H^+) iyonlarının konsantrasyonu hidroksil (OH^-) iyonlarından fazla ise çözelti asidiktir. Aksi halde ise çözelti bazıktır. Toprakların pH değerlerine göre sınıflandırılması Çizelge 2.3' de gösterilmiştir (Altınbaş, 1996; Bolca ve ark., 2010).

Çizelge 2.3 Toprakların pH değerlerine göre sınıflandırılması.

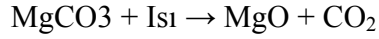
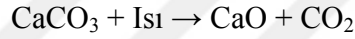
Toprak Tepkimesi	pH
Çok Kuvvetli Asit	<4,0
Kuvvetli Asit	4,9 – 4,0
Orta Derece Asit	5,9 – 5,0
Hafif Asit	6,9 – 6,0
Nötr	7,0
Hafif Alkalin	7,1 – 8,0
Orta Derece Alkalin	8,1 – 9,0
Kuvvetli Alkalin	9,1 – 10,0
Çok Kuvvetli Alkalin	>10,0

Toprak pH' si mikroorganizma etkinliğine ve organik maddenin ayrışmasına, toprak yapısına ve daha birçok toprak özelliği üzerine etki ettiği için; pH' ın toprak verimliliğinde önemli bir yeri vardır (Özgümüş, 1995).

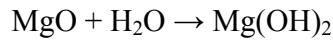
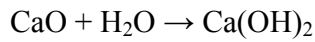
2.3.2. Toprakta Kireç

Topraklardaki kirecin ana kaynağını kireçli minerallere sahip olan kireçtaşı ve marn gibi ana kayaç materyali ile dışarıdan taşınarak gelen kireçler oluşturur. Kireçtaşı jeolojik zaman sürecinde karbonat formlarının çökmesiyle oluşmaktadır. Diğer kireç kaynağı marn ise kalker ve kilin değişik oranlarda karışmasıyla meydana gelir. Topraklarda belirli miktarda kirecin olması istenir. Eğer toprak doğal yollarla kireç kazanamamışsa dışarıdan kireçleme yapılır. Tersi durumda topraklarda kireç fazlalığı da oluşabilir. Fazla miktarda kalsiyum karbonat (CaCO_3) içeren topraklara kireçli toprak denir. Kireçli toprakların pH' ı genellikle 7' nin üzerindedir.

Kireç; karbonat, oksit ve hidroksit olarak üç farklı şekilde bulunmaktadır. Kalsiyum karbonat kireçleme amaçlı olarak yaygın bir şekilde kullanılmaktadır. Kireç taşları genelde saf kalsiyum karbonata yakın düzeyde bir içeriğe sahiptir. Kirecin oksit şekilleri ise, CaCO_3 , MgCO_3 vb. ısıtılması ile elde edilir. Bu tepkime sonucunda CO_2 gaz şeklinde, CaO ve MgO ise katı şekilde oluşur.



Kalsiyum ve magnezyum oksitler su aldığı anda magnezyum hidroksit ve kalsiyum hidroksit elde edilir.



Böylece, toprakta OH^- artışı meydana gelir (Atalay, 1989; Altınbaş vd., 2008, Özden, 2010). Toprakların kireç içeriğine göre sınıflandırılması Çizelge 2.4' de gösterilmiştir (Altınbaş, 1996; Bolca ve ark., 2010).

Çizelge 2.4 Toprakların % kireç içeriğine göre sınıflandırılması.

% CaCO₃	Değerlendirme
0-2,5	Kireççe Fakir
2,5-5,0	Kireçli
5,0-10,0	Kireççe Zengin
10,0-20,0	Bünye+Marn
20,0-50,0	Bünye+Kireçli

2.3.3 Toprakta Organik Madde

Organik madde toprağın en önemli bileşenlerinden biridir. Toprağın içinde ve üzerinde yer alan, sürekli olarak ayrışmaya ve değişime uğrayan, bitki, hayvan ve diğer canlıların dokularıyla bu dokuların sentez ürünlerini içeren ölü organik maddelerin tümüne humus ya da organik madde adı verilmektedir. Toprağın organik madde kaynağını bitkisel kökenli ölü organik dokular, hayvansal kökenli ölü organik dokular ve toprak canlılarının ölümleri ile oluşan dokular oluşturmaktadır.

Toprağın organik madde miktarı genellikle % 5 ile 7 arasında değişir. Bu düşük yüzdeye rağmen organik maddenin toprağın tüm özellikleri üzerine önemli etkileri bulunmaktadır. Bu etkilerden en önemlisi organik maddenin kil, silt ve kum taneciklerinin bir araya gelerek toprağın küme yapı (agregat) oluşturmalarını sağlamasıdır. Dolayısıyla toprakların havalanma kapasiteleri artar. Toprakların organik madde içeriğine göre sınıflandırılması ilişkin iki farklı sınıflandırma mevcuttur (Altınbaş, 1996; Bolca ve ark., 2010; Çizelge 2.5).

Çizelge 2.5 Toprakların % OM içeriğine göre sınıflandırılması.

% Organik Madde	Değerlendirme
<2	Humusça Fakir
2-4	Humuslu
4-10	Kuvvetli Humuslu
10-15	Çok Kuvvetli Humuslu
15-50	Organik Toprak (Amor)

2.3.4 Toprakta Tuz

Topraklarda tuzluluk önemli kimyasal özelliklerden biridir. Topraklar değişik oranlarda suda çözünen tuzlar içerirler. Topraktaki tuz miktarı 150 mg/100g değerinin üzerine çıktığında bitki gelişimine önemli etkileri bulunmaktadır. Toprakların tuz içeriğine göre sınıflandırılması Çizelge 2.6 ile gösterilmiştir.

Çizelge 2.6 Toprakların % tuz içeriğine göre sınıflandırılması.

Tuzluluk Sınıfı	Suda Çözünür Toplam Tuz (%)	Değerlendirme
Sınıf 0	<0,150	Tuzsuz-Az Tuzlu
Sınıf 1	0,150-0,350	Çok Tuzlu
Sınıf 2	0,350-0,650	Yüksek Tuzlu
Sınıf 3	>0,650	Çok Yüksek Tuzlu

2.4 Toprakların Sınıflandırılması

1950' li yılların başlarında geliştirilen “toprak sınıflandırma” uluslararası işbirliği ile geliştirilmiş dünyadaki en kapsamlı toprak sınıflandırma sistemidir. Bu sınıflandırma sistemi 6 hiyerarşik kategoriye/seviyeye ayrılır. Bu kategoriler;

- Sıra (Order),
- Alt sıra (Suborder),
- Büyük Toprak Grubu (Great Group),
- Alt Grup (Subgroup)
- Aile (Family) olarak belirlenmiştir (USDA, 1999).

Sıra (Order): Yatay katmanların (horizonlar) varlığına ve özelliklerine bağlı olarak farklı özellikler gösteren morfolojik özellikleri farklı 10 sıra bulunmaktadır. Bu on sıra ve özellikleri Çizelge 2.7' de verilmiştir.

Çizelge 2.7 Toprakların sınıflandırılmasında en üst kategori olan toprak sıraları ve özellikleri.

Sıra	Tanımlı Özellikler
ALFISOLS	Killi B horizonuna sahip ve pH=7’de NH_4OAc -CEC’den hesaplanan değişebilir katyon doygunluğu ($\text{Ca} + \text{Mg} + \text{K} + \text{Na}$) %50’den fazla olan topraklardır.
ULTISOLS	Killi B horizonuna sahip ve taban katyon doygunluğu %50’den az olan topraklardır. Tropik ve yarı-tropik rutubetli alanlardan süzölmüş topraklar olup asidik özelliktedirler.
OXISOLS	Bu topraklar güçlü olarak havalanmış topraklardır fakat derinlikle bünyeleri çok küçük değişim göstermektedir. Bazı çok havalanmış, kırmızı, derin, gözenekli olan bu topraklar çok miktarda kil boyutunda Fe ve Al oksitler içerirler.
VERTISOLS	Karanlık killi topraklar çok miktarda şişmiş kil minerali içerirler. Bu topraklar kuru mevsimlerde kırılırlar ve yağışlı mevsimlerde yapışkan olurlar.
MOLLISOLS	Çayır (ova) toprakları karanlık yüzey katmanı ve taban doygunluğu %50’den yüksek, Ca değişimi baskın olan kolüviyal materyalden oluşur.
INCEPTISOLS	Profil gelişimi sınırlı genç topraklardır. Çoğunlukla kolüviyal ve alüviyal materyalden oluşmuştur. Volkanik külden türeyen bu topraklar Andosols olarak bilinen özel bir Inceptisol grubu içerir.
ENTISOLS	Bu topraklar profilde çok az bir yatay katman gelişimine sahiptirler. Çoğunlukla alüviyal materyalden türerler.
ARIDISOLS	Çöl toprakları gibi kurak bölgelerin topraklarıdır. Bazıları tuzludur.
SPODOSOLS	Beyaz yüzey toprakları (A2 horizonu), sesquioxides alüviyal birikimi ve B horizonundaki organik materyali içerir. Ilımlı bölgelerdeki iğne yapraklı ormanlarda ve rutubetli durumlarda oluşan topraklardır.
HISTOSOLS	Tezek ve gübre gibi organik madde bakımından zengin topraklardır.

Alt sıra (Suborder): Genelden özele doğru toprak sınıflandırmasının ikinci kategorisidir. Morfolojik karakterlerin yanı sıra diğer toprak özelliklerinin de sınıflandırılmada kullanılır. Alt sıra daha çok genetik homojenlik ve iklimsel etkileri ayırt eder. Sınıflandırmada 10 sıra içerisinde 47 alt sıra yer almaktadır. Alt sıra adlandırılması iki hece ile yapılmaktadır. Birinci hece tanımsal özellikleri, ikinci hece

ise toprak sıra adını meydana getiren elementi temsil etmektedir. Örneğin Ustalf, Ustic nem rejimi ile birlikte bir Alfisol' dur.

Büyük Toprak Grubu (Great Group): Büyük toprak grubu toprağın yatay katmanlarını sıralayan daha bilimsel kategoridir. Toplamda 230 büyük toprak grubu bulunmaktadır. Büyük toprak grubu isimleri alt sıra ismi önüne eklenen toprağın tanım özellikleri şeklinde ifade edilir. Örneğin, Plinthustalf, profilde gelişen plinthite' ye sahip Ustalf' ır.

Alt Grup (Subgroup): Üç çeşit alt grup bulunmaktadır.

- 1) Büyük toprak grubunun merkez kavramını oluşturmaktadır. Örneğin Typic Paleustalfs gibi...
- 2) Diğer sıra, alt sıra veya büyük toprak grupları ile geçiş formudur. Örneğin Aridic Paleustalfs veya Oxic Paleustalfs gibi...
- 3) Büyük toprak grubunun bazı özelliklerini göstermeyen ama diğerlerine geçiş özelliği göstermeyenleri içermektedir. Örnek olarak Petrocalcic Paleustalf verilebilir (USDA, 1999).

Aile (Families): Bitkilerin yetişmesi için önemli etkiler gösteren fiziksel ve kimyasal özelliklerin ayırd edilmesini sağlayan kategoridir. Bu özellikler parçacık boyut dağılımı ve mineraloji altında pulluk derinliği, sıcaklık rejimi ve kök derinliğini içermektedir. Tipik aile isimleri killi (clayey), kaolinitik ve isohyperthermic şeklindedir. Sınıflandırma sistemi içerisinde yüzlerce aile bulunmaktadır.

Dizi (Series): Toprak sırası en alt kategoridir. Bu kategoride toprağın rengi, bünyesi, yapısı, horizonların tepkisi, horizonların kimyasal ve mineralojik özellikleri belirtilmektedir. Toprak sıra isimlendirmesinde yerel isimler kullanılmaktadır (USDA, 1990).

Amerika Bileşik Devletler Tarım Dairesi (USDA) tarafından toprakların sınıflandırılması genel kabul görmüş ve kapsamlı bir sınıflandırma sistemidir. Bu sistem kullanılarak ülkemiz topraklarının bölgesel olarak sınıflandırılması yapılmıştır (Çizelge 2.8).

Çizelge 2.8 Ege havzasında yer alan büyük toprak grupları (T.C. Tarım Bakanlığı).

SIRA	ALT SIRA	BÜYÜK TOPRAK GRUBU
Zonal	Çayır Kuşağı Koyu Renkli Topraklar	Kestane (% 0.15)
	Orman-Çayır Geçiş Kuşağı Toprakları	Kireçsiz Kahverengi (% 13) Kireçsiz Kahverengi Orman (% 48.2)
	Akdeniz Kuşağı Toprakları	Kırmızı Akdeniz (% 0.07) Kırmızı Kahverengi Akdeniz (% 5.4)
	Kalsimorfik Topraklar	Kahverengi Orman (% 14.8) Rendzina (% 4.8) Vertisol (% 0.09)
Intrazonal	Hidromorfik Topraklar	Yüksek Dağ-Çayır (% 0.05)
	Halomorfik Topraklar	Tuzlu-Alkali (% 0.03)
Azonal		Regosol (% 0.01)
		Alluviyal (% 7.1)
		Kolluviyal (% 6.3)

2.5 Topraklarda Doğal Radyoaktivite

Yeryüzündeki tüm kayalar, topraklar ve mineraller doğal olarak meydana gelen radyonüklidleri içerirler. Doğal radyoaktiviteyi dünyanın oluşumundan bu yana var olan primordial radyonüklidler olarak adlandırılan ^{238}U , ^{232}Th ve ^{235}U serilerinin bozunum ürünleri ve ^{40}K oluşturmaktadır (Muminov et al., 2005; Akhtar et al., 2005; Baykara and Doğru, 2009; Canbaz et al., 2010). Bu radyonüklidler dünyadaki artortam (background) radyoaktivite düzeylerini oluştururlar. Bununla birlikte topraklarda radyoaktivite konsantrasyonları bölgeden bölgeye değişmektedir. Fay hatları, termal su kaynakları ve yapısal kırıklarda radyoaktivite düzeyleri (çoğunlukla

radyum ve radon) diğer bölgelerden daha yüksektir (Baykara and Doğru, 2009). Topraklarda doğal radyonüklid aktivite konsantrasyonları, yüzey topraklarının jeolojik kökenine, granit yapılar, volkanik alanlar ve monozit içeren sahil kumları vb., dayalı olarak artmaktadır (Bolca, 2010). Bu nedenle dünya genelinde topraklarda doğal radyoaktivite düzeylerinin bilinmesinde ve sürekli olarak izlenmesinde fayda vardır.

Topraklarda radyasyon kaynaklarının büyük bir bölümünü doğal radyoaktif serinin ürünleri oluşturmaktadır. Fakat topraklarda radyoaktivite kaynakları sadece bunlarla sınırlı değildir. Özellikle tarımsal faaliyetlerde kullanılan fosfatlı gübreler topraklarda radyoaktivite konsantrasyonlarının artmasına sebep olur. Fosfat mineralli gübreler topraklarda bitki besinin iyileştirilmesi, tarımsal faaliyetler ve erozyon nedeniyle azalan bitki besininin yerine konması için yaygın olarak kullanılmaktadır. Fosfatlı gübreler tarımsal fosforun doğal kaynağı olan fosfatlı kayalardan üretilmektedirler. Fosfatlı kayaların radyonüklid ve ağır metal içerikleri nedeniyle bu gübreler tarım topraklarında kirlilik oluşturmaktadır. Gübreler suda çözünür ve içerdikleri maddeler de bu yolla besin zincirinde insana kadar ulaşmaktadır. Bu gübrelerin kullanılmasıyla beraber içeriklerindeki uranyum ve toryum bozunum ürünleri topraklardaki radyoaktivite düzeylerinin yükselmesine ve insan sağlığı açısından radyolojik risklerin artmasına sebep olurlar (Alam et al., 1997; Erdil, 2004).

2.6 Karasal Gama Doz Hızları

Doğal olarak meydana gelen radyonüklidler insanların maruz kaldığı radyasyonun büyük bir kısmını oluşturmaktadır. Yer kabuğu ve topraklar oluşumlarından bu yana doğal radyoaktiviteyi bünyesinde barındırmaktadır. Böylece toprak yüzeyi ile havada bir gama-beta radyasyon alanı meydana gelmektedir (Akhtar et al., 2005). Bu radyasyon alanı topraktaki radyonüklid konsantrasyonlarına bağlıdır. Bu etkiden yola çıkılarak çok sayıda çalışmada toprakların radyoaktivite içerikleri ve doz hesaplamaları yapılmıştır (Alam et al., 1999; Sroor et al., 2001; Rani and Singh, 2005; Kant et al., 2006; Narayana et al., 2007; Jibiri et al., 2007; Canbaz et al., 2010).

Doğal olarak oluşan radyoaktivitenin toprakta tekdüze dağılım gösterdiği kabul edilerek topraktan 1 m yukarıdaki doz hızı UNSCEAR (1988) tarafından,

$$D \text{ (nGy h}^{-1}\text{)} = 0.462C_{\text{Ra}} + 0.604C_{\text{Th}} + 0.0417C_{\text{K}} \quad (2.1)$$

denklemleriyle hesaplanmıştır. Bu denklemde D doz hızı, C_{Ra} , C_{Th} ve C_{K} sırasıyla radyum, toryum ve potasyum aktivite konsantrasyonlarıdır. Doz hızının yanında kullanılan bir başka önemli ifade de eşdeğer radyum aktivitesidir. Eşdeğer radyum aktivitesi 370 Bq kg^{-1} ^{226}Ra , 259 Bq kg^{-1} ^{232}Th ve 4810 Bq kg^{-1} ^{40}K , un aynı gama doz hızını üreteceği düşünülerek,

$$R_{\text{eq}} = A_{\text{Ra}} + 1.43A_{\text{Th}} + 0.077A_{\text{K}} \quad (2.2)$$

denklemleriyle verilir. Bu denklemde de A_{Th} , A_{U} ve A_{K} sırasıyla toryum, uranyum (radyum) ve potasyum aktivite konsantrasyonlarıdır (Al-Kharouf et al., 2008).

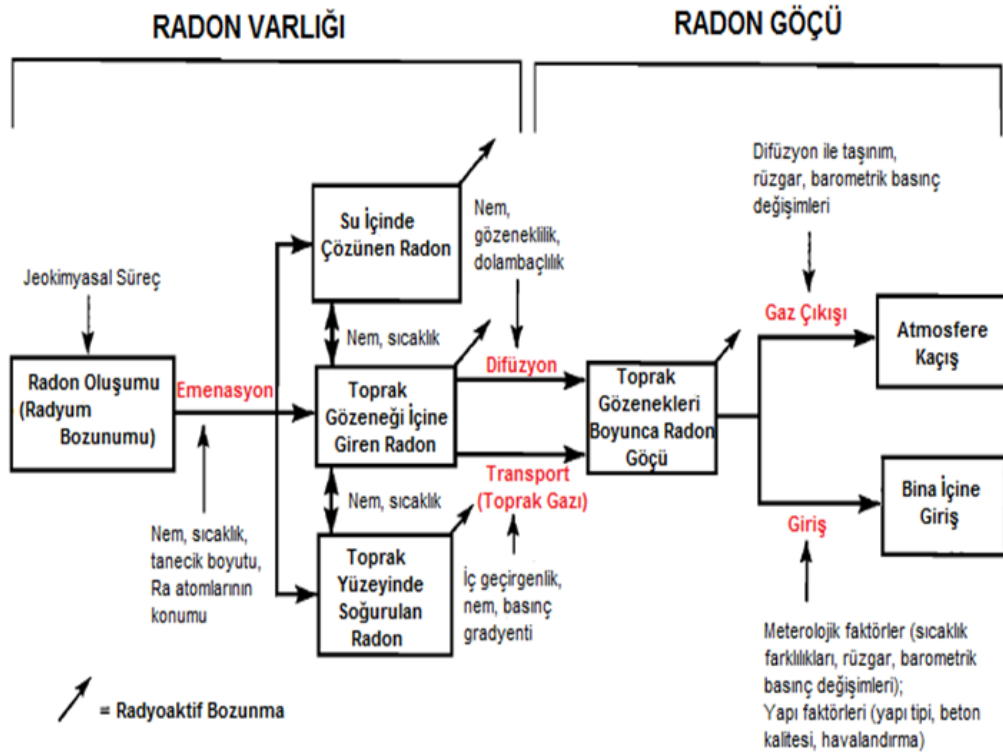
2.7 Radon

Yer kabuğunun derinliklerinden gelen radon son yıllarda sismik hareketlerin açıklanması amacıyla ve insanların aldıkları radyasyon dozuna önemli katkı sağlaması sebebiyle bilim adamları tarafından yaygın bir şekilde araştırılmaktadır. F. Ernst BORN tarafından 1900 yılında keşfedilen radon gazı renksiz ve kokusuz olduğu için insanlar tarafından hissedilemez (Saç et al., 2011). Standart sıcaklık ve basınçta bir soy gaz olan radon 9.73 kg/m^3 yoğunluğuyla deniz yüksekliğindeki havadan yaklaşık 8 katı daha yoğun bir gazdır. Radonun önemli bir özelliği ise kararlı izotopunun bulunmamasıdır. ^{222}Rn , ^{220}Rn ve ^{219}Rn radyoaktif bozunum serilerinin ürünü oldukları için bütün karasal kaya katmanları arasında devamlı üretilmektedirler. Uranyum bozunum serisinde radyumun (^{226}Ra) bozunumuyla oluşan ^{222}Rn 3,82 gün yarı ömrü ile en bol bulunan radon izotopudur. ^{219}Rn gerek yer kabuğundaki bolluğunun az olması (% 0,07) gerekse de kısa yarı ömrü (4 saniye) nedeniyle çabucak kaybolur. ^{220}Rn de ^{222}Rn ye oranla görece kısa yarı ömrü (55,5 saniye) nedeniyle çok uzun mesafelere göç edemez. Literatürde bu nedenle ^{222}Rn ,

radon olarak adlandırılmaktadır (Shafi-ur-Rehman et al., 2006; Tabar, 2010, Talha et al., 2010).

2.7.1 Radonun Oluşumu ve Hareketi

Radon kaynaklarının büyük bölümünü yerkabuğu, toprak ve kayalar oluşturmaktadır. Radonun meydana gelmesi ve atmosfere hareketi sonucu yapılara transferi radonun varlığı ve göçü olarak ifade edilmektedir (Şekil 2.4). Radonun varlığı, radyumdan radonun oluşumu, oluşan radonun gözeneklere geçişi ve kısaca toprağın radon kaynağı olarak potansiyelini gösteren süreçtir. Radon göçü ise topraktan yapılara kadar radon hareketini ifade etmektedir.

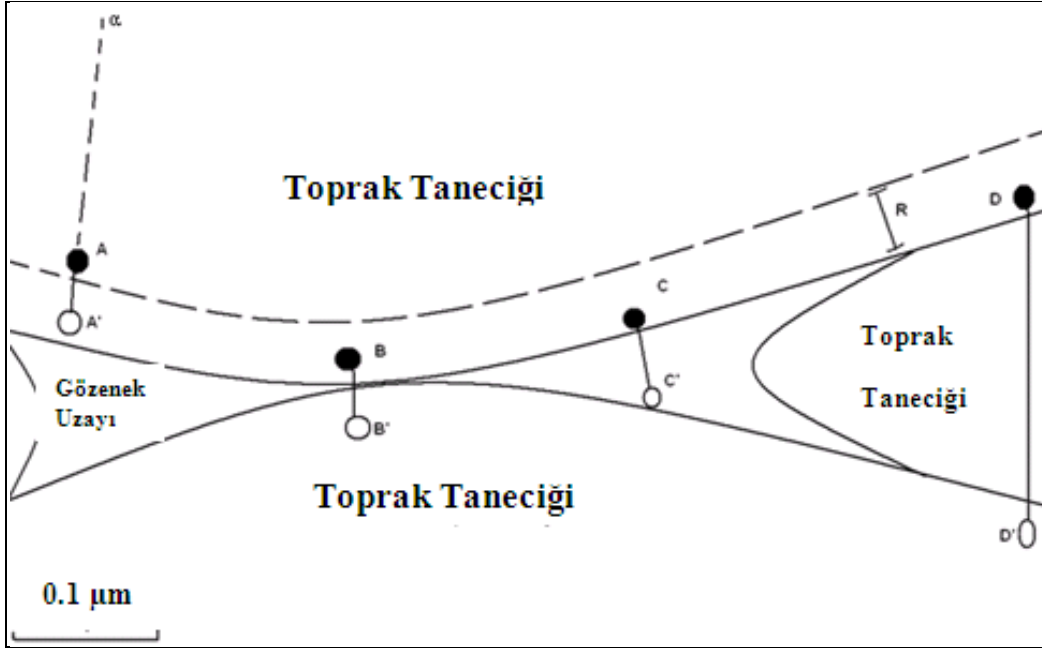


Şekil 2.4 Radonun oluşumu, göçü ve bu süreçlerde etkili olan dış etmenler (Tabar, 2010).

2.7.2 Radon Varlığı

Radyumun radyoaktif bozunumu sonucu oluşan radon, kısa yarı ömrü süresince topraktan atmosfere doğru göç eder. Ancak toprak içinde oluşan radon atomlarının yalnızca belirli bir kısmı olduğu toprak taneciğinden ayrılarak gözenek hacmi içine girebilmektedir. Toprakta oluşan ve olduğu toprak taneciğinden kaçarak toprağın gözenek hacmi içine giren radon atomlarının kesri emanasyon gücü, emanasyon katsayısı veya emanasyon kesri olarak adlandırılır. Genel olarak literatür incelendiğinde radon emanasyon katsayısının 0,02 ile 0,70 arasında değiştiği görülmektedir (Tanner, 1980; Nazaroff, 1992; Yu et al., 1993; Tabar, 2010). Emanasyon gücü direk geri tepme, dolaylı geri tepme ve difüzyon kesri olarak isimlendirilen üç bileşenden oluşmaktadır. Bu bileşenler geri tepme yollarına göre tanımlanmaktadır (Nazaroff and Nero, 1988).

Alfa bozunum teorisine göre ana çekirdek bozunduğu zaman ortaya çıkan enerjinin büyük bir kısmı alfa parçacığı tarafından taşınırken küçük bir kısmı da ürün çekirdeğe aktarılır. Ürüne aktarılan bu enerjiye geri tepme enerjisi adı verilir. Radyumun radona bozunumu sonucu geri tepme enerjisi ile radon atomunun mineral taneciği içinde kat edebileceği mesafe 20 ile 70 nm arasında değişmektedir. Örneğin havada bu mesafe 65 nm iken kalsiyum sülfat ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) içerisinde bu mesafe 30 nm' dir (Bossus, 1984). Küresel iki toprak taneciğinin (2 μm çapında) B noktasında birbirleri ile temas halinde olduğu kabul edilerek radon atomlarının konumları Şekil 2.5' te gösterilmiştir. Birinci durumda A noktasındaki radyum atomundan oluşan radon atomu tanecikten kaçamayacak kadar derinde yer almaktadır. Dolayısıyla toprak taneciği yüzeyinde oluşan radon atomlarının tanecikten kaçarak gözenek uzayına ulaşma olasılıkları daha yüksektir. Toprakta gözenek uzayına ulaşan radon atomları emanasyon gücünün direk geri tepme gücünü oluşturmaktadır ($C-C'$). Havadaki geri tepme uzaklıkları ^{222}Rn için 63 μm , ^{220}Rn için 83 μm , ^{219}Rn için 92 μm dir (Tanner, 1980). İkinci durumda ise (B ve D noktalarında) geri tepen radon atomu olduğu tanecikten kaçtıktan sonra komşu taneciğe girebilecek yeterli enerjiye sahiptir. Bu olaya dolaylı geri tepme adı verilir.



Şekil 2.5 Toprak taneciklerinde oluşan radon atomlarının konumlarına bağlı olarak izleyebileceği yolların şematik gösterimi.

Bu durumda geri tepen radon atomu komşu katı materyalin yüzeyine girer ve katı materyal içindeki geri tepme uzaklığı ile karşılaştırılabilir büyüklükte derinliğe sahip bir cep oluşturur (Tanner, 1980). Bu cep, radon atomunun taşıdığı geri tepme enerjisinin geri tepme yolu boyunca soğurularak materyali eritmesi sonucu oluşmaktadır. Eriyen materyal soğumadan önce geri tepen radon atomunun gözenek içine geri kaçma olasılığı vardır (Cothorn and Smith, 1987). Oluşan cebin derinliği materyal içinde harcanan enerjinin kesrine bağlıdır. 1939’ da Flügge ve Zimen oluşan bu cebin derinliğinin ve çapının 10 nm olduğunu, 1971’ de Zimen ve Merten cebin derinliğinin yaklaşık 10 nm, çapının ise 1 nm olduğunu öne sürmüşlerdir (Tanner, 1980). Mineral yapısında bulunan radyum atomlarından sadece bir kısmı gözenek uzayına ulaşmakta ve kesre emanasyon gücü adı verilmektedir. Emanasyon gücü gözenekliliğe (porozite), su doygunluğuna ve radyum atomlarının mineral içerisindeki konumuna bağlıdır (Bossew, 2003, Adler and Perrier, 2009) ve % 1 ile % 40 arasında değişir (Girault et al., 2011).

Uranyum cevherlerinden, betondan ve topraktan salınan radonun emanasyon katsayısının nem içeriği/su doygunluğuna bağlı olduğu birçok çalışmada gösterilmiştir. Bu çalışmalar kuru minerallerin emanasyon katsayısının nemli olanlara oranla daha düşük olduğunu ortaya koymuştur. Bu durum su içindeki geri tepme uzaklığının havadaki geri tepme uzaklığından daha küçük olmasından kaynaklanmaktadır. Kısmen su ile dolu gözenek (0,5–50 μm arasında değişen ortalama bir gözenek) içindeki radon atomunun geri tepme yolu daha kısa olduğu için bu atomun gözenek içinde kalma olasılığı, kuru tanecik içinde bulunan radon atomuna göre daha yüksektir. Bu nedenle, kısmen neme doymuş gözenek içinde bulunan radon atomu daha hızlı bir biçimde gözenek havasına transfer olabilir. Emanasyon katsayısını etkileyen faktörlerden bir diğeri de sıcaklıktır. Fakat sıcaklığın radon emanasyonuna olan etkisi diğer faktörlere oranla sınırlıdır (Nazaroff, 1992). Emanasyon gücü üzerine etkili diğer iki faktör tanecik boyutu ve tanecik şeklidir. Gerek tanecik geometrisi gerekse de tanecik boyutu oluşan radon atomlarının gözeneğe geçişinde etkilidirler. Toprak taneciklerinin spesifik yüzey alanı yüzey alanının hacme oranı olarak tanımlanır ve genel olarak tanecik boyutu küçüldükçe artmaktadır. Spesifik yüzey alanı aynı zamanda tanecik şekli tarafından kontrol edilmektedir. Spesifik yüzey alanı büyük olan taneciklerden radonun gözenek uzayına geçiş olasılığı daha yüksektir. Küçük boyutlu olmaları ve düz şekilleri nedeni ile kil parçacıkları oldukça büyük spesifik yüzey alanına sahiptirler. Aynı koşullarda killi topraklardaki radon emanasyonun daha fazla olması beklenmektedir (Schumann, 1993).

2.7.3 Radon Göçü

Radyumun bozunumu sonucu oluşan radonun ancak bir kısmı gözenek uzayına geçebilmekte ve atmosfere doğru hareketini sürdürebilmektedir. Gözenek uzayına gelen radon atomlarının göçü birçok faktörün etkisi altındadır. Radon izotoplarının bozunma hızı, gözenekleri dolduran akışkanlar (hava, su ve diğer gazlar), atmosferik basınç gibi faktörler radonun hareketini şekillendirmektedir (Tanner, 1980). Gözenek içine giren radonun atmosfere göçü iki mekanizma ile sağlanmaktadır. Bu mekanizmalar moleküler difüzyon ve transport (adveksiyon ya da konveksiyon)

olarak ikiye ayrılır. Radonun göçünde etkin mekanizma jeolojik faktörler, yer altı su akısı ve meteorolojik koşullar tarafından kontrol edilir (Somogyi et al., 1986, Abumurad and Al-Tamimi, 2001). Difüzyon kuramı Fick yasası olarak bilinir ve z yönünde difüzyon denklemi,

$$J = -D \frac{\partial C}{\partial z} \quad (2.3)$$

şeklinde verilir (Savovic et al., 2011). Burada J akı yoğunluğu, D ortamın radon difüzyon katsayısı (m^2/s) ve $\partial C/\partial z$ de konsantrasyon gradienti (Bq/m^3) olarak tanımlanır. Gözenekli ortam içerisinde radon üretimi ihmal edilerek difüzyon denklemi,

$$\frac{\partial C(z, t)}{\partial t} = D \frac{\partial^2 C(z, t)}{\partial z^2} - \lambda C(z, t) \quad (2.4)$$

ile verilir. Bu denklemde λ radonun bozunum sabitidir ($2,1 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$) (Savovic et al., 2011). Radon üretim hızı S ya da Φ ($\text{Bq m}^{-3} \text{ h}^{-1}$ / $\text{Bq m}^{-3} \text{ s}^{-1}$) ile ifade edilir ve denkleme λC teriminden sonra artı olarak eklenir.

$$\frac{\partial C(z, t)}{\partial t} = D \frac{\partial^2 C(z, t)}{\partial z^2} - \lambda C(z, t) + S \quad (2.5)$$

Literatürde radon üretim hızı için farklı ifadeler kullanılmaktadır. Bossus (1984) ve Holkko (1992) radon üretim hızını λC_{Ra} ile ifade ederken Cosma (2001)

$$S = \frac{f \cdot \lambda \cdot \rho \cdot C_{\text{Ra}}}{\varepsilon} \quad (2.6)$$

denklemini kullanmıştır. Burada f emanasyon katsayısı, ρ hacimsel yoğunluk (bulk density, kg m^{-3}), C_{Ra} radyum konsantrasyonu (Bq kg^{-1}) ve ε porozitedir. Bu ifadelerden yararlanarak radon difüzyon uzaklığı L (m),

$$L = \frac{\bar{D}}{\lambda} \quad (2.7)$$

ile hesaplanır. Difüzyon teorisi radonun hareketini bozunma sabiti ile sınırladığı için $(D\tau)^{1/2}$ ortalama ömrü 5,5 gün olan radonun çok gözenekli ortamlarda bile difüzyon uzaklığı 1,5 m ile sınırlıdır. Bu nedenle birkaç difüzyon uzaklığında taşınan radon atomları 10–15 m’ den daha uzağa varamaz. Yaklaşık 100 m veya daha derinlerdeki kaynaklardan gelen radon atomlarının algılanabilmesi onun difüzyonundan çok transportu ile açıklanabilir (Campero and Fleisher, 1980; Abumurad et al., 1997; Cosma, 2001). Yukarıda yer alan denklemlerden yararlanarak Singh (1999) ve Narula (2009) tarafından etkin radon difüzyon katsayısı,

$$D_e = \lambda \frac{(X_2 - X_1)}{\ln\left(\frac{C_2}{C_1}\right)} \quad (2.8)$$

denklemiyle belirlenmiştir. Burada λ Radonun bozunum sabiti, C_1 ve C_2 Alt ve üst katmanlarda ölçülen radon konsantrasyonu ve X_2-X_1 katman derinliğini simgelemektedir.

