

**T.C.
HARRAN ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

DOKTORA TEZİ

**GÜNEYDOĞU ANADOLU BÖLGESİ TOPRAKLARININ KARBON
STOKLARI VE DENGESİ**

Erdal SAKİN

TOPRAK ANABİLİM DALI

**ŞANLIURFA
2010**

İÇİNDEKİLER

	Sayfa No
ÖZ.....	iii
ABSTRACT.....	iv
TEŞEKKÜR.....	v
ŞEKİLLER DİZİNİ.....	vi
ÇİZELGELER DİZİNİ.....	vii
EKLER DİZİNİ.....	viii
SİMGELER DİZİNİ.....	ix
KISALTMALAR.....	x
1. GİRİŞ.....	1
1.1. Hipotez.....	4
1.2. Amaç.....	5
2. ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR.....	6
2.1. Global Karbon Döngüsü.....	13
2.1.1. Atmosferden toprağa karbon akışı.....	14
2.2. Global Karbon Stokları.....	15
2.2.1. Okyanuslar.....	15
2.2.2. Atmosfer.....	16
2.2.3. Bitki Örtüsü.....	16
2.2.4. Topraklar.....	18
2.3. Topraklarda Organik ve İnorganik Karbon Stokları.....	20
2.3.1. Toprak organik karbon stokları.....	20
2.3.2. Toprak inorganik (jeojenik) karbon stokları.....	34
2.3.3. Pedojenik karbon stokları.....	39
2.4. Karbon Dönüşümü.....	42
3. MATERYAL ve YÖNTEM.....	47
3.1. Materyal.....	47
3.1.1. Güneydoğu Anadolu Bölgesinin jeolojik ve topoğrafik yapısı.....	48
3.1.1.1. Tortul kayalar.....	48
3.1.1.2. Volkanik kayalar.....	52
3.1.1.3. Tektonik kayalar.....	52
3.1.2. Güneydoğu Anadolu Bölgesinin iklim özellikleri.....	54
3.1.3. Güneydoğu Anadolu Bölgesinin toprak özellikleri.....	56
3.1.4. Güneydoğu Anadolu Bölgesinin bitki örtüsü.....	57
3.3. Yöntem.....	57
3.3.1. Fiziksel ve kimyasal özellikler.....	60
3.3.1.1. Tekstür.....	60
3.3.1.2. Katyon değişim kapasitesi ve değişebilir katyonlar.....	60
3.3.1.3. pH, elektriki kondaktivite ve çözülebilir katyonlar.....	61
3.3.1.4. Hacim ağırlığı.....	61
3.3.1.5. Toprak organik karbon (TOK).....	62
3.3.1.6. Toprak inorganik karbon (TİK).....	63
3.3.1.7. Pedojenik inorganik karbon (PİK).....	64
4. ARAŞTIRMA BULGULARI ve TARTIŞMA.....	66
4.1. GAP Bölgesi Topraklarının Organik Karbon Stokları.....	66
4.1.1. Bölgede 100 cm'de organik karbon miktarları.....	67
4.1.2. Bölgede 120 cm'de organik karbon miktarları.....	77
4.1.3. Bölgede 120 cm'de organik karbon miktarları.....	83
4.1.4. Harran Ovası topraklarının organik karbon stokları.....	87

4.1.5. Toprak organik karbonun genel değerlendirilmesi.....	91
4.1.5.1. İklim - karbon stokları ilişkisi.....	98
4.1.5.2. Çevre ve tarımın karbon stoklarına etkileri.....	102
4.1.5.3. Organik maddenin artırılması için öneriler.....	105
4.2. GAP Bölgesi Topraklarının İnorganik Karbon Stokları.....	107
4.2.1. Bölgede 100 cm’de inorganik karbon miktarları.....	107
4.2.2. Bölgede 120 cm’de inorganik karbon miktarları.....	113
4.2.3. Bölgede 160 cm’de inorganik karbon miktarları.....	117
4.2.4. Harran Ovası topraklarının inorganik karbon stokları.....	120
4.2.4.1. Harran Ovasının litojenik karbonatlarına – Fatik ve Tektek dağlarının etkisi.....	122
4.3. Pedojenik İnorganik Karbonatlar (PİK).....	124
5. SONUÇ ve ÖNERİLER.....	130
5.1. Sonuçlar.....	131
5.2. Öneriler.....	132
KAYNAKLAR.....	135
ÖZGEÇMİŞ.....	159
ÖZET.....	160
SUMMARY.....	164
EKLER.....	167
Ek A.....	168
Ek B.....	179
Ek C.....	206
Ek D.....	209

ÖZ

Doktora Tezi

GÜNEYDOĞU ANADOLU BÖLGESİ TOPRAKLARININ KARBON STOKLARI VE DENGESİ

Erdal SAKİN

Harran Üniversitesi
Fen Bilimleri Enstitüsü
Toprak Anabilim Dalı

Danışman: Prof. Dr. Ahmet Ruhi MERMUT
Yıl: 2010, Sayfa: 234

Küresel karbon stokları ve döngüsü bugün insanlığın üzerinde durduğu çok önemli konulardan birisi olmuştur. Bu çalışma GAP bölgesi topraklarında organik ve ikincil inorganik karbon stokları, birikme hızları ile dengelerini belirlemek amacıyla yapılmıştır. GAP'ta, 120 cm derinliğe kadar, toplam 0.73 Pg karbon stoku hesaplanmıştır ve bu beklenenden fazladır. Bölge topraklarında organik karbon stoklarının, yağış miktarının azalmasıyla birlikte, kuzeyden güneye doğru giderek azaldığı saptanmıştır. Toprakların organik madde biriktirme hızları, 120 cm kalınlık göz önüne alındığında, sırasıyla Kireçsiz Kahverengi Orman topraklarında 4.39, Kestane rengi topraklarda 3.10, Kahverengi Orman topraklarında 2.95, Bazaltik topraklarda 2.66, Vertisollerde 1.88, Kahverengi topraklarda 1.87, Kırmızı Akdeniz topraklarda 1.84, Kırmızımsı Kahverengi topraklarda 1.72, Koluviyal topraklarda 1.72, Aluviyal topraklarda 1.46, ve Kireçsiz Kahverengi topraklarda ise $1.35 \text{ g C m}^{-2} \text{ yıl}^{-1}$ bulunmuştur. İncelenen bir organik toprak profilinde ise birikme hızı $18.44 \text{ g C m}^{-2} \text{ yıl}^{-1}$ dir. Bu verilere göre, organik topraklar hariç, en hızlı organik madde biriktiren topraklar ormanlık alanlarda bulunmaktadır. Eğimin fazlalığına rağmen değerler yüksek çıkması çoğunlukla yağışın fazlalığından kaynaklanmaktadır. Toprakların, 120 cm derinlik bazında, organik karbon oranları: Kireçsiz Kahverengi Orman toprakları 18.45, Kestane rengi toprakları 13.01, Kahverengi Orman toprakları 12.39, Bazaltik topraklar 11.18, Vertisoller 7.88, Kahverengi toprakları 7.86, Kırmızı Akdeniz toprakları 7.72, Koluviyal topraklar 7.23, Kırmızı Kahverengi topraklar 7.22, Aluviyal topraklar 6.15, Kireçsiz Kahverengi topraklar 5.65 kg C m^{-2} dir. İncelenen organik bir toprakta ise $77.45 \text{ kg C m}^{-2}$ bulunmuştur. Bölgede pedojenik karbonat miktarları $9.53 - 10.80 \text{ kg m}^{-2}$ arasında değişmektedir. Pedojenik karbon birikim hızları ise $2.27-2.57 \text{ g C m}^{-2} \text{ yıl}^{-1}$ arasında değişmektedir ve bu değerler beklenenin üstünde görülmektedir. Tarım organik karbon stoklarının yaklaşık olarak %58'inin kaybolmasına neden olmuştur. Buna aşırı sürüm, hasat sonrası atıkların hayvan yemi için toplatılması veya yakılmasının neden olduğu sanılmaktadır. Bu duruma göre bölgenin orijinal toplam karbon miktarı 1.50 Pg olarak hesap edilmiştir. Bu değer tarım yapılan topraklarda organik karbon depolama kapasitelerinin yüksek olduğunu da göstermektedir. Toprakların killi ve kireçli olması kayıpların daha da yüksek olmasını önlemektedir. Ayrıca çalışma alanında bulunan ovalarda toprak kalınlığının fazla olması TOK stoklarının, kurak iklime rağmen, bir ölçüde beklenenden fazla olmasına neden olmaktadır.

ANAHTAR KELİMELER: Organik karbon, inorganik karbon, pedojenik karbon, karbon stokları, toprağa karbon bağlama hızı, GAP Bölgesi

ABSTRACT

PhD Thesis

CARBON BALANCE and STOCKS IN SOILS of SOUTHEASTERN TURKEY

Erdal SAKİN

Harran University
Graduate School of Natural and Applied Sciences
Department of Soil Science

Supervisor: Prof. Dr. Ahmet Ruhi MERMUT

Year: 2010, Page: 234

Global carbon stocks and balances have become internationally very important topics in recent years. Objective of this research was to establish the organic and pedogenic carbon stocks and their rate of accumulation in the Southeast region of Turkey. This region occupies about 7 579 805,2 ha area and has about 0.73 Pg organic carbon stock, which is more than expected. The amount of organic carbon stocks depend mainly on the amount of precipitation and elevation. It decreases from north to south with both the decrease of elevation and precipitation. The rate of organic carbon accumulation in the 120 cm thick soil layer of the major soils of the region from high to low are: Noncalcic Brown Forest soils 4.39, Chestnut soils 3.10, Brown Forest soils 2.95, Bazaltic soils 2.66, Vertisols 1.88, Brown soils 1.87, Red Mediterranean soils 1.84, Reddish Brown soils 1.72, Colluvial soils 1.72, Alluvial soils 1.46 and Non-calcic Brown soils 1.35 g C m⁻² yr⁻¹. In an organic soil profile it was 18.44 g C m⁻² yr⁻¹. Excluding the organic soil, high amount of organic carbon accumulation rates was found in forested region. Despite the high slope angle, the accumulation rate was closely related to high precipitation in the area studied. The storage of organic carbon in the 120 cm thick soil layer of the major soils of the region from high to low are: Noncalcic Brown Forest soils 18.45, Chestnut soils 13.01, Brown Forest soils 12.39, Bazaltic soils 11.18, Vertisols 7.88, Brown soils 7.86, Red Mediterranean soils 7.72, Colluvial soils 7.23, Reddish Brown soils 7.22, Alluvial soils 6.15, and Non-calcic Brown soils 5.65 kg C m⁻². The only organic soil studied had 77.45 kg C m⁻². The amounts of pedogenic carbonates changed between 9.53 and 10.80 kg C m⁻². The rates of pedogenic carbon accumulation were between 2.27 and 2.57 g C m⁻² yr⁻¹, which is somewhat higher than expected. Cultivation has caused about 58% losses of organic carbon from the soil. This is likely due to intensive cultivation, burning of the residue or removal to feed animals. Based on the losses, we have recalculated the original amount of organic carbon in the soil as 1.50 Pg. This shows the high potential of the soil for carbon sequestration in cultivated soils. High contents of clay and carbonates likely reduce the rate of oxidation and therefore, increase the rate of organic matter accumulation. Soil thickness in the plains is also unexpectedly high, supporting the view that the soils are constantly rejuvenated by the soil material brought from higher elevations.

KEY WORDS: Organic carbon, inorganic carbon, pedogenic carbon, carbon stocks, carbon sequestration, GAP region of Turkey

TEŞEKKÜR

Doktora eğitim ve öğrenim sürecimde yardım ve desteklerini esirgemeyen gerek bilimsel ve gerekse sosyal konularda beni yönlendiren her daim derin bilgi ve becerisine başvurduğum, projeye maddi ve manevi destek veren danışman hocam Prof. Dr. Ahmet Ruhi MERMUT'a teşekkürlerimi sunarım.

Tez çalışmamda ve tez izleme komitemde bana yardımcı olan Rektör yardımcısı Prof. Dr. Halil KIRNAK'a, Doç. Dr. Salih AYDEMİR'e, Sulama Yapıları Bölüm Başkanı Prof. Dr. İdris BAHÇECİ'ye, Toprak Bölüm Başkanı Prof. Dr. Faruk İNCE'ye, Yrd. Doç. Dr. Erhan AKÇA'ya, ikinci danışmanım Prof. Dr. Ali SEYREK'e, Toprak Bölüm hocalarına ve bölüm sekreteri Suphi ERİŞ'e teşekkür ederim.

Derik bölgesinde profillerde örneklerinin alınmasında yardımları olan her türlü yardımı sağlayan Derik ilçe Tarım Müdürlüğünde çalışan Ziraat Müh. İdris GERGİN, Ziraat Müh. Nejat AYYUS ve ilçe tarım çalışanlarına ile Ofi köyü sakinlerine, Şeyhmus GÜNEŞ'e ve ailesine,

Nusaybin'deki çalışmalarında yardımcı olan Ziraat Müh. İlhan ZAN ve ailesine, Arıhan Petrol sahibine,

Cizre'de profillerin açılmasında ve örneklerin alınmasında yardımcı olan Cizre Tarım Müd. Erdal EREN'e, okul arkadaşım Ziraat Müh. Mehmet Mürşid MUNİS'e, Ziraat Müh. Şeyhmus TEKİN'e ve Babil köyü halkına,

Batman'da profillerin açılmasında yardımları için Ziraat Müh. Hasan TUNÇ'a, dayısı Ömer ATAŞ ve ailesine, eniştesi Burhan KIZILBULUT'a, İmperial İnş.'ın sahibi Hadi YALÇIN'a ve Batman TPOA'ya,

Diyarbakır Bölgesinde açılan profillerde bizlere araç ve gereç temin eden Güneydoğu Anadolu Tarımsal Araştırma Enstitüsü Müdürüne, Müdür Yrd. Kudret BERAKETOĞLU'na, çalışanlarına ve özellikle bizimle beraber dolaşan, yol gösteren Ziraat Yük. Müh. Ercan YILDIZ'a,

Gaziantep bölgesinde açılan profillerde bize yardımcı olan Ishahiye ve Nurdağı ilçe Tarım Müdürlüklerine,

Bana çalışmalarını gönderen Duke Üniv. Öğretim Üyesi Dr. William Schlesinger'e, ayrıca toprak bölüm öğrencisi Kamuran İLHAN'a ve Müslüm AYZAZ'a, laboratuvar çalışmalarında yardımcı olan Burak Koçyiğit ve Azize Aydın'a, Ziraat Yüksek Müh. Ece TUTAR'a, ve harita yapımına yardımcı olan Ziraat Müh. M. Murat UŞUN'a ve Dr. Yüksel ŞAHİN'e teşekkür ederim.

Ayrıca tez çalışmam süresince desteklerini esirgemeyerek her zaman yanımda olan aileme ve özellikle fedakâr, anlayışlı ve özverili olan sevgili eşim Elif Didem SAKİN'e en içten teşekkürlerimi sunarım.

ŞEKİLLER DİZİNİ

	Sayfa No
Şekil 2.1. 1856 – 2004 yılları arası dünyanın ısı artışı.....	7
Şekil 2.2. Atmosferik CO ₂ konsantrasyonu ile global sıcak arasındaki ilişki.....	8
Şekil 2.3. Atmosferik CO ₂ konsantrasyonu.....	9
Şekil 2.4. 1751’den beri yıllık global antropojenik CO ₂ emisyonları.....	10
Şekil 2.5. Global karbon döngüsü.....	14
Şekil 3.1. Güneydoğu Anadolu Bölgesinin coğrafik konumu.....	54
Şekil 3.2. Güneydoğu Anadolu Bölgesinin büyük toprak grupları (BTG).....	57
Şekil 3.3. Harran Ovası topraklarının örnekleme yerleri.....	58
Şekil 3.4. Güneydoğu Anadolu Bölgesinin örnekleme yerleri.....	59
Şekil 3.5. Toprak organik ve inorganik karbonlar ile pedojenik karbonatları hesaplanan bir profilin üç boyutlu şeması.....	65
Şekil 4.1. Büyük toprak gruplarının 100 cm derinlikte TOK miktarları	67
Şekil 4.2. Güneydoğu Anadolu Bölgesi topraklarının 100 cm’de TOK miktarları... ..	69
Şekil 4.3. Büyük toprak gruplarının 120 cm derinlikte TOK miktarları.....	78
Şekil 4.4. Güneydoğu Anadolu Bölgesi topraklarının 120 cm’de TOK miktarlarının bölgesel dağılımı.....	79
Şekil 4.5. Büyük toprak gruplarının 160 cm’de TOK miktarları.....	83
Şekil 4.6. Güneydoğu Anadolu Bölgesi topraklarının 160 cm’de TOK miktarlarının bölgesel dağılımı.....	84
Şekil 4.7. Büyük toprak gruplarının 160 cm’de TOK’un birikme hızları.....	86
Şekil 4.8. Harran Ovası topraklarının farklı üç derinlikte TOK miktarları.....	89
Şekil 4.9. Harran Ovası topraklarında TOK’un birikme hızları.....	91
Şekil 4.10. Güneydoğu Anadolu Bölgesi topraklarında yıllık yağış miktarı – TOK ilişkisi.....	98
Şekil 4.11. Büyük toprak gruplarının 100 cm’de TİK miktarları	108
Şekil 4.12. Güneydoğu Anadolu Bölgesi topraklarının 100 cm’de TİK miktarlarının bölgesel dağılımı.....	110
Şekil 4.13. Büyük toprak gruplarının 120 cm’de TİK miktarları.....	114
Şekil 4.14. Güneydoğu Anadolu Bölgesi topraklarının 120 cm’de TOK miktarlarının bölgesel dağılımı.....	115
Şekil 4.15. Büyük toprak gruplarının 160 cm’de TİK miktarları.....	117
Şekil 4.16. Güneydoğu Anadolu Bölgesi topraklarının 160 cm’de TOK miktarlarının bölgesel dağılımı.....	119
Şekil 4.17. Harran Ovası topraklarının TİK miktarları.....	121
Şekil 4.18. Kısas serisi pedojenik karbonat miktarları.....	126
Şekil 4.19. İkizce serisi pedojenik karbonat miktarları.....	1126
Şekil 4.20. Sırrın serisi pedojenik karbonat miktarları.....	126
Şekil 4.21. Gürgelen serisi pedojenik karbonat miktarları.....	127