2.8 Radon Ölçüm Teknikleri

Son yıllarda radonun ve sismik hareketleri inceleyen çalışmaların çoğalması radon ölçüm yöntemlerinin de gelişmesine ve çeşitlenmesine yol açmıştır. Günümüzde yeni ölçüm yöntemleri ortaya çıkmakla beraber ölçümler için temel çıkış noktası aynıdır. Ölçümler radon ve izotoplarının 5,5 MeV ile 7,7 MeV arasında değişen enerjide yayınladıkları alfa parçacıklarının tespit edilmesine dayanır (^{222}Rn 5,5 MeV, ^{218}Po 6,0 MeV ve ^{214}Po 7,7 MeV enerjili alfa parçacıkları yayınlamaktadır). Bu esastan yola çıkarak radon ölçümleri anlık (spot/grab), integral ve sürekli olarak yapılabilir. Ayrıca radon dedektörleri aktif (elektrik güce ihtiyaç duyanlar) ve pasif (elektriksiz çalışanlar) olmak üzere ikiye ayrılmaktadır. Bununla birlikte kısa dönem radon ölçümleri için daha basit dedektörler/ölçüm cihazları kullanılırken daha

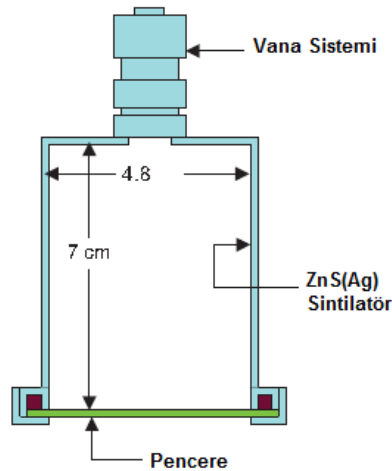
uzun dönemli çalışmalarda daha karmaşık sistemler kullanılmaktadır (Papastefanou, 2007; Tabar, 2010).

2.8.1 Anlık (Spot/Grab) Radon Ölçümleri

Anlık radon ölçümleri radon ve bozunum ürünlerinin çok kısa süre zarfında tayin edilmesine dayanır. Anlık radon ölçümleri Lucas Hücreleri kullanılarak yapılmaktadır.

Lucas Hücresi ile radon ölçümleri

Radon ve bozunum ürünlerinin anlık ölçümünde kullanılan en eski metod Lucas Hücreleridir. Hücrenin tasarımı ilk olarak Vandilla ve Taysum (1955) tarafından yapılmış ve daha sonra Lucas (1957) tarafından yapılan değişiklikle son şeklini almıştır (Eappen et al., 2008). Bu yöntemde kullanılan Lucas Hücreleri genellikle silindirik geometridedir ve yanal duvarları metal ya da plastikten olup tabanı (pencere) camdan yapılmıştır. Silindirin yanal duvarlarının içi gümüş ile aktive edilmiş çinko sülfür (ZnS(Ag)) tozu ile kaplıdır (Şekil 2.6). Hücrenin alt tabanı ışık geçişine izin verecek camla (kuartz) kaplıdır. Üst tabanda ise hava girişini sağlayan bir ya da iki vana bulunur. Lucas Hücreleri 0,09 ile 3,00 L arasında değişen boyutlarda üretilmektedir (Tabar, 2010).



Şekil 2.6 Bir Lucas hücresinin şematik gösterimi.

Lucas Hücrelerinde genel prensip hücrenin içindeki havanın bir pompa ile çekilmesi ve daha sonra vakumlu hücreye toprak gazının doldurulmasına dayanır. Toprak içerisinde 1 m derinliğe kadar açılan ince silindirik deliklerden sisteme toprak gazının pompalanır. Sistem içinden geçen toprak gazı vakumlanmış Lucas Hücresi içine dolar. Radon ve bozunum ürünlerinden yayınlanan alfa parçacıkları hücre duvarlarındaki ZnS(Ag)' nin sintilasyon özelliğini ortaya çıkarmaktadır. Hücre duvarına çarpan alfa parçacığı görünür bölgede 450 nm dalga boylu ışık yayınlanmasına yol açacaktır. Lucas Hücresinin cam tabanı foto çoğaltıcı tüpe bağlanır ve çıkan görünür ışıktan fotoçoğaltıcı tüp vasıtasıyla puls elde edilir. Elde edilen pulsler elektronik sistem tarafından dedekte edilir. Su örneklerinde radon ölçümlerinde bu sisteme ek olarak su içindeki gazı arıtmak amacı ile gaz arıtma ünitesi kullanılır (Papastefanou, 2007; Eappen et al., 2008).

Lucas Hücrelerinin en büyük avantajı sayım öncesi örnek transferi gerektirmemesidir. Bu yöntemde hata kaynakları hücrelerdeki hava kaçakları, elektronik sistemin kalibrasyon problemi ve görünür ışık kaçaklarından oluşabilir. Azot gazı ile temizlenerek Lucas Hücreleri uzun süreyle kullanılabilir (Papastefanou, 2007).

MARKUS 10 (Gammadata-İsveç)

Toprakta radon ölçümü için 1989 yılında tasarlanan MARKUS 10 taşınabilir, saha çalışmalarına uygun (bataryalı) bir cihazdır (Şekil 2.7). Üzerinde bulunan tüp vasıtasıyla toprak gazı ölçüm hücresine aktarılır ve yarı iletken silikon dedektöre voltaj verilir. Hücre içerisindeki elektrik alan tarafından radon ve ürünlerinden yayınlanan alfalar dedektöre yönlendirilir. Dedektör radon ve ürünlerinden gelen (^{218}Po) alfaları kaydeder ve oluşturduğu pulslerin tek kanallı analizör ile şekillendirilmesinden sonra sonuçlar ekranda kBq m^{-3} olarak gösterilir. Ölçüm aralığı bir kaç Bq m^{-3} ile 1 MBq m^{-3} arasında bir aralıkta alınabilir (Ruckerbauer and Winkler, 2001; Sundal et al., 2008; Gammadata, 2011).



Şekil 2.7 Markus 10 radon ölçüm sistemi.

2.8.2 İntegral Radon Ölçümleri

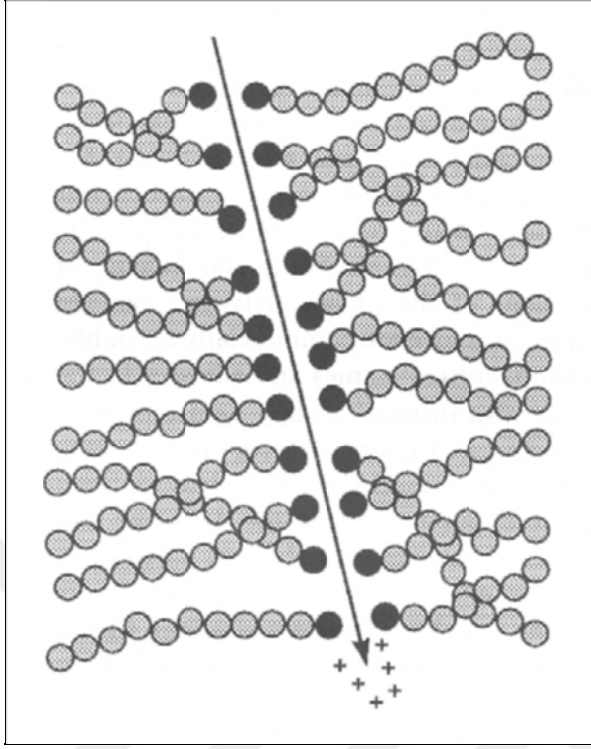
Bu yöntemde radon ve bozunum ürünlerinin konsantrasyonları uzun zaman aralıklarında kaydedilerek belirlenmektedir. Kısa zaman zarfında oluşan değişiklikler bu yöntemde ayırt edilemez. Ölçüm aralığı içindeki radon konsantrasyonları birim zamandaki ortalama konsantrasyon ($\text{iz cm}^{-2} \text{ gün}^{-1}$ ya da $\text{iz cm}^{-2} \text{ hafta}^{-1}$) olarak tayin edilir. Bu yöntemde kullanılan dedektörler katı hal nükleer iz kazıma dedektörleri olarak adlandırılırlar.

Katıhal nükleer iz kazıma dedektörleri ile radon ölçümleri

Nükleer iz kazıma dedektörleri (solid state nuclear track detectors-SSNTDs) kozmik ışınların dedeksiyonu, jeolojik örneklerin yaşının belirlenmesi ve çoğunlukla da radon konsantrasyonlarının tayin edilmesinde kullanılmaktadırlar. Young tarafından 1958 yılında LiF kristali üzerinde ilk izin keşfedilmesiyle nükleer iz kazıma dedektörleri üzerine olan araştırmalar başlamıştır (Nikezi and Yu, 2004). Bu dedektörler genel olarak inorganik özellik gösteren mika ve cam ile organik özellik gösteren selüloz asetat, selüloz nitrat, polikarbonat ve polietilen türevi katı materyallerdir. Uygulama yönünden bakıldığında bu dedektörlerin basit, dayanıklı,

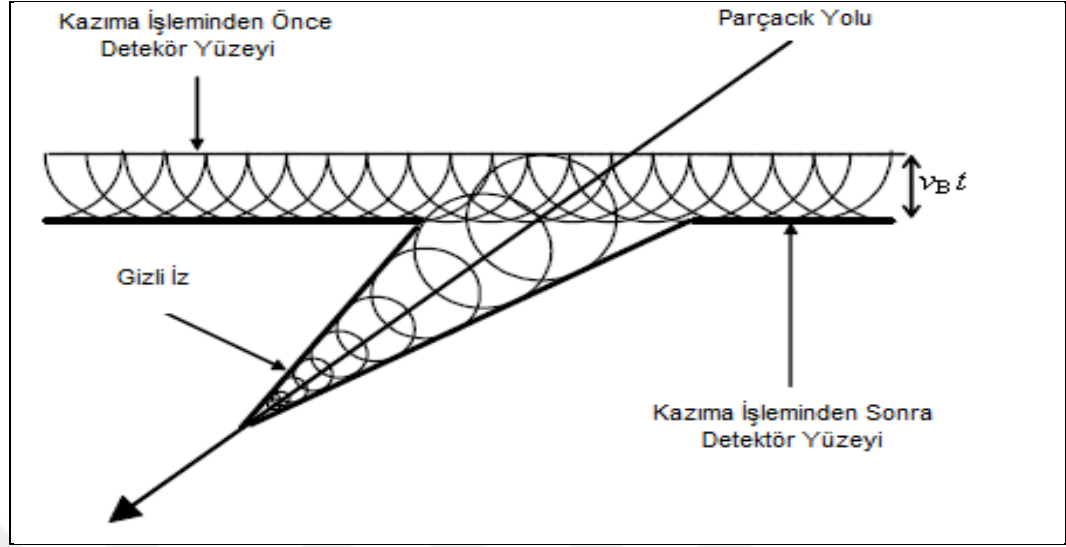
kararlı, yüksek duyarlılığa sahip olmaları, elektronik donanıma ihtiyaç duymamaları ve ucuz olmaları en büyük avantajlarıdır (Bondarenko et al., 1999). Radon ve bozunum ürünlerinin alfa yayınlayıcı olmaları sebebiyle bu radyoizotopların konsantrasyonlarının tayininde nükleer iz kazıma dedektörleri yaygın olarak kullanılmaktadır. Bu amaçla en çok kullanılan dedektörler polimerik plastiklerdir. Yaygın olarak kullanılan polimer dedektörler selüloz nitrat (LR-115), polyallyl diglycol karbonat (CR-39) ve bisphenol A polikarbonat (makrofol)'dür (Leung et al., 2007).

Yüklü parçacıkların dedektör materyalinde iz oluşturmaları Şekil 2.8' de gösterilmiştir. Buradaki temel mekanizma ağır yüklü parçacığın geçtiği materyalde geniş ölçekli bir iyonizasyon oluşturmaları olarak açıklanır. Örneğin 6 MeV enerjili bir alfa parçacığı selüloz nitrat üzerinde 150.000 iyon çifti oluşturur. Bu materyal içinde 6 MeV enerjili alfa parçacığının yolu 40 μm ' dir. Daha başka bir ifadeyle alfa parçacığı mikrometrede ortalama 3700 iyon çifti (ya da 3-4 iyon çift/nm) oluşturmaktadır. Alfa parçacıklarının yolundaki tüm moleküller iyonize olur. Birincil iyonizasyon olarak adlandırılan bu süreç bir dizi kimyasal işlemi tetikler. Alfa parçacığının yolu boyunca bazı kimyasal radikallerin ve diğer kimyasal türler tekrar meydana gelir. Bu hasarlı bölgeye gizli iz adı verilir (Nikezic and Yu, 2004; Şekil 2.8).



Şekil 2.8 Ağır yüklü parçacıkların içinden geçtikleri polimerin molekül zincirlerini kırması

Gizli izler elektron mikroskobu ile ya da uygun kimyasallarla yapılan iz kazıma işlemi sonucunda optik mikroskopta gözlenebilir. Eğer üzerinde gizli izler bulunan bir materyal bazı kimyasallarla işlem görürse kimyasal tepkimeler gizli iz etrafında çok şiddetli oluşacaktır (Nikezic and Yu, 2004). Teorik olarak yapılan çalışmalar hasara uğramamış materyalin kazınma hızının (V_B) dedektör yapısına ve deney koşullarına (çözelti sıcaklığı ve konsantrasyonu ile kazıma süresine bağlıdır) bağlıyken gizli izin kazınma hızı (V_T) gelen parçacığın özelliklerine (parçacığın yükü ve enerjisi) bağlı olduğunu göstermiştir (Tabar, 2010). Kimyasal çözelti materyalin tüm yüzeyini kazıyacaktır ama hasar etrafındaki kazınma hızı çok daha hızlı olacaktır (Şekil 2.9). Bu işleme dedektör kazıma ya da iz görselleştirme, etkisine de iz etkisi adı verilir (Nikezic and Yu, 2004).



Şekil 2.9 Dedektörlere iz kazıma işleminin uygulanması.

Farklı dedektörler için (LR-115, CR-39 ve CN-85) uygun iz kazıyıcı çözelti, çözelti sıcaklığı ve iz kazıma süresi yapılan metodolojik çalışmalarla belirlenmiştir (Tabar, 2010; Çizelge 2.9).

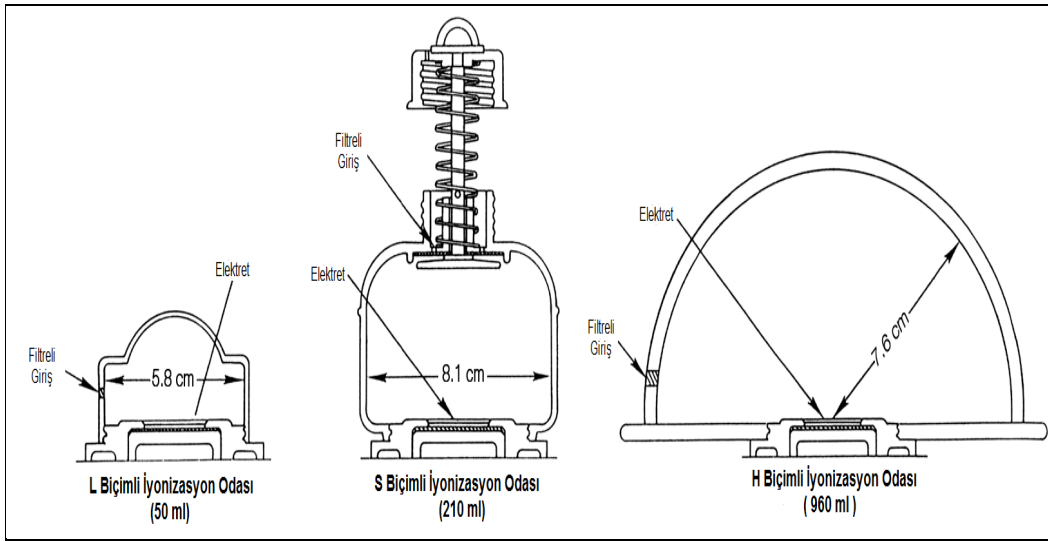
Çizelge 2.9 Farklı Nükleer İz kazıma dedektörlerinde izlenen süreç

Dedektör Tipi	Dedektör Materyali	Çözelti Konsantrasyonu	Çözelti Sıcaklığı	Süre
LR-115 Tip II	Selüloz Nitrat	% 10, 2,5 N NaOH	60 °C	2 saat
CR-39	Polikarbonat	% 25, 6,25 N NaOH	70 °C	12 saat
CN- 85	Selüloz Asetat	% 10, 2,5 N NaOH	60 °C	20-30 dakika

Elektretli iyonizasyon odaları ile radon ölçümleri

Elektretli iyonizasyon odaları bir başka integral ölçüm yöntemidir. Bu yöntemle topraktan radon akısı pasif radon ölçümüyle belirlenmektedir. Elektrikli

iyonizasyon odası (Şekil 2.10 ve 2.11) L, S ve H olarak adlandırılan üç farklı şekilde olabilmektedir. Burada elektret elektrostatik alan kaynağı ve radon sensörü olarak görev almaktadır. Elektret çoğunlukla teflon, PTFE (polytetrafluoroethylene) ya da FEP' den (fluorinated ethylene propylene) üretilmektedir. Bu malzemeler özellikle yüksek özdirençleriyle elektret üretimine uygundur. Elektretler bir çember içerisine yerleştirilmiştir. İyonizasyon çemberinin hacmi 50 ile 960 ml arasında değişmektedir (Kotrappa, 2008).



Şekil 2.10 Elektretli iyonizasyon odaları (Papastefanou'dan 2007).

Elektretli iyonizasyon odaları elektreti kullanarak radyoaktif gazları (radon) ve çevresel gama ölçümlerini gerçekleştirebilmektedirler. Elektret (dielektrik malzeme), yarı kalıcı bir elektrik yükü sergileyen disk şeklinde bir parçadır. Kısaca elektret bünyesindeki yük miktarı oldukça azdır. Elektretli iyonizasyon odası içine giren radon ve ürünlerinin bozunmasıyla oluşan iyonlar elektret yüzey yükünün azalmasına sebep olurlar. Bu olayda yüzey yükündeki azalma radon ve ürünlerinin yayınladığı alfa parçacıklarından oluşan iyonizasyonla orantılıdır (Papastefanou, 2007; Kotrappa, 2008).



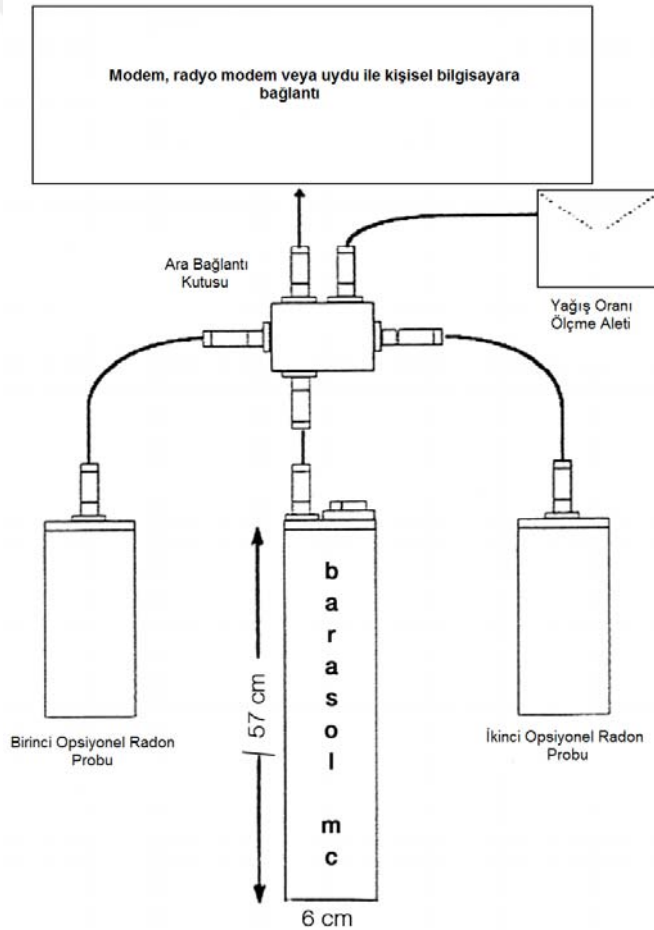
Şekil 2.11 Elektretli iyonizasyon odası, elektret ve elektret okuyucu.

2.8.3 Sürekli Radon Ölçümleri

Bu yöntemde ise radon ölçümleri periyodik olarak duraksamadan arda arda yapılmaktadır. Son yıllarda gelişen bu yöntemle radon konsantrasyonları elektronik dedektörlerle durmaksızın yapılmakta ve elde edilen veriler saklanabilmektedir. Sürekli radon ölçüm sistemleri çoğunlukla deprem ile radon ilişkisini inceleyen çalışmalarda fay hatları çevresine yerleştirilmektedirler. Ölçüm süreleri 1 dakika ile 48 saat arasında değişen periyotlarla yapılabilmektedir. Özellikle radon konsantrasyonlarının hızlı ve anlamlı değişimler gösterdiği yerlerde gerçek zamanlı ölçümler yapabildikleri için bu sistemler avantajlıdır.

BARASOL (Algade, Fransa)

Bu dedektörler radon gazının statik ölçümlerini gerçekleştirmektedirler. Sistem 60 mm çapında ve 570 mm uzunluğundaki kolon için yerleştirilmiş silikon eklem, ön yükselteç, yükselteç, enerji ayırımı için bir pencere ve mikro işlemciden oluşmaktadır. Koruma kabının önündeki filtrelerden radon difüzyonla geçerek enerji ayırımı yapan pencereye (0,7-6,1 MeV) ulaşır. Bu pencere ile toron ve radonun kısa yarı ömürlü bozunum ürünlerinin dedektöre ulaşmaları engellenir. Dedektör 470 mm² aktif alanlıdır ve 5V voltaj altında 1 sayım/saat 50 Bq m⁻³ hassasiyete sahiptir (Şekil 2.12).

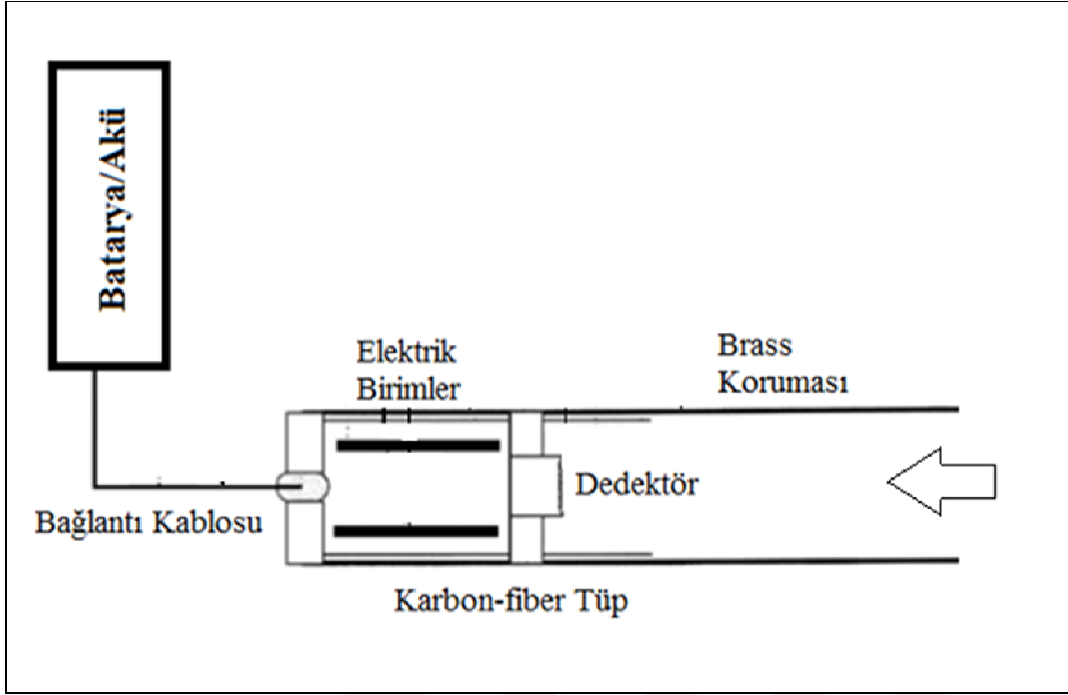


Şekil 2.12 Barasol dedektörün şematik gösterimi.

Dedektör ışığa duyarlı olduğu için alüminyum ile kaplanmıştır. Ayrıca mekanik etkilerden koruma içinde selüloz vernik ile dedektör korunmaktadır. Sistemde ölçüm periyotları 15 dk ile birkaç saat arasında değiştirilerek alınabilmektedir. Böylece sistem 10 ay boyunca (ölçüm kapasitesi 8000 ölçümdür) sürekli ölçüm alabilmektedir. Sistem tarafından gerçekleştirilen ölçümler mikro işlemci tarafından saklanmaktadır. Daha sonra bu veriler sisteme bağlanan bir bilgisayar ve yazılım ile alınabilmektedir. Tercih edilirse sisteme eklenen donanımlar vasıtasıyla verilere uzaktan da erişim sağlanabilmektedir. Sistemin bir başka özelliği ise atmosferik parametrelerin (sıcaklık, atmosferik basınç ve yağış) ölçümüne imkan sağlamasıdır (Zmazek et al., 2002; Richon et al., 2007; Giammanco et al., 2009; Algade, 2011).

Clipperton dedektörleri

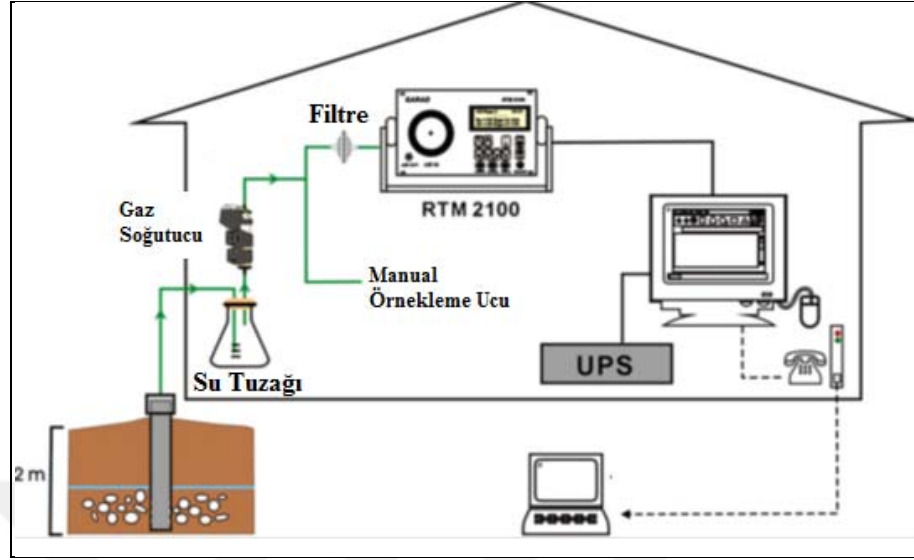
Bir başka sürekli radon ölçüm sistemi toprak gazında ve sularda sürekli radon ölçümlerini gerçekleştiren Clipperton sistemidir. Montpellier Üniversitesi tarafından geliştirilen bu sistem daha çok elektronik otomatik uç (probe) olarak isimlendirilmektedir (Şekil 2.13). Sistem silikon diyot dedektör, elektronik veri işleyici ve düşük enerji tüketimli (altı aylık sürede 4 tane alkalın pil tüketmektedir) veri depolama biriminden oluşmaktadır. Sistem elektronik otomatik uç (probe) 5 cm çapında su geçirmeyen bir tüp içerisindeki dedektör, ön yükselteç (pre-amplifikatör), yükseltgeç (amplifikatör), ayrıştırıcı (diskriminasyon), veri işleyici (NSC810A mikro işlemcili) ve veri depolama ünitesini içermektedir. Dedektör ve elektronik parçalar nemden korunmaktadır. Sistem 1 dakika ile 48 saat arasında ayarlanan sürelerle ölçüm alabilmektedir (Segovia et al., 1997; Monnin and Seidel, 1997; Font et al., 2008).



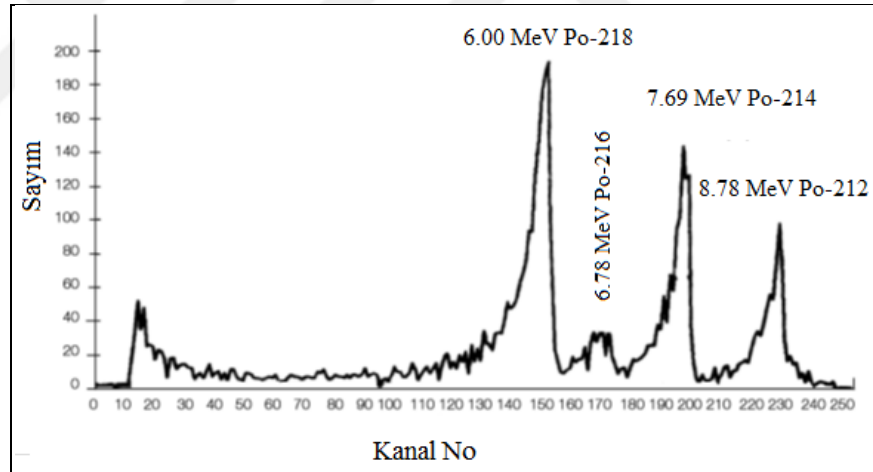
Şekil 2.13 Clipperton dedektörünün şematik gösterimi.

SARAD (Almanya) Radon/Toron monitörü

Radon/Toron monitörleri toprak gazında ve yer altı sularındaki radon ve toronu ölçmek için geliştirilmiş mikro sistemlerdir (Şekil 2.14). Radon/Toron monitörlerinde bulunan ölçüm odalarının içinde radon ve toronun elektrostatik bozunum ürünlerinin üzerinde toplandığı bir sensör yonga bulunmaktadır. Sistemin çalışma süresi 1 dakikadan 24 saate kadar ayarlanabilmektedir. Sistemin 0,4 ile 3,0 L/dak arasında değişen bir akış hızı ile pompaladığı toprak gazından yayınlanan radonun ve toronun bozunum ürünleri silikon detektör üzerindeki tabakada toplanır. Radon ve toronun bozunum ürünlerinin konsantrasyonları zamana ve bozunum ürünlerinin spektrumlarından yararlanarak analiz edilir (Şekil 2.15). Bu dedektörün duyarlı hacmi 0,27 L' dir (Yang et al., 2005; Walia et al, 2009; Sarad, 2011).



Şekil 2.14. Sarad radon/toron monitörünün uzaktan erişimli radon ölçülerinde kullanılması.

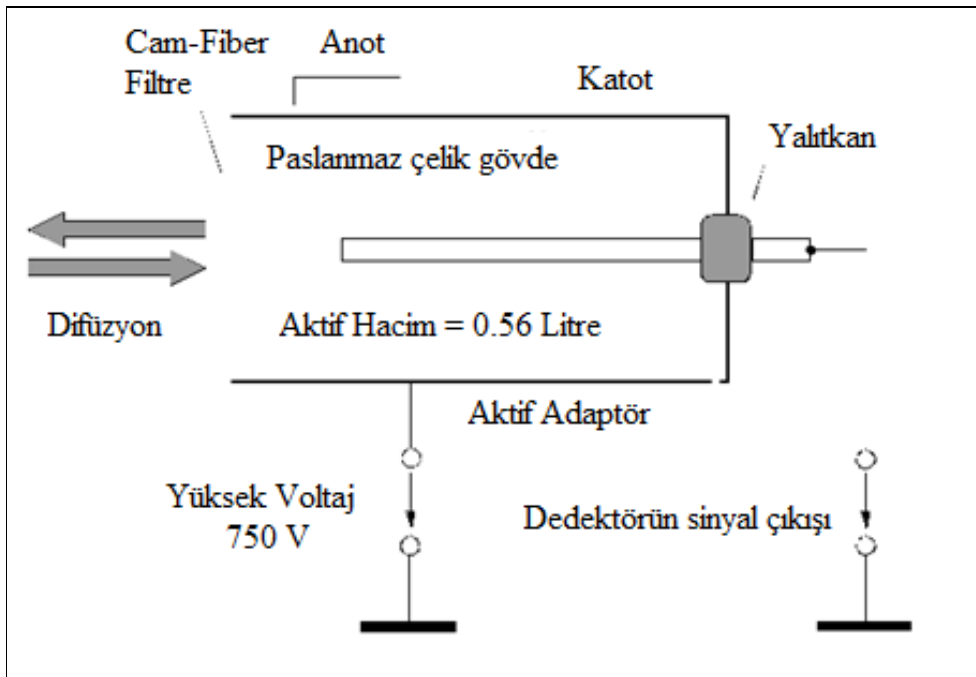


Şekil 2.15 Sarad ile alınan radon ve izotoplarına ait örnek bir alfa spektrumu.

ALPHAGUARD (Genitron, Almanya)

Bu sistem sürekli radon ölçümlerini 10 gün boyunca üzerindeki batarya ile gerçekleştirebilmektedir. Geniş ölçüm aralığı (2 Bq m^{-3} - 2 MBq m^{-3}), çoklu parametre (hava basıncı, sıcaklık ve nem) ölçüm imkanı sunması, istenilen iki farklı sensörün

daha eklenmesine imkan sağlaması, suda ve toprak gazında radon ölçümelerini yapabilmesi basit ve kullanışlı yazılımı ile grafiksel verilerin alınabilmesi sistemin en önemli avantajlarıdır. İçerisinde iyonizasyon odası bulunan sistem alfa spektroskopisi puls yüksekliği spektrumundan yararlanarak radonu dedekte etmektedir (Şekil 2.16). Alfa dedeksiyonu ile kaydedilen sinyal dijital pulsa dönüştürülmekte ve veri kaydedici yada bilgisayar tarafından saklanmaktadır (Saphymo, 2011; Zafrir et al., 2011).



Şekil 2.16 Alphaguard sisteminin şematik gösterimi.

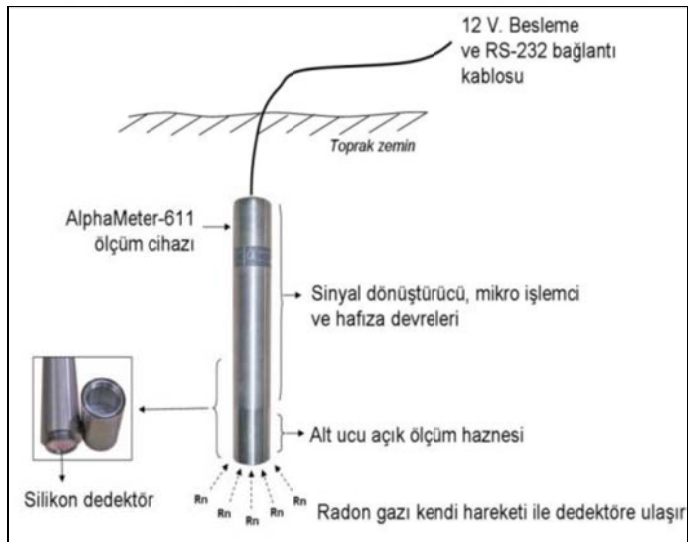
ALPHAMETER 611 (Alpha Nuclear Inc., Kanada)

Alphameter 611 toprak gazındaki radondan yayınlanan alfa parçacıklarının kaydedilmesini, sayılmasını ve dedeksiyonunu sağlamaktadır. Dedektör, 51 mm çapında ve 350 mm uzunluğundaki paslanmaz çelikten yapılan silindirik kabın ön yüzünden 65 mm mesafeye yerleştirilmiştir (Şekil 2.17 ve 2.18). Silikon difüz-eklem dedektör 400 mm hassas yüzey alanına sahiptir. Dedektör kuru ve karanlık ortamda

çalıştığı için yüzeyi 0,25 mm alüminyum mylar ile kaplanmıştır. Mekanik olarak dedektörün zarar görmemesi için dedektörden 12 mm mesafeye plastik ızgara yerleştirilmiştir. Sisteme eklenen veri kaydedici (datalogger) ve GSM modem ile verilere uzaktan erişmek mümkün olmaktadır. Radon ölçümleri 15 dakikalık periyotlarla alınmaktadır (Alpha Inc., 2011; Saç et al, 2011).



Şekil 2.17 Alphameter radon ölçüm sistemi



Şekil 2.18 Alphameter radon ölçüm sisteminin işleyişi.

RAD-7 (DurrIDGE, A.B.D.)

Diğer sürekli radon ölçüm dedektörleri gibi RAD-7 radon ölçüm sistemi de silikon yarı iletken dedektör ile alfa parçacıklarını dedekte etmektedir (Şekil 2.19). En önemli avantajı spektroskopik olarak alfa parçacıklarının enerjilerini ayırt edebilmesidir. Sistemin içinde 0,7 L hacminde yarım küre biçiminde bir hücre bulunmaktadır. Bu yarım kürenin içerisi elektriksel iletken bir madde ile kaplıdır. Silikon iyon alaşımlı (ion-implanted) dedektör bu yarım kürenin merkezinde yer almaktadır. İletken üzerinden verilen 2000-2500 V gerilim ile yarım küre içinde bir elektrik alan oluşturulur. Bu elektrik alan ile pozitif yüklü iyonlar dedektöre yönlendirilir. Yarım küre içinde radonun bozunumuyla oluşan Po-218 pozitif yüklüdür. Pozitif yüklü Po-218 dedektörün aktif yüzeyinde bozunduğunda oluşan alfa parçacıklarının % 50' si dedektöre girecek ve bu parçacıkların enerjisiyle orantılı bir elektrik sinyali oluşacaktır. Aynı çekirdeğin yayınladığı beta parçacıkları ya da farklı enerjili alfa parçacıkları ise dedekte edilmeyecektir. Ayrıca farklı izotopların farklı enerjideki alfa parçacıkları dedektörde farklı boylarda sinyal üretecektir (DurrIDGE Co., 2011).



Şekil 2.19 RAD-7 radon ölçüm sistemi.

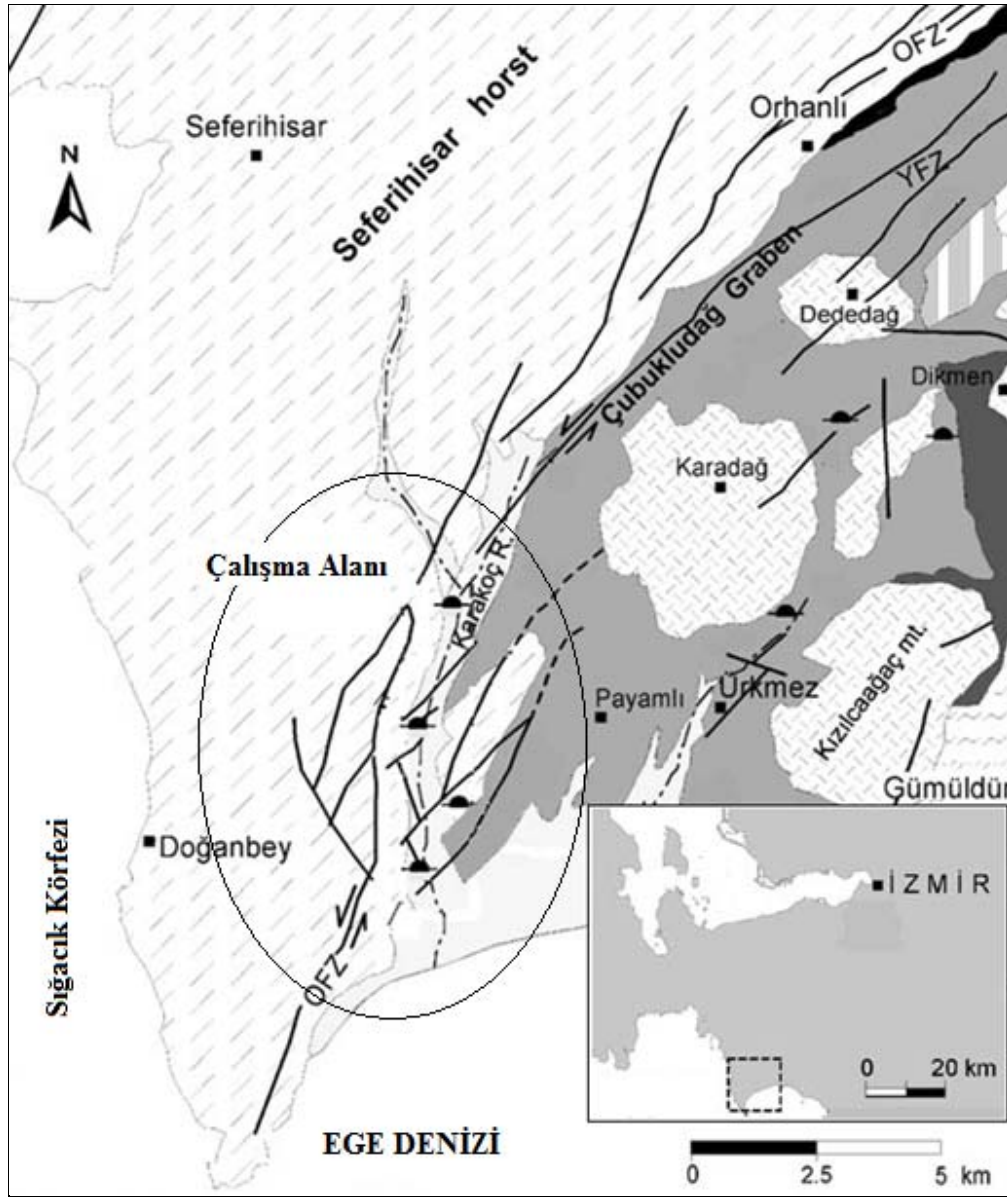
3. MATERYAL VE METOD

3.1 Çalışma Alanı

İzmir' in güneybatısında (GB) yer alan Tuzla Fayı, Cumaovası ile Doğanbey burnu arasında KD-GB genel doğrultulu yapısal bir hat oluşturur (Şekil 3.1). Doğu ucu Cumaovası fayı ile birleşen bu hat güneybatıda doğrultusunu kuzeye çevirir. Batı ucu Doğanbey burnuna kadar uzanan fayın Ege Denizi'nde de aynı doğrultuda devam etmektedir. Bu çizgisel yapının güneybatı ucundaki 15 km' lik kısmı aktif fayların yapısal ve morfolojik özelliklerini göstermektedir. Üzerinde birçok sıcak su kaynağı bulunan ve sağ yönlü doğrultu atımlı olan bu kısım Tuzla fayı olarak adlandırılmaktadır. Cumaovası fayı ile birlikte düşünüldüğünde Tuzla fayı, Gediz grabenine bağlanan büyük bir yapısal unsurdur (Baykal, 2006; Kumru ve ark., 2007; Saç ve ark., 2008).

Kısaca, Tuzla fayı Cumaovası-Seferihisar çizgiselliğinin güneybatı ucunu oluşturmaktadır. Kuzeyde tek kırıktan oluşan fay güney doğru çatallanarak üç kollu zonal bir yapıya dönüşmekte ve güneye doğru kollar birbirinden uzaklaşmaktadır. Bu kollardan Cumalı kaplıcaları doğusundaki yer alan ikinci kol, fay zonunun aktif kırığı olarak kabul edilebilir. Bu kol üzerinde çok sayıda sıcak su çıkışı gözlenmektedir. Bu kol Tuzla' da iki kola ayrılarak devam etmektedir.

Bölgede yapılan incelemeler fayın sağ yönlü doğrultu atımlı aktif bir fay olduğunu göstermektedir. Özellikle Tuzla' nın batı ve doğusunda yer alan akarsular fay tarafından kesilmiş ve bu akarsularda (200-700 m) sağ yönlü ötelemeler belirgindir (Barka ve ark., 1998; Emre ve Barka, 2000). Tuzla ve Cumalı kaplıcalarının çevresinde meydana gelmiş depremlerin izleri de görülmektedir (Barka ve ark., 1998). Tarihsel kayıtlarda da 1992 yılında meydana gelen 6,0 büyüklüğündeki depreme benzer depremler bulunmaktadır.



Şekil 3.1 Çalışma alanının jeolojik haritası (Drahor and Berge, 2006' dan modifiye edilmiştir).

Yapılan çalışmalara göre Tuzla fayının deniz altında da devam ettiği tahmin edilmektedir. Ülkemizde aktif doğrultu atımlı fayların tamamı 5 km ve üzerinde bir uzunluğa sahiptir. Tuzla fayı ise karada aktif olarak 15 km gibi kısa mesafe uzanmaktadır. Bu bilgiler ışığında fayın büyük bir kısmının deniz tabanında yer aldığı

düşünülmektedir. Sonuç olarak Tuzla fayı depremsellik açısından bölgenin en aktif yapılarından biridir (Barka ve ark., 1998).

3.2 Çalışma Alanında Yer Alan Büyük Toprak Grupları

Çalışma kapsamında yapılan ilk arazi çalışması (03 Temmuz 2009) ile, çalışılacak alandaki büyük toprak grupları Ege Üniversitesi Ziraat Fakültesi Toprak Bölümü öğretim üyelerinden Doç. Dr. Mustafa BOLCA tarafından belirlenmiştir. Seferihisar Tuzla fayı ve çevresinde 5 büyük toprak grubu tespit edilmiştir. Bu toprak grupları Alluvial, Kolluvial, Kireçsiz Kahverengi, Kahverengi Orman ve Kireçsiz Kahverengi Orman topraklarıdır.

Alluvial (A): Bu topraklar yüzeysel akış suları ile veya bunların etki alanlarında akarsular tarafından taşınarak yığılmış bulunan genç sedimentler üzerinde oluşum göstermektedirler. Oluşumunun tamamlanması için yeterli zaman süreci geçmemiş genç topraklar düz ve düze yakın eğime sahip A/C profil yapıdadırlar. Çoğunlukla Çukurova, Asi, Göksu, Köyceğiz, Büyük ve Küçük Menderes, Gediz, Bakırçay, Sakarya, Bafra, Çarşamba delta ovaları ile Konya ovasının kenarları, Muş, Erzurum, Erba ve Niksar ovalarının merkezi kesimlerinde yaygın olarak gözlenirler. Çeşitli jeolojik zaman süreçlerinde yüzey akış suları ile taşınan sedimentlerin taşınma şiddetine göre toprak profili genellikle karmaşık bir yapıdadır. Üst toprak tabakası alt toprak tabakasına belirsiz olarak geçiş yapmaktadır. Oluşum süreci uzun olan Alluvial topraklarda çok az düzeyde kireç yıkanması görülebilir. Akarsuların meydana getirdiği oldukça geniş aluvial taşkın ovalarında ırmak yatağından uzaklaştıkça topraklar bünye, drenaj ve topografya bakımından farklılıklar gösterirler. Toprak drenajının yetersiz olduğu basin (çukur) toprak yapısı içeren bölgelerde toprağın alt tabakaları genellikle ıslak veya nemli olup, çeşitli derinliklerde redüksiyon horizonuna (gley) rastlanılabilir. İklim, drenaj ve toprak kullanma şekline göre organik madde miktarı geniş bir değişiklik gösterir. Bu topraklar üzerine sediment birikimi yolu ile bugün bile çeşitli kalınlıklarda yeni çok genç toprak katmanları gelebilir.

Kolluviyal (K): Eğimin fazla olduğu alanlarda yerçekimi veya yüzeysel akımla ve yan derelerin kısa mesafelerden taşıyarak eğimin azalmış olduğu yerlerde depo ettikleri materyallerin meydana getirdiği genç (A)C profilli topraklardır. Toprak özellikleri daha çok civardaki yüksek arazi topraklarının karakterlerine benzemektedir. Yağışın şiddetine ve eğimin derecesine bağlı olarak çeşitli parça büyüklerine sahip katlar ihtiva ederler. Bu katlar Alluviyal topraklar gibi birbirine paralel olmayıp dağınık yapı gösterirler. Dik yamaçların eteklerinde ve vadi boğazlarında bulunanlar daha ziyade az topraklı kaba taş ve molozları içerirler. Yüzeysel akımının hızı azaldığı oranda parçaların da çapları küçülmekte ve hatta Alluviyal toprak parça büyüklüğüne eşit olmaktadır. Böylece doğal eğimin çok azaldığı yerlerde Kolluviyal ve Alluviyal topraklar birbirlerine geçişli olarak karışırlar.

Kireçsiz Kahverengi (U): Ege havzasının en yaygın toprakları olup, yaklaşık % 48,2 (473 966 Ha) kısmını oluştururlar. Kireçsiz kahverengi orman toprakları daha çok çam ormanları altında gelişmiştir. Yer yer meşeler ve aşılınmış kültüre alınmış olan yabani zeytinler de bu toprakların oluşumunda oldukça etkilidir. Sert ve taşlı bölgelerde doğal örtü korunmuş olsa da birçok yerde seyrelmiş ve bozulmuştur. Bu sebeple organik örtü azalmış ve organik maddece zayıf bir toprak oluşmuştur. Ege havzası kireçsiz kahverengi orman topraklarının % 90' ının eğimi % 12 ve üzerindedir. Dolayısıyla bu toprak grubunun çoğunluğunda toprak derinliği 50 cm' den azdır. Topografya tepelik, dağlık ve erozyona müsaittir. Kireçsiz kahverengi orman toprakları A, B, C horizonları olan zonal, orman-çayır geçiş topraklarındandır. Profillerinde serbest CaCO_3 yoktur. Yapılan çalışmalara göre pH 5-5,5 arasındadır. Bütün profil ince bünyeli olduğu için bu grup toprakların su tutma kapasiteleri yüksektir. Özellikle toprağın besin maddelerini tutmasını gösteren kation değişim kapasiteleri yine ince taneli olmalarından dolayı yüksektir (T.C. Köyişleri ve Kooperatifleri Bakanlığı Yayınları No:228).

Kahverengi Orman (M): Eski sınıflandırma sisteminde İnterzonal toprakların kalsimorfik grubuna dahil olması sebebiyle karakteristik özelliği yüksek derecede kireç içeriğine sahip ana materyal üzerinde gelişmiştir. Bulunduğu bölgelerin zonal

topraklarına nazaran çok zayıf gelişmiş horizonlara sahiptir. A/C Horizon yapısı içerirler. A horizonu iyi oluşmuş ve kalındır. Gözenekli veya granüler stürüktür gözlenir. A horizonundaki organik madde mull formunda yani mineral madde ile iyice karışmış durumdadır. Toprağın üst tabakası yoğun organik madde birikiminden dolayı oldukça koyu renklidir. Doğal bitki örtüsü yaprağını döken ağaçlar ve maki-çalı bitki örtüsüdür. İklim, kurak mevsimi bulunan ılık humid ve subhumid bölgelerdir. Ortalama yıllık yağış 620-870 mm arasındadır. Ana materyal; kireççe zengin kil taşları, kalkerler ve marnlardır.

Kirecsiz Kahverangi Orman (N): A, B, C profiline sahip topraklardır. Bu toprak grubunda A horizonu iyi gelişmiş gözenekli yapı göstermektedir. A horizonundaki organik madde genellikle asit karakterine sahip olup mineral kısımdan ayrı veya çok az bir karışma gösterir. Bu büyük toprak grubunun oluşumunda rol oynayan olaylar zayıf podsollaşma ve kalsifikasyondur. (B) horizonu zayıf gelişmiş olup kahverengi veya koyu kahverenginde granüller veya yuvarlak köşeli blok yapılarıdır. (B) horizonunda kil birikmesi yok veya çok azdır. (B) horizonun baz saturasyonu ortadan yavaşça kadar değişir (% 60' dan az). Profilin aşağılarına doğru gidildikçe pH 6.0' dan daha düşüktür. Silikat killeri Kaolin veya İllit grubundandır. Horizon sınırları geçişlidir. Derinlikleri normal olarak 40-70 cm arasındadır. Doğal bitki örtüsü esas olarak yaprağını döken orman ağaçlarıdır. Bu topraklar ılıman yağışlıdan ılıman az yağışa kadar değişen iklim kuşaklarından oluşabilirler. Yıllık ortalama 500–750 mm yağış almaktadırlar. Ana madde Miosen ve Pliyosen'e ait kumlu kil taşı, kireçli, kumlu, killi veya çakıllı depozitlerden ibarettir (Bolca ve ark., 2010).

3.3. Örneklem İstasyonlarının Oluşturulması ve Örneklem İşlemleri

Çalışma alanında yer alan büyük toprak gruplarını belirlenmesinden sonra her toprak grubu üzerinde farklı konumda iki istasyon kurulmuştur. Çalışma alanının ve istasyonların konumunu gösteren uydu görüntüsü Şekil 3.2' de verilmiştir.



Şekil 3.2 İzmir Seferihisar Bölgesi Örnekleme İstasyonlarının uydu görüntüsü.

Büyük toprak grupları ve istasyonların belirlenmesinin ardından (Çizelge 3.1), her istasyonda toprak ana kayaca ulaşılıncaya kadar kazılarak yatay katmanlar belirlenmiştir. Ana kayaca kadar açılan profillerde yatay katmanlar gerek renk farklılığı gerekse de farklı sertlik özellikleri ile uzmanlarca kolayca ayırt edilebilmektedir (Şekil 3.3).

Çizelge 3.1 Çalışma Alanında Yer Alan Büyük Toprak Grupları ve İstasyonlar.

İstasyon	Koordinat	Konum (Bitki Örtüsü)	Büyük Toprak Grubu (Simge) Latince Adı
I-1	38 07 621 N 26 54 658 E	Cumalı Köyü Girişi (Zeytinlik)	Kireçsiz Kahverengi (U) Dystric Lithic Xerorthent
I-2	38 07 523 N 26 54 727 E	Cumalı Köyü Girişi (Bahçe)	Koluviyal (K) Typic Xerorthent
I-3	38 04 288 N 26 54 542 E	Doğanbey Kaplıcası Yolu (Mera)	Alluviyal (A) Typic Xerofluvent
I-4	38 06 324 N 26 54 990 E	Karakoç Kaplıcası Yolu (Mera)	Kireçsiz Kahverengi (U) Dystric Lithic Xerorthent
I-5	38 04 999 N 26 55 469 E	Karakoç Kaplıcası İlerisi (Mandalina bahçesi)	Alluviyal (A) Typic Xerofluvent
I-6	38 04 643 N 26 54 455 E	Doğanbey Kaplıcası Yolu (Buğday)	Koluviyal (K) Typic Xerorthent
I-7	38 05 940 N 26 54 231 E	Tuzla (Zeytinlik-Mera)	Kireçsiz Kahverengi Orman (N) Dystric Xeroudalf
I-8	38 06 053 N 26 54 110 E	Tuzla (Orman)	Kahverengi Orman (M) Typic Xeroochrept
I-9	38 07 693 N 26 54 998 E	Cumalı Yakını (Orman)	Kahverengi Orman (M) Typic Xeroochrept
I-10	38 05 347 N 26 55 177 E	Karakoç Kaplıcası (Orman)	Kireçsiz Kahverengi O. (N) Dystric Xeroudalf



Şekil 3.3 Toprak profilinde yatay katmanların görünümü.

Çalışmada toprağa ait fiziksel özelliklerin belirlenmesi ve radyoaktivite ölçümlerinin gerçekleştirilmesi amacıyla her katmandan yaklaşık 1-1,5 kg toprak örneği alınmıştır. Ayrıca her horizon için % nem ve volüm ağırlık değerlerinin hesaplanması için 100 cm³ çelik silindirler içerisine yapısı bozulmamış toprak örneği alınmıştır. Alınan örneklerde öncelikle renk kodlaması yapılmıştır. Daha sonra örnekler radyoaktivite ölçümleri ve toprağın fiziksel özellikleri için ayrı ayrı süreçler izlenerek analiz edilmiştir. Çalışma 06.08.2009 ile 12.05.2011 tarihleri arasında periyodik ölçümler alınarak yapılmıştır.

3.4 Toprak Katmanlarının Renk Kodlaması

Toprağın organik madde miktarı, drenaj şartları ve havalanması gibi özellikleri ile toprak rengi arasında yakın bir ilgi bulunmaktadır. Bu nedenle toprak katmanlarının (horizonların) belirlenmesinde toprak renginin belirlenmesi sıkça kullanılan bir yöntemdir. Toprak rengi iki standart rutubet (kuru toprakta ve tarla rutubet kapasitesinde) miktarında tayin edilir. Toprak renklerinin standart bir sistem altında isimlendirilmesinde ve birbirleriyle karşılaştırılmasında Munsell renk ölçeğinden yararlanılmaktadır. Çalışmada istasyonlarda belirlenen yatay katmanların (horizonların) her birinden toprak örneği alınmış ve Munsell Soil Color Charts (Year 2000 Revised Washable Edition) kullanılarak bu örneklerin renk kodlaması yapılmıştır.

3.5 Toprağın Fiziksel ve Kimyasal Özelliklerinin Analizleri

Çalışma ile bölgede kurulan istasyonlarda yatay toprak katmanlardan alınan örneklerin öncelikle yaş ağırlıkları belirlenmiştir. Daha sonra örnekler oda koşullarında kurutulmuş ve kuru ağırlıkları belirlenmiştir. Yaş ve kuru ağırlığı belirlenen örnekler 2 mm elekten geçirilerek analize hazırlanmıştır (Bolca ve ark., 2010).

Toprak Dokusu (Bünye) Analizi: Bouyoucos (1962) tarafından verilen hidrometre yöntemi ile toprakların % kum, % mil ve % kil miktarları belirlenmiştir.

Organik Madde Tayini: Toprak içerisindeki ve üzerindeki ölmüş tüm bitkisel ve hayvansal artıklar toprağın organik maddesinin temelini oluşturmaktadır. Organik madde tayini kuru yakma, gaz-analitik ve yaş yakma yöntemleri ile gerçekleştirilebilmektedir. Çalışmada yaş yakma yöntemi kullanılmıştır. Toprak örneklerinin $K_2Cr_2O_7$ ve H_2SO_4 kullanılarak yaş yakma yöntemiyle % organik karbon içeriği belirlenmektedir. Organik maddenin içeriğinin % 58' inin organik karbon olmasından yararlanılarak % OM miktarları belirlenmiştir.

pH Tayini: Saf su ile doymun hale getirilen örneklerin pH' ı cam elektrotlu Beckman pHmetresi ile belirlenmiştir.

Kireç ($CaCO_3$) Tayini: Schlichting ve Blume (1966) yöntemiyle örneklerin kireç içerikleri Scheibler kalsimetresi kullanılarak hesaplanmıştır.

Tuz Tayini: Toprak örnekleri saf su ile doymun hale getirilmiş (Şekil 3.4) ve geçirgenlikleri Beckman geçirgenlik köprüsü ile belirlenmiştir. Elde edilen direnç verileri, doymun toprak sıcaklığı ($^{\circ}F$) ve doymunluk (%) verileri çizelgede yerleştirilerek suda çözünebilen toplam tuz tayini gerçekleştirilmiştir.

Hacimsel ağırlık: 100 cm^3 hacimdeki çelik silindirler yardımıyla alınan yapısı bozulmamış toprak örneklerinin yaş ve $105\text{ }^{\circ}C$ sıcaklıktaki etüvde kurutulmuş ağırlıkları belirlenmiştir. Bu örneklerin hacimsel (volüm) ağırlıkları kuru/yaş ağırlık oranından hesaplanmıştır (Black, 1965).

Özgöl Ağırlık: Hacmi belli olan piknometre şişeleri ile analiz edilmiştir (U.S. Salinity Lab. Staff, 1951; Black, 1965).

Toplam Boşluk (%): Özgöl ağırlık ve volüm ağırlık verilerine göre formülle saptanmıştır (Ongun, 2008).

Porozite: Özgöl ağırlık/hacimsel ağırlık oranından yararlanılarak her bir örnek için hesaplanmıştır (Ongun, 2008).



Şekil 3.4 Toprak örneklerinin fiziksel analizi

3.6 Çalışmada Kullanılan Radon Ölçüm Yöntemleri

Çalışmada toprak gazı radon ölçümleri nükleer iz kazıma dedektörleri (LR-115 Tip II), Lucas Hücreleri ve sürekli radon ölçüm sistemi ile gerçekleştirilmiştir.

3.6.1 Nükleer İz Kazıma Dedektörleri (LR-115) ile Toprak Gazı Radon Ölçümleri

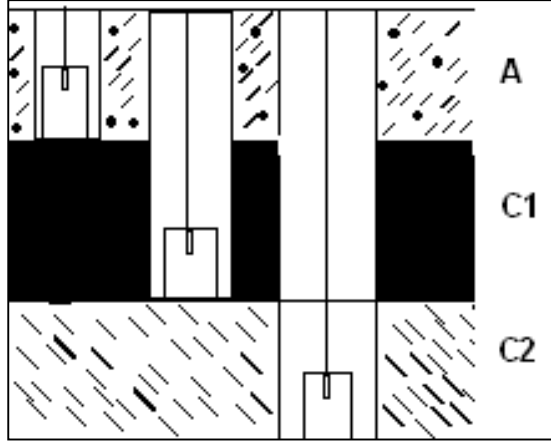
Katı hal nükleer iz kazıma dedektörleri pasif, kararlı, duyarlı, ucuz ve kullanışlı olmaları sebebiyle farklı tipteki iyonize radyasyonun kaydedilmesine olanak sağlayan ve geniş ölçekte yararlanılan materyallerdir. Bu dedektörler temel olarak mineral, kristal, plastik içeren, elektriksel olarak yalıtılmış katı materyallerden meydana gelmektedir (Bondarenko et al., 1999). İyonize radyasyon dedektöre çarptığında

dedektör materyalinde gizli iz adı verilen hasara yol açmaktadır. Gizli izler ya elektron mikroskobuyla ya da dedektörlere kimyasal ve elektrokimyasal iz kazıma metotları uygulandıktan sonra optik mikroskop altında görülebilmektedirler. Yaygın olarak kullanılan polimer dedektörler LR-115 (12 µm seliloz nitrat ve 100 µm polyester), polyallyl di-glycol karbonat (CR-39), CN-85 (100 µm kalınlığındaki Seliloz Nitrat, C₆H₈O₉N₂) bisphenol A polikarbonat (makrofol)'dür. LR-115 ve CR-39, Makrofol'e göre daha yüksek duyarlılıktadır (Leung et al., 2007).

Çalışmada öncelikle istasyonlarda toprak ana kayaca kadar kazılmış, yatay toprak katmanları belirlenmiş ve her katmandan toprak örneği alınmıştır. Daha sonra iz kazıma dedektörlerinin yerleştirileceği düzeneklerin kurulumuna geçilmiştir (Papastefanau, 2007). Bu aşamada her katman derinliğine PVC borular yerleştirilmiştir (Şekil 3.5 ve 3.6).



Şekil 3.5 Nükleer İz kazıma dedektörleriyle toprak gazı radon ölçümlerinde ölçüm düzeneklerinin oluşturulması.

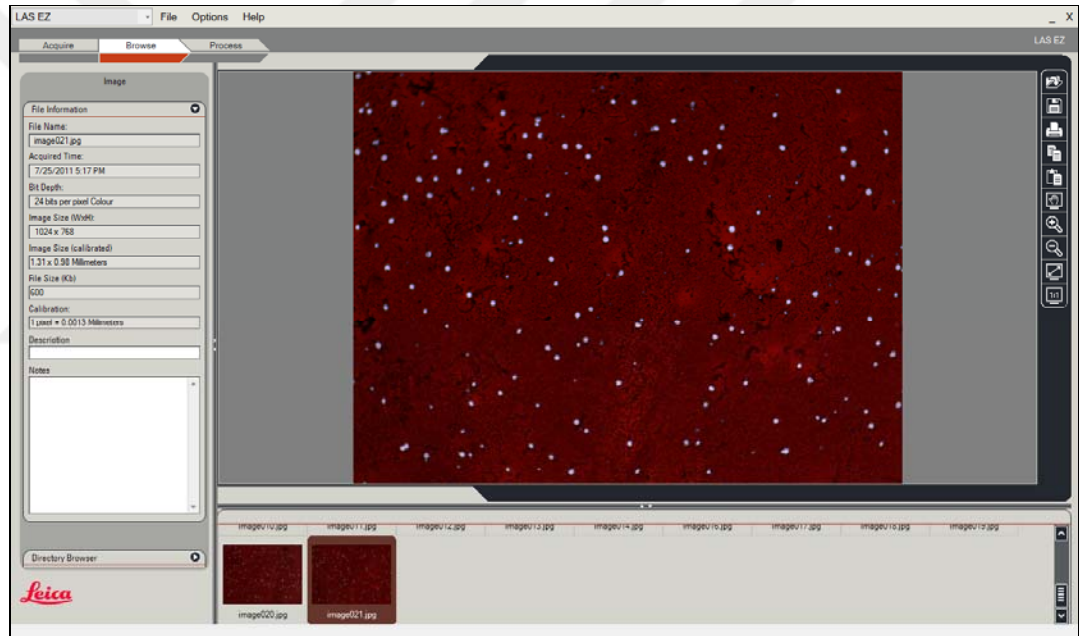


Şekil 3.6 LR-115 dedektörlerin toprağın yatay katmanlarına (A, C1 ve C2) yerleştirilmesi.

Daha sonra boruların içerisine ters kapanmış şekilde dedektörlerle eşit hacimlerde ölçüm alınması için kavanozlar yerleştirilmiştir. PVC boruların kapakları ve kavanozların dip kısmına açılan ufak delikten geçirilen çelik telin ucuna Şekil 3.6’ deki gibi dedektörler yerleştirilmiştir. Bu süreç sonucunda toprak gazı radon ölçümlerine 2 cm x 2 cm boyutlarında LR-115 Tip 2 dedektörler ile başlanmıştır. Çalışma süresince yaklaşık 1000 adet dedektör üzerinden alınan 11000’ in üzerinde görüntü (fotoğraf) analiz edilmiştir. Bu süre sonunda her dedektör yenisi ile değiştirilerek analiz için laboratuvara getirilmiştir. Daha sonra dedektörler 2,5 N (% 10) NaOH çözeltisi içerisinde 60 °C’ de 90 dakika süre ile tutulmuştur (Baixeras et al., 1997). Bu süre sonunda çözeltiden çıkarılan dedektörler saf su içerisinde 10 dakika banyo yapılmıştır. İz kazıma işlemi ile gizli izler optik mikroskopta görünür hale getirilmiştir.

Çalışma kapsamında dedektörlerdeki alfa iz yoğunluğunun belirlenmesi Arias ve ark. (2005)’ e göre 3 aşamada gerçekleştirilmiştir. Birinci aşamada mikroskop altındaki görüntülerin fotoğrafı çekilmiş ve ikinci aşamaya geçilmiştir. Bu aşamada fotoğraf görüntüsü Corel PaintShop yazılımı ile işlenerek elde edilmiştir. Son aşamada ise Scion yazılımı kullanılarak görüntü üzerindeki iz yoğunluğu tayin edilmiştir.