ÇİZELGELER DİZİNİ

	Sayfa No
Çizelge 2.1.	2004 yılı kişi başı CO ₂ emisyonu..... 11
Çizelge 2.2.	Karbon emisyonunu yapan 20 ülke..... 12
Çizelge 2.3.	Mojava çölündeki aridisollerin kalsik horizonlarda PK..... 15
Çizelge 2.4.	Türkiye'nin büyük yaşam alanlarında depolanan ve salınan organik karbon miktarları..... 18
Çizelge 2.5.	Büyük yaşam alanlarında toprak ve bitkide karbon stokları ve net yıllık üretim..... 19
Çizelge 2.6.	Dünya ekosistemlerinin toprak organik karbon havuzlarının tahmini miktarları..... 21
Çizelge 2.7.	Dünya topraklarının toprak karbon havuzları..... 25
Çizelge 2.8.	Kanada'nın değişik toprak ordolarında toprak karbon stokları..... 27
Çizelge 2.9.	Bolivya'nın doğusunda yeralan tipik paleudult toprakların organik karbon içeriği..... 28
Çizelge 2.10.	Kazakistan'ın step bölgelerindeki toprakların karbon stokları..... 29
Çizelge 2.11.	Tunus toprak gruplarının TOK stokları 32
Çizelge 2.12.	Çin'in toprak profillerinde organik karbon dağılımı..... 33
Çizelge 2.13.	Dünya topraklarının toprak organik karbon ve inorganik karbon havuzları..... 35
Çizelge 2.14.	Kanada'nın değişik profillerinde organik ve inorganik karbon değerleri..... 37
Çizelge 2.15.	Rajasthan topraklarında karbon stokları..... 38
Çizelge 3.1.	Güneydoğu Anadolu Bölgesinin yıllık yağış miktarları..... 55
Çizelge 4.1.	Güneydoğu Anadolu Bölgesi büyük toprak grupları ve kapladığı alanlar..... 66
Çizelge 4.2.	Büyük toprak gruplarında 100 cm'de TOK'un birikme hızları..... 70
Çizelge 4.3.	Büyük toprak gruplarının TOK stoklarının bölgesel dağılımı ve miktarları..... 71
Çizelge 4.4.	Tunus toprak gruplarının TOK stokları..... 72
Çizelge 4.5.	Bulgaristan topraklarının TOK stokları..... 74
Çizelge 4.6.	Dünya topraklarının organik karbon stokları..... 76
Çizelge 4.7.	Büyük toprak gruplarının 120 cm'de TOK'un birikme hızları..... 81
Çizelge 4.8.	Güneydoğu Anadolu Bölgesi topraklarının 120 cm'de bölgesel TOK stokları..... 81
Çizelge 4.9.	Büyük toprak geruplarının 160 cm'de TOK'un birikme hızları..... 85
Çizelge 4.10.	Büyük toprak gruplarının 160 cm'de TOK stokları..... 86
Çizelge 4.11.	Harran Ovası topraklarının toprak taksonomisi..... 87
Çizelge 4.12.	Harran Ovası topraklarının TOK miktarları..... 88
Çizelge 4.13.	Harran Ovası topraklarında TOK'un birikme hızları..... 90
Çizelge 4.14.	Güneydoğu Anadolu Bölgesi topraklarında TOK stoklarının % dağılımı..... 92
Çizelge 4.15.	Güneydoğu Anadolu Bölgesi illerinin TOK stokları..... 93
Çizelge 4.16.	Arjantin'in arid, semiarid ve subhumid bölge toprakların TOK içeriği.. 95
Çizelge 4.17.	Sudan topraklarının karbon – iklim ilişkisi..... 96
Çizelge 4.18.	Güneydoğu Anadolu Bölgesinde yıllık yağış miktarı ile TOK regresyonu..... 99
Çizelge 4.19.	Büyük toprak gruplarının 100 cm'de TİK miktarları..... 108
Çizelge 4.20.	Büyük toprak gruplarının TİK stoklarının alansal dağılımları..... 111
Çizelge 4.21.	Büyük toprak gruplarının 120 cm'de TİK stokları..... 116
Çizelge 4.22.	Büyük toprak gruplarının 160 cm'de TİK stokları..... 120
Çizelge 4.23.	Harran Ovası topraklarının toprak taksonomisi..... 121

EKLER DİZİNİ

	Sayfa No
Çizelge A.1. Harran ovası topraklarının bazı fiziksel ve kimyasal özellikleri.....	169
Çizelge A.2. Diyarbakır ovaları topraklarının bazı fiziksel ve kimyasal özellikleri.....	174
Çizelge A.3. Mardin ovaları topraklarının bazı fiziksel ve kimyasal özellikleri.....	175
Çizelge A.4. Batman ovaları topraklarının bazı fiziksel ve kimyasal özellikleri.....	176
Çizelge A.5. Şırnak ovaları topraklarının bazı fiziksel ve kimyasal özellikleri.....	176
Çizelge A.6. Siirt ovaları topraklarının bazı fiziksel ve kimyasal özellikleri.....	177
Çizelge A.7. Gaziantep ovaları topraklarının bazı fiziksel ve kimyasal özellikleri.....	177
Çizelge B.1. Harran ovası profillerinin genel özellikleri.....	180
Çizelge B.2. Mardin ovaları profillerinin genel özellikleri	195
Çizelge B.3. Diyarbakır ovaları profillerinin genel özellikleri.....	198
Çizelge B.4. Batman ovası profillerinin genel özellikleri.....	201
Çizelge B.5. Şırnak ovası profillerinin genel özellikleri.....	203
Çizelge B.6. Siirt ovası profillerinin genel özellikleri.....	204
Çizelge B.7. Gaziantep ovaları profillerinin genel özellikleri.....	204
Çizelge C.1. Şanlıurfa topraklarının organik ve inorganik karbon miktarları.....	208
Çizelge C.2. Mardin topraklarının organik ve inorganik karbon miktarları.....	211
Çizelge C.3. Diyarbakır topraklarının organik ve inorganik karbon miktarları.....	212
Çizelge C.4. Şırnak topraklarının organik ve inorganik karbon miktarları.....	213
Çizelge C.5. Siirt topraklarının organik ve inorganik karbon miktarları.....	213
Çizelge C.6. Batman topraklarının organik ve inorganik karbon miktarları.....	213
Çizelge C.7. Gaziantep topraklarının organik ve inorganik karbon miktarları.....	214

SİMGELER DİZİNİ

μ	Mikron
KDK	Kasyon Değişim Kapasitesi
DK	Değişebilir Katyonlar
EC	Elektriki Condaktiviti
$\text{g m}^{-2} \text{ yıl}^{-1}$	Gram / metrekare / yıl
kg m^{-2}	Kilogram / metrekare
CaCO_3	Kalsiyum Karbonat
$\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$	Potasyum Dikromat
Fe_2SO_4	Demir Süfat
Ca	Kalsiyum
‰	Binde
Meq	Milliekivalan
cmol kg^{-1}	Centi mol kilogram
Tg	Teragram (10^{12} g)
Gg	Gigagram (10^9 g)
Mg	Megagram (10^6 g)
Pg	Petagram (10^{15} g)
Gt	Gigaton (Pg)
$\delta^{13}\text{C}$	Stabil karbon izotopları
$\delta^{18}\text{O}$	Stabil oksijen izotopları

KISALTMALAR

TOK	Toprak Organik Karbon
TİK	Toprak İnorganik Karbon
OK	Organik Karbon
İK	İnorganik Karbon
OM	Organik Madde
PİK	Pedojenik İnorganik Karbon
Mha	Milyon hektar
TOK _t	Toplam Toprak Organik Karbon
TİK _t	Toplam Toprak İnorganik Karbon
Gt	Giga ton
Mg	Megagram
C	Karbon
Tg	Teragram
Pg	Petagram
T	Ton
GAP	Güneydoğu Anadolu Bölgesi
FAO	Gıda ve Tarım Örgütü
UNESCO	Birleşmiş Milletler Eğitim, Bilim ve Kültür Organizasyonu
DSİ	Devlet Su İşleri
AAS	Atomik Absorpsiyon Spektrofotometre
Meq	Milliekivalan
Ha	Hektar
Da	Dekar
BTG	Büyük Toprak Grupları
Alüv. T	Alüviyal Topraklar
Baz. T	Bazaltik Topraklar
Kahv. O. T	Kahverengi Orman Toprakları
Kahv. T	Kahverengi Topraklar
K.siz Kv. T	Kireçsiz Kahverengi Topraklar
Koluv. T	Kolüviyal Topraklar
K. Akd. T	Kırmızı Akdeniz Toprakları
K. Kv. Akd. T	Kırmızı Kahverengi Akdeniz Toprakları
K. Kv. T	Kırmızı Kahverengi Topraklar
Org. T	Organik Topraklar
Kest. T	Kestanerengi Topraklar
Verti.	Vertisoller
Ksiz. Kv. O. T	Kireçsiz Kahverengi Orman Toprakları
YNÜ	Yıllık Net Üretim
TÜ	Toplam Üretim
NPP (NYBÜ)	Net Primary Production (Net Yıllık Bitkisel Üretim)

1. GİRİŞ

Dünyanın sayılı entegre projelerinden biri olan Güneydoğu Anadolu Bölgesi projesiyle (GAP) 1.72 milyon hektar (Mha) alanın sulaması amaçlanmaktadır. Bu proje kapsamında bölgede sosyo – ekonomik kalkınma öngörülmektedir. Henüz tamamlanmamış olmakla beraber bölgede sulanan sahalarda ürün deseni değişmiş ve yeni bitkisel ürünler denenmektedir. Tamamlanması durumunda bölge insanlarına istihdam sağlamayı ve işsizlik problemini çözmek için büyük bir yatırım olacaktır. Tarım sektörünün canlanmasıyla sanayi ve ticaret sektörü de canlanacaktır.