Dedektörler üzerindeki iz görüntüleri çalışma kapsamında satın alımı gerçekleştirilen LEICA DM 750 optik mikroskop, LEICA ICC50 dijital kamera, masaüstü bilgisayar ve LEICA Application Suite (LAS EZ) yazılımından oluşan dijital mikroskop sistemi kullanılarak belirlenmiştir (Şekil 3.7). Bu yazılımın verimli olarak çalışması için en az 1 GB RAM bellek, 3GHz PENTIUM ve eşdeğeri işlemci, 128 MB ekran kartı (grafik adaptörün DirectX 9' u desteklemesi gerekir) donanımına sahip bir bilgisayara ihtiyaç duyulmaktadır. Bununla birlikte bilgisayarın hard diskinde en az 150 MB boş alan ayrılması gerekmektedir. Ayrıca ara bağlantı USB üzerinden sağlanmaktadır. Yazılım Microsoft Windows XP ve Windows 7 işletim sistemleriyle uyumludur.



Şekil 3.7 LEICA Application Suite (LAS EZ) ile LR-115 dedektör üzerinde rastgele seçilen bir alanın fotoğrafının görüntüsü.

Mikroskopta fotoğrafı çekilen farklı alanlar yaygın olarak kullanılan bir görüntü ve resim işleme yazılımı olan Corel PaintShop Photo Pro X3 ile rötuşlanmıştır. Yazılımın kurulması ve açılmasından sonra sol üst köşede yer alan File (Dosya) sekmesinden Open (Aç) alt sekmesi seçilerek istenilen dosya (jpeg

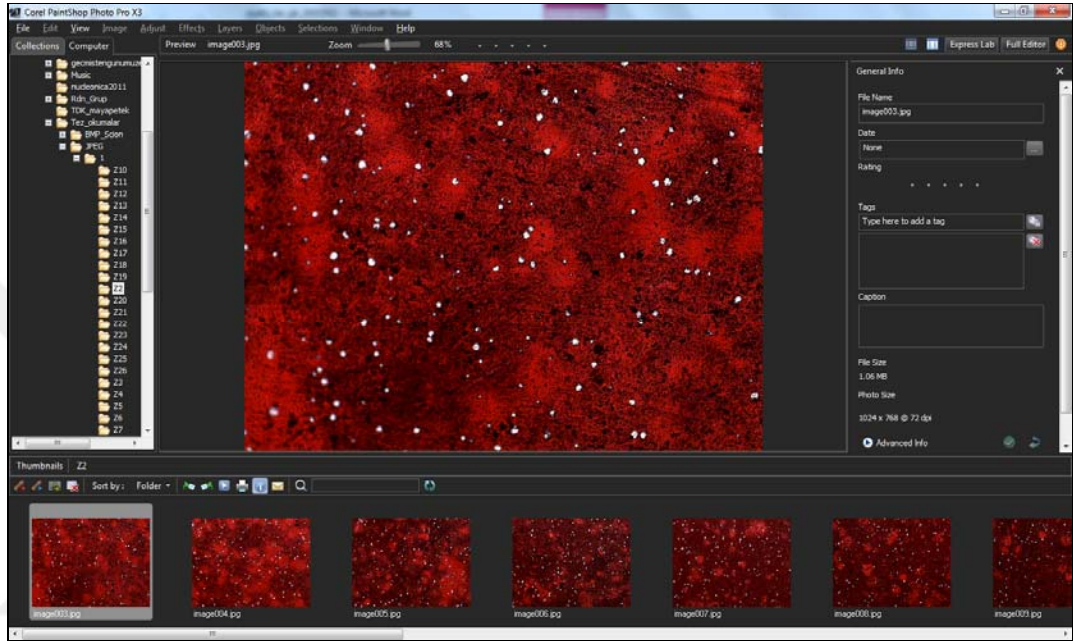
dosyası/görüntüsü) seçilir. Dosya ekranda açıldıktan sonra sağ üst köşedeki Full Editör Sekmesi açılır. Bu sekmenin açılmasıyla seçilen görüntüye uygulanacak işlemler aşağıdaki sıra ile takip edilmiştir.

- **Sharpen More (Keskinlik):** Bitişik pikseller arasındaki karşıtlığın (contrast) artırılması sağlanır. Keskinlik ayarı için ekranın üstünde yer alan ana sekme grubundan Adjust ana sekmesi seçilir. Açılan listeden Sharpness sekmesinden Sharpen More seçilerek işlem tamamlanır.
- **Soften More (Yumuşaklık):** Anlamlı renk geçişleri olan alanlar ve iz kenarındaki ortalama piksellerin karşıtlığın ayarlanması ve geçişlerin parlatılması sağlanır. Sharpen More işlemine benzer olarak sırasıyla Adjust-Softness-Soften More seçilerek işlem uygulanır.
- **Threshold (Eşik Ayarlama):** Siyah-beyaz imaj yaratmak için kullanılmaktadır. Az gelişmiş izleri hariç tutmak için eşik tercihi 200 seviyesi seçilmiştir. Eşik ayarlama için Adjust-Brightness and Contrast-Threshold sekmesi seçilir.
- **BMP olarak Kaydetme:** Fotoğraf üzerinde yukarıdaki işlemler sırasıyla uygulandıktan sonra elde edilen görüntü siyah ve beyaz olarak elde edilir. Bu görüntü .bmp (bitmap) olarak kaydedilir.

Çalışmada çok fazla dosyaya aynı işlem uygulandığı için işlemler çoklu işlem seçeneğiyle kullanılarak kolaylaştırılmıştır. Kaydetme işleminden sonra çoklu işlem uygulaması için Full Editör sekmesinden ekranın sağ üst köşesinde yer alan Organize butonu ile çıkılır. Açılan ekranın alt kısmı Thumbnail bölümünde işlem uygulanan diğer dosyalar görünmektedir. Burada bmp olarak kaydedilen dosya sol altta yer alan Capture Editing ile işaretlenir. Daha sonra işlenecek dosyalar seçilir ve Apply Editing butonun tıklanarak tüm dosyalara aynı işlem uygulanır. Rötüslanan dosyalar Full Editör tekrar açılarak birer birer kaydedilir.

Corel PaintShop Photo Pro X3 ile rötüslamadaki işlemler Arias ve arkadaşları tarafından (2005) belirlenmiştir. Görüntüler üzerine bu işlemler uygulandığında Sharpen More işleminden sonra gelen Erode (aşındırma) işlemi izlerin büyük bir

çoğunluğunun kaybolmasına sebep olduğu görülmüştür (Şekil 3.8). Bu sebeple çalışmada işlemler değiştirilerek daha uygun bir rötuşlama yolu aranmış ve elde edilen en verimli sonuç olarak yukarıda verilen sıra ile işlemler uygulanmıştır.

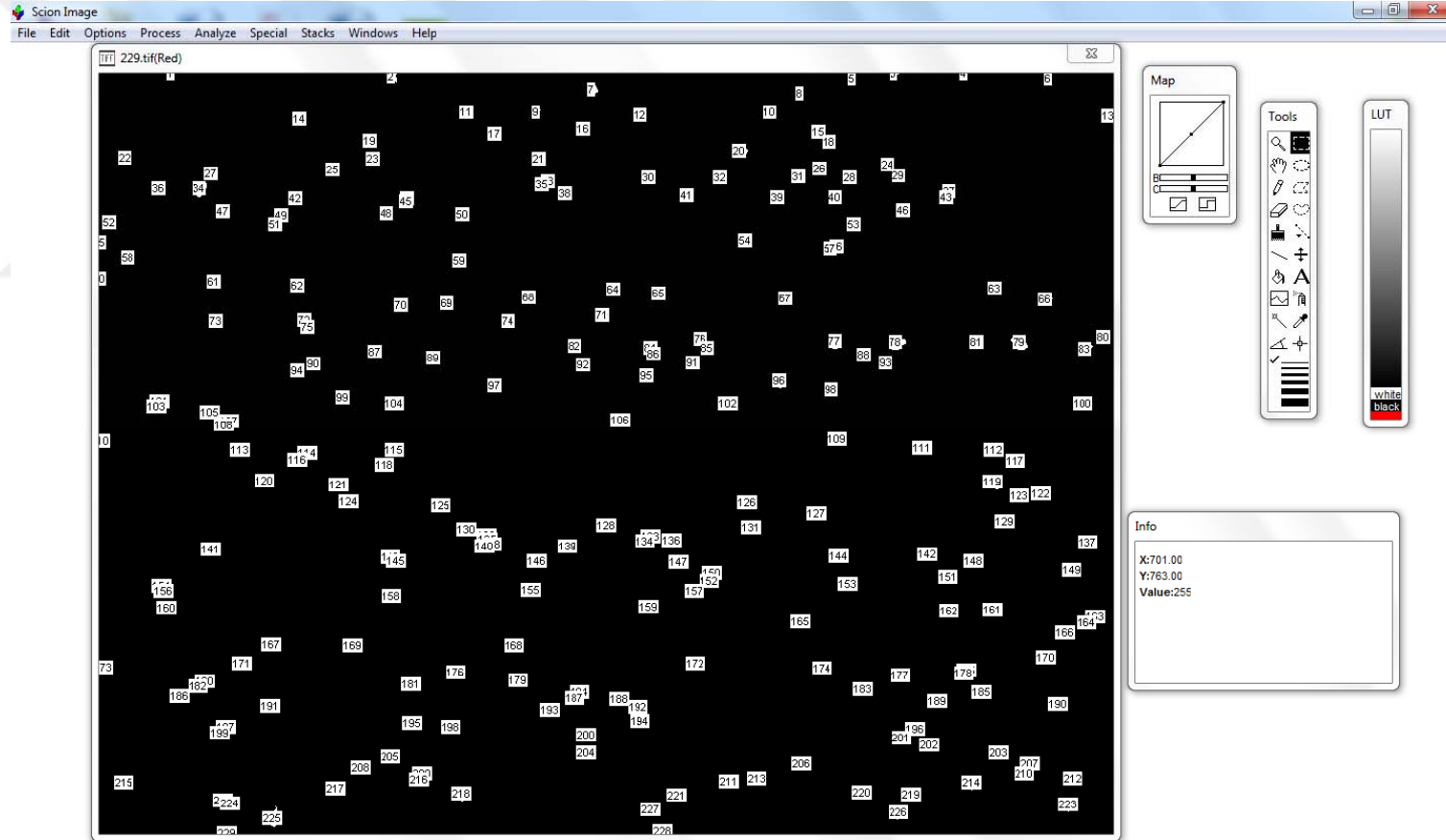


Şekil 3.8 Corel PaintShop Photo Pro X3 ile rötuşlama işleminin ekrandaki görüntüsü.

İzlerin belirlenmesi ve iz dışındaki gürültülerin giderilmesi resim işleme yazılımı ile gerçekleştirilmiştir. Daha sonra dedektörlerdeki iz yoğunluğu ticari olarak bakteri sayımında kullanılan “SCION” yazılımı kullanılarak tayin edilmiştir. Scion Image Analyser yazılımı Arias ve arkadaşları (2005) tarafından ²²²Rn ve ürünlerinden yayınlanan alfa izlerinin sayımına adapte edilmiştir. Bu yazılıma internet üzerinden ücretsiz olarak erişilebilmektedir.

Bu yazılımla;

- “Processes” altındaki “Aritmetic” menüsünde “Add” konumu aktif hale getirilir. Bu pencerede varsayılan değer kullanılır. Böylece iz görüntüsünün her pikseline 25 sabiti eklenir.
- “Options” menüsünden “Density Slicing” aktifleştirilir. LUT penceresinde pozisyon ve boyut sekmesi kullanılarak tüm izler kırmızı olana kadar değiştirilir.
- İzlerin sayılması ve ölçülmesi için “Analysis” menüsünden “Analyze Particle” aktifleştirilir.
- Bu işlemler sonunda ekranın sağ alt köşesinde yer alan Info penceresi içinde alanda sayılan iz sayısı görünmektedir. Burada yazılım, incelenen bmp görüntü üzerindeki iz sayısını vermektedir (Şekil 3.9). Çalışmada mikroskopun 100X büyütme objektifi kullanarak farklı alanlar fotoğraflanmıştır. Mikroskop tarafından 1,2838 mm² büyüklüğünde alanlar görüntülenmektedir. Elde edilen iz sayıları birim alandaki (iz cm⁻²) iz yoğunluğuna dönüştürülmüştür.



Şekil 3.9 Alfa İzlerinin Sayımı

Kalibrasyon

Çalışmada LR-115 dedektörlerdeki alfa iz yoğunlukları ($\text{iz cm}^{-2} \text{ gün}^{-1}$) ^{226}Ra standardı kullanılarak gerçekleştirilen kalibrasyon çalışması (Cherouati et al., 1988) sonucu elde edilen kalibrasyon sabiti ile aktiviteye (Bq m^{-3}) çevrilmiştir. Çalışmada 5 farklı aktivitede (10, 20, 30, 40 ve 50 Bq) sıvı radyum standardı 2000 cm^3 hacmindeki cam kaplara damlatılmış ve içerisine dedektör yerleştirilen kaplar hava almayacak şekilde kapatılmıştır (Şekil 3.10). Dedektörler 21 gün süre ile bekletildikten sonra çıkarılmıştır. Daha sonra dedektörlerdeki iz yoğunluğu belirlenerek verilen aktivitelere karşı kalibrasyon eğrisi çizilmiştir. Elde edilen eğrinin denkleminde kalibrasyon katsayısı $0,0217 \text{ kBq m}^{-3}/\text{iz cm}^{-2} \text{ gün}^{-1}$ olarak bulunmuştur.



Şekil 3.10 Kalibrasyon düzeneği.

3.6.2 Sürekli Radon Ölçümleri

Depremler nedeniyle yaşanan can ve mal kayıplarını engellemek ya da en aza indirmek için geliştirilmeye çalışılan yöntemlerden biri de depremlerin belirli bir süre önceden tahmin edilmesidir. Günümüze değin yapılan çalışmalarda birçok ön izleyicinin depremlerin önceden tahmininde kullanılabilirliği araştırılmıştır. Deprem tahmin çalışmalarında kullanılan ön izleyicilerden biri olan radon gazının sürekli

ölçülmesi ile sismik aktiviteler ilişkilendirilmeye çalışılmaktadır. Bu nedenle sürekli radon gazı ölçümleri dünyanın birçok bölgesinde yapılmaktadır.

Saç ve arkadaşlarının (2008) 104Y314 no' lu Tübitak projesi kapsamında Seferihisar Cumalı köyü içerisinde kurmuş oldukları sürekli radon ölçüm sistemi 2006 yılından beri ölçümler almaktadır. Sürekli radon ölçüm sisteminin kurulduğu alan Cumalı termal su kaynaklarına yaklaşık 100 m uzaklıktadır (Şekil 3.11). Sürekli radon ölçüm sistemi çalışmada LR-115 dedektörlerle ölçüm alınan istasyonlardan I-2 ile aynı konumda yer almaktadır.



Şekil 3.11 Sürekli radon ölçüm sisteminin konumunun uydudan görünümü.

Sistem silisyum dedektör (Alphameter 611; AlphaNuclear Inc., Canada), veri kaydedici (datalogger), güç ünitesi ve GSM modemden oluşmaktadır (Şekil 3.12 ve 3.13). Dedektör 5 cm çapında 40 cm uzunluğunda çelik kap ile korunmaktadır ve dedektör 80 cm derinliğe gömülmüştür. Radon ölçümleri 15 dakikalık periyotlarla alınmaktadır (Saç ve ark., 2011). Elde edilen sayımlar dedektör veri toplama (veri kayıt) birimine aktarılmaktadır. Bu veriler GSM veri hattı üzerinden sunucu sisteme iletilmektedir.



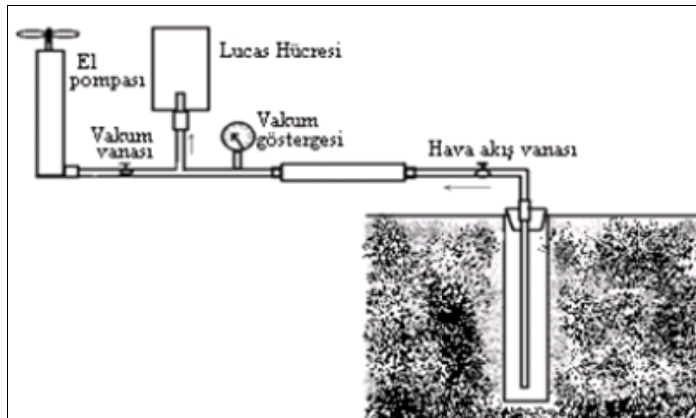
Şekil 3.12 Seferihisar Cumalı’ da kurulu olan sürekli radon ölçüm sisteminin dışarıdan görünümü (Toprağın altına yerleştirilen Alphameter radon ölçüm sistem bağlantı kablosu ile elde ettiği verileri duvarda yer alan panodaki veri depolayıcıya aktarmaktadır).



Şekil 3.13 Sürekli Radon ölçüm sisteminin bağlı olduğu pano ve içindeki donanımın görüntüsü.

3.6.3 Lucas Hücreleri (Dyck Yöntemi)

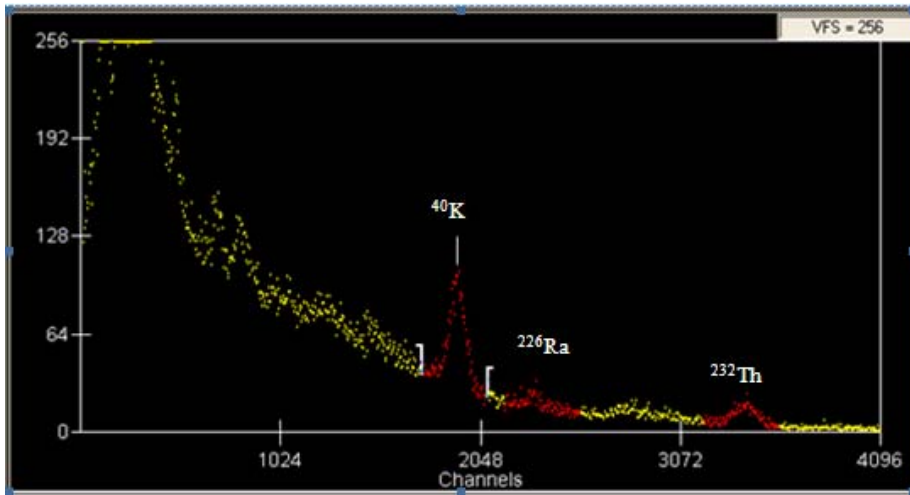
Toprak gazı radon ölçümlerinde kullanılan diğer bir yöntem olan Dyck yöntemiyle anlık radon ölçümleri alınmıştır. Bu yöntemde topraktaki hava ve diğer gazlar vakum yapılmış Lucas Hücresine çekilmiştir. Daha sonra radon ve ürünlerinin dengeye gelmesi için yaklaşık olarak 4 saat beklenmiş ve bu süre sonunda Lucas Hücreleri EDA RDA-200 sistemine monte edilerek sayılmıştır (Şekil 3.14).



Şekil 3.14 Lucas Hücreleri ile radon ölçümünün şematik gösterimi.

3.7 . ^{226}Ra , ^{232}Th ve ^{40}K Radyonüklid Konsantrasyonlarının Belirlenmesi

Çalışma kapsamında ^{226}Ra , ^{232}Th ve ^{40}K konsantrasyonlarının belirlenmesi için öncelikle alınan her toprak örneğinin yaş ağırlığı tartılmış ve daha sonra örnekler etüvde kurutulmuştur. Kurutulan örnekler 2 mm elekten geçirilmiş ve özel kaplara koyularak hava almayacak şekilde silikonla kapatılmıştır. Kapatılan örnekler radyum ve ürünleri arasında radyoaktif dengenin oluşması için 40 gün süre ile ölçümden önce bekletilmiş ve bu süreyi tamamlayan örneklerde doğal radyoaktivite ölçümleri gama spektroskopik yöntemle gerçekleştirilmiştir (Şekil 3.15).



Şekil 3.15 NaI(Tl) dedektörlü gama spektrometresinde alınan örnek gama spektrumu (Spektrumda yatay eksen kanal sayısını ve dikey eksen kanal başına sayım değerleri göstermektedir).

Çalışmada 3x3 inçlik NaI(Tl) sintilasyon dedektörlü gama spektrometresi kullanılarak doğal radyoaktivite ölçümleri gerçekleştirilmiştir. Kullanılan gama spektrometre sistemi NaI(Tl) sintilasyon dedektörü, fotoçoğaltıcı tüp, Canberra AMP/TSCA (Model 2015A) Amplifier, Canberra Multiport II ve Genie 2000 yazılımından oluşmaktadır. Dedektör sistemini çevreleyen kurşun zırh ile çevreden gelebilecek radyasyonu en aza indirilmesi amaçlanmıştır.

Çalışmada ^{40}K konsantrasyonları 1,46 MeV enerjili gama pikinden, ^{226}Ra konsantrasyonları ^{214}Bi ' ün 1,76 MeV enerjili gama pikinden ve ^{232}Th konsantrasyonları ^{206}Tl ' nın 2,61 MeV enerjili gama pikinden yararlanılarak tayin edilmiştir (Bolca et al., 2006).

Çalışmada standartlar, örnekler ve art ortam sayımları 14400 s (4 saat) süre alınmıştır. Bu süre radyonüklidlere ait piklerin verimli olarak tayin edileceği minimum süre olarak bulunmuştur. Her örnekteki radyoaktivitenin belirlenmesi için sayımlar en az üç kez tekrar edilmiştir. Bu çalışmada % 52,45 potasyum, 118 ppm uranyum ve 600 ppm toryum standartları kullanılmıştır.

3.8 İstatistik Analizler

Çalışma kapsamında gerçekleştirilen ölçümlerden elde edilen veriler MINITAB 14 yazılımı kullanılarak istatistiksel olarak değerlendirilmeye çalışılmıştır. Bu amaçla tüm verilerin varyans analizleri (Univariate Variance Analyses) yapılmış ve toprak fiziksel özellikleri doğal radyoaktivite düzeyleri arasındaki ilişki Spearman Korelasyonu uygulanarak değerlendirilmiştir. Bu değerlendirme sonuçlarına ilişkin bilgiler 4. Bölüm' de verilmiştir.

4. BULGULAR ve TARTIŞMA

4.1 Renk Kodlaması Sonuçları

Çalışmada toprak katmanlarının renk kodlamaları Çizelge 4.1’ de verilmiştir.

Çizelge 4.1 Toprak örneklerinin renk kodlaması

İstasyon	Derinlik	Durum	Renk
I-1	0-21	Kuru	Çok soluk kahverengi -10 YR 7/4
		Islak	Sarımsı kahverengi-10 YR 5/4
	21-43	Kuru	Açık sarımsı kahverengi-10 YR 6/4
		Islak	Koyu sarımsı kahverengi-10 YR 4/4
I-2	0-25	Kuru	Kahverengi-10 YR 4/3
		Islak	Çok koyu kahverengi-10 YR 2/2
	25-70	Kuru	Kırmızı-2,5 YR 4/6
		Islak	Koyu kırmızı-2,5 YR 3/6
	70+	Kuru	Koyu kırmızı-2,5 YR 3/6
		Islak	Koyu kırmızı-2,5 YR 3/6
I-3	0-20	Kuru	Sarımsı kahverengi-10 YR 5/4
		Islak	Koyu sarımsı kahverengi-10 YR 3/4
	20-45	Kuru	Açık sarımsı kahverengi-10 YR 6/4
		Islak	Koyu sarımsı kahverengi-10 YR 4/4
I-4	0-23	Kuru	Soluk kahverengi-10 YR 6/3
		Islak	Kahverengi-10 YR 4/3
	23-50	Kuru	Çok soluk kahverengi-10 YR 7/4
		Islak	Sarımsı kahverengi-10 YR 5/4
I-5	0-40	Kuru	Soluk kahverengi-10 YR 5/4
		Islak	Kahverengi-10 YR 3/4
	40-65	Kuru	Kahverengi-10 YR 6/4
		Islak	Koyu kahverengi-10 YR 4/4
I-6	0-20	Kuru	Koyu sarımsı kahverengi-10 YR 4/4
		Islak	Çok koyu kahverengi-10 YR 2/2
	20-40	Kuru	Koyu sarımsı kahverengi-10 YR 4/6
		Islak	Çok koyu kahverengi-10 YR 2/2
	40-70	Kuru	Sarımsı kahverengi-10 YR 5/4
		Islak	Koyu sarımsı kahverengi-10 YR 3/4

Çizelge 4.1' in devamı...

İstasyon	Derinlik	Durum	Renk
I-7	0-30	Kuru	Sarımsı kahverengi-10 YR 5/4
		Islak	Koyu sarımsı kahverengi-10 YR 3/4
	30-70	Kuru	Çok soluk kahverengi-10 YR 7/3
		Islak	Kahverengi-10 YR 5/3
I-8	0-60	Kuru	Kırmızı-10 R 4/8
		Islak	Koyu kırmızı-10 R 3/6
	60-100	Kuru	Koyu kırmızı-10 R 3/6
		Islak	Koyu kırmızı-10 R 3/6
	100 ⁺	Kuru	Koyu kırmızı-10 R 3/6
		Islak	Koyu kırmızı-10 R 3/6
I-9	0-20	Kuru	Zayıf kırmızı-10 R 4/4
		Islak	Çok Koyu kırmızı-10 R 2,5/2
	20-40	Kuru	Kırmızı-10 R 5/8
		Islak	Koyu kırmızı-10 R 3/6
	40 ⁺	Kuru	Kırmızı-10 R 4/6
		Islak	Koyu kırmızı-10 R 3/6
I-10	0-25	Kuru	Koyu sarımsı kahverengi-10 YR 4/6
		Islak	Çok koyu kahverengi-10 YR 2/2
	25-65	Kuru	Açık sarımsı kahverengi-10 YR 6/4
		Islak	Koyu sarımsı kahverengi-10 YR 4/4
	65 ⁺	Kuru	Çok soluk kahverengi-10 YR 7/3
		Islak	Kahverengi-10 YR 5/3

Toprak katmanlarının renk kodlaması Munsell Color Chart (2000) ile yapılmıştır. Bunun için her katmandan alınan örnek önce kuru haldeyken renk ölçeğine yerleştirilerek renk kodu belirlenmiştir. Daha sonra aynı işlem saf su ile ıslatılan (tarla rutubet kapasitesine getirilen) örneğe uygulanmıştır. Bu işlem sonucunda sekizinci istasyonun 80-100 cm ve 100⁺ katmanları dışındaki katmanların birbirlerinden farklı renklerde olduğu görülmüştür. Sekizinci istasyonun en alt iki katmanının aynı renk olması alt katmanların özelliklerinin birbirine oldukça yakın olmasıyla açıklanabilir. Bu katmanların oluşum süreleri yüzey katmanlara oranla daha uzun sürelidir.

4.2 Toprağın Fiziksel ve Kimyasal Özellikleri

Toprak örneklerinin pH, % tuz, % CaCO_3 (Kireç), % OM, bünye, % nem, hacimsel (volüm) ağırlık ve özgül ağırlık ölçüm sonuçları Çizelge 4.2’ de verilmiştir. Toprak örneklerinin pH’ ı 7,08 ile 7,96 arasında ölçülmüştür. Genel olarak toprakların hafif alkali topraklar olduğu söylenebilir. Toprak örneklerinin % tuz içeriği 0,001 ile 0,170 arasında bulunmuştur. Sekizinci istasyonunda (I-8) alt katmanlara inildikçe artan tuz içeriği dışında topraklar iz miktarda tuz içeriğine sahiptir. Yüksek tuz içeriğine sahip jeotermal su kaynaklarının dere sularına karışması ve tarımsal sulamada kullanılması sebebiyle dünya genelinde toprakların çoraklaştığı ve tuzluğunun arttığı görülmektedir (Aslan, 2010). Tarcan ve Gemici (2003) bölgede yaptıkları çalışmada Na-Cl yapıdaki jeotermal su içeriğinin bölgedeki en önemli geçim kaynağı olan mandalina yetiştiriciliği açısından tehlikeli olduğunu göstermişlerdir. Bununla birlikte bölgedeki termal sular tuz içeriği açısından iki farklı özellik göstermektedir. Tuzla ve Cumalı kaplıcaları yüksek tuz içeriğine sahipken Doğanbey ve Karakoç kaplıcaları suları düşük tuzluluktadırlar. Bu farklılığın en büyük sebebi ise suların zaman zaman tatlı sularla ve deniz suyuyla farklı oranlarla karışmasının sonucu olabilir (Tarcan ve Gemici, 2003). Dolayısıyla bu sularla zaman zaman yıkanan bölge topraklarının tuz içeriği de farklılık göstermektedir. Çalışmada % organik madde miktarları 0,28 ile 4,75 arasında değişmektedir. Toprak örnekleri çoğunlukla humusça fakirdir ve alt katmanlara doğru inildikçe organik madde miktarı azalmaktadır. Toprakların bünyeleri konuma ve horizonlara bağlı olarak değişim göstermektedir. İstasyonlar incelendiğinde 5. istasyonun (I-5) diğer istasyonlara göre yüksek tuz ve kireç içeriğine sahip olduğu görülmektedir. Bu istasyonun bulunduğu alanda devam eden zirai faaliyetler ve gübre kullanımı toprak özelliklerinin farklılığındaki önemli sebepler olarak gösterilebilir.

Çizelge 4.2 Toprakların Fiziksel ve Kimyasal Analiz Sonuçları

İstasyon	Horizon	pH	% Tuz	% CaCO ₃	% OM	% Kum	% Mil	% Kil	% Nem	Volüm Ağırlık (g cm ⁻³)	Özgül Ağırlık (g cm ⁻³)	Porozite	Bünye
I-1	A	7,23	0,080	1,20	7,74	54,72	32,00	13,28	0,05	1,05	2,56	0,41	Kumlu Tın
	C1	7,16	0,085	0,90	1,75	54,72	20,00	25,28	0,03	1,60	2,79	0,57	Kumlu Killi Tın
	C2	7,08	0,039	0,40	0,31	46,72	32,00	21,28	0,09	1,50	2,71	0,55	Tınlı
I-2	A	7,34	0,049	6,51	2,94	56,72	28,00	15,28	0,04	1,35	2,72	0,50	Kumlu Tın
	C1	7,55	0,042	5,80	1,81	54,72	26,00	19,28	0,07	1,30	2,61	0,58	Kumlu Tın
	C2	7,75	0,001	6,13	0,77	56,72	22,00	21,28	0,06	1,50	2,69	0,48	Kumlu Killi Tın
I-3	A	7,53	0,039	6,51	3,61	44,72	32,00	23,28	0,03	1,45	2,63	0,55	Tınlı
	C1	7,64	0,032	6,43	2,01	42,72	34,00	23,28	0,07	1,30	2,66	0,49	Tınlı
I-4	A	7,28	0,035	1,12	3,92	54,72	22,00	23,28	0,04	1,25	2,82	0,44	Kumlu Killi Tın
	B	7,23	0,002	0,96	2,12	50,72	24,00	25,28	0,03	1,55	2,93	0,53	Kumlu Killi Tın
	C1	7,17	0,048	0,80	0,52	52,72	22,00	25,28	0,03	1,50	2,90	0,52	Kumlu Killi Tın
	C2	7,13	0,032	0,71	0,83	58,72	22,00	19,28	0,06	1,50	2,86	0,53	Kumlu Tın
I-5	A	7,55	0,058	11,97	2,37	46,72	34,00	19,28	0,19	1,45	2,65	0,56	Tınlı
	C1	7,96	0,060	21,18	0,72	60,72	18,00	21,28	0,20	1,65	2,73	0,62	Kumlu Killi Tın

Çizelge 4.2' nin devamı...

İstasyon	Horizon	pH	% Tuz	% CaCO ₃	% OM	% Kum	% Mil	% Kil	% Nem	Volüm Ağırlık (g cm ⁻³)	Özgül Ağırlık (g cm ⁻³)	Porozite	Bünye
I-6	A	7,36	0,012	5,44	7,74	54,72	32,00	13,28	0,13	1,55	2,71	0,50	Kumlu Tın
	C1	7,40	0,033	5,52	1,75	54,72	20,00	25,28	0,23	1,45	2,61	0,46	Kumlu Tın
	C2	7,62	0,002	7,10	0,31	46,72	32,00	21,28	0,14	1,45	2,62	0,48	Kumlu Tın
	C3	7,72	0,001	7,69	2,94	56,72	28,00	15,28	0,21	1,65	2,86	0,53	Kumlu Tın
	C4	7,77	0,002	8,36	1,81	54,72	26,00	19,28	0,19	1,35	2,62	0,57	Kumlu Tın
I-7	A	7,30	0,035	0,85	0,77	56,72	22,00	21,28	0,04	1,20	2,87	0,40	Tınlı
	B	7,09	0,012	1,10	3,61	44,72	32,00	23,28	0,03	1,25	2,74	0,69	Kumlu Tın
I-8	A	7,73	0,001	11,00	2,01	42,72	34,00	23,28	0,06	1,55	2,79	0,56	Killi Tın
	B	7,52	0,062	7,93	3,92	54,72	22,00	23,28	0,03	1,60	2,73	0,59	Killi Tın
	C1	7,54	0,170	8,44	2,12	50,72	24,00	25,28	0,06	1,70	2,89	0,59	Tınlı
I-9	A	7,28	0,028	1,93	0,52	52,72	22,00	25,28	0,06	1,70	2,78	0,61	Tınlı
	B	7,85	0,001	3,19	0,83	58,72	22,00	19,28	0,05	1,90	2,60	0,73	Kumlu Killi Tın
	C1	7,82	0,003	2,92	2,37	46,72	34,00	19,28	0,03	1,90	2,68	0,71	Kumlu Tın
I-10	A	7,28	0,001	2,01	0,72	60,72	18,00	21,28	0,04	1,20	2,54	0,47	Kumlu Killi Tın
	B	7,19	0,001	1,28	7,74	54,72	32,00	13,28	0,06	1,70	2,86	0,59	Kumlu Killi Tın
	C1	7,08	0,001	0,92	1,75	54,72	20,00	25,28	0,03	1,45	2,93	0,49	Kumlu Killi Tın

Çalışmada hesaplanan parametrelerden biri de toprak tanecikleri arasında kalan boşluğu ifade eden porozitedir (gözeneklilik). Toprak tanecikleri arasında kalan bu boşluklar yolu ile bazı sıvılar (çoğunlukla su) ve gazların geçişi ya da dolaşımı mümkün olmaktadır (Mujahid et al., 2005). Çalışma alanındaki toprakların porozite değerlerinin 0,40 ile 0,73 arasında değiştiği belirlenmiştir.