Türkiye'nin yaklaşık olarak %9.7'sini oluşturan GAP Bölgesi, ~7.58 Mha yüzölçümüne sahiptir. Bu alanın 3.2 Mha'ında tarım yapılmakta ve bunun 1.72 Mha ise sulanabilecek tarım alanlarından oluşmaktadır. Kurak ve yarı kurak iklim koşullarının etkisinde olan bölgede su sınırlayıcı bir faktördür. Yağışların yetersiz olduğu zamanlarda tarımsal ürünler zarar görmektedir.

Sanayi devriminden sonra artan atmosferik sıcaklığı önlemek için dünyada büyük çalışmalar yapılmaktadır. Çalışmalarda ana hedef özellikle artan atmosferik karbondioksiti sulama aracılığıyla bitkiye ve oradan da toprağa bağlamaktır. Bunu gerçekleştirmek için de biomasın (biyokütle, canlı kütle) artırılması gerekmektedir. Bölgede daha önce yapılan monokültür tarımdan kurtulmak için sulu tarım büyük önem kazanmıştır. Çok kültürlü tarıma geçişle ve yapılacak araştırmalarla ülkemiz de küresel ısınmayla mücadelede dünya ülkelerinin arasında yerini almış olacaktır.

Güneydoğu Anadolu Projesi (GAP)'inde olumlu gelişmelerinin yanında tarımda su, gübre, çeşitli kimyasalların kullanılması sonucunda pek çok problemi de tetiklemiş bulunmaktadır. Günümüzde tarımsal üretim artışı ancak yeni teknolojiler ile olasıdır (Mermut, 2008b).

Atmosferik karbondioksitin doğrudan ölçümü 1957’de Güney Kutbunda ve 1958’de Mauna Loa’da (Hawaii) başlamıştır. Atmosferik CO₂ miktarı yaklaşık 315 ppm olup, yıllık artışı yaklaşık 0.6 ppm yıl⁻¹ olarak ölçmüşlerdir. Mauna Loa’da atmosferik karbonun büyüme oranı 1960’lı yıllarda 0.83 ppm yıl⁻¹, 1970’li yıllarda 1.28 ppm yıl⁻¹, 1980’lerde 1.53 ppm yıl⁻¹ ve 1992’de ise atmosferik artış 355 ppm olup, yıllık artış 0.5 ppm yıl⁻¹ (1991 - 1992) olarak belirlenmiştir (Schimel et al., 1994). Global - iklimin değişmesi arazi değişimini, tarımsal üretimi, sağlanan su miktarını, insan sağlığını, karasal ve sulak ekosistemleri doğrudan etkilediği bildirilmektedir (Bridges et al., 2001). Günümüzde atmosferik CO₂ 390 ppm olduğu söylenmektedir (Houghton, 2007).

Global karbon döngüsü geçen 20 yılda hemen hemen tüm bilim dalları (biyoloji, jeoloji, okyanus, toprak bilimi vs) için önemli bir konu olmuştur (Falkowski et al., 2000; Pearson and Palmer, 2000). Atmosferik karbondioksit konsantrasyonunun uzun dönem ölçüm kayıtlarına göre endüstriyel devriminden bu yana %30 oranında arttığı söylenmektedir. Arazi kullanım yönetimindeki değişikliklerin etkisi %25 olmasına rağmen, artışın büyük bölümü fosil yakıtlardan kaynaklandığı ileriye sürülmüştür (Eshel, 2005; Marland et al., 2007).

Küresel ısınma ve sera gazlarının etkisi hakkında kaygılanan endüstriyelleşmiş ülkeler 1997’de Kyoto protokolü olarak bilinen anlaşmaya liderlik etmişlerdir. USA emisyonu 2012 yılında %7, merkez ve doğu Avrupa ile AB ise %8 azaltmayı hedeflemektedir (Chichilnisky and Heal, 1998; Reilly et al., 1999). Türkiye ise 2009’un ilk aylarında bu anlaşmaya taraf olduğunu belirtmiştir.

Genelde karbon tutulması organik ve inorganik olarak atmosferden karbondioksit tutulması olarak nitelenmektedir. Karasal ekosistemlerde, CO₂ fotosentezin bir sonucu olarak bitkilerce tutulmakta ve topraklarda toprak organik karbon (TOK) veya toprak inorganik karbon (TİK) olarak tutulmaktadır. Okyanuslarda biyokütle (fitoplankton) ve inorganik karbon (karbonat) olarak tutulduğu bilinmektedir. Geçen birkaç on yıl içinde araştırmacılar karbonu “endüstriyel” jeolojik ortamlarda tutulması (petrol alanlar, tuz yatakları ve kömür

katmanları) (Bachu and Adams, 2003; Fridmann, 2003) veya okyanus diplerine enjekte etmeye çalıştıkları bildirmektedirler (Calderia et al., 2003).

Organik ve karbonatlardaki karbonun dinamikleri ve öneminin daha iyi bilinmesi global karbon döngüsünün tamamen anlaşılması atmosfer biyosfer ve pedosfer arasındaki depolama ve salınımın değerlendirilmesi için önemlidir (Lal et al., 2000a;b). Kanada'nın boreal (kuzey kutup bölgesi) topraklarında organik ve inorganik karbonatlarının geniş miktarlarda içerdiği bilinmektedir. Organik karbon depolama miktarı az çok bilinmesine rağmen pedojenik karbonatların miktarı hakkında bilgilerin sınırlı kaldığı söylenmektedir (Wang and Anderson, 2000).

Karbonat havuzları, organik karbon havuzlarından daha stabil ve daha uzun zaman içinde karbonu tutabilmektedirler. Genelde, karbonatlar kurak bölgelerde otlar ve çalılıkların baskın olduğu yerlerde oluşmaktadır (Cerling, 1984). Toprakta ikincil (sekonder) veya pedojenik karbonatların oluşumu, bazı araştırmacılara göre, çözülme – çökme mekanizmasıyla oluştuğu sanılmaktadır (Rabenhorst et al., 1984).

Lal (2001a; b) karbon tutulmasında özellikle TOK stoklarından çok TİK ile ilgili olarak hala açıklanamayan pek çok soru olduğunu belirtmiştir. Yine de TİK stokları hakkındaki bilgi yoksunluğundan dolayı küresel karbon döngüsündeki önemi ve ölçümü göz önünde bulundurulmadığı ifade edilmiştir. TİK kurak ve yarı kurak iklimlerde karbonun en çok bulunan formu olduğu belirtilmiştir (Mermut et al., 2000; Lal and Kimble, 2000b).

Kurak ve yarı – kurak iklimlerde tarım alanlarında yüksek sıcaklık ve oksidasyondan dolayı TOK'un yüksek oranlarda ayrışması ve parçalanması nedeniyle birikme oranı düşüktür. Bu bölgelerde sulama koşulları altında TOK'un net akümüasyonu muhtemelen zor olacağı ve inorganik form olarak karbon tutulması bu alanlarda uygulanabilir alternatif sağlayabileceği ifade edilmiştir (Lal, 2001a; b).

Dünyanın değişik bölgelerinde yapılan çalışmalar atmosferdeki CO₂ miktarının devamlı bir artış içinde olduğunu göstermektedir. Küresel sıcaklık artışını önlemek amacı ile atmosferik CO₂'in toprağa bağlanması için dünyada geniş çalışmalar başlatılmış bulunmaktadır. Kurak bölgelerde sulama ile toprağa CO₂'in bağlanma şansının yüksek olması nedeniyle (Mermut and Eswaran, 2001), bu konuda ülkemizde de ciddi çalışmalar yapılmasına çok büyük gereksinim vardır.

Dünyanın en yoğun nüfusuna sahip tropik bölgeler olup aynı zamanda bu yerlerde doğal kaynaklarda ve çevrede bozunumlar izlenmektedir. Bu bozunma sonucunda yer altı ve üstü suların kirlenmesi sonucunda topraktan atmosfere büyük ölçüde karbon içeren gazlar salınmaktadır (Lal, 2002). Bunlara arazilerin yoğun sürümleri, anızların yakılması, ormanların kesilmesi gibi örnekler de verilebilir.

Topraklar, karbonun depolanmasında ve emisyonunun dengelenmesinde çok önemli bir ortam oluşturmaktadır. Pedosfer (toprak küre), atmosferdeki gaz değişimlerini de etkilemede önemli rol oynamaktadır. Toprak organik karbon ve inorganik karbonatlar pedosferde iki büyük karbon havuzu oluşturmaktadır ve bunların birbiriyle yakından ilgili oldukları belirtilmiştir (Mermut and Eswaran, 2001).

Ülkemizde karbon stokları ve dengesi üzerinde yeterli anlamda çalışmalar bugüne kadar yapılamamıştır. Başta gelişmiş ülkeler olmak üzere dünyada bu konuya büyük bir önem verilmektedir. Tarım topraklarında giderek organik maddenin azaldığı ve bu bakımından tarım amenajman tekniklerinin gözden geçirilmesine büyük ihtiyaç olduğu kanısına varılmıştır.