4.3 Toprak Geçirgenliği

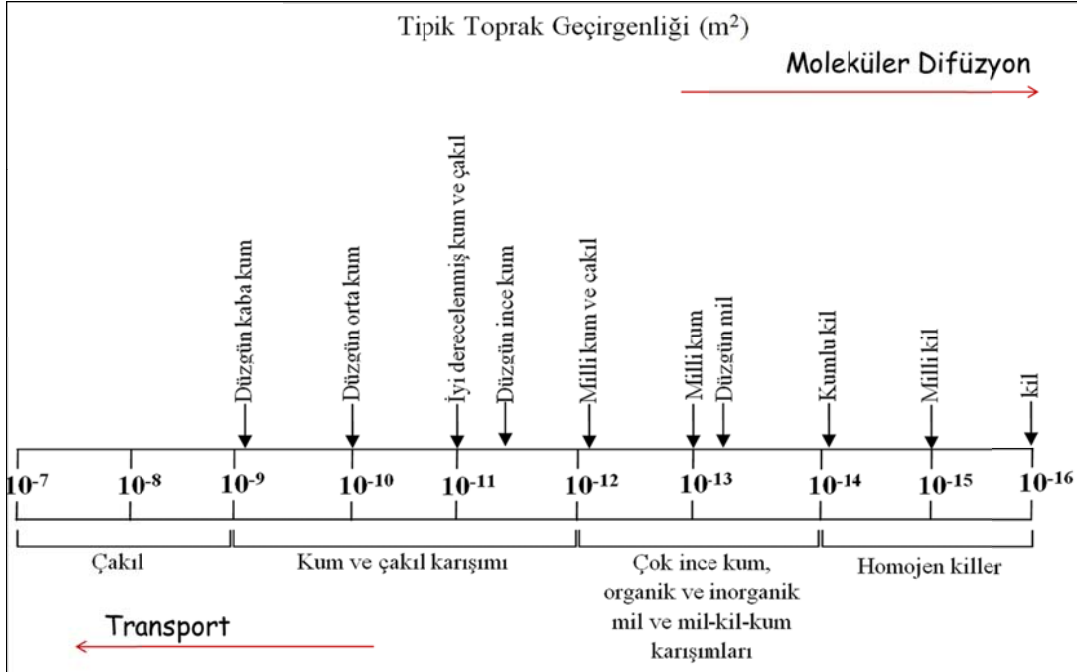
Çalışmada fiziksel özellikleri incelenen toprak örneklerinin geçirgenlikleri de hesaplanmıştır. Yapılan fiziksel analizlerde elde edilen değerler 2.9 ve 2.10 denklemlerinde kullanılmıştır (Nazaroff and Nero, 1988). Buna göre toprak geçirgenlikleri $1,15$ ile $80,60 \cdot 10^{-11} \text{ m}^2$ arasında bulunmuştur.

$$k = \frac{c\varepsilon^3}{TS^2} \quad (2.9)$$

$$S = \frac{6(1 - \varepsilon)}{d} \quad (2.10)$$

Burada, C gözenek şekline bağlı sabit, T dolanbaçlılık (Tortuosity), S spesifik yüzey alanı, ε porozite ve d parçacık çapıdır. Geçirgenlik ölçeği 10^{-7} ile 10^{-16} m^2 değerleri arasında uzanır (Şekil 4.1). Bu ölçeğin iki uç değeri arasında yaklaşık on kat bir fark vardır ve geçirgenliğin düşük olduğu durumlarda moleküler difüzyon baskın hale gelir. Tanecik boyutu küçüldükçe geçirgenlik değeri düşmektedir. Tam tersi durumda ise tanecik boyutu büyüdükçe yani kumlu yapılara gidildikçe geçirgenlik artmakta ve konveksiyon yoluyla radonun hareketi ağırlık kazanmaktadır.

Bölgeden alınan toprakların bünye analizine bakıldığında toprakların yaklaşık % 50 kum içeriğine sahip olduğu görülmektedir. Dolayısıyla tanecik boyutu büyük ve porozite (gözeneklilik) değerleri de nispeten yüksek bulunmuştur. Bu tür topraklarda radon gazının kaçışı için çok sayıda boşluğun imkan verdiği söylenebilir. Çalışmada elde edilen toprak geçirgenlikleri 10^{-10} - 10^{-11} mertebesinde olup bölge topraklarının geçirgen topraklar olduğu söylenebilir.



Şekil 4.1 Topraklar için geçirgenlik ölçeği.

4.4 Topraklarda ²²⁶Ra, ²³²Th ve ⁴⁰K Radyonüklid Konsantrasyon Sonuçları

Çalışmada sintilasyon gama spektrometresi kullanılarak belirlenen doğal radyonüklid konsantrasyonları Çizelge 4.3' de verilmiştir. Bölge topraklarından alınan örneklerde ²²⁶Ra konsantrasyonları 7,1 ile 32,0 Bq kg⁻¹, ²³²Th konsantrasyonları 15,2 ile 35,9 Bq kg⁻¹ ve ⁴⁰K konsantrasyonları 223,1 ile 802,2 Bq kg⁻¹ arasında belirlenmiştir. UNSCEAR tarafından dünya genelinde topraklardaki ortalama ²²⁶Ra, ²³²Th ve ⁴⁰K konsantrasyonları sırasıyla 35 (17-60), 30 (11-64) ve 400 (14-850) Bq kg⁻¹ verilmektedir (UNSCEAR, 2000). Sonuçlar incelendiğinde bölge topraklarında ölçülen konsantrasyonların ⁴⁰K haricinde dünya ortalamalarına yakın olduğu söylenebilir. Yapılan birçok çalışmada tarımsal amaçlı olarak gübre kullanımının ⁴⁰K konsantrasyonlarının artmasına sebebiyet verdiği gösterilmiştir (Conceicao et al., 2009; Boukhenfouf and Boucenna, 2011).

Çizelge 4.3 Toprakların Doğal Radyoaktivite Konsantrasyonları

Büyük Toprak Grubu	İstasyon	Horizon	²²⁶ Ra (Bq kg ⁻¹)	²³² Th (Bq kg ⁻¹)	⁴⁰ K (Bq kg ⁻¹)
Kireçsiz Kahverengi (Dystric Lithic Xerorthent)	I-1	A (0-5)	15,0	26,5	459,6
		C1 (5-21)	17,7	37,6	685,2
		C2 (21-43)	26,8	31,5	595,0
Kolluvial (Typic Xerorthent)	I-2	A (0-25)	15,7	28,8	485,7
		C1 (25-70)	22,9	33,5	492,8
		C2 (70 ⁺)	22,9	26,6	465,9
Alluvial (Typic Xerofluvent)	I-3	A (0-20)	19,7	24,6	351,1
		C1 (20-45)	16,4	21,8	389,7
Kireçsiz Kahverengi (Dystric Lithic Xerorthent)	I-4	A (0-23)	19,4	28,4	513,7
		B (23-50)	32,0	34,6	606,6
		C1 (50-98)	23,4	35,1	644,8
		C2 (98 ⁺)	18,3	35,9	687,0
Alluvial (Typic Xerofluvent)	I-5	A (0-40)	13,3	15,2	223,1
		C1 (40-65)	7,1	21,6	248,0
Kolluvial (Typic Xerorthent)	I-6	A (0-5)	24,3	22,5	394,5
		C1 (5-20)	35,2	30,2	484,3
		C2 (20-40)	16,2	18,2	350,3
		C3 (40-70)	15,0	26,5	372,5
		C4 (70 ⁺)	17,7	37,6	362,8
Kireçsiz Kahverengi O. (Dystric Xeroudalf)	I-7	A (0-30)	26,8	31,5	785,5
		B (30-70)	15,7	28,8	802,2
Kahverengi Orman (Typic Xeroochrept)	I-8	A (0-60)	22,9	33,5	789,7
		B (60-100)	22,9	26,6	629,8
		C1 (100 ⁺)	19,7	24,6	484,3
Kahverengi Orman (Typic Xeroochrept)	I-9	A (0-20)	16,4	21,8	508,8
		B (20-40)	19,4	28,4	585,4
		C1 (40 ⁺)	32,0	34,6	566,6
Kireçsiz Kahverengi Orman (Dystric Xeroudalf)	I-10	A (0-25)	23,4	35,1	268,0
		B (25-65)	18,3	35,9	307,9
		C1 (65 ⁺)	13,3	15,2	295,1

İspanya’ da yapılan benzer bir çalışmada toprak profilleri boyunca ^{226}Ra , ^{232}Th ve ^{40}K aktiviteleri belirlenmiştir. Çalışmada her üç radyonüklidin de aktivitelerinin hemen hemen sabit olduğu ve alt katmanlara inildikçe bir değişimin olmadığı sonucuna ulaşılmıştır. Ayrıca çalışmada toprağın fiziksel özellikleri ile gama verici radyonüklidler arasındaki ilişkiler de incelenmiştir. Toprakların kireç içeriğiyle ^{226}Ra , ^{232}Th ve ^{40}K aktiviteleri arasında negatif bir anlamlı ilişki bulunmuştur. Diğer taraftan her üç radyonüklid ile pH arasında anlamlı bir ilişki tespit edilememiştir. Ayrıca radyonüklidlerin konsantrasyonlarının tanecik boyutuyla ters orantılı olduğu görülmüştür (Navas et al., 2002).

Bölgede daha önce yapılan bir çalışmada termal su kaynaklarının çevresinde alınan toprak örneklerinde ^{226}Ra , ^{232}Th ve ^{40}K aktivite konsantrasyonları belirlenmiştir. Çalışmada ^{226}Ra 49,23-595,68 Bq/kg, ^{232}Th 1,35-27,87 Bq/kg ve ^{40}K 171,49-645,38 Bq/kg arasında belirlenmiştir (Özsoylu, 2006). Genel olarak iki çalışmada da farklı örnekleme yöntemi izlense de elde edilen sonuçların benzer olduğu söylenebilir.

4.5 Toprak Gazı Radon Konsantrasyonları

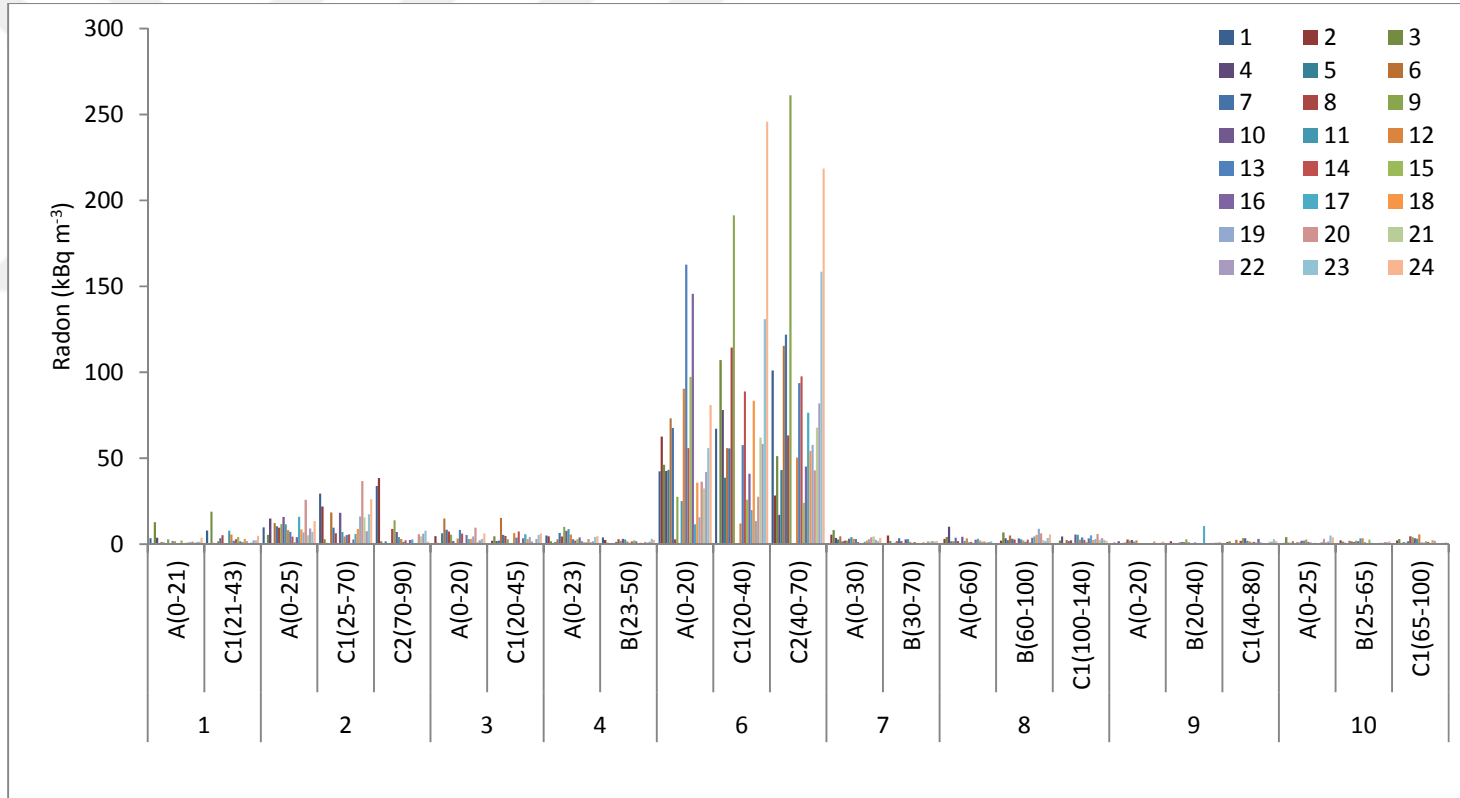
4.5.1 Nükleer İz Kazıma Dedektörleri (LR-115) Sonuçları

Çalışmada periyodik olarak 24 toprak gazı radon ölçümü 06.08.2009 ile 12.05.2011 tarihleri arasında gerçekleştirilmiştir. LR-115 dedektörler ile alınan radon ölçümlerine ait sonuçlar Şekil 4.2, 4.3 ve 4.4’ de verilmiştir. Çalışmada radon konsantrasyonları istasyonlara, yatay toprak katmanlarına ve büyük toprak gruplarına göre ayrı ayrı değerlendirilmiştir.

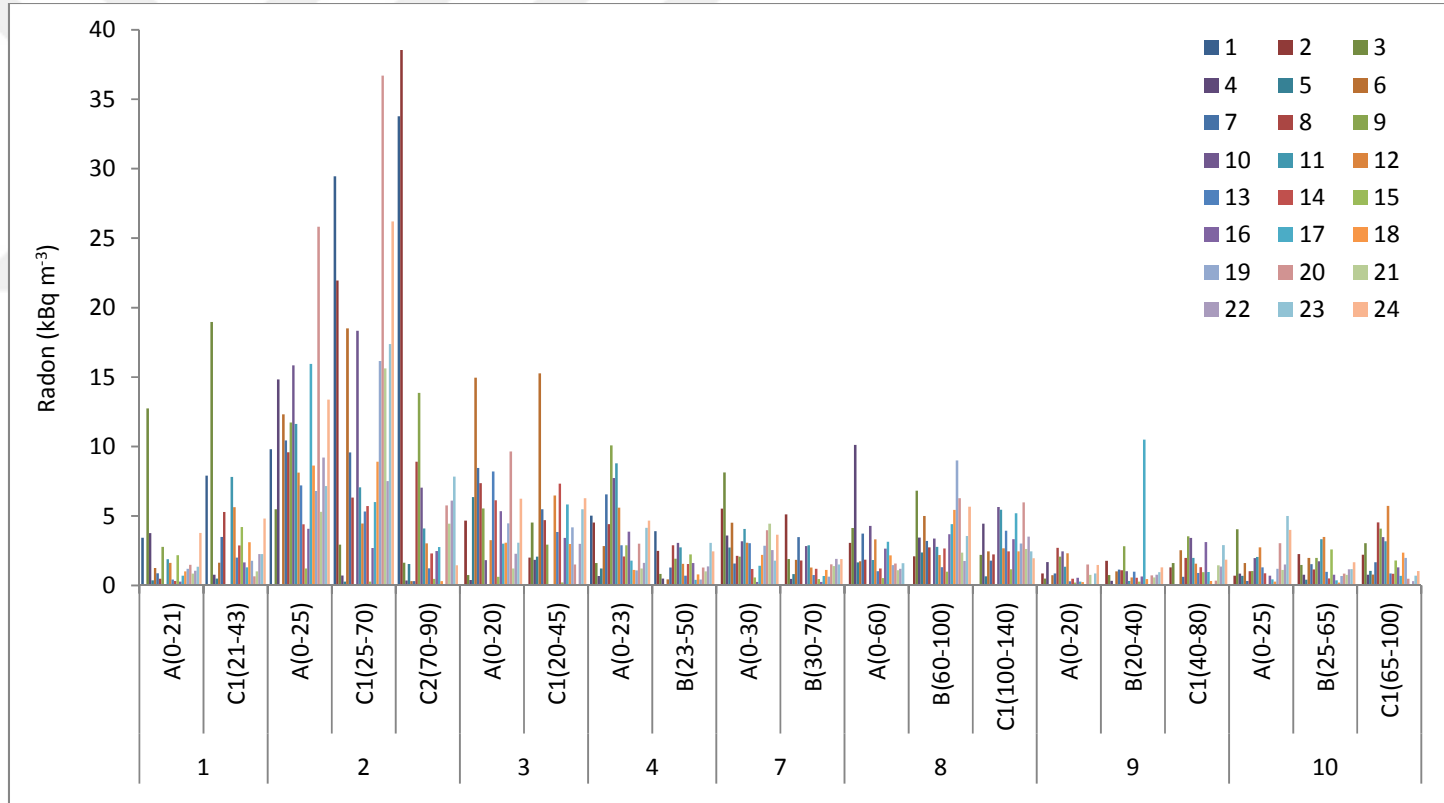
İstasyonlara göre radon konsantrasyonları 0,1 ile 261,1 kBq m⁻³ arasında değişmektedir. Çalışmada en yüksek radon konsantrasyonları altıncı istasyonda (I-6) ölçülmüştür (Şekil 4.2). Bu istasyonda (I-6) radon konsantrasyonları 2,8 ile 261,1 kBq m⁻³ arasında değişmiş ve ortalama radon konsantrasyonu 71,8 kBq m⁻³ olarak hesaplanmıştır. Diğer istasyonlardaki radon konsantrasyonları altıncı istasyona (I-6)

oranla çok daha düşük bulunmuştur. Dünyanın farklı bölgelerinde toprak gazı radon ölçümleri incelendiğinde radon konsantrasyonlarının kBq m^{-3} mertebesinde olduğu görülmektedir. Toprak gazı radon konsantrasyonları Slovenya’ da Vaupotic ve arkadaşları (2002) tarafından $2\text{--}14 \text{ kBq m}^{-3}$, Shweikani ve Hushari (2005) tarafından Suriye’ de $0.1\text{--}12.0 \text{ kBq m}^{-3}$, Shashikumar ve arkadaşları (2008) tarafından $0.11\text{--}11.85 \text{ kBq m}^{-3}$, Ereeş ve arkadaşları (2006) tarafından Denizli’ de $0.21\text{--}7.39 \text{ kBq m}^{-3}$ arasında belirlenmiştir. Jönsson (1995) çalışmasında nükleer iz kazıma dedektörleriyle toprak gazı radon konsantrasyonlarını belirlemiş ve 1 m ve daha derinde gerçekleştirilen radon ölçümlerinde radon konsantrasyonlarının 100 kBq m^{-3} ve üzerinde bir seviyede olabileceğini göstermiştir. Al-Hilal ve Al-Ali (2010) Suriye’ de gerçekleştirdikleri çalışmada fay hatları çevresinde ölçülen konsantrasyonların çok daha yüksek olduğunu ve bilinmeyen yüzey altı faylanmaların radon ölçümleriyle tespitinin mümkün olduğunu göstermişlerdir. Çalışmada altıncı istasyonda (I-6) ölçülen konsantrasyonların oldukça yüksek olduğu görülmüştür.

İstasyonlarda ölçülen toprak gazı radon konsantrasyonlarındaki farklılık sebebiyle ikincil bir karşılaştırma altıncı istasyon haricindeki istasyonların karşılaştırmasıyla yapılmıştır. Diğer istasyonlar kendi aralarında incelendiğinde toprak gazı radon konsantrasyonlarının 0.1 ile 38.5 kBq m^{-3} (ortalama 3.7 kBq m^{-3}) arasında değiştiği belirlenmiştir (Şekil 4.3). İkinci istasyonda diğer istasyonlara oranla daha yüksek konsantrasyonlar elde edilmiştir. Her iki istasyonun (I-2 ve I-6) ortak özelliği Kolluviyal toprak grubunda yer almalarıdır. İkinci istasyon (I-2) Cumalı termal tesisine ve sürekli radon ölçüm sistemine yakın konumdadır. Altıncı istasyon ise Doğanbey termal su kaynağının yakınındadır. Her iki istasyonun ortak bir diğer özelliği ise toprakların işlenmemiş olmasıdır. Toprağın işlenmesi ve ekimi sırasında toprak pulluklarla havalandırılmakta ve bunun sonucunda kapılar boşluk adı verilen gözenek yolları kırılmaktadır. Bu olay sonucunda akışkanların toprakla hava arasında geçişini sağlayan yollar bozulabilir. Sürülmeyen topraklarda böyle bir değişim olmayacağı için radon çıkışları açısından bu toprakların daha elverişli olduğu söylenebilir. Fakat bu etki sürülmeyen diğer istasyonlarda görülememiştir. Büyük toprak grupları ve diğer faktörler (meteorolojik faktörler) radon çıkışlarının diğer istasyonlarda etkili olabilir.

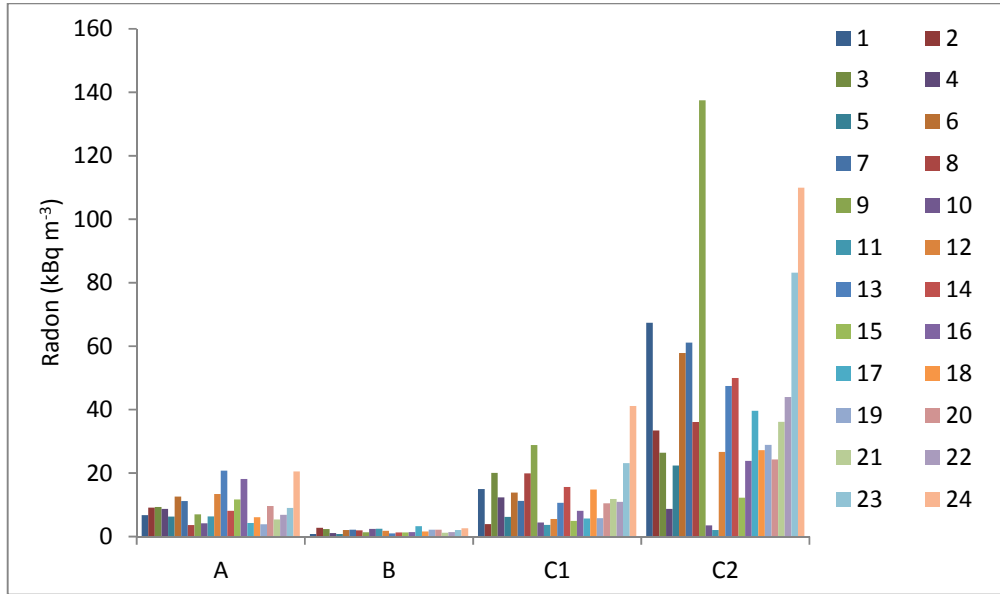


Şekil 4.2 İstasyonlara Göre Radon Aktivite Konsantrasyonları.



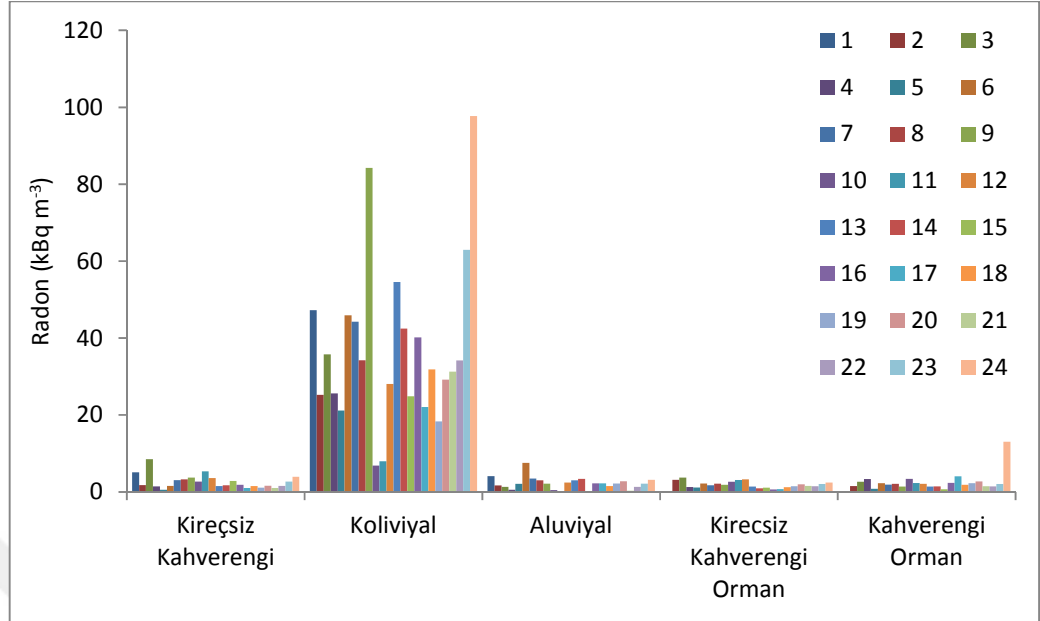
Şekil 4.3 Altıncı istasyon (I-6) dışındaki istasyonlarda radon konsantrasyonları.

Çalışmada toprak katmanlarına göre radon konsantrasyonlarına bakıldığında en derin katman olan C2’ de konsantrasyonların daha yüksek olduğu belirlenmiştir (Şekil 4.4). Radon konsantrasyonları A horizonunda 3,9 ile 20,8 arasında, B horizonunda 0,9 ile 2,6 arasında, C1 horizonunda 3,6 ile 41,1 arasında ve C2 horizonunda 2,1 ile 110,0 kBq m^{-3} arasında değişmektedir. Benzer sonuçlar Abumurad and Al-Tamimi (2001) tarafından Umman’ ın batısında gerçekleştirilen toprak gazı radon ölçümlerinde elde edilmiştir. Altı farklı istasyonda 0 ile 100 cm arasında değişen derinliklerde ölçümler alınmış ve en yüksek radon konsantrasyonları 100 cm derinliğinde belirlenmiştir.



Şekil 4.4 Yatay katmanlara göre radon konsantrasyonları.

Büyük toprak gruplarına göre radon konsantrasyonları incelendiğinde en yüksek ortalama radon konsantrasyonu $35,5 \text{ kBq m}^{-3}$ ($6,9\text{-}97,7 \text{ kBq m}^{-3}$) ile Kolluviyal toprak grubunda belirlenmiştir (Şekil 4.5). Kolluviyal topraklar eğimin fazla olduğu alanlarda yerçekimi veya yüzeysel akımla ve derelerin kısa mesafelerden taşıyarak depo ettikleri materyallerden oluşan genç topraklardır (Bolca ve ark., 2010). Bu sebeple Alluviyal ve diğer büyük toprak gruplarına oranla daha büyük çaplı toprak parçalarından oluşmaktadırlar.



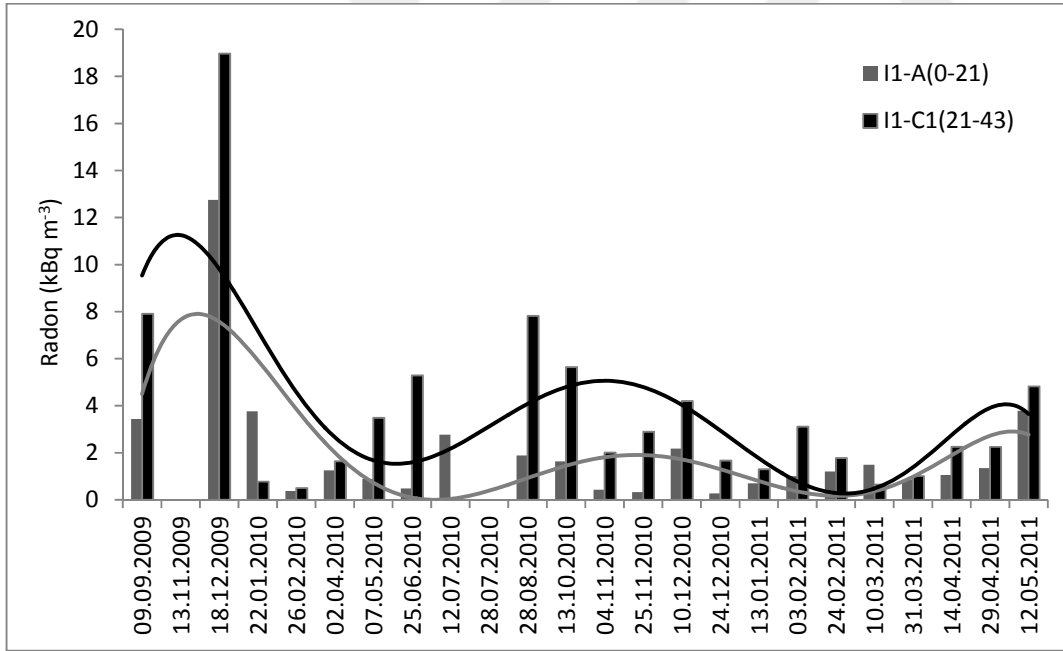
Şekil 4.5 Büyük Toprak Gruplarına Göre Radon Konsantrasyonları.

İstasyonlara Göre Radon Değişimleri

Toprak gazı radon aktivite konsantrasyon değişimleri bu kısımda gösterilmiştir (Şekil 4.6, 4.7, 4.8, 4.9, 4.10, 4.11, 4.12, 4.13, 4.14). İstasyonlardaki yatay katmanlardaki radon konsantrasyonları grafiklerde ayrı ayrı verilmiş ve bar sütun grafiklerdeki değişim eğilim çizgisiyle gösterilmiştir. Çalışmada istasyonlarda her yatay katmana ait ölçüm sonuçları incelendiğinde eğilim çizgilerinin iki, altı ve sekizinci (I-2, I-6 ve I-8) istasyon dışında hemen hemen paralel olduğu görülmektedir. Bununla beraber alt katmanlara ait eğilim çizgilerinde daha kararlı sonuçlar elde edilmiştir. Toprak sıcaklığı verilerinde (Şekil 4.21) olduğu gibi radon verilerinde de alt katmanların dış etmenlerden daha az etkilendiği sonucuna varılabilir. Dolayısıyla C1 ve C2 gibi alt katmanlardaki ölçümlerde daha yüksek konsantrasyonlar elde edilmiştir. Radon konsantrasyonlarının bu katmanlarda atmosferik faktörlerden daha az etkilendiği ve tektonik hareketlere daha bağlı olduğu söylenebilir.

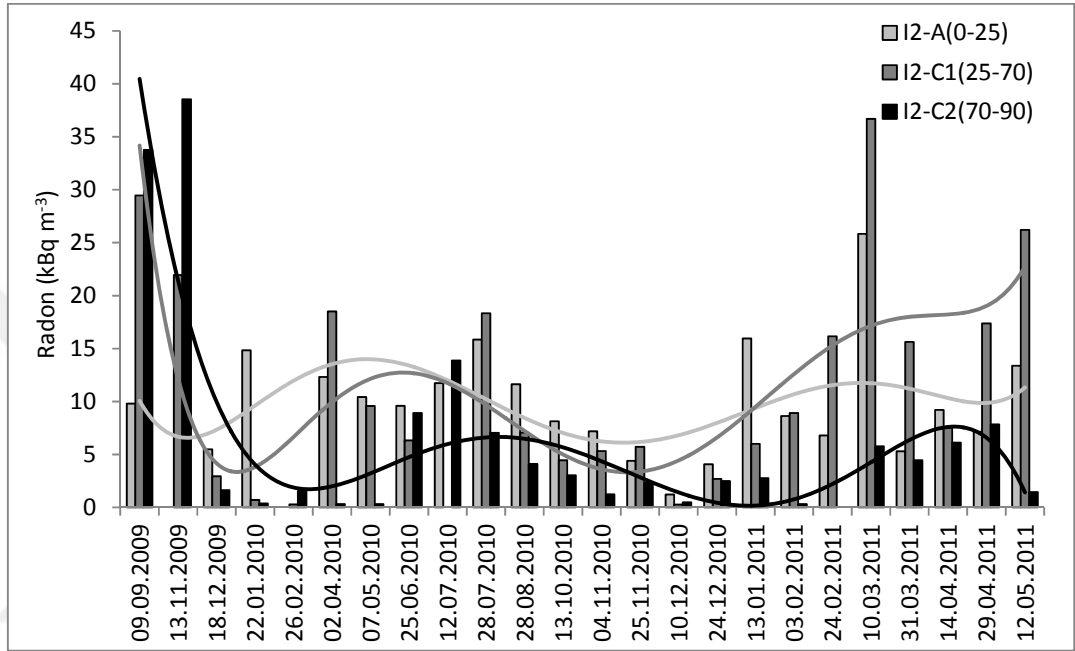
Birinci istasyonda (I-1) her iki katmandaki sonuçlar incelendiğinde alt katmandaki radon konsantrasyonlarının daha yüksek olduğu ama her iki katmandaki konsantrasyon değişimlerinin benzer olduğu sonucuna varılır. Birinci istasyona yakın eğilimler dördüncü ve yedinci istasyonlarda da elde edilmiştir. Diğer istasyonlarda ise daha karmaşık bir yapı gözükmemektedir.

Bilindiği gibi LR-115 dedektörlerle alınan integral radon ölçümleri 2-4 haftalık toplam radon konsantrasyonlarını göstermektedir. Bu süreç içerisinde meydana gelen değişimleri bu ölçümlerde görmek bu nedenle mümkün olmamaktadır. Dolayısıyla bu tür çalışmalarda bir depremden çok ard arda meydana gelen deprem dizileri ile ilişki kurmaya çalışmak daha anlamlıdır. Bölgede meydana gelen depremler ile bu istasyondaki radon değişimleri incelendiğinde 2009 yılı Ağustos ve Kasım ayları ile 2010 yılı Ağustos ve Ekim ayları arasında oluşan deprem dizisiyle beraber radon konsantrasyonlarında önemli artışlar görülmüştür.



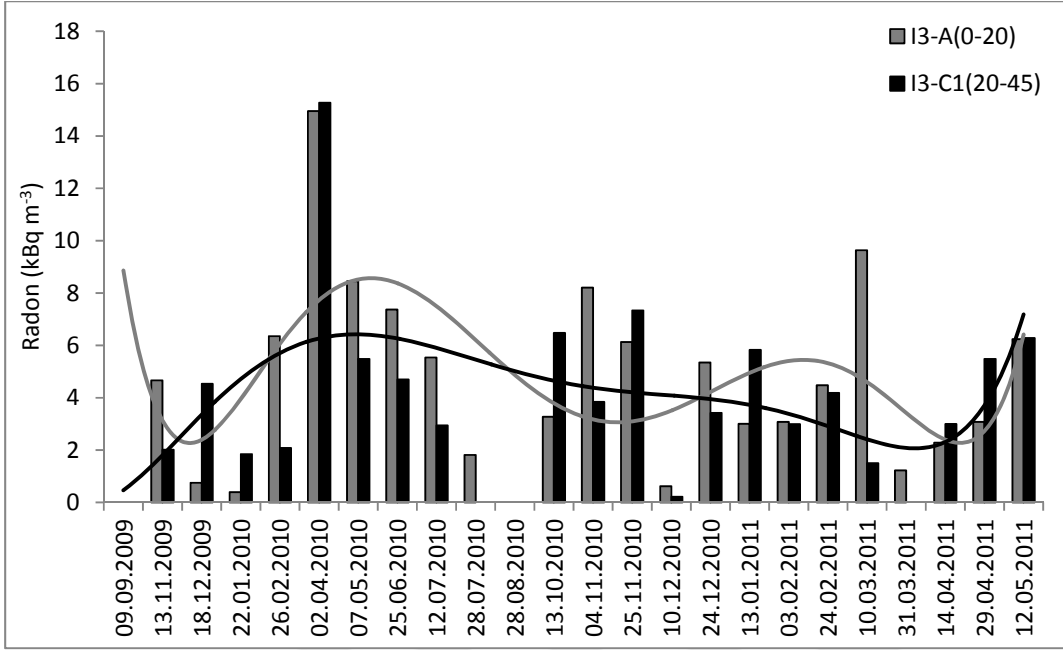
Şekil 4.6 İstasyon 1' e ait radon değişim grafiği.

İkinci istasyonda ilk iki ayda alınan verilerde her üç katmanda benzer eğilimler elde edilse de daha sonraki aylarda alınan ölçümlerde değişim gözlenmiştir. Benzer şekilde karmaşık eğilimler üçüncü, sekizinci ve dokuzuncu istasyonlarda da görülmektedir.



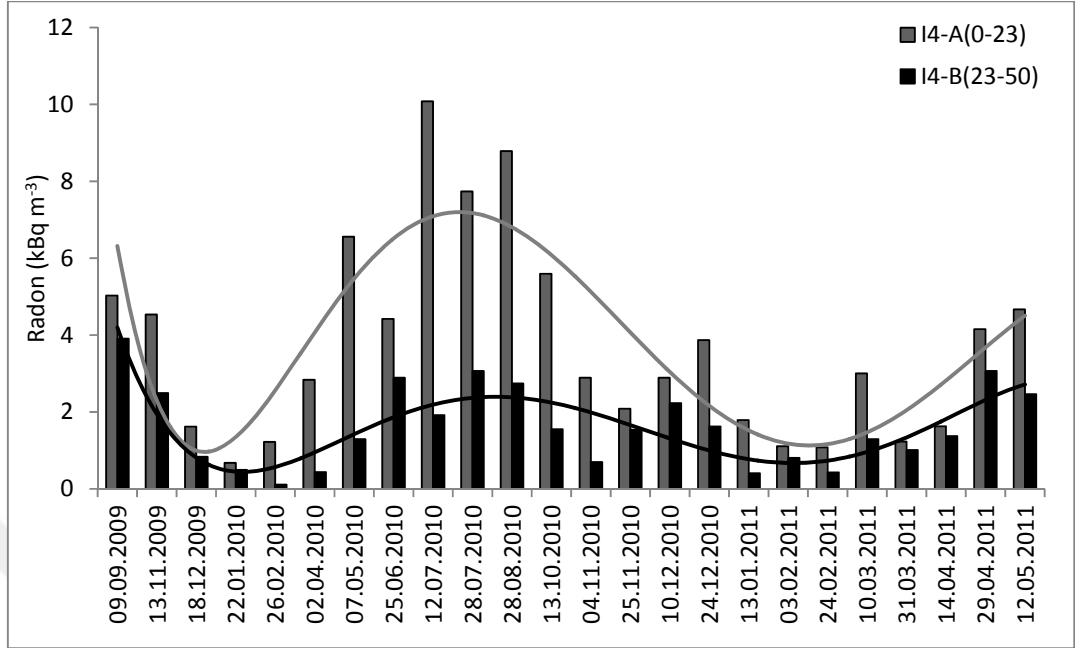
Şekil 4.7 İstasyon 2' ye ait radon değişim grafiği.

Bu istasyonda da birinci istasyonda olduğu gibi 2009 yılı Ağustos ve Kasım ayları arasında meydana gelen deprem dizileriyle beraber radon konsantrasyonları artış göstermiştir.



Şekil 4.8 İstasyon 3' e ait radon değişim grafiği.

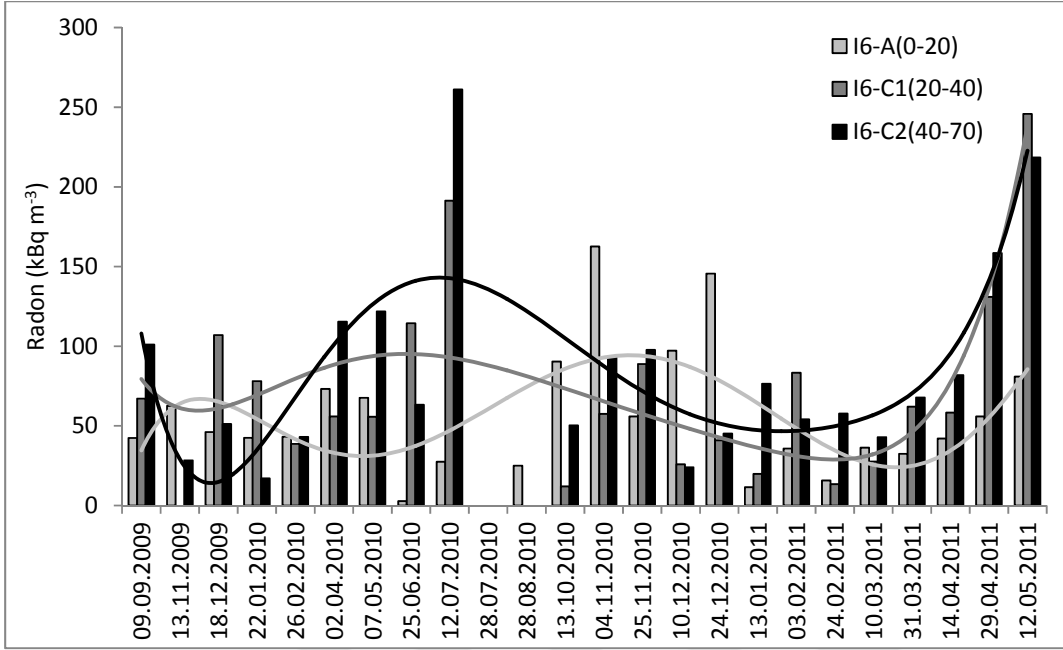
Üçüncü istasyonda iki horizonsda LR 115 dedektörlerle alınan radon ölçümleri Şekil 4.8' de verilmiştir. Her iki katmanın radon değişimlerine bakıldığında konsantrasyonların değişkenlik gösterdiği ve eğilimlerin birbirinden farklılık gösterdiği görülmektedir.



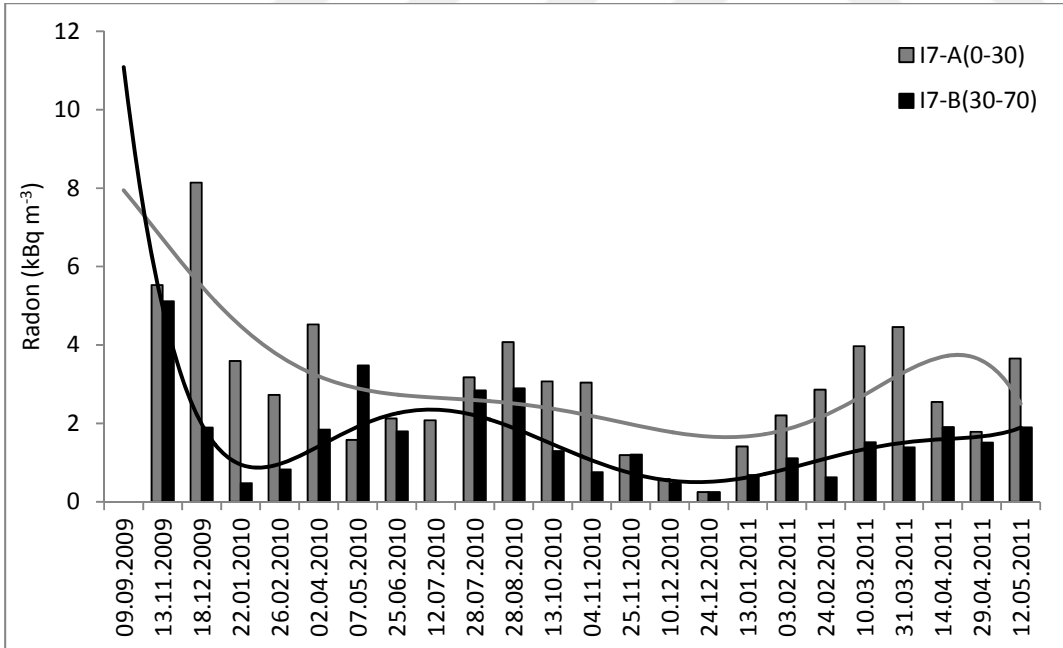
Şekil 4.9 İstasyon 4' e ait radon değişim grafiği.

Dördüncü istasyondaki radon konsantrasyonları incelendiğinde B katmanında daha yüksek konsantrasyonların elde edildiği görülmektedir (Şekil 4.9). Her iki katmandaki radon eğilimleri birbirine uyumludur. Fakat B katmanında ölçülen konsantrasyonlarda daha büyük değişimler meydana gelmiştir.

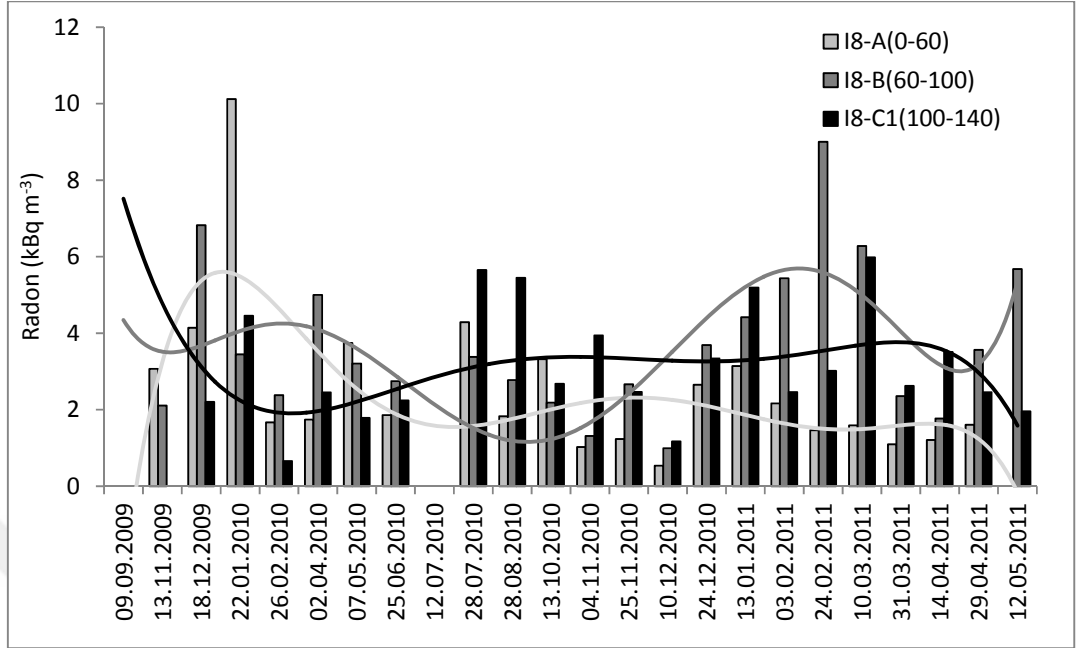
Çalışmada en yüksek radon konsantrasyonları altıncı istasyonda ölçülmüştür (Şekil 4.10). Bu istasyondaki katmanlar bakıldığında yüzeye yakın olan iki katmanda (A ve C1) radon konsantrasyonlarının benzer şekilde çok fazla değişim gösterdiği görülmektedir.



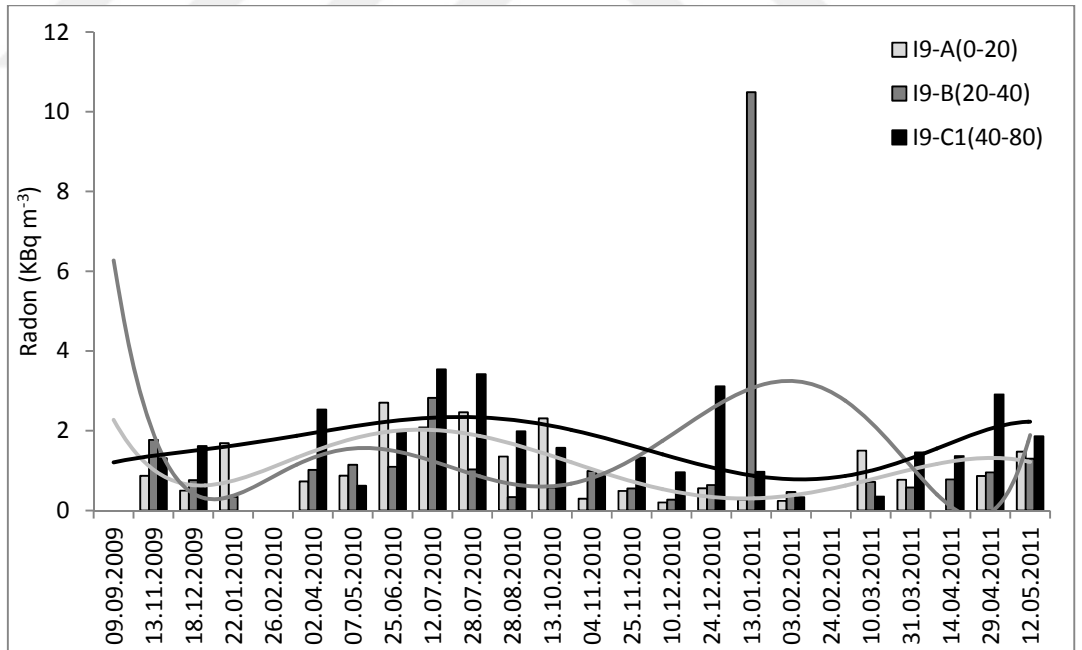
Şekil 4.10 İstasyon 6' ya ait radon değişim grafiği.



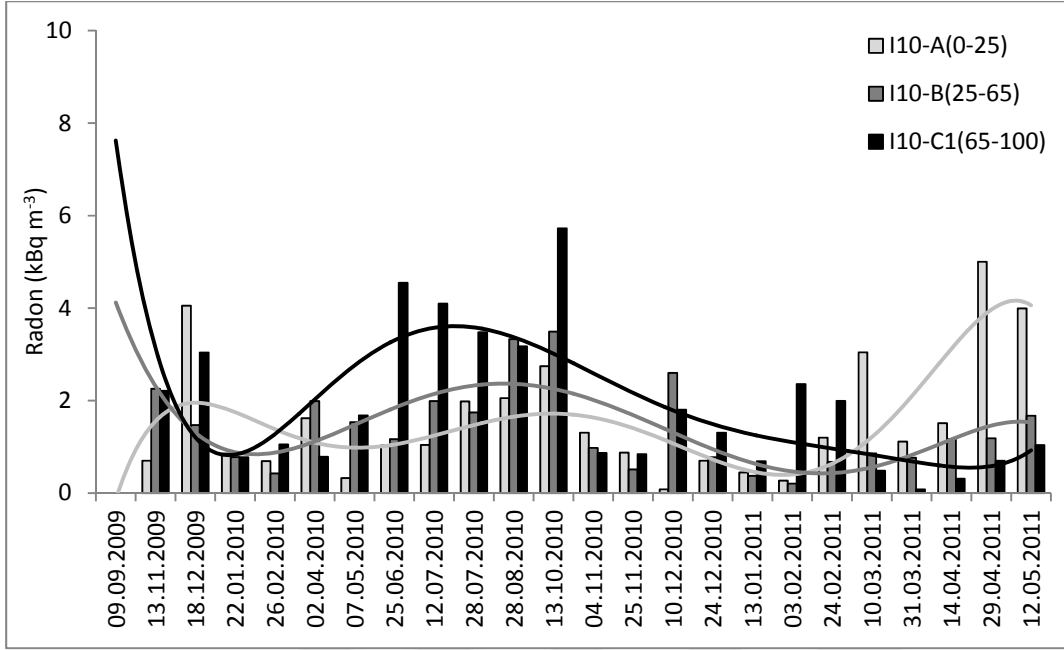
Şekil 4.11 İstasyon 7' ye ait radon değişim grafiği.



Şekil 4.12 İstasyon 8' e ait radon değişim grafiği.



Şekil 4.13 İstasyon 9' a ait radon değişim grafiği.

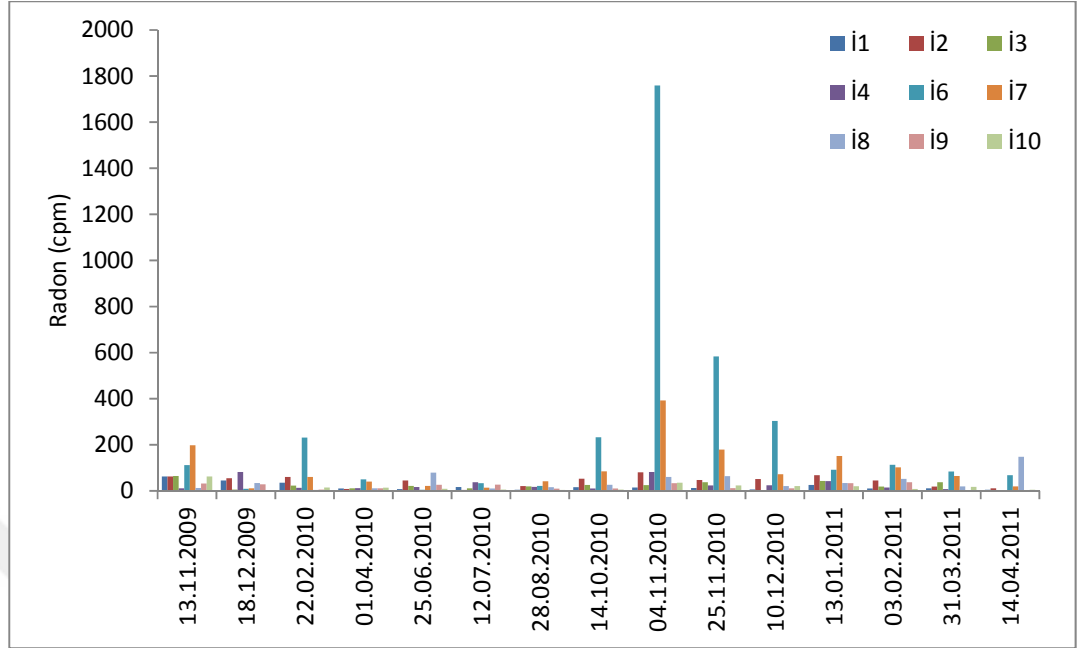


Şekil 4.14 İstasyon 10' a ait radon değişim grafiği.

Tüm istasyonlarda kış aylarında ölçüm sonuçları diğer aylardan daha düşük bulunmuştur. Kış aylarında istasyona yağışlarla beraber gözeneklerin su ile dolması radon çıkışının azalmasında sebep olmuş olabilir.

4.5.2 Lucas Hücresi Ölçüm Sonuçları

Çalışmada anlık radon ölçümleri için Lucas Hücreleri ile ölçüm alınmıştır (Şekil 4.15). Yapılan ölçümler sonucunda iz kazıma yöntemindeki sonuçlara paralel olarak Lucas Hücresi ile alınan anlık radon sonuçlarında da 6 nolu istasyonda (I-6) yüksek değerler elde edilmiştir. Özellikle 04.11.2010 tarihinde altıncı istasyonda ölçülen 583,6 cpm radon değeri diğer istasyonlardaki değerlerin üzerindedir.



Şekil 4.15. Lucas hücresi ölçüm sonuçları.

4.5.3 Sürekli Radon Ölçüm Sistemi Sonuçları

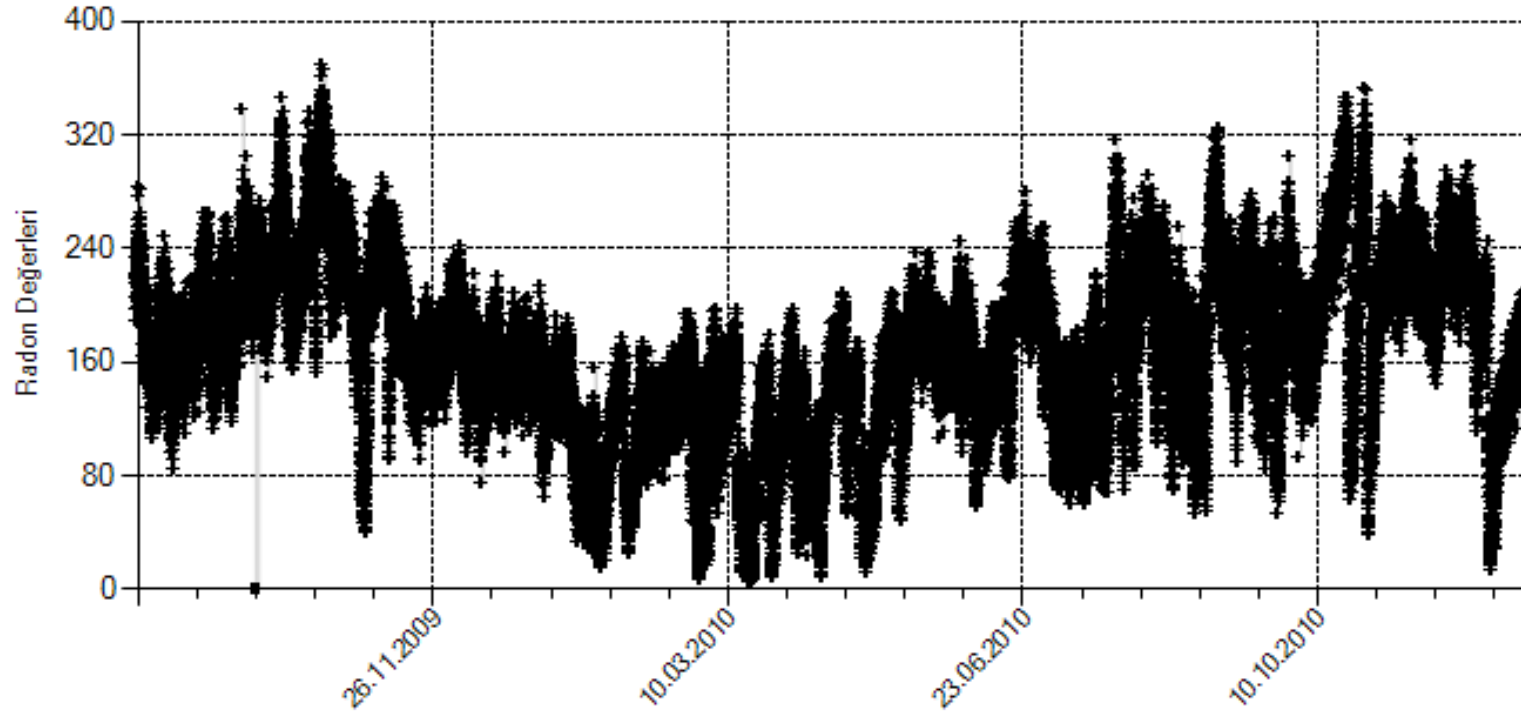
Çalışmada Seferihisar’ da bulunan sürekli radon ölçüm sistemi ile 15 dakikalık periyotlarla ölçüm alınmıştır (Şekil 4.16). Çalışma süresinin yaklaşık iki yıl dolduğu düşünülürse sistem tarafından alınan ölçüm sayısı yaklaşık 60.000 civarındadır. Bu nedenle elde edilen radon değişim grafiği oldukça karmaşık görülmektedir. Bununla birlikte grafiğin genel eğilimi LR 115 dedektörlerle elde edilen grafiklerin eğilimiyle uyusmaktadır.

Çalışma süresince radon değişimlerine bakıldığında 2009 yılı sonunda radon verileri yüksek değerlere ulaşmış ve takip eden aylarda önemli düşüşler meydana gelmiştir. Benzer şekilde 2010 yılı sonlarına doğru değerlerde yükselmeler görülmüştür.

Sürekli radon istasyonundan elde edilen verilerin grafiği incelendiğinde 2009 yılı Eylül ve Ekim ayları arasında önemli artışlar görülmüştür. Aynı tarihlerde LR-

115 dedektörlerle I-1, I-2, I-4 ve I-7' de alınan ölçümlerde de benzer şekilde yüksek radon konsantrasyonları tespit edilmiştir. Aynı zaman zarfında bölgede ard arda meydana gelen deprem dizisiyle radon konsantrasyonlarındaki önemli değişimler açıklanabilir. Diğer taraftan bu aylarda bölgede yağışların daha başlamamış olması, hava sıcaklığındaki değişimlerin sınırlı olması sebebiyle meteorolojik etmenlerden radon çıkışlarının daha az etkilendiği de söylenebilir. Doğu Tayland' da yapılan bir çalışmada bölgede yer alan Chihshang fayında sürekli radon ölçümleri gerçekleştirilmiş ve meteorolojik faktörlerle bereber radon ölçümleri yer kabuğu hareketlerini değerlendirmede kullanılmıştır. Bu çalışmada aşırı yağışların radon konsantrasyonlarını etkilediği gözlenmiştir. Bununla birlikte depremlerden birkaç gün önce radon anomalileri gözlenmiştir. Ama bu anomalilerin depremlerle ilişkisi kurulamamıştır (Fu et al., 2009).

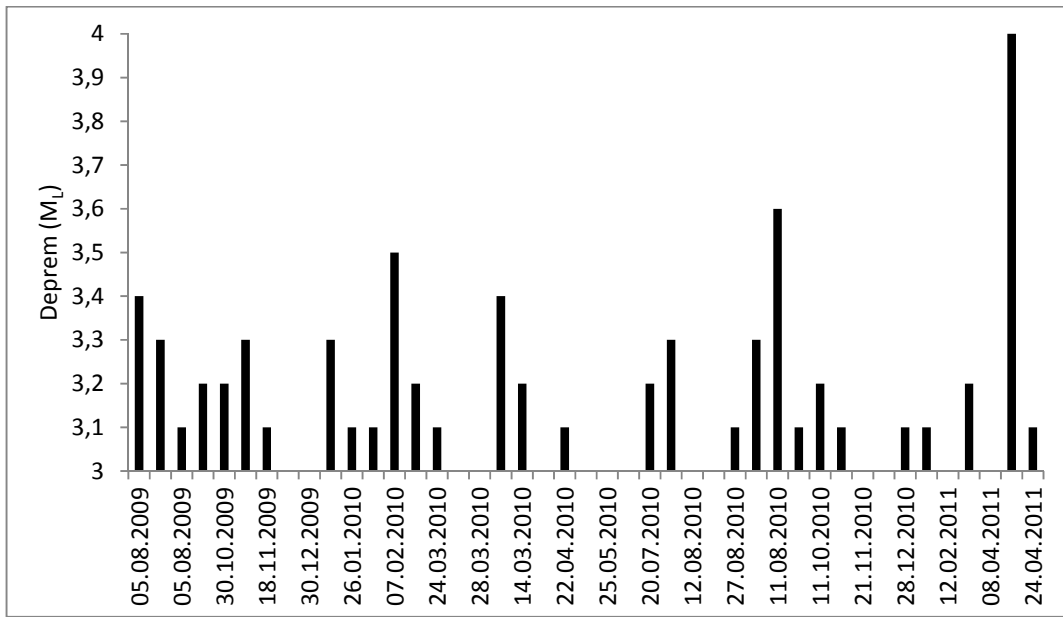
Ayrıca sürekli radon ölçümleri ve Lucas Hücreleriyle alınan ölçümler birlikte değerlendirilmiştir. Lucas Hücresiyle I6' da ve sürekli radon ölçüm sisteminde 2010 yılı 11. ayında benzer pikler olduğu görülmüştür. Bununla birlikte Lucas Hücreleriyle uzun aralıklar sonrası alınan ölçümlerin depremlerle ilişkilendirilmesi oldukça zordur.



Şekil 4.16 Sürekli Radon Ölçüm Sonuçları

4.6 Depremler

Çalışma istasyonlarının yer aldığı Seferihisar ve çevresinde meydana gelen depremlere ilişkin bilgiler Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi internet sitesinden temin edilmiştir. Bu amaçla bölgede meydana gelen 3 ve üzerindeki büyüklükteki depremler değerlendirilmiştir (Şekil 4.17). Bölgede çalışma süresinde 30 deprem meydana gelmiştir. Bu depremlerden en büyüğü 24.04.2011 tarihinde meydana gelen 4 büyüklüğündeki depremdir.



Şekil 4.17 Çalışma süresince Seferihisar ve çevresinde meydana gelen depremler (deprem verileri Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi'nden temin edilmiştir).

4.7 Radon Difüzyon Katsayısı

Çalışma kapsamında radon konsantrasyonları (2.8) denkleminde yararlanılarak istasyonlara ve toprak gruplarına göre radon difüzyon katsayısı hesaplanmıştır. Buna göre radon difüzyon katsayılarının $0,22$ ile $9,99 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ arasında olduğu görülmüştür. En yüksek radon difüzyon katsayısı 9 ve 10 nolu

istasyonlarda sırasıyla 6,06 ve 9,99 x 10⁻⁶ m² s⁻¹ olarak belirlenmiştir (Çizelge 4.4). Birinci, dördüncü ve yedinci istasyonlarında bulunan difüzyon katsayıları diğer istasyonlara oranla daha düşüktür.