1.1. Hipotez

Kurak bölge topraklarının genel olarak yağışlı ve ılıman bölge topraklarından daha az organik madde içerdiği bilinmektedir (Duchaufour, 1982). Toprakların tarıma açılmasından sonra organik madde kaybettiği birçok araştırmacı tarafından saptanmıştır bulunmaktadır. Güneydoğu Anadolu Bölgesi topraklarının organik

madde oranları var olan bilgiler ışığında benzer iklim koşulları taşıyan bölgelerde bulunan topraklardan daha az olduğu sanılmaktadır. Ancak toprakların çok derin ve killi olması birim alandaki organik madde miktarlarına etki edeceği düşünülürse miktarın yine de bölge koşullarında normal olacağı sanılmaktadır. Son 20 yıl içinde yoğun tarım tekniklerinin kullanmasının topraklarda geniş oranda organik madde kaybına sebep olduğu düşünülmektedir. Tarım yönetim tekniklerinin toprak organik maddesi kaybında ne derece etkili olacağı bilinmemekle birlikte yoğun sürüm sistemlerinin kayıplarda daha etkin olacağı görüşünü ortaya çıkmıştır. Sonuç olarak, üzerinde çalışılan bölge topraklarında, kullanılan yöntemlerden dolayı organik maddenin büyük ölçüde kayba uğradığı var sayılmaktadır.

1.2. Amaç

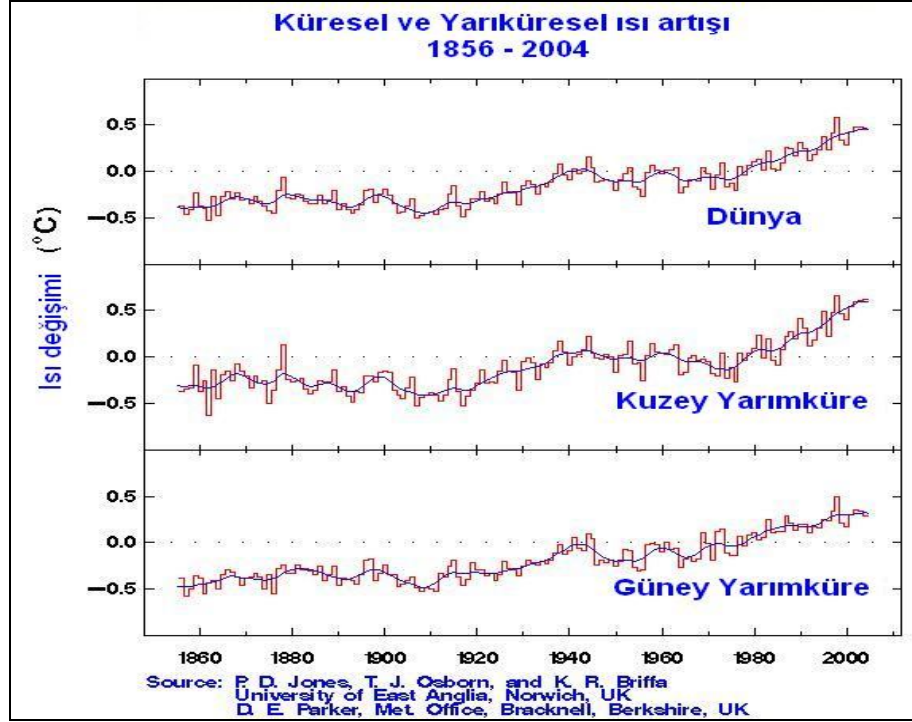
Kurak bölgelerde toprak organik maddesinin çok düşük olması nedeniyle sulama aracılığı ile toprağa CO₂'in bağlanma şansı yüksektir. Güneydoğu Anadolu Bölgesinin de kurak olması nedeniyle bu konunun da ülkemiz için çok önemli olduğunu vurgulamakta yarar vardır. Bu çalışmanın esas amacı Güneydoğu Anadolu Bölgesinde belirlenen Büyük Toprak Gruplarında organik ve inorganik karbon stoklarını belirlemek ve günümüzde kullanılan toprak yönetim tekniklerinin bu stoklara nasıl etki ettiğini belirlemek amacıyla yapılmıştır.

2. ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR

Geçen 20 yılda atmosferik karbondioksit artışının fark edilmesi ve global ısınma tehdidi bilim adamlarının CO₂'i azaltma yollarını bulma konusunda cesaretlendirmiştir. Farklı karasal ekosistemlerde karbonun tutulmasıyla sera gazlarının azaltılması düşüncesi veya atmosferden CO₂'i almayı (bağlamayı) bugün yoğun bir şekilde tartışmaktadır (Smith et al., 1997; Lal et al., 1999; Vanden Bygaart et al., 2003; Mann., 2008; Lal, 2004a; Xie et al., 2007).

Karbon tutulması ya da bağlanması serbest atmosferik karbondioksitin bitkiler tarafında fotosentez aracılığıyla organik madde olarak toprakta depo edilmesi işlemidir. Bu bağlamda agro - ekosistem yönetimleri TOK'un karasal alanlarda tutulması için önemli bir stratejidir. Böylece arazi kullanım tekniklerinin toprak organik karbonun tutulmasında önemli fonksiyonları olduğu açıktır (Post and Kwon, 2000).

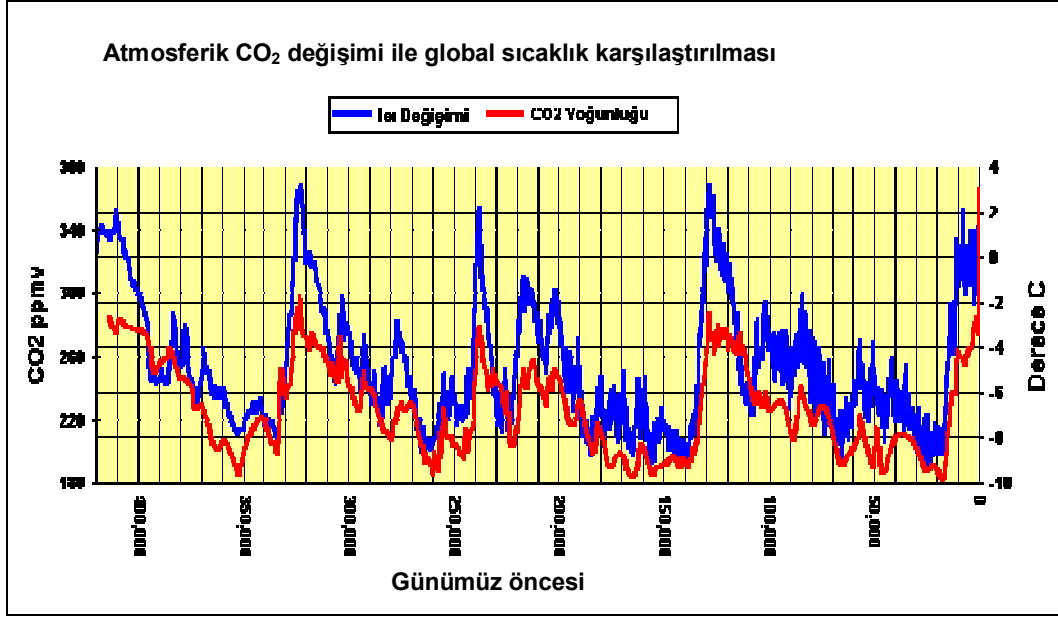
Toprakta karbonun en önemli depolarından biri CO₂'tir ve atmosferden fotosentez aracılığıyla toprakta yaşayan bitkiler tarafından depo edebilmektedir veya onlar tarafından geriye salındığı ifade edilmektedir (Lal et al., 1998; Landi and Mermut, 2006). Nemli bölgelerde organik madde üretimi ile biyolojik aktivite yüksektir ve böylece topraklarda organik madde beklenenden fazladır. Organik maddenin parçalanmasında çok az bir kısım geriye kalmaktadır, kalan ve ayrılmayan organik madde, geniş ve kompleks moleküller ile koyu renkli aromatik bileşenler oluşturmaktadır (humik asitler). Organik maddenin Kahverenkli topraklardan Koyu renkli topraklara doğru arttığı belirtilmiştir (Anderson and Paul, 1984; Anderson, 1987; Landi and Mermut, 2006; Rastogi et al., 2002).



Şekil 2.1. 1856 – 2004 yılları arası dünyada sıcaklık artışı (IPCC, 2005)

Bugüne kadar elde edilen bilgiler dünyada sıcaklığın arttığını ortaya koymuştur. 1850'den beri sıcaklık düzenli olarak ölçülmeye başlandığı zaman geçen 12 yılın 11 yılı en sıcak yıllar olarak belirtilmektedir (IPCC, 2005). Artan bu sıcaklık, aşırı yoğun yağışlara, felaketlere (Grossman et al., 2005), ve küresel ısınmayla denizdeki su seviyelerinin yükseleceği sanılmaktadır (Broecker, 1997; Manabe and Stouffer, 1994; Rignot, 1998).

Deniz seviyesinin 4 m yükselmesi durumunda 300 milyon insanın yerinden olacağı ve 1.7 milyon km² alanın (İtalya, Fransa ve İspanya kadar) taşkınla karşı karşıya kalacağı söylenmektedir (Rowley et al., 2007). Sıcaklığın artması bitki dağılımına (McKenney et al., 2007) ve özellikle küresel ekosistem üzerine önemli etkileri olduğunu (Cole and Monger, 1994), kutup ve dağların üstünde yaşayan sayısız bitki türlerinin yok olmasına neden olacağı bildirilmektedir (Parmesan, 2006). Diğer gözlemler küresel sıcaklık artışının hastalıkların artışına ve geniş alanlara yayılmasına neden olacağı ileri sürülmektedir (Patz et al., 2006). Dünyada, Kuzey ve Güney yarımkürelerin sıcaklık değişimleri Şekil 2.1'de gösterilmiştir.