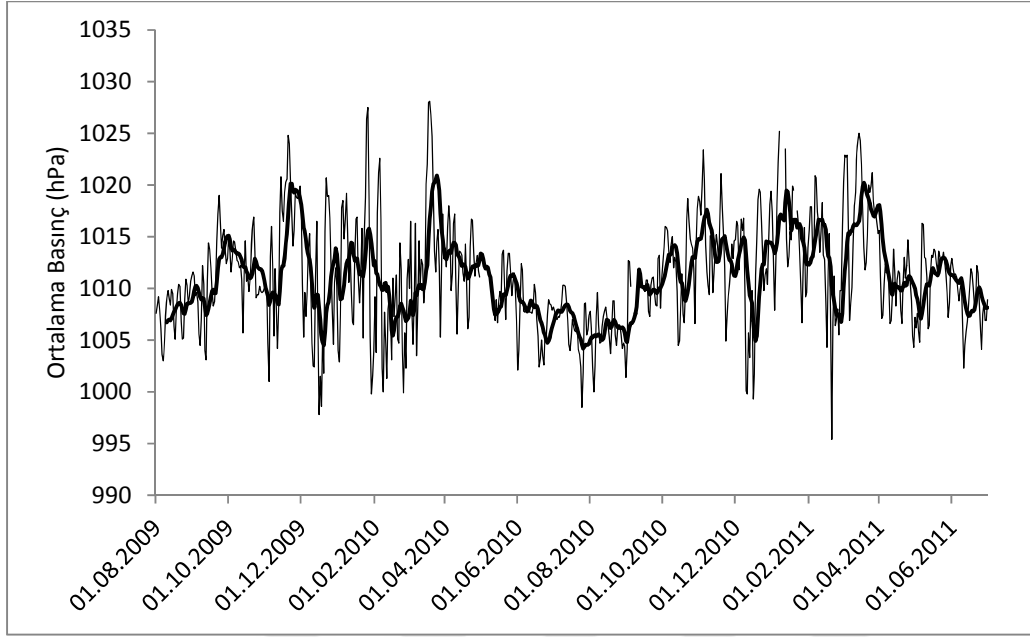
Çizelge 4.4 Radon difüzyon katsayıları

İstasyon	Difüzyon Katsayısı (10 ⁻⁶ m ² s ⁻¹)
I-1	0.28
I-2	5.28
I-3	4.20
I-4	0.22
I-6	4.27
I-7	0.79
I-8	4.92
I-9	6.06
I-10	9.99

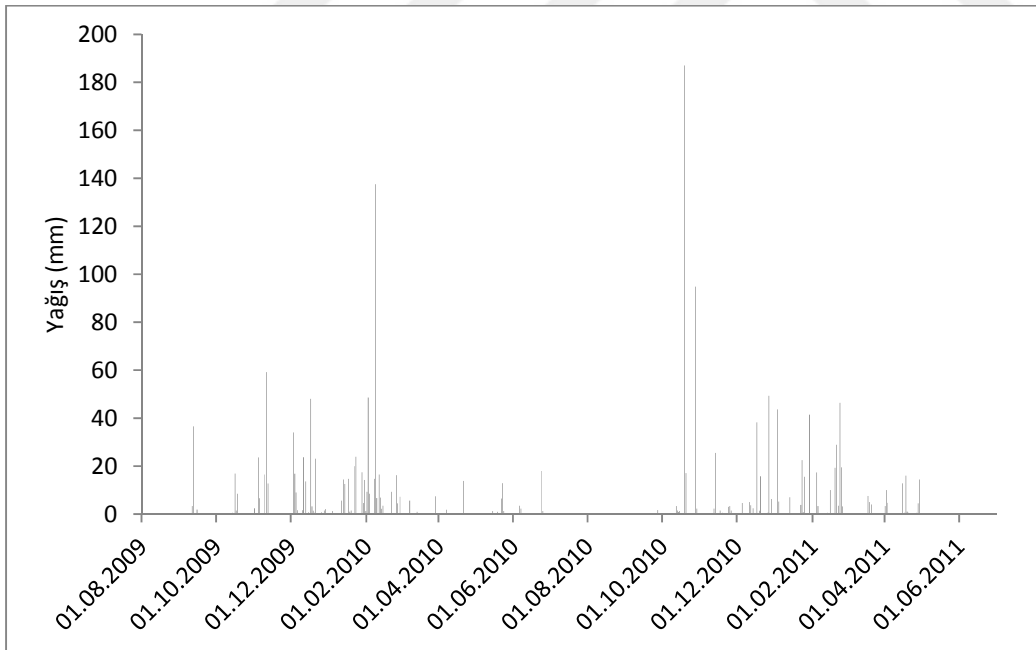
4.8 Meteorolojik Veriler

Çalışmada Seferihisar' a ait meteorolojik veriler (günlük ortalama basınç, yağış, toprak sıcaklığı, hava sıcaklığı) Türkiye Meteorolojik Veri Arşiv Sistemi' nden temin edilmiştir (Şekil 4.18, 4.19, 4.20, 4.21). Verilerin alındığı Devlet Meteoroloji İşleri Genel Müdürlüğü Seferihisar istasyonu çalışma alanına yaklaşık olarak 20 km mesafede yer almaktadır.

Bölgeye ait günlük atmosferik basınç değerlerine bakıldığında basıncın 995,4 ile 1028,0 hPa arasında değiştiği görülmüştür. Yaz aylarında atmosferik basıncın 998,5 ile 1010,3 hPa arasında hemen hemen sabit olduğu belirlenmiştir. Kış aylarında ise atmosferik basınç değişimleri artış göstermiştir.

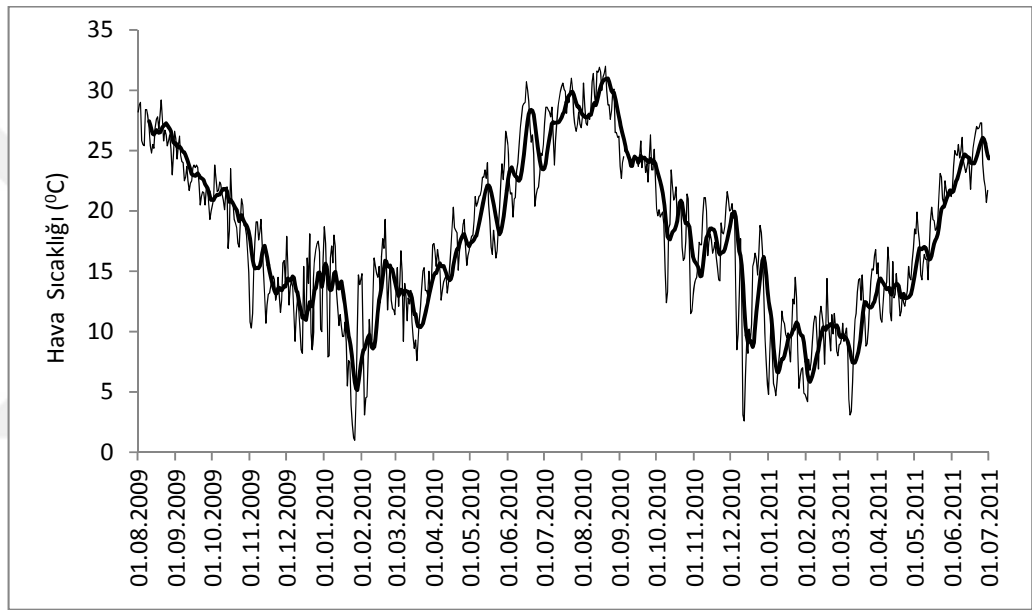


Şekil 4.18 Seferihisar Meteoroloji istasyonundan alınan atmosferik basınç grafiği.



Şekil 4.19 Seferihisar Meteoroloji istasyonundan alınan yağış miktarı grafiği.

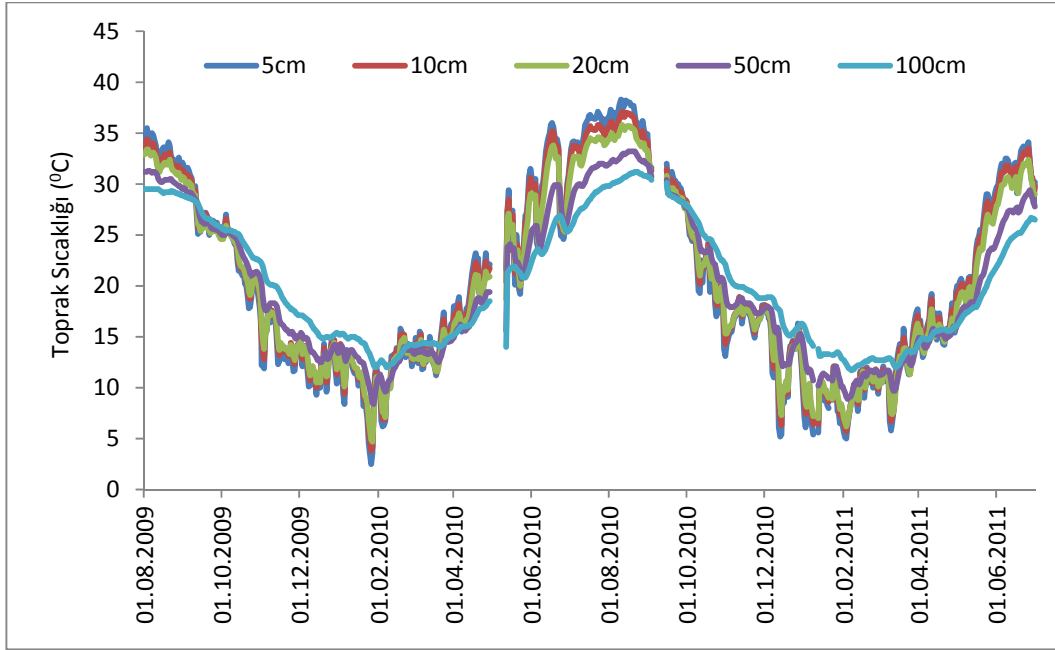
Meteorolojik veriler incelendiğinde kış aylarında sıcaklıkların düşmesi ve yağışların başlaması sebebiyle tüm verilerde oluşan değişim aralıklarının genişlediği gözlenmiştir. Toprağa düşen yağış miktarı Akdeniz ikliminin yaşandığı bölgede yaz aylarında sıfıra yakındır. Sonbaharın sonlarıyla başlayan sıcaklık düşüşü ve yağışların başlamasıyla birlikte hava sıcaklığı, toprak sıcaklığı ve atmosferik basınç değerleri günden güne önemli değişimler göstermektedir (Şekil 4.18). Bu sebeple atmosferik sıcaklık ve hava sıcaklığı grafiklerinde eğilimin daha iyi anlaşılması için bu verilerin hareketli ortalaması grafik üzerinde koyu siyah çizgi ile gösterilmiştir.



Şekil 4.20 Seferihisar Meteoroloji istasyonundan alınan Hava Sıcaklığı Grafiği

Çalışmada değerlendirilen meteorolojik verilerden biri de farklı derinliklerdeki toprak sıcaklıklarının değişimidir (Şekil 4.21). Çalışmada LR 115 dedektörlerle toprak gazı radon ölçümleri farklı derinliklerde (yatay katmanlarda) yapıldığı için benzer derinliklerdeki sıcaklık değişimlerinin incelenmesinde fayda vardır. Farklı derinliklerdeki toprak sıcaklıklarının değişimi incelendiğinde toprak yüzeyinin çok daha çabuk ısındığı ve çok daha çabuk soğuduğu görülmektedir. Ayrıca yüzeyden daha derinlere inildikçe sıcaklıklardaki dalgalanmaların azalmakta olduğu görülmüştür. Toprak sıcaklığının derinlikle olan değişimi göstermiştir ki radon

ölçümlerinin daha kararlı koşulların olduğu alt katmanlarda yapılması meteorolojik faktörlerin radon çıkışlarına etkisini azaltacaktır.



Şekil 4. 21 Seferihisar Meteoroloji istasyonundan alınan toprak sıcaklığı grafiği.

Meteorolojik veriler, radon ve deprem ilişkilerini açıklamak çoğu zaman oldukça zordur. Diğer tarafta meteorolojik verilerin radon çıkışlarını önemli ölçüde etkilediği söylenebilir. Atmosferik basınç artışlarıyla radon gazı toprakta baskılanmakta ve radon konsantrasyonları düşüş göstermektedir. Benzer şekilde toprağa düşen yağış ile birlikte toprak gözenekleri dolmakta ve radon göçü yavaşlamaktadır.

4.9 Karasal Gama Doz Hızları

Tüm canlılar, yüzey topraklarındaki (veya yüzeyi örten diğer tabakalar) karasal radyasyona maruz kalmaktadırlar (Camgöz and Yaprak, 2009). Dolayısıyla topraklardaki doğal radyonüklid aktivite konsantrasyonlarının ve buradan yararlanarak dışsal gama doz hızlarının belirlenmesinde fayda vardır. Bu nedenle

bölgesel olarak yapılan birçok çalışma ile karasal gama doz hızları belirlenmiş ve uluslararası kuruluşlarca maruz kalınabilecek sınır değerler belirlenmiştir.

Çalışmada doğal radyasyondan kaynaklanan karasal gama doz hızları ve eşdeğer radyum aktivitesi topraklarda ölçülen ^{226}Ra , ^{232}Th ve ^{40}K aktivite konsantrasyonlarından belirlenmiştir. Karasal gama doz hızları (2.1) denklemiyle hesaplanmıştır (UNSCEAR, 2000). Burada C_{Ra} , C_{Th} ve C_{K} sırasıyla toprak örneklerindeki radyum, toryum ve potasyum aktivitelerini ifade etmektedir. Bölge topraklarından alınan toprak örneklerinde ortalama ^{226}Ra , ^{232}Th ve ^{40}K aktivite konsantrasyonları sırasıyla 20,6 Bq kg⁻¹, 28,2 Bq kg⁻¹ ve 489,0 Bq kg⁻¹ olarak belirlenmiştir. (2.8) denkleminde karasal doz hızlarının 20,6 ile 70,9 nGy/h (ortalama 46,7 nGy/h) arasında değiştiği belirlenmiştir. Elde edilen ortalama karasal doz hızları UNSCEAR 1993 tarafından verilen 56 (28-120) nGy/h dünya ortalamasının altında bulunmaktadır. Eşdeğer radyum aktivitesi (2.9) denklemi (Kant et al., 2006; Mahur et al., 2008) kullanılarak tespit edilmiştir. Çalışmada eşdeğer radyum aktivitelerinin 42,2 ile 144,7 Bq kg⁻¹ (ortalama 96,0 Bq kg⁻¹) arasında olduğu bulunmuştur. İncelenen örneklerin eşdeğer radyum aktivite değerleri uluslararası kuruluşlarca verilen değerlerin (550 Bq kg⁻¹) altında bulunmuştur.

4.10 İstatistiksel Analiz Sonuçları

Çalışma kapsamında elde edilen verilerin istatistiksel değerlendirmeleri bu kısımda açıklanmıştır. Öncelikle elde edilen radon verilerinin tanımlayıcı istatistikleri istasyon, toprak katmanı ve büyük toprak gruplarına göre ayrı ayrı elde edilmiştir (Çizelge 4.5, 4.6, 4.7). Tanımlayıcı istatistik çizelgelerinde istasyon, gerçekleştirilen ölçüm sayısı (N), LR-115 dedektörlerle ölçülen ortalama radon konsantrasyonu, standart hata, standart sapma, minimum, medyan ve maksimum radon değerleri verilmektedir.

Çizelge 4.5 İstasyonlara göre radon konsantrasyonlarına ilişkin tanımlayıcı istatistikler.

İstasyon	N	Mean	SE Mean	StDev	Minimum	Median	Maximum
I-1	43	2,88	0,53	3,51	0,30	1,70	19,00
I-2	68	9,35	1,08	8,89	0,30	7,05	38,50
I-3	42	4,67	0,51	3,32	0,20	4,35	15,30
I-4	48	2,67	0,32	2,22	0,10	2,00	10,10
I-5	2	8,25	2,85	4,03	5,40	8,25	11,10
I-6	66	71,85	6,66	54,07	2,80	56,75	261,10
I-7	45	2,32	0,24	1,61	0,20	1,90	8,10
I-8	65	4,10	1,00	8,03	0,50	2,70	66,10
I-9	61	1,40	0,19	1,45	0,20	1,00	10,50
I-10	69	1,62	0,15	1,26	0,10	1,20	5,70

N: Değerlendirilen veri sayısı

Çizelge 4.6 Yatay katmanlara göre radon konsantrasyonlarına ilişkin tanımlayıcı istatistikler

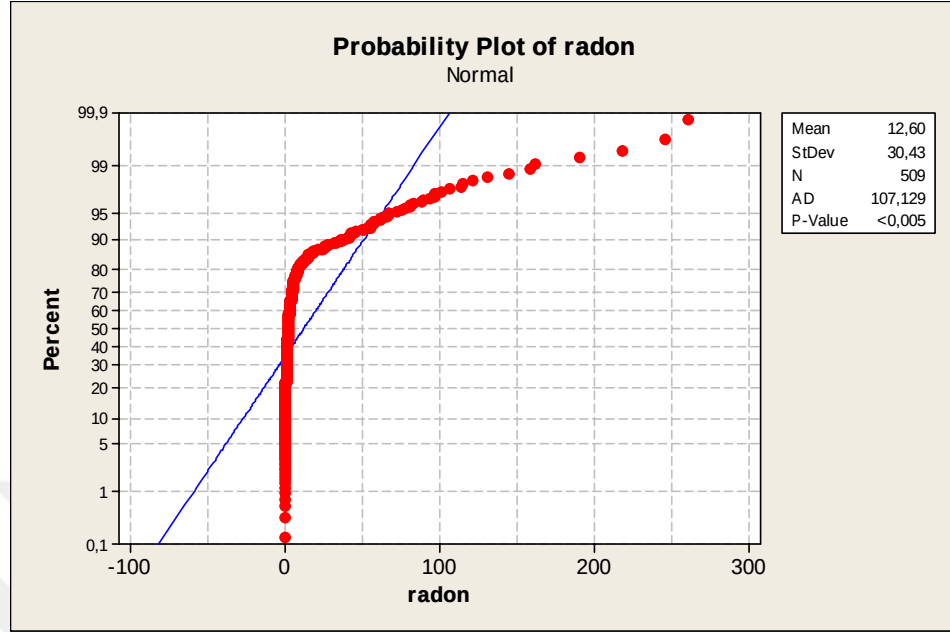
Toprak Katmanı	N	Mean	SE Mean	StDev	Minimum	Median	Maximum
A	202	9,94	1,54	21,86	0,10	2,90	162,50
B	113	2,01	0,18	1,92	0,10	1,50	11,10
C1	149	14,47	2,71	33,09	0,10	3,10	245,80
C2	45	44,89	8,71	58,43	0,30	24,00	261,10

N: Değerlendirilen veri sayısı

Çizelge 4.7 Büyük toprak gruplarına göre radon konsantrasyonlarına ilişkin tanımlayıcı istatistikler.

Büyük Toprak Grubu	N	Mean	SE Mean	StDev	Minimum	Median	Maximum
Alluvial	44	4,84	0,51	3,38	0,20	4,50	15,30
Kahverengi Orman	126	2,79	0,53	5,99	0,20	1,80	66,10
K.Kahverengi Orman	114	1,90	0,14	1,44	0,10	1,50	8,10
K.Kahverengi	91	2,77	0,30	2,88	0,10	1,80	19,00
Koluviyal	134	40,13	4,28	49,52	0,30	19,15	261,10

N: Değerlendirilen veri sayısı



Şekil 4.22 Normal dağılım sinama diyagramı.

Tanımlayıcı istatistiklerin yapılmasından sonra radon verilerinin normal dağılıma uyup uymadığı kontrol edilmiştir. Normal dağılım sinaması uygulanacak istatistiksel testlerin belirlenmesinde önem taşımaktadır. Veriler normal dağılıma uygunluk gösterdiğinde parametrik testler, normal dağılım göstermediğinde ise parametrik olmayan (non-parametrik) testler uygulanmaktadır. Bu amaçla radon verilerinin normal dağılım gösterip göstermediği sınanmış ve verilerin normal dağılıma uymadığı belirlenmiştir. Şekil 4.22’ de MINITAB 14 ile gerçekleştirilen radon verisi normal dağılım sinama diyagramı görülmektedir. Diyagramdaki ince vev hat normal dağılım doğrusu olarak ifade edilebilir. Programda koyu noktalı hat ile gösterilen radon verileri mavi hat üzerine düşmediği için normal dağılım göstermediği kabul edilmektedir.

Radon sonuçlarının istasyonlara, toprak katmanlarına ve büyük toprak gruplarına göre farklılıkları Kruskal-Wallis testi ile değerlendirilmiştir. İlk olarak istasyonların radon konsantrasyonları incelemiş ve istasyonlara göre radon konsantrasyonları arasında anlamlı farklılık bulunmuştur ($p < 0,001$). Altıncı istasyon

yüksek radon sonuçlarıyla diğer istasyonlardan ayrılırken diğer istasyonlar benzer sonuçlarla bir grup oluşturmaktadır. Diğer istasyonlar kendi içlerinde incelendiğinde ise ikinci istasyonun yüksek değerleri ile diğer istasyonlardan ayrıldığı görülmüştür. Sonuç olarak istasyonlar radon konsantrasyonlarına göre (I-6>I-2>diğerleri) üç gruba ayrılmıştır.

Daha sonra yatay toprak katmanlarındaki radon konsantrasyonları incelenmiştir. Toprak katmanlarına göre radon konsantrasyonları arasında da anlamlı bir fark bulunmuştur ($p<0,001$). C2 katmanında en yüksek radon konsantrasyonları ölçülürken B katmanında en düşük konsantrasyonlar belirlenmiştir.

Bir diğer analiz büyük toprak gruplarının radon konsantrasyonlarının karşılaştırılmasıyla gerçekleştirilmiştir. İstasyon ve yatay katmanlarda olduğu gibi büyük toprak gruplarında da ölçülen radon konsantrasyonları arasında anlamlı fark bulunmuştur ($p<0,001$). En yüksek radon konsantrasyonları Kolluviyal toprak grubunda belirlenmiştir. Çalışmada en yüksek radon ölçümlerinin gerçekleştirildiği I-6 ve I-2 istasyonları bu toprak grubundadır.

Bir diğer değerlendirme veri grupları arasındaki ilişkinin incelenmesiyle gerçekleştirilmiştir (Çizelge 4.8). Öncelikle toprakların değişmeyen (ya da uzun süreçler sonucunda değişime uğrayan) genel özellikleri arasındaki korelasyona bakılmıştır.

Çizelge 4.8 Çalışma bölgesinde ölçülen parametreler arasında Spearman Korelasyon Katsayıları.

	²²⁶ Ra	²³² Th	⁴⁰ K	pH	% Tuz	% CaCO ₃	% OM	% Kum	% Mil	% Kil	Porozite
²²⁶ Ra	1										
²³² Th	0,487**	1									
⁴⁰ K	0,425*	0,488**	1								
pH	-0,040	-0,248	-0,298	1							
% Tuz	-0,096	-0,117	0,140	-0,155	1						
% CaCO ₃	-0,287	-0,427*	-0,476**	0,798**	0,049	1					
% OM	0,004	-0,131	-0,100	-0,264	0,229	-0,120	1				
% Kum	-0,115	0,111	-0,263	0,266	-0,357	0,036	-0,135	1			
% Mil	-0,027	-0,313	0,126	-0,267	0,439*	0,041	0,291	-0,867**	1		
% Kil	0,279	0,207	0,323	-0,183	0,100	-0,169	-0,029	-0,679**	0,278	1	
Porozite	-0,125	0,095	0,155	0,244	0,051	0,238	0,586**	-0,114	0,015	0,063	1

*p<0.05, **p<0.001

Çalışma kapsamında tayin edilen veri setindeki değişkenlerin dağılımı normal dağılıma uymadığından Spearman korelasyon katsayı değerlerini hesaplamak uygundur. Bu katsayı ile değişkenler arasındaki doğrusal ilişkinin yönü ve miktarı belirlenir. Elde edilen değerin pozitif çıkması; iki değişken arasında biri artarken (azalırken) diğerinin de arttığı (azaldığı) doğru orantılı bir ilişkiyi gösterir. Negatif çıkması ise biri azalırken (artırken) diğerinin arttığı (azaldığı) durumu gösterir. -1 ile +1; değeri arasında değişen bu katsayı -1 veya +1'e yaklaştıkça kuvvetli bir ilişkiyi temsil eder.

Çalışmada çok sayıda verinin incelenmesi sebebiyle korelasyon katsayılarının küçük değerler aldığı görülmektedir. Bununla birlikte katsayıların küçük değerler almasına karşın değişkenler arasında anlamlı ilişkiler tespit edilmiştir. Bu açıklamalara göre,

- ^{226}Ra ve ^{223}Th arasında pozitif ($p<0,001$),
- ^{226}Ra ve ^{40}K arasında pozitif ($p<0,05$),
- ^{232}Th ve ^{40}K arasında pozitif ($p<0,001$),
- ^{232}Th ve % CaCO_3 arasında negatif ($p<0,05$),
- ^{40}K ve % CaCO_3 arasında negatif ($p<0,001$),
- pH ve % CaCO_3 arasında pozitif ($p<0,001$),
- % Tuz ve % Mil arasında pozitif ($p<0,05$),
- % OM ve porozite arasında pozitif ($p<0,05$),
- % Kum, % Mil ($p<0,001$) ve % Kil ($p<0,001$) arasında negatif bir korelasyon belirlenmiştir.

Topraklarda ^{226}Ra , ^{223}Th ve ^{40}K radyonüklidlerinin topraklarda birlikte bulunduğu ve aralarında anlamlı bir ilişki olduğu birçok çalışmada gösterilmiştir. Kiss et al. (1988) ve de Jong et al. (1994) Kanada’ da topraklarında belirledikleri ^{238}U , ^{226}Ra , ^{223}Th ve ^{40}K arasında anlamlı ilişki olduğunu göstermişlerdir. Navas et al. (2002) İspanya topraklarında yaptıkları çalışmada ^{226}Ra , ^{223}Th ve ^{40}K ile karbonat arasında sonuçlarımıza benzer olarak güçlü bir ters korelasyon belirlemişlerdir. Benzer şekilde pH ve % CaCO_3 arasında pozitif bir ilişki bulunmuştur ($p<0,001$). Genel olarak topraklarda kireç miktarıyla pH’ ın yükseldiği bilinmektedir.

Diğer taraftan radonun başlıca kaynağının radyum olduğu bilinmektedir. Bu nedenle topraklardaki radon konsantrasyonları ile radyum konsantrasyonları arasındaki ilişkinin incelenmesi gerekmektedir. LR-115 dedektörler ile alınan ortalama toprak gazı radon konsantrasyonları ile toprakların radyum konsantrasyonları arasında anlamlı bir ilişki bulunamamıştır ($p>0,05$). Bunun en büyük sebebi bölge topraklarının dünya ortalaması civarında bir ^{226}Ra aktivite konsantrasyonuna sahip olmasıdır. Diğer taraftan radonun bölgedeki ana kaynağının

topraklar olmadığı ve daha derin kaynaklarda üretilerek atmosfere doğru göç ettiği söylenebilir. Başka bir açıklamayla, bölgenin bir termal alan ve fay hattı oluşu sebebiyle ana kayada oluşan kırık ve çatlaklarla radonun kaçıış kolaylaşmaktadır. Yer kabuğu hareketleri ile radon çıkışlarında önemli değışimler oluşmaktadır.

Toprak gazı radon çıkışları meteorolojik faktörlerden de çok fazla etkilenmektedir. Radon çıkışlarını etkileyen meteorolojik verilerin başında atmosferik basınç ve yağış verileridir. Atmosferik basıncın artışıyla radon çıkışlarında gözelenen artışlar birçok çalışmada gösterilmiştir (Nazaroff and Nero, 1992). Atmosferik basınca benzer olarak yağışlı aylarda toprak gözeneklerinin suyla dolmasıyla radon çıkışlarında azalmalar görüldüğü rapor edilmiştir (Vaupotic et al., 2007). Bu nedenle çalışmada bölgeye ait meteorolojik verilerden yararlanılmıştır. Çalışma alanına yaklaşık 20 km mesafede bulunan Devlet Meteoroloji İşleri Genel Müdürlüğü Seferihisar Gözlem İstasyonu'ndan elde edilen veriler analiz edilmiştir. Fakat ölçüm yapılan her istasyonda beklenen ilişki kurulamamıştır. Dördüncü istasyonda radon konsantrasyonları sıcaklıkla pozitif, atmosferik basınç ve yağış ile negatif anlamlı ilişkilidir ($p < 0,001$). Zamazek et al. (2002) Slovenya' da yaptıkları çalışmada benzer şekilde istasyondan istasyona değışen sonuçlar elde etmişlerdir. Örneğin birinci ve ikinci istasyonlarda radon konsantrasyonlarıyla barometrik basınç negatif ters korelasyon gösterirken beşinci istasyonda depremler öncesinde radon ve barometrik basınç arasında pozitif korelasyon tespit edilmiştir. Ayrıca, çalışmada en yüksek radon konsantrasyonları yaz aylarının sonunda elde edilirken en düşük konsantrasyonlar kış aylarında ölçülmüştür.

Diğer taraftan çalışmamızda I-1, I-3, I-6, I-7, I-8, I-9 istasyonlarında meteorolojik verilerle anlamlı bir ilişki tespit edilememiştir ($p > 0,05$). Çalışmada radon ölçümü gerçekleştirilen her istasyonla paralel meteorolojik ölçümlerin yapılamamış olması bu farklılığın sebebi olabilir. Ayrıca meteorolojik ölçümlerin yapıldığı toprak özelliklerinin, istasyonların toprak özelliklerinden farklı olması da bir başka sebep olarak kabul edilebilir.

İstasyonlarda açısından ^{226}Ra , ^{232}Th ve ^{40}K konsantrasyonları arasında fark olup olmadığını belirlemek üzere non-parametrik tek yönlü varyans çözümlemesi (Kruskal-Wallis H) ile istatistiksel olarak değerlendirilmiştir. Yapılan analizler sonucunda ^{226}Ra ve ^{232}Th konsantrasyonları açısından istasyonlar arasında istatistiksel olarak önemli farklar bulunamamıştır ($p < 0,05$). ^{40}K konsantrasyonlarında ise istasyonlar arasında istatistiksel olarak önemli farklar bulunmaktadır ($p < 0,001$). Potasyum konsantrasyonlarının istasyondan istasyona farklılığının en önemli sebebi tarımsal faaliyetler amacıyla gübre kullanımıdır. Bölgede yaygın olarak mandalina yetiştiriciliği yapılmakta ve bu amaçla gübre kullanılmaktadır. Özellikle fosfatlı gübreler içerdikleri radyoaktivite ile topraklardaki radyoaktivite düzeylerini yükseltmektedir (Alam et al., 1997; Erdil, 2004). Kullanılan gübrenin bir kısmı hakim rüzgarlarla bölgeye yayılmakta ve bu sebeple potasyum konsantrasyonları konumdan konuma değişiklik göstermektedir.

Yatay toprak katmanları da radyonüklidler açısından değerlendirilmiş ve her üç radyonüklidin katmandan katmana anlamlı bir farklılık göstermediği görülmüştür. Büyük toprak grupları da radyonüklid konsantrasyonları bakımından istatistiksel olarak analiz edilmiştir. Yapılan analizler sonucunda büyük toprak grupları arasında ^{226}Ra konsantrasyonları farklılık göstermezken, ^{232}Th ve ^{40}K konsantrasyonları açısından anlamlı farklar bulunmuştur ($p < 0,05$). Büyük toprak gruplarında ^{232}Th ve ^{40}K konsantrasyonlarının farklılığı ise toprakların oluşum süreçlerinden kaynaklandığı söylenebilir.

5. SONUÇLAR VE ÖNERİLER

Bu çalışmada Tuzla Fayı etrafındaki büyük toprak gruplarında radon konsantrasyonlarının değişiminin belirlenmesi ve toprak gazı radon konsantrasyonlarını etkileyen faktörler incelenmiştir. Çalışmada öncelikle fay hattı etrafında yer alan toprak grupları belirlenmiş ve bölgede 5 büyük toprak grubu tespit edilmiştir. Her toprak grubuna farklı konumlarda iki ölçüm istasyonu kurulmuştur. İstasyonlarda radon ölçümlerinin alınması için toprak ana kayaca dek kazılmış ve yatay toprak katmanları (horizonlar) belirlenmiştir. Her katmanın derinliğine LR-115 dedektörler yerleştirilerek yaklaşık iki yıl boyunca radon ölçümleri alınmıştır. Ayrıca Lucas Hücreleri kullanılarak anlık radon ölçümleri de alınmıştır. Diğer bir radon ölçüm yöntemi olan sürekli radon ölçümü ise Cumalı' da kurulu sistemimizle gerçekleştirilmiştir. Oluşturulan istasyonlarda periyodik radon ölçümlerinin alınmasının yanı sıra her katmandan alınan toprak örneğinin fiziksel özellikleri ve doğal radyoaktivite içerikleri belirlenmiştir. Ayrıca bölgede yer alan Seferihisar Meteoroloji istasyonundan çalışma süresine ait meteorolojik veriler temin edilmiştir. Çalışma süresinde elde edilen veriler MINITAB-14 yazılımı kullanılarak istatistiksel olarak değerlendirilmiştir.

Çalışmada toprak gazı radon aktivite konsantrasyonları istasyon, yatay katman ve büyük toprak grupları bazında ayrı ayrı değerlendirilmiştir. İstasyon bazında sonuçlar incelendiğinde 6 nolu istasyonun (I-6) oldukça yüksek değerlerle diğer istasyonlardan ayrıldığı görülmüştür. Bu istasyonun konum olarak Doğanbey kaplıcası yakınında yer alması yüksek radon ölçümlerinin sebebi olabilir. Yatay toprak katmanlarına bakıldığında yaklaşık 1 m derinlikte yer alan C2 katmanının da daha yüksek değerler elde edilmiştir. Toprak sıcaklığı grafiğinden de anlaşılabileceği gibi alt katmanlara inildikçe atmosferik etkiler azalmakta ve daha kararlı sonuçlar elde edilmektedir. Dolayısıyla çalışmada elde edilen verilerden radon ölçümleri için en uygun katmanın C2 katmanı olduğu söylenebilir. Çalışmada ayrıca bölgede yer alan toprak gruplarına göre radon çıkışları belirlenmiş ve Kolluviyal toprak gruplarında en yüksek aktivite konsantrasyon değerleri tespit edilmiştir.

Çalışmada ilave olarak bölgeden alınan toprak örneklerinde ^{226}Ra , ^{232}Th ve ^{40}K ölçümleri yapılmıştır. Seçilen bazı istasyonların tarım amaçlı kullanımlarından dolayı (meyve bahçesi, zeytinlik, mera vs.) bazı sonuçlarda farklılıklar görülmektedir. Örneğin I-5 istasyonunda ^{40}K konsantrasyonlarının yüksek olması gübre kullanımından kaynaklanabilir. Bununla birlikte ^{40}K konsantrasyonlarının daha yüksek ölçülmesi tarım arazisi olarak kullanılan I-5' de gübre kullanımı sebebiyle olabilir. Fiziksel analizler sonucunda toprakların humusça fakir, iz miktarda tuz içeren, kireççe fakir hafif alkali topraklar olduğu belirlenmiştir. Toprak geçirgenlikleri 10^{-11} m^2 mertebesinde olup genel olarak az geçirgen topraklar olduğu söylenebilir. Radon difüzyon katsayıları $0,22$ ile $9,99 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ arasında değişen değerlerde belirlenmiştir. Konuyla ilgili çalışmalar incelendiğinde, radon difüzyon katsayısının açık havada aldığı maksimum değer olan $1,2 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ile aşırı su doygunluğundaki topraklardaki $10^{-10} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ değeri arasında değerler aldığı görülmektedir. Düşük nem içeriğindeki topraklarda radon difüzyon katsayısı tipik olarak $10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ mertebesi etrafında değişmektedir (Nazaroff and Nero, 1988). Çalışmada elde edilen sonuçların literatürdeki sonuçlara benzer olduğu görülmüştür. Bununla beraber değişen nem oranları geçirgenliklerinin artmasına veya azalmasına sebep olduğundan gelecekteki çalışmalarda radon ölçümleri ile eş zamanlı istasyon bazında meteorolojik verilerin de alınmasında fayda vardır.