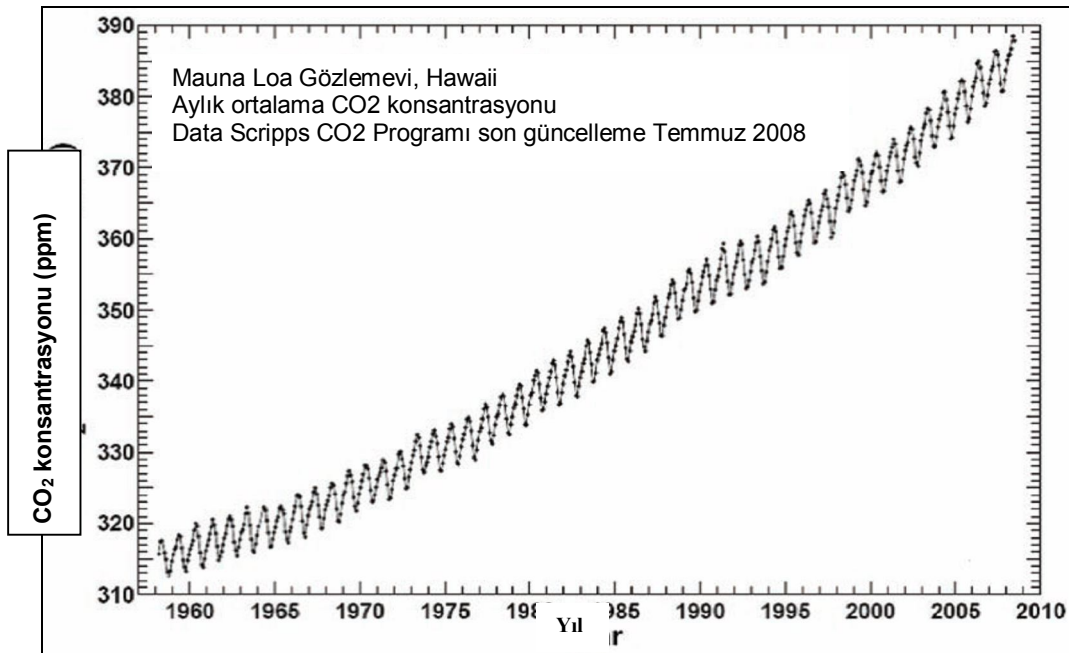
Şekil 2.2. Atmosferik CO₂ konsantrasyonu (kırmızı çizgi) ile küresel sıcaklık (mavi çizgi) arasındaki ilişkiler (Petit, 1999)

Manaba and Stouffer (1994), Johns (2003), küresel döngü modelleri göz önüne alınarak, sıcaklık artışını atmosferik CO₂ artışından ileri geldiğini belirtmişlerdir. Böyle bir korelasyon Şekil 2.2’de görülmektedir. Antartika buz korlarından alınan örneklerden geçen 400 000 yılda atmosferik karbondioksit içeriği ve sıcaklık arasında çok güçlü bir korelasyon olduğu bulunmuştur. Belki de en çok telaşlandırıcı artan atmosferik CO₂ konsantrasyonu ve iklim arasındaki ilişkidir (Cox et al., 2000). Küresel iklim modelleri 2100 yılında ortalama sıcaklığın 2 – 5 °C artacağını göstermektedir (Johns, 2003). Atmosfere CO₂ emisyonlarını azaltmak ve böylece global iklim değişimine etki edebilmek bu yüzyılın ana uğraşlarından biri olarak ortaya çıkmaktadır (Lackner, 2003; Pacala and Socolow, 2004; Oelkers and Schott, 2005; Broecker, 2005; Schrag, 2007).

Kuzey bölgelerinin küresel ısınma olayında yeryüzündeki diğer bölgelerden daha fazla etkileneceği belirtilmiştir (IPCC, 2001; AMAP, 2003). Var olan genel döngü modelleri, gelecek 50 yıl içinde sıcaklığın 0.8 – 2.6 °C artacağını ve artacak sıcaklığın kutup bölgelerini etkileyeceğini bildirmektedir. Kutup toprakları iklim değişimine çok hassas olup, olası senaryolarda donmuş alanlar etkilenecek ve toprak organik maddesinin parçalanması artacak, sonuç olarak karbondioksit ve metan gazı emisyonları artacaktır (IPCC, 2001). Yapılan ön görülere göre küresel karasal

organik karbonun %21 – 27'si tundra ve taiga (tayga) ekosistemlerinde depolanmış olması bu alanların küresel ısınmada önemli rol oynayabileceği ortaya koymuştur (Stolbovoi, 2002; Smith et al., 2004).

Antartika buz korları verilerinden elde edilen bilgilere göre (Stott et al., 2007) CO₂ içeriğinin yükselmesini izleyen 700 – 1 000 yıl içinde global sıcaklıkta da artış olduğu saptanmıştır. Artan atmosferik CO₂'i global ısınmanın izlemesi olasılığında deniz suyunda CO₂'in salınmaya (kayıp) başlayacağını ve atmosferde CO₂'in giderek artacağını ifade edilmektedir. Global soğuma, buzulların erimesi, okyanus tuzluluğun azalmasıyla tetiklenecek, azalan okyanus Meksika körfezinin sıcak suyu Norveç ve Britanya'nın kuzeyine taşınmasına ve yavaş akmasına neden olacak ve böylece kuzey bölgelerinin soğumasına neden olacaktır (McManus et al., 2004).

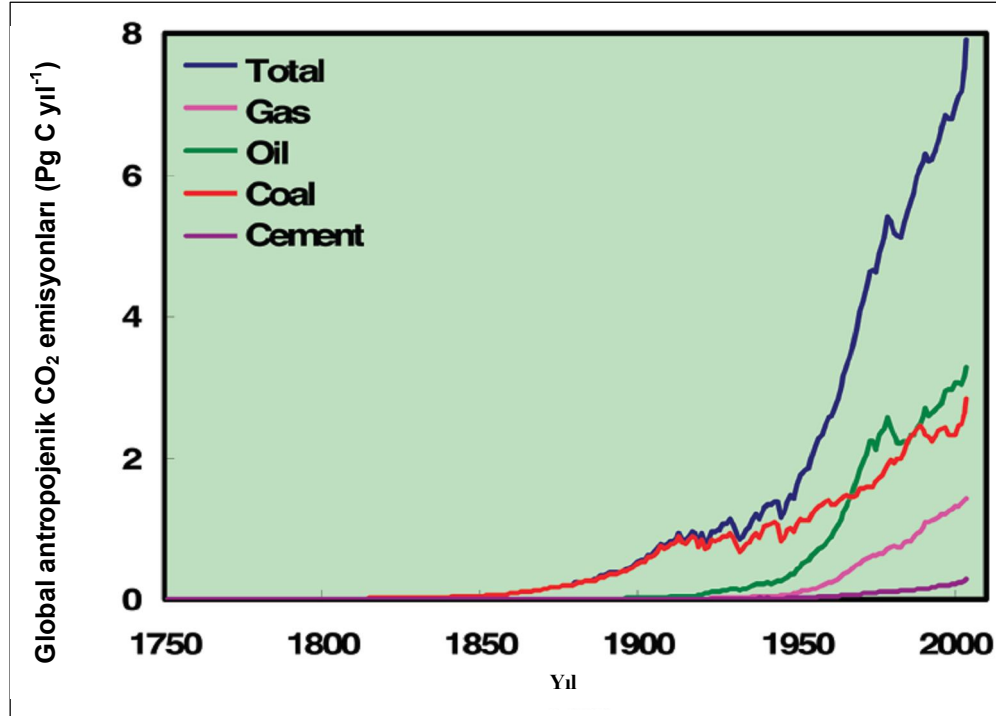


Şekil 2.3. Atmosferik CO₂ konsantrasyonu (Scripps CO₂ program, Mauna Loa Observatory)

Daha önce de belirtildiği gibi, CO₂ konsantrasyonundaki değişimler Mauna Loa Hawaii gözlem evinden ölçülmektedir (Şekil 2.3). Mevsimsel küçük değişimler biyolojik aktivitelerden kaynaklanmaktadır. Karbondioksit (CO₂) yazın biyota tarafından tüketilmekte, kışın ise salınmaktadır. Sanayii alanlarında CO₂ daima yüksek ve bu alanların dışındakilerin (sanayii dışı) yaklaşık 10 katı kadardır. Yeryüzü atmosferi kütle olarak 5.14×10^{18} kg (Trenberth et al., 1988). Bu kütlenin

içinde total CO₂ kütlesi 3.0×10^{15} kg (3 000 Pg), yada yalın karbonun 800 Pg olduğu hesaplanmıştır (Eric et al., 2008).

Pek çok insan ne kadar CO₂ ürettiğinin farkında değildirler. Araba sürücülerinin çoğu araba depolarını ayda en az iki defa doldurmaktadır. Her dolduruşta en az 50 L benzin kullanmaktadır. Benzinin yoğunluğu litrede yaklaşık olarak 730 gram olup ve böylece bir depo benzin yaklaşık 36.5 kg'a karşılık gelmektedir. Benzin alkanler içeren heptan (C₇H₁₆), ve aromatik bileşenler içeren benzen (C₆H₆) gibi hidrokarbonların karışımıdır. Benzin CH₂ formülüyle gösterilebilir ve yandığı zaman enerji üretmektedir (Eric et al., 2008).



Şekil 2.4. 1751'den beri yıllık global antropojenik CO₂ emisyonları (Marland et al., 2007)



CH₂ molekül ağırlığı 14 g mol⁻¹ ve CO₂'in 44 g mol⁻¹'dir, bu bağlamda her bir kg benzin yandığında 3.1 kg CO₂ üretilmektedir. 50 L'lik bir deponun yanması durumunda 113 kg CO₂ üretilmektedir. Yılda 24 defa doldurulan bir depodan 2.7 ton CO₂ üretilmektedir. Eğer çıkan bu CO₂ kalsiti oluşturmak için mineralojik olarak

stok edilirse reaksiyon aşağıdaki gibi cereyan etmektedir (Denklem 2.1) (Eric et al., 2008).



Kalsitin moleküller ağırlığı 100'dür, bu bağlamda CO₂'in her kg'da 2.3 kg kalsit üretilmektedir. Her yıl bir araçtan çıkan CO₂'i jeolojik olarak 6.2 ton kalsite dönüşebileceği belirtilmektedir (Denklem 2.2) (Eric et al., 2008).

Yukarıdaki bu basit örnekle 6.6 milyar olan dünyada insanların atmosfere salacağı CO₂ belirlemek olasıdır. Eşyaların taşınması, imalatı ve çimento üretiminin tümü insan etkinliklerinin sonucu ortaya çıkmaktadır. Endüstriyel CO₂ salınımindan kömür, petrol ve doğal gaz kullanımı ve çimento üretimi sonucu her yıl 8 Pg C CO₂ salındığı hesaplanmıştır. Küresel CO₂ emisyonlarının evrimi üzerinden geçen 250 yıl Şekil 2.4'te gösterilmiştir. İnsanoğlu 1751 yılından beri atmosfere 315 Pg C saldığı tahmin edilmektedir. Karbon emisyonlarının %18'i doğal gazların yanmasından, %42'si petrolden, %36'sı kömürden ve %4'ü çimento üretiminden olduğu bildirilmektedir. Bunlara ek olarak insan nüfusunun her yıl gıda tüketimi sonucunda 0.6 Pg CO₂ üretilmektedir (Marland et al., 2007).

Geçen son 50 yıl içinde küresel olarak kişi başına düşen CO₂ emisyonu Çizelge 2.1'de verilmiştir. Emisyonlar geçen 20 yıl içinde yaklaşık iki kat artmış bulunmaktadır. Diğer bir deyimle 1950'de 0.65 ton iken, 1970'te 1.2 ton olmuştur (Marland et al., 2007). Kişi başına düşen salınım ülkeden ülkeye değiştiği ifade edilmektedir. 2004 yılında yapılan çalışmalara göre listenin başında petrol üreten ülkeler baskın durumdadır. Eric et al. (2008)'göre ABD ve Kanada listede oldukça yüksek yerlerde olup, yıllık kişi başı emisyonu >5 t C olarak hesaplanmıştır.

Çizelge 2.1. 2004 yılı kişi başı karbon emisyonu (Marland et al., 2007)

Sıralama	Ülkeler	Kişi başı karbon emisyonu (ton C yıl ⁻¹)
1	Katar	21.63
2	Kuveyt	10.13
3	BAE	9.32
4	Aruba	8.25
5	Lüksemburg	6.81
6	Tirinidad ve Tobago	6.80
7	Bruni	6.56
8	Bahreyn	6.53
9	ABD	5.61
10	Kanada	5.46
97	Türkiye	1.01

Az gelişmiş Asya ve Afrika ülkeleri yıllık kişi başına karbon emisyonu <0.03 t C iken, çoğu Avrupa ülkelerinde 1.5 – 3.0 t C arasında değişmektedir. Karbondioksit emisyonunda ilk 20 ülke çizelge 2.2’de verilmiştir.

Çizelge 2.2. Karbon emisyonunu yapan 20 ülke (Marland et al., 2007)

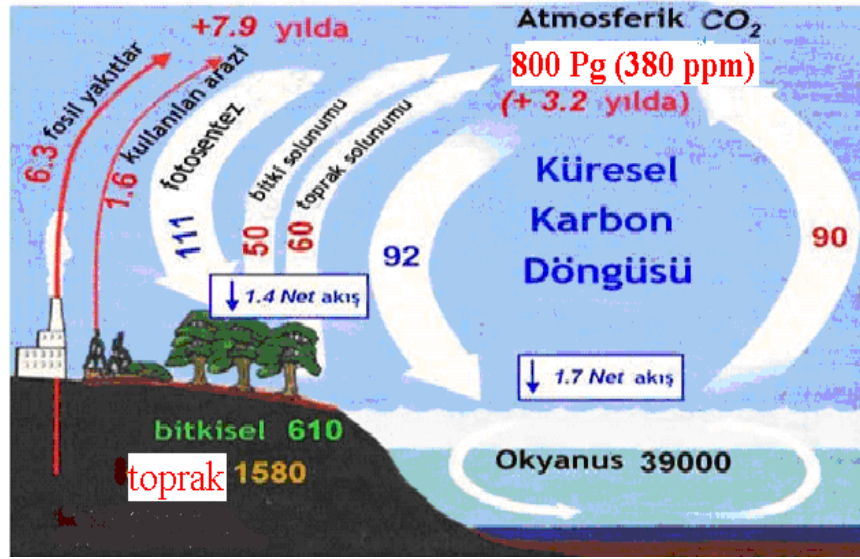
Sıralama		Karbon emisyonu (Pg C yıl ⁻¹)
1	ABD	1.65
2	Çin	1.37
3	Rusya Federasyonu	0.46
4	Hindistan	0.37
5	Japon	0.34
6	Almanya	0.22
7	Kanada	0.17
8	İngiltere	0.16
9	Güney Kore	0.13
10	İtalya	0.12
11	Meksika	0.12
12	Güney Afrika	0.12
13	İran	0.12
14	Endonezya	0.10
15	Fransa	0.10
16	Brezilya	0.90
17	İspanya	0.90
18	Ukrayna	0.90
19	Avustralya	0.90
20	Suudi Arabistan	0.80

2.1. Global Karbon Döngüsü

Karbonun biyosfer, atmosfer, hidrosfer ve jeosfer arasındaki dönüşümüne karbon döngüsü denilmektedir. Başka bir deyişle bu değişim biyo – jeo -kimyasal olaylar zinciridir (Schlesinger and Andrews, 2000).

Kaynaklarda belirtildiği gibi, doğada beş ana karbon havuzu bulunmaktadır. Bunlar: 1) Okyanus, 2) Jeolojik, 3) Toprak, 4) Biyotik, ve 5) Atmosferik'tir. Okyanuslar havuzu en geniş olup bunu sırasıyla diğerleri izlemektedir. Bütün bu havuzlar karbon döngüsüyle birbirine bağlıdır. Okyanuslar yaklaşık olarak 39 000 Pg C (1 Pg = 10^{15} g), Jeolojik karbon 5 000 – 10 000 Pg arasında tahmin edilmektedir. Toprak ve biyotik (karasal ekosistemler) yaklaşık 2 500 Pg ve atmosfer de 800 Pg C içermektedir (Şekil 2.5). Toprak organik karbonu ile birlikte inorganik karbon, pedojenik karbon da dahil, küresel karbon döngüsünde önemli bir rol oynamaktadırlar (Raich and Schlesinger, 1992; Schlesinger and Andrews, 2000; Janzen, 2004).

Atmosfer – vejetasyon – toprak – yüzey şekilleri arasındaki kompleks işlemlerden dolayı dünya topraklarında sekonder (ikincil) veya pedojenik karbonat havuzlarını ve organik madde ve bitkiler yoluyla karbonatların atmosfere uzun – dönem net akışını tahmin etmenin bugün zor olduğu anlaşılmaktadır (Lal and Kimble 2000a; b).



Şekil 2.5. Global karbon döngüsü (Pg C) (Houghton, 2007)

Pedojenik karbonatlar global olarak başlıca Aridisollerde, İnceptisoller ve Entisollerde kalış katmanlı alanlarda aşağı yukarı 800 Pg C olarak tahmin edilmektedir (Schlesinger, 1982). Değişik kaynaklara göre dünya topraklarında total pedojenik karbonatlar 720 Pg C Sombroek et al., (1993), 1 738 Pg C Eswaran et al. (1995), 695 – 748 Pg C Batjes (1996), ve 750 – 947 Pg C (Eswaran et al. (2000) olduğu tahmin edilmektedir. Değerler arasındaki farklılık sekonder orijinli (ikincil kökenli) karbonatların (pedojenik karbonatlar) miktarının tam olarak bilinmemesinden kaynaklandığını belirtmektedirler (Eswaran et al, 1995; Mermut et al., 2000).

2.1.1. Atmosferden toprağa karbon akışı

Organik karbonun toprağa girişi ölü bitki ve hayvan artıklarıyla olurken, çıkışı ise giren materyallerin parçalanması ve mineralizasyonu ile olmaktadır. Aerobik koşullar altında toprağa giren karbonun çoğu CO₂ olarak köklerin solunumu, ototrofik solunum, organik maddenin parçalanması ve heterotrofik solunum olayları ile bir kısmı atmosfere salınmakta diğer bölümü de toprakta ikincil karbonatlara dönüşmektedir (Chadwick et al., 1994; Mermut et al., 2000).

Toprağa fotosentez yolu ile herhangi bir şekilde karbon bağlanması organik maddenin parçalanmasıyla CO₂ gazı atmosfere bağlanarak dengelenmektedir. Orman örtüsü altındaki ekosistemlerde karbon depolama hızı > 10 g C m⁻² y⁻¹ iken bazı kutup çöllerinde 0.2 g C m⁻² y⁻¹'a düşmektedir (Schlesinger, 1985; 1990) (Çizelge 2.3). Kanada'nın Prairie (Kuzey) otlakları üzerinde gelişmiş topraklarda doğal koşullarda birikme hızı 2.4 ± 0.7 g C m⁻² y⁻¹ hesaplanmıştır (Landi, 2002; Landi et al., 2003a; b). Genel olarak topraklara uzun dönem net organik karbon bağlanma hızı genç topraklarda 0.02 – 0.035 g m⁻² y⁻¹ ve yaşlı topraklarda ise 0.015 g m⁻² y⁻¹ tahmin edilmiştir (Chadwick et al., 1994).