Yapılan bu tez çalışması sonucunda meteorolojik etkilerden en az etkilenen yatay toprak katmanı olan C2 katmanının ve bölgede yer alan toprak grupları içerisinde sismik aktivite ile radon çıkışlarının ilişkilendirilebileceği uygun toprak grubunun ise Kolluviyal toprak grubu olduğu belirlenmiştir. Tüm bu elde edilen verilere göre yapılacak sürekli radon ölçümleri ile sismik aktiviteler arasındaki ilişkilerin daha duyarlı olması için radon ölçümlerinin Kolluviyal topraklarda ve C2 katman derinliğinde yapılması uygun olacaktır.

KAYNAKLAR DİZİNİ

- Abumurad, K.M., Atallah, M., Kullab, M.K. and Ismall, A.,** 1997, Determination of Radon Soil Concentration Levels in The Governorate of Irbid, Jordan, Radiation Measurements, 28 (1-6), 585-588.
- Abumurad, K.M. and Al-Tamimi, M.,** 2001, Emanation power of radon and its concentration in soil and rocks, Radiation Measurements, 34 (1-6), 423-426.
- Adler, P.M. and Perrier, F.,** 2009, Radon emanation in partially saturated porous media, Transport in Porous Media, 78, 149–159.
- Akhtar, N., Tufail, M., Ashraf, M. and Mohsin Iqbal, M.,** 2005, Measurement of environmental radioactivity for estimation of radiation exposure from saline soil of Lahore, Pakistan, Radiation Measurements, 39, 11 – 14.
- Aktuğ, B. and Kılıçoğlu, A.,** 2006, Recent crustal deformation of İzmir, Western Anatolia and surrounding regions as deduced from repeated GPS measurements and strain field, Journal of Geodynamics, 41, 471–484.
- Alam, M.N., Chowdhury, M.I., Kamal, M., Ghose, S., Banu, H. and Chakraborty, D.,** 1997, Radioactivity in chemical fertilizers used in Bangladesh, Applied Radiation and isotopes, 48 (89), 1165-1168.
- Alam, M.N., Chowdhury, M.I., Kamal, M., Ghose, S., Islam, M.N., Mustafa, M.N., Miah, M.M.H. and Ansary, M.M.,** 1999, The ²²⁶Ra, ²³²Th and ⁴⁰K activities in beach sand minerals and beach soils of Cox's Bazar, Bangladesh, Journal of Environmental Radioactivity, 46, 243-250.
- Algade Radioprotection,** “Barasol BMC2 Sürekli Radon Ölçüm Sistemi”, <http://www.algade.com/index.php/english/Mesure-en-continu-du-radon>, (Erişim Tarihi: 5 Ağustos 2011).
- Al-Hilal, M. and Al-Ali, A.,** 2010, The role of soil gas radon survey in exploring unknown subsurface faults at Afamia B dam, Syria, Radiation Measurements, 45, 219–224.
- Al-Karouf, S., Al-Hamarneh, I.F. and Dababneh, M.,** 2008, Natural radioactivity, dose assessment and uranium uptake by agricultural crops at Khan Al-Zabeeb, Jordan, Journal of Environmental Radioactivity, 99, 1192-1199.
- Alpha Nuclear Inc.,** “Alphameter toprak gazı radon ölçüm sistemi”, <http://www.alphanuclear.com/611.html>, (Erişim Tarihi: 16 Ağustos 2011).
- Altınbaş, Ü.,** 1996, Toprak Etüd ve Haritalama Ders Kitabı, Ege Üniversitesi Ziraat Fakültesi Ofset Atölyesi, Bornova-İzmir.

KAYNAKLAR DİZİNİ (devam)

Altınbaş, Ü., Çengel, M., Uysal, H., Okur, B., Okur, N., Kurucu, Y. ve Delibacak, S., 2008, Toprak Bilimi, Üçüncü baskı, Ege Üniversitesi Basım Evi, Ziraat Fakültesi Yayınları No:557, 355 s.

Arias, H., Palacios, D., Sajo-Bohusa, L. and Vilorio, T., 2005, Alternative procedure for LR-115 chemical etching and alpha tracks counting, Radiation Measurements, 40, 357–362.

Aslan, E., 2010, Alangüllü (Aydın) Jeotermal Kaynağının Kimyasal Özellikleri ve Çevreye Olan Etkilerinin Uzaktan Algılama ve Cbs Kullanılarak Belirlenmesi, Ege Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Yüksek Lisans Tezi, 162 sayfa.

Atalay, İ., 1989, Toprak Coğrafyası, Ege Üniversitesi Edebiyat Fakültesi Yayınları No:8, 433 s.

Baixeras, C., Chiment, H., Font, L.L., Bacmeister, G.U., Albarracín, D. and Monnín, M.M., 1997, Using SSNTDS in Soil and Indoors in Two Mediterranean Locations for Radon Concentration Measurements, Radiation Measurements, 28 (1-6), 713-716.

Balducci, O., Bigazzi, G., Cioni, R., Leonardi, M., Meletti, C., Norelli, P., Pescia, A., and Taddeucci, G., 1994, Monitoring ^{222}Rn in soil gas of Garfagnana (Tuscany) aimed at earthquake prediction, Annali di Geofisica, 37(5), 861-881.

Barka, A., Akyüz, S., Rockwell, T., Tatar, O., Gürsoy, H., Temiz, H. ve Emre, Ö., 1998, Kuzey Anadolu Fayının Gaziköy-Saroz Segmenti, Gediz Grabeni Salihli-Alaşehir ve İzmir Çevresi Aktif Fayların Üzerinde Paleosismik Araştırmalar, (YDABÇAG 434-G), Tübitak Projesi.

Baykal, M., 2006, Seferihisar-Urta Bölgesi'nin Güncel Depremselliği ve Gerilme Tensör Analizi, Ankara Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, 83 sayfa.

Baykara, O. and Doğru, M., 2006, Measurements of radon and uranium concentration in water and soil samples from East Anatolian Active Fault Systems (Turkey), Radiation Measurements, 41, 362–367.

Baykara, O. and Doğru, M., 2009, Determination of terrestrial gamma, ^{238}U , ^{232}Th and ^{40}K in soil along fracture zones, Radiation Measurements, 44, 116–121.

Black, C.A., 1965, Methods of Soil Analysis, Part 2, American Society of Agronomy, Inc., Publisher Madison, Wisconsin USA.

Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi Ulusal Deprem İzleme Merkezi, “GoogleMap üzerinde Türkiye’ meydana Gelen Depremler”, <http://www.koeri.boun.edu.tr/scripts/lst5.asp>, (Erişim Tarihi: 5 Ağustos 2011).

KAYNAKLAR DİZİNİ (devam)

- Bolca, M., Kılınç, R., Altınbaş, Ü., Saç, M.M., Kumru, M.N., Çolak, B., Esetlili, T. ve Özen, F.,** 2010, Alangüllü (Aydın) Bölgesindeki Jeotermal Kaynakların Kimyasal Özelliklerinin ve İçerdikleri Radyoaktif Maddelerin Su Kaynakları, Tarım Toprakları ve Kültür Bitkilerine Etkilerinin Multidisipliner Yaklaşımla Saptanması Üzerine Araştırmalar, (107O085), Tübitak Projesi.
- Bondarenko, O.A., Korneev, A.A., Onishchuk, Yu. N., Berezhnoy, A.V., Aryasov, P.B., Antonyuk, D. and Dmitrienko, A.V.,** 1999, Application of SSNTD for maintenance of radiation and nuclear safety of the Sarcophagus, Radiation Measurements, 30 (6), 709-714.
- Bossey, P.,** 2003, The radon emanation power of building materials, soils and rocks, Applied Radiation and Isotopes, 59 (5-6), 389-392.
- Bossus, D.W.A.,** 1984, Emanating Power and Specific Surface Area, Radiation Production Dosimetry, 7 (1-4), 73-76.
- Boukhenfouf, W. and Boucenna, A.,** 2011, The radioactivity measurements in soils and fertilizers using gamma spectrometry technique, Journal of Environmental Radioactivity, 102, 336-339.
- Bouyoucos, G.J.,** 1962, A Recalibration of the Hydrometer Method for Making Mechanical Analysis of the Soils, Agronomy Journal, 419-434.
- Camgöz, Y. ve Yaprak, G.,** 2009, Küçük Menderes Havzası Tarım Topraklarında Doğal Radyonüklit Seviyesinin Belirlenmesi, Ekoloji, 18 (70), 74-80.
- Campero, M.A., Fleischer, R.L. and Likes, R.S.,** 1980, Changes in subsurface radon concentration associated with earthquakes, J. Geophys. Res., 85, 3053–3057.
- Canbaz, C., Çam, N.F., Yaprak, G. and Candan, O.,** 2010, Natural Radioactivity (^{226}Ra , ^{232}Th and ^{40}K) and Assessment of Radiological Hazards in The Kestanbol Granitoid, Turkey, Radiation Protection Dosimetry, 141(2), 192–198.
- Cicerone R.D., Ebel J.E. and Britton J.,** 2009, A systematic compilation of earthquake precursors, Tectonophysics, 476, 371–396.
- Cherouati, D.E., Djefal, S., and Durrani, S.A.,** 1988, Calibration Factor For LR-115 Detectors Used For The Measurement of Alpha Activity from Radon, Nucl. Tracks Radiat. Meas., 15 (1-4), 583-586.
- Choubey, V.M., Kumar, N., and Arora, B.R.,** 2009, Precursory signatures in the radon and geohydrological borehole data for M4.9 Kharsali earthquake of Garhwal Himalaya, Science of the Total Environment, 407, 5877–5883.

KAYNAKLAR DİZİNİ (devam)

- Cocceçao, F.T., Bonotto, D.M., Jimenz-Rueda, J.D. and Roveda, J.A.F.,** 2009, Distribution of ^{226}Ra , ^{232}Th and ^{40}K in soil sand sugar canecropsat Corumbataı river basin, Sao Paulo State, Brazil, Applied Radiation and Isotopes, 67, 1114–1120.
- Cosma, C., Dancea, F., Jurcut, T. and Ristoiu, D.,** 2001, Determination of ^{222}Rn emanation fraction and diffusion coefficient in concrete using accumulation chambers and the influence of humidity and radium distribution, Applied Radiation and Isotopes, 54, 467-473.
- Cothorn, R.C. and Smith, J.E.,** 1987, Environmental Radon, Environmental Science Research, Plenum Press, New York and London.
- Crockett, R.G.M., Gilmore, G.K., Phillips, P.S., Denman, A.R., Groves-Kirkby, C.J.,** 2006, Radon anomalies preceding earthquakes which occurred in the UK, in summer and autumn, Science of the Total Environment, 364, 138– 148.
- de Jong, E., Acton, D.F. and Kozak, L.M.,** 1994, Naturally occurring gamma-emitting isotopes, radon release and properties of parent materials of Saskatchewan soils, Canadian Journal Of Soil Science, 74(1), 47-53.
- Drahor, M.G. and Berge, M.A.,** 2006, Geophysical investigations of the Seferihisar geothermal area, Western Anatolia, Turkey, Geothermics, 35 (3), Pages 302-320.
- Durridge Radon Instruments,** “RAD7 radon ölçüm sistemi”, http://www.durridge.com/products_rad7.shtml, (Erişim Tarihi: 9 Eylül 2011).
- Dündar, A.H.,** 1990, Bozdağ ve Çevresi Asidik Kahverengi Orman Toprak Grubunun Bazı Mühendislik Özellikleri Üzerine Araştırmalar, (Yüksek Lisans Tezi), Ege Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü.
- Eappen, K.P., Nair, R.N. and Mayya, Y.S.,** 2008, Simultaneous measurement of radon and thoron using Lucas scintillation cell, Radiation Measurements, 43, 91–97.
- Emre, O. and Barka, A.,** 2000, Active Faults Between Gediz Graben and Aegean Sea (İzmir Region), BAD SEM 2000 Symp., İzmir, Abstract, 131.
- Erdil, C.S.,** 2004, Gübre üretiminden çevreye gelen radyoaktif katkısının incelenmesi, Ege Üniversitesi Fen Bilimler Enstitüsü Yüksek Lisans Tezi, 69 sayfa.
- Ereeş, F.S., Aytaş, Ş., Saç, M.M., Yener, G. and Şalk, M.,** 2007, Radon concentrations in thermalwaters related to seismic events along faults in the Denizli Basin, Western Turkey Radiation Measurements, 42, 80–86.
- Font, L.I., Baixerias, C., Moreno, V. and Bach, J.,** 2008, Soil radon levels across the Amer fault, Radiation Measurements, 43, 319–323.

KAYNAKLAR DİZİNİ (devam)

- Fu, C.C., Yang, T.F., Du, J., Walia, V., Chen, Y.G., Liu, T.K. and Chen, C.-H.,** 2008, Variations of helium and radon concentrations in soil gases from an active fault zone in southern Taiwan, *Radiation Measurements*, 43, 348–352.
- Fu, C.C., Yang, T.F., Walia, V., Liu, T.K., Lin, S.-J., Chen, C.-H. and Hou, C.-S.,** 2009, Variations of soil–gas composition around the active Chihshang Fault in a plate suture zone, eastern Taiwan, *Radiation Measurements*, 44, 940–944.
- Gammadata Instruments,** “Marcus 10 taşınabilir, bataryalı, toprak gazı radon ölçüm cihazı”, <http://www.gammadatainstrument.se/productlist.aspx?MID=426&IID=2180>, (Erişim Tarihi: 6 Eylül 2011).
- Giammanco, S., Imme, G., Mangano, G., Morelli, D. and Neri, M.,** 2009, Comparison between different methodologies for detecting radon in soil along an active fault: The case of the Pernicana fault system, Mt. Etna (Italy), *Applied Radiation and Isotopes*, 67, 178–185.
- Girault, F., Gajurel, A.P., Perrier, F., Upreti, B.N. and Richon, P.,** 2011, Radon emanation of heterogeneous basin deposits in Kathmandu Valley, Nepal, *Journal of Asian Earth Sciences*, 40, 595–610.
- Ghosh D., Deb A. and Sengupta R.,** 2009, Anomalous radon emission as precursor of earthquake, *Journal of Applied Geophysics*, 69, 67–81.
- Ghosh D., Deb A., Sengupta R., Bera, S., Sahoo, S.R., Haldar, S. and Patra, K.K.,** 2011, Comparative study of seismic surveillance on radon in active and non-active tectonic zone of West Bengal, India, *Radiation Measurements*, 46, 365–370.
- Günay, T.,** 1997, Orman, Ormansızlaşma, Toprak, Erozyon, Türkiye Erozyonla Mücadele, Ağaçlandırma ve Doğal Varlıkları Koruma Vakfı Yayınları No:1, İstanbul, 71 s.
- Holkko, J. and Liukkonen, S.,** 1992, Radon Diffusion in Finnish Glacial Soil, *Radiation Production Dosimetry*, 45 (1-4), 231–233.
- Humanante, B.F., Giroletti, E., Idrovo, J., Monnin, M., Pasinetti, R. and Siedel, J.L.,** 1990, Radon Signals Related to Seismic Activity in Ecuador, March 1987, *Pageoph*, 132(3), 506–520.
- İnceöz, M., Baykara, O., Aksoy, E. and Doğru, M.,** 2006, Measurements of soil gas radon in active fault systems: A case study along the North and East anatolian fault systems in Turkey, *Radiation Measurements*, 41, 349–353.
- Jibiri, N.N., Farai, I.P. and Alausa, S.K.,** 2007, Activity concentrations of ^{226}Ra , ^{228}Th , and ^{40}K in different food crops from a high background radiation area in Bitsichi, Jos Plateau, Nigeria, *Radiation Environmental Biophysics*, 46, 53–59.

KAYNAKLAR DİZİNİ (devam)

- Jonsson, G.**, 1995. Radon gas-where from and what to do? Radiation Measurement 25, 537–546.
- Kant, K., Upadhyay S.B., Sonkawade R.G., Chakarvarti S.K.**, 2006, Radiological risk assessment of use of phosphate fertilizers in soil, Iran. J. Radiat. Res., 4 (2), 63-70.
- Kiss, J. J., de Jong, E. and Bettany, J. R.**, 1988. The distribution of natural radionuclides in native soils of southern Saskatchewan, Canada. J. Environ. Qual., 17, 437-445.
- Kotrappa, P.**, 2008, Long term stability of electrets used in electret ion chambers, Journal of Electrostatics, 66, 407–409.
- Kumar, A., Singh, S., Mahajan, S. and Bajwa, B.S.**, 2009, Earthquake precursory studies in Kangra valley of North West Himalayas, India, with special emphasis on radon emission, Applied Radiation and Isotopes, 67, 1904–1911.
- Kumru, M.N., Saç, M.M. ve Güloğlu, A.**, 2007, Çeşme Bölgesi Aktif Fay Hatlarındaki Kaplıcalarda Radon Anamolileri İle Sismik Aktiviteler Arasındaki İlişkilerin İncelenmesi, Ege Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projesi, 2005 NBE 009.
- Kuo, T., Lin, C., Chang, G., Fan, K., Cheng, W. and Lewis C.**, 2007, Estimation of aseismic crustal-strain using radon precursors of the 2003 M 6.8, 2006 M 6.1, and 2008 M 5.0 earthquakes in eastern Taiwan, Natural Hazards, 53, 219–228.
- Külahçı, F., İnceöz, M., Doğru, M., Aksoy, E. and Baykara, Ö.**, 2009, Artificial neural network model for earthquake prediction with radon monitoring, Applied Radiation and Isotopes, 67, 212–219.
- Leung, S.Y.Y., Nikezic, D. and Yu, K.N.**, 2007, Derivation of V function for LR-115 SSNTD from its partial sensitivity to ²²²Rn and its short-lived progeny, Journal of Environmental Radioactivity, 92 (1), 55-61.
- Mahur, A.K., Kumar, R., Sengupta, D. and Prasad, R.**, 2008, Estimation of radon exhalation rate, natural radioactivity and radiation doses in fly ash samples from Durgapur thermal power plant, West Bengal, India, Journal of Environmental Radioactivity, 99, 1289–1293.
- Monnin, M.M. and Siedel, J.L.**, 1997, Physical Models Related to Radon Emission in Connection with Dynamic Manifestations in the Upper Terrestrial Crust: A Review, Radiation Measurements, 28 (I-6), 703-712.
- Mujahid, S.A., Hussain, S. , Dogar, A.H. and Karim, S.**, 2005, Determination of porosity of different materials by radon diffusion, Radiation Measurements, 40, 106-109.

KAYNAKLAR DİZİNİ (devam)

Muminov, I.T., Muhamedov, A.K. and Osmanov B.S., 2005, Application of NaI(Tl) detector for measurement of natural radionuclides and ^{137}Cs in environmental samples: new approach by decomposition of measured spectrum, Journal of Environmental Radioactivity, 84, 321-331.

Munsell Soil Color Charts, 2000, Revised Washable Edition.

Narayana, Y., Rajashekara, K.M. and Siddappa, K., 2007, Natural radioactivity in some major rivers of coastal Karnataka on the southwest coast of India, Journal of Environmental Radioactivity, 95, 98-106.

Narula, A.K., Saini, R.S., Goyal, S.K., Chauhan, R.P. and Chakarvanti, S.K., 2009, Indoor Radiation Levels Enhanced by Underground Radon Diffusion, Asian Journal of Chemistry, 21 (10), 275-278.

Nazaroff, W.W. and Nero, A.V., 1988, Radon and its Decay Products in Indoor Air, Edited by William W. Nazaroff and Anthony V. Nero, Wiley-Interscience Publications.

Nazaroff, W.W., 1992, Radon Transport from Soil to Air, Reviews of Geophysics, 30, 137-160.

Navas, A., Soto, J. and Machin, J., 2002, ^{238}U , ^{226}Ra , ^{210}Pb , ^{232}Th and ^{40}K activities in soil profiles of the Flysch sector (Central Spanish Pyrenees), Applied Radiation and Isotopes, 57, 579-589.

Negarestani, A., Setayeshi, S., Ghannadi-Maragheh, M. and Akashe, B., 2002, Layered neural networks based analysis of radon concentration and environmental parameters in earthquake prediction, Journal of Environmental Radioactivity, 62, 225-233.

Nikezic, D. and Yu, K.N., 2004, Formation and growth of tracks in nuclear track materials, Materials Science and Engineering R, 46, 51-123.

Ongun, A.R., 2008, Toprakların Bazı Fiziksel ve Kimyasal Özelliklerinin Jeostatistiksel Yöntemlerle Uzaysal Değişkenliğinin Saptanması, (Doktora Tezi), Ege Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, sayfa.

Özden, B., 2010, Gediz havzası tarım yapılan ve yapılmayan alanlarda erozyon hızının radyoaktif kurşun dağılımından belirlenmesi, (Doktora Tezi), Ege Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü.

Özgümüş, A., 1995, Tarla Bitkileri, Anadolu Üniversitesi, Açıköğretim fakültesi, No.724.

KAYNAKLAR DİZİNİ (devam)

Özsoylu, F.B., 2006, İzmir-Seferihisar Termal Suları ve Çevresindeki Topraklarda Radyoaktivite Araştırmaları, Celal Bayar Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Yüksek Lisans Tezi, 64 sayfa.

Papastefanou, C., Manolopoulou, M., Stoulos, S., Ioannidou, A. and Gerasopoulos, E., 2001, Radon measurements along active faults in the Langadas Basin, northern Greece, *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 1, 159–164.

Papastefanou, C., 2007, Measuring radon in soil gas and groundwaters: a review, *Annals of Geophysics*, 50, 569-578.

Plannic, J., Radolic, V. and Vukovic, B., 2004, Radon as an earthquake precursor, *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research A*, 530, 568–574.

Pulinets, S.A., Ouzounov, D., Karelin, A.V., Boyarchuk, K.A. and Pokhmelnikh L.A., 2006, The physical nature of thermal anomalies observed before strong earthquakes, *Physics and Chemistry of the Earth*, 31, 143–153.

Ramola, R.C., Prasad, Y., Prasad, G., Kumar, S. and Choubey, V.M., 2008, Soil-gas radon as seismotectonic indicator in Garhwal Himalaya, *Applied Radiation and Isotopes*, 66, 1523–1530.

Rani, A. and Singh, S., 2005, Natural radioactivity levels in soil samples from some areas of Himachal Pradesh, India using g-ray spectrometry, *Atmospheric Environment*, 39, 6306–6314.

Reddy, D.V., Nagabhushanam, P., Sukhija, B.S. and Reddy, G.R., 2010, Continuous radon monitoring in soil gas towards earthquake precursory studies in basaltic region, *Radiation Measurements*, 45, 935-942.

Richon, P., Bernard, P., Laved, V., Sabroux, J.-C., Beneito, A., Lucius, D., Abbad, S. and Robe, M.-C., 2007, Results of monitoring ^{222}Rn in soil gas of the Gulf of Corinth region, Greece, *Radiation Measurements*, 42, 87 – 93.

Ruckerbauer, F. and Winkler, R., 2001, Radon concentration in soil gas: a comparison of methods, *Applied Radiation and Isotopes*, 55, 273–280.

Saç, M.M. ve Camgöz, B., 2005, İzmir’ de Sismik Aktiviteler ile Radon Konsantrasyonları arasındaki İlişkinin İncelenmesi, *Dokuz Eylül Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Fen ve Mühendislik Dergisi*, Cilt 7, Sayı 3, 47-54.

Saç, M.M., Kumru, M.N., Yener, G., Şalk, M., Karalı, T., Uğur, A., Sözbilir, H., Camgöz, B., Harmanşah, Ç., Özden, B., Sümer, Ö. ve Erkut, S.L., 2008, Yeraltı Suyu ve Toprak Gazı Radon Konsantrasyonlarındaki Değişimin Yerkabuğu (Sismik) Hareketleriyle İlişkilendirilmesi: Doğanbey Fay Hattı, İzmir, Batı Anadolu, (104Y314), Tübitak Projesi.

KAYNAKLAR DİZİNİ (devam)

Saç, M.M., Harmanşah, C., Camgöz, B. and Sözbilir, H., 2011, Radon Monitoring as the Earthquake Precursor in Fault Line in Western Turkey, *Ekoloji*, 20 (79), 93-98.

Genitron Instruments, SAPHYMO GmbH, “Alphaguarda radon ölçüm dedektörü”, http://www.genitron.de/download/ag_fb_gb_01_a4.pdf, (Erişim Tarihi: 12 Eylül 2011).

Sarad GmbH, “Sarad Radon ve Toron dedektörü”, www.sarad.de, (Erişim Tarihi: 25 Temmuz 2011).

Savovic, S., Djordjevich, A., Tse, P.W. and Krstic, D., 2011, Explicit finite difference solution of the diffusion equation describing the flow of radon through soil, *Applied Radiation and Isotopes*, 69, 237–240.

Schlichting, E. and Blume, H. P., 1966, *Bodenkundliches Praktikum*, Verlag, Paul Parey Hamburg und Berlin.

Schumann, R.R., 1993, The radon emanation coefficient: an important tool for geologic radon potential estimations, The 1993 International Radon Conference.

Scion, “Scion Image Anayser Software developed by Scion Corporation” http://www.scioncorp.com/frames/fr_scion_products.htm, (Erişim Tarihi: 3 Mart 2010).

Segovia, N., Mena, M., Pena, P., Salazar, S., Seidel, J.L. and Tamez, E., 1997, Fluctuations of Groundwater Radon and Chemical Species In Basaltic Aquifers, *Radiation Measurements*, 28 (I-6), 741-744.

Segovia, N., Mena, M., Pena, P., Tamez, E., Seidel, J.L., Monnin M. and Valdes, C., 1999, Soil Radon Time Series: Surveys in Seismic and Volcanic Areas, *Radiation Measurements*, 31, 307-312.

Shafi-ur-Rehman, M. and Shakeel-ur-Rehman, S.R., 2006, Studying ^{222}Rn exhalation rate from soil and sand samples using CR-39 detector, *Radiation Measurements*, 41 (6), 708-713.

Shashikumar, T.S., Ragini, N., Chandrashekara, M.S. and Paramesh, L., 2008, Studies on radon in soil, its concentration in the atmosphere and gamma exposure rate around Mysore city, India, *Current Science*, 94 (9), 1180-1185.

Shweikani, R. and Hushari, M., 2005, The correlations between Radon in soil gas and its exhalation and concentration in air in the southern part of Syria, *Radiation Measurements*, 40, 699 – 703.

KAYNAKLAR DİZİNİ (devam)

Singh, S., Kumar, J. and Singh, B., Singh, J., 1999, Radon diffusion studies in some building materials using solid state nuclear track detectors, *Radiation Measurements*, 30, 461-464.

Somogyi, G., Hafez, A., Hunyadi, I. and Toth-Szilagyi, M., 1986, Measurement of exhalation and diffusion parameters of radon in solids by plastic trackdetectors, *Nucl. Tracks Radiat. Meas.*, 12, 701–704.

Sroor, A., El-Bahi, S.M., Shmed, F. and Abdel-Haleem, A.S., 2001, Natural radioactivity and radon exhalation rate of soil in southern Egypt, *Applied Radiation and Isotopes*, 55, 873–879.

Sundal, A.V., Valen, V., Sondal, O., and Strand, T., 2008, The influence of meteorological parameters on soil radon levels in permeable glacial sediments, *The Science of Total Environment*, 389, 418-428.

Swakon, J., Kozak, K., Paszkowski, M., Gradzinski, R., Loskiewicz, J., Mazur, J., Janik, M., Bogaz, J., Horwacik, T. and Olko, P., 2005, Radon concentration in soil gas around local disjunctive tectonic zones in the Krakow area, *Journal of Environmental Radioactivity*, 78, 137–149.

Tabar, E., 2010, Dikili ve Bergama Bölgelerindeki Tektonik Aktivitenin Jeotermal Sularda Radon Ölçümleri ile Değerlendirilmesi, (Yüksek Lisans Tezi), Ege Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü.

Talha, S.A., de Meijer, R.J., Lindsay, R., Newman, R.T., Maleka, P.P. and Hlatshwayo, I.N., 2010, In-field radon measurement in water: a novel approach, *Journal of Environmental Radioactivity*, 101, 1024-1031.

Tanner, A.B., 1959, Meteorological influence on radon concentration in drill holes, *Mining Engineering*, 11, 706–708.

Tanner, A.B., 1980, Radon Migration in the Ground: A Supplementary Review, In: *the Natural Radiation Environment III*, University of Chicago Press, Chicago, 5–56.

Tansi, C., Tallarico, A., Iovine, G., Folino Gallo, M. and Falcone, G., 2005, Interpretation of radon anomalies in seismotectonic and tectonic-gravitational settings: the south-eastern Crati graben (Northern Calabria, Italy), *Tectonophysics*, 396, 181–193.

Tarcan, G. and Gemici, Ü., 2003, Water geochemistry of the Seferihisar geothermal area, İzmir, Turkey, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 126, 225-242.

T.C. Köyışleri ve Kooperatifleri Bakanlığı, T.C. Köyışleri ve Kooperatifleri Bakanlığı Yayınları No: 228, Topraksu Genel Müdürlüğü Yayınları No: 308, Ege Havzası Toprakları Havza No: 2, Raporlar Serisi: 90.

KAYNAKLAR DİZİNİ (devam)

TUMAS, “Türkiye Meteorolojik Veri Arşiv Sistemi”, <http://tumas.dmi.gov.tr/wps/portal>, (Erişim Tarihi: 12 Temmuz 2011).

USDA, Soil Taxonomy, 1999, A Basic System of Soil Classification for Making and Interpreting Soil Surveys, Second Edition By Soil Survey Staff, United States Department of Agriculture Natural Resources Conservation Service, Agriculture Handbook Number 436, U.S. Government Printing Office, Washington, D.C., 871 pp.

UNSCEAR, 1988, Sources and effects of ionizing radiation United Nations Scientific Committee on the Effects of Atomic Radiation, Report to the General Assembly with scientific annexes, New York, USA,.

UNSCEAR, 2000, Sources and effects of ionizing radiation United Nations Scientific Committee on the Effects of Atomic Radiation, Report to the General Assembly with scientific annexes, New York, USA.

Vaupotic, J., Barisic, D., Kobal, I. and Lulic, S., 2007, Radioactivity and Radon potential of the terra rossa soil, Radiation Measurements, 42, 290–297.

Virk, H.S. and Walia, V., 2001, Helium/radon precursory signals of Chamoli Earthquake, India, Radiation Measurements, 34, 379–384.

Walia, V., Virk, H.S., Bajwaa, B.S. and Sharmac, N., 2003, Relationships between radon anomalies and seismic parameters in N-W Himalaya, India, Radiation Measurements, 36, 393–396.

Walia, V., Lin, S.J., Hong, W.L., Fu, C.C., Yang, T.F., Wen, K.L. and Chen, C.-H., 2009, Continuous temporal soil-gas composition variations for earthquake precursory studies along Hsincheng and Hsinhua faults in Taiwan, Radiation Measurements, 44, 934–939.

Wattananikorn, K., Kanaree, M. and Wiboolsake, S., 1998, Soil Gas Radon as an Earthquake Precursor: Some Considerations on Data Improvement, Radiation Measurements, 29 (6), 593–598.

Yalın, H.A., Sandıkçoğlu, A., Unal, R. and Orhun, Ö., 2007, Measurements of radon concentrations in wellwaters near the Akşir fault zone in Afyonkarahisar, Turkey, Radiation Measurements, 42, 505–508.

Yang, T.F., Walia, V., Chyi, L.L., Fu, C.C., Chen, C.-H., Liu, T.K., Song, S.R., Lee, C.Y. and Leed M., 2005, Variations of soil radon and thoron concentrations in a fault zone and prospective earthquakes in SW Taiwan, Radiation Measurements, 40, 496–502.

KAYNAKLAR DİZİNİ (devam)

Yu, C., Loureiro, C., Cheng, J.J., Jones, L.G., Wang, Y.Y., Chia, Y.P. and Faillace, E., 1993, Data Collection Handbook To Support Modeling Impacts of Radioactive Material In Soil, Environmental Assessment and Information Sciences Division Argonne National Laboratory, Argonne, Illinois.

Zafrir, H., Haquin, G., Malik, U., Barbosa, S.M., Piatibratova, O. and Steinitz, G., 2011, Gamma versus alpha sensors for Rn-222 long-term monitoring in geological environments, Radiation Measurements, 46, 611-620.

Zmazek B., Italiano F., Zivcic M., Vaupotic J., Kobal I. and Martinelli G., 2002, Geochemical monitoring of thermal waters in Slovenia: relationships to seismic activity, Applied Radiation and Isotopes, 57, 919–930.

Zmazek B., Zivcic M., Vaupotic J., Bidovec, M., Poljac, M. and Kobal I., 2002, Soil radon monitoring in the Krsko Basin, Slovenia, Applied Radiation and Isotopes, 56, 649–657.

Zmazek B., Todoroski, L., Zivcic M., Dzeroski, S., Vaupotic, J. and Kobal I., 2006, Radon in a thermal spring: Identification of anomalies related to seismic activity, Applied Radiation and Isotopes, 64, 725–734.

ÖZGEÇMİŞ

Adı Soyadı : Mutlu İÇHEDEF

Doğum Yeri : İzmir

Doğum Yılı : 15.08.1979

Öğrenim Durumu:

Lisans : 1997-2003 Celal Bayar Üniversitesi Fen-Edebiyat Fakültesi Fizik Bölümü

Yüksek Lisans : 2004-2006 Ege Üniversitesi, Nükleer Bilimler Enstitüsü, Nükleer Bilimler Anabilim Dalı

Doktora : 2006- Ege Üniversitesi Nükleer Bilimler Enstitüsü, Nükleer Bilimler Anabilim Dalı

Mesleki Durumu:

2007- : E. Ü. Nükleer Bilimler Enstitüsü Araştırma Görevlisi