Çizelge 2.3. Mojava çölündeki Aridisollerin kalsik horizonlarda PK (Schlesinger, 1985)

Bölgeler	Parçalanma oranı (CaCO ₃ m ⁻² y ⁻¹)	Yaklaşımlar	Kaynaklar
Nevada Mormon Mesa	1.73 – 10.85	Toprak oluşumunun tahim zamanına göre ikiye bölünmüş her katmanda CaCO ₃ içeriği	Gardner (1972)
Kaliforniya, Whipple Mountain Allüvyum	1.00	Chronosequence	McFadden (1982)
Arizona, Avra Valley	3.87 – 5.67	C – 14 yaş tayini tarafından ikiye bölünen katmanda CaCO ₃ içeriği	Buol and Yesilsoy (1964)
New Meksiko, Rio Grande Valley	1.00 – 12.00	Bilinen dönemlerde alüviyal teraslar üzerindeki topraklarda CaCO ₃ içeriği	Gile et al. (1981)
New Meksiko, Rio Grande Valley	2.2 – 5.1	Bilinen dönemlerde alüviyal teraslar üzerindeki topraklarda CaCO ₃ içeriği	Bachman and Machette (1977)

2.2. Global Karbon Stokları

2.2.1. Okyanuslar

Okyanuslar, karbonun tutulması için büyük bir potansiyele sahiptir. Besin bakımından fakir olan okyanus diplerinin demir ve azot ile zenginleştirilmesi yoluyla, atmosferik CO₂'in okyanuslarda tutulma olanağı yaratılacağı düşünülmektedir. Okyanuslara bağlanacak CO₂'in gaz hidratlar halinde tutulması da, karbonun bağlanması için kararlı bir mekanizma olarak görülmektedir. Bu nedenle okyanuslarda bilimsel ve mühendislik araştırmalarının yapılmasına gerek olduğu önerilmiştir (U.S. Department of Energy, 1999).

Atmosferik CO₂ in okyanus kimyası üzerinde önemli etkileri bilinmektedir (Calderia and Wickett., 2003). Okyanus yüzey suyunun pH'sı endüstriyel devrimden sonra yaklaşık 0.1 birim azaldığı söylenmektedir (Haugan and Drange, 1996). Model hesaplamalarına göre, antropojenik CO₂'in emisyonunun devam etmesi durumunda okyanus sularındaki pH değerinin yüzyılım sonunda 0.3 – 0.4 azalabileceği tahmin edilmektedir (Orr et al., 2005). pH azaldıkça pekçok deniz organizmalarının kabukları kalsit ve aragonit'e dönüşebilir. Bu değişim mercan resifler, algler, molluscs (moluska) ve foraminifer iskeletlerinin oluşumlarını zorlaştıracak ve doğal koşullarda okyanuslara her yıl bağlanması gereken karbonun miktarında azalma olacaktır. Bu durum ayrıca deniz canlılarının besin zincirlerinin bozulmasına ve bazı planktonik türlerin yok olmasına neden olacağı düşünülmektedir (Andersson et al., 2006).

2.2.2. Atmosfer

Atmosferik karbondioksitin direkt ölçümü 1957'de Güney Kutbunda ve 1958'de Mauna Loa'da (Hawaii) başlamış ve miktar yaklaşık 315 ppm olarak saptanmıştır. Yıllık artışı yaklaşık 0.6 ppm yıl⁻¹ olarak hesaplanmıştır. Mauna Loa'da atmosferik karbonun genellikle 1958'den beri arttığı ve 1960'lı yıllarda artma hızı 0.83 ppm yıl⁻¹, 1970'li yıllarda 1.28 ppm yıl⁻¹, 1980'lerde 1.53 ppm yıl⁻¹, ve 1992'de atmosferik CO₂ konsantrasyonu 355 ppm ulaşmış bulunmaktadır (Schimel et al., 1994). Bilindiği gibi artışın küresel - iklim değişimine tarımsal üretime, insan sağlığına ve karasal ve sulak ekosistemlere doğrudan etki yapmaktadır (IPCC, 2000 a).

2.2.3. Bitki Örtüsü

Bugüne kadara elde edilen bilgilere göre, bitki örtüsü atmosferdeki CO₂ konsantrasyonunun düzenlenmesinde önemli bir rol oynamaktadır. Orman ağaçlarının kesilmesinin atmosferik CO₂ konsantrasyonuna etkisi son zamanlarda büyük bir kaygı oluşturmuştur. Tropikal ormanlar karbon döngüsünü üç yolla etkilemektedir:

- toprak organik maddesi olarak toprakta depolamak,
- tropikal biomas sistemi içerisinde karbonun yeniden sentezlenmesini sağlamak, ve
- tropikal ormanlarından drenaj ile karbonun önemli bir kısmının taşınması engellemek (Lal, 1987).

Ormanlar karbon depolaması için önemli bir potansiyele sahiptir. Bu bağlamda ormanların yakılması, tahrip edilmesi veya tarım alanlarına dönüştürülmesi atmosfere karbondioksitin artmasına sebep olmaktadır (Freedman and Keith, 1996).

Amthor et al. (1998)'nin yapmış oldukları çalışmalarda dünyada 16 büyük yaşam alanı olduğunu belirtmişlerdir. Bu alanlarda yaklaşık olarak 4 000 bitki ve toprak örneği alarak, organik karbon miktarlarını belirlemişlerdir. Yaşam alanlarındaki vejetasyonlara her yıl yenileri eklenerek atmosferden yeryüzüne bağlanan karbon miktarını da hesaplamışlardır.

Türkiye'nin arazi varlığı 77 900 000 ha alan olup toplam alanın %27'si orman, %27'si çayır – mera alanları, %11'i yerleşim alanları ve %1'i göl ve akarsulardan oluşmaktadır (Anonim, 2001). Türkiye'ye ait bitki, toprak ve net yıllık karbon üretimi miktarları teorik olarak hesaplanmış ve Çizelge 2.4'te verilmiştir. Orman alanlarında 0.67 ve toprakta 2.53 Pg C olmak üzere toplam 3.27 Pg C depo edilmiş durumdadır ve buna karşılık 0.08 Pg C yıl⁻¹ atmosfere salınmaktadır. Çayır – mera bitkilerinde 0.07 Pg C, toprakta 1.68 Pg C depolandığı hesaplanmıştır. Tarımsal alanlardaki bitkide 0.05 Pg C, toprakta 2.16 Pg C olmak üzere toplam 2.21 Pg C depolanmakta ve 0.12 Pg C salınmaktadır. Yerleşim yerlerinde 0.04 Pg C ve toprakta 0.43 Pg C olmak üzere 0.47 Pg C depolanmıştır ve yıllık üretimi ise 0.01 Pg C dur. Toplam bitkide 0.83 Pg C yıl⁻¹ ve toprakta 6.79 Pg C olmak üzere 7.72 Pg C depolanmakta ve bitkide 0.22 Pg karbon yıl⁻¹ üretilmektedir.

Çizelge 2.4. Türkiye'nin büyük yaşam alanlarında depolanan ve salınan organik karbon miktarları (Amthor et al., 1998)

Arazi kullanım çeşidi	Alan (10 ⁶ km ²)	*NYBÜ (g C m ⁻² yıl ⁻¹)	NYBÜ (Pg C yıl ⁻¹)	Bitki C (g m ⁻³)	Bitki C (Pg)	Toprak C (g m ⁻³)	Toprak C (Pg)	Toplam (Pg)
Chaparral ormanlar	0.21	360	0.08	3 200	0.67	12 000	2.53	3.27
Çayır meralar(çöl ve yarı çöl makiler)	0.21	67	0.01	330	0.07	8 000	1.68	1.77
Tarımsal alanlar	0.27	425	0.12	200	0.05	7 900	2.16	2.21
Yerleşim yerleri	0.09	100	0.01	500	0.04	5 000	0.43	0.47
Göl ve akarsular	-	200	0.001	10	-	-	-	-
Toplam	0.78	1 152	0.22	4 240	0.83	32 900	6.79	7.72

*NYBÜ = net yıllık bitkisel üretim

Keeling and Whorf (2002)'un yapmış oldukları çalışmada yeryüzünün her bir yerinde hektarı başına ortalama 15 Mg C bulunduğu hesaplamıştır. IPCC (2000a; b), Smil (2002) yapmış oldukları çalışmalarında biota da (tüm bitki ve hayvanların yaşam bölgesi) karbon stoku çok az bilinmesine rağmen hemen hemen atmosferik miktarla karşılaştırılabileceğini ve aşağı yukarı 400 – 600 Pg C olduğunu ifade etmişlerdir.

2.2.4. Topraklar

Topraktaki karbon stokları organik ve inorganik karbondan oluşmaktadır. Karbon sadece ürün üretimi ve çevre işlevleri için değil aynı zamanda küresel karbon döngüsünde de önemli bir rol oynamaktadır. Atmosferdeki karbonun toprak ve biokütle tutulması sadece sera etkisini azaltmakla kalmamakta aynı zamanda toprağın kalitesini de artırmaktadır (Mermut et al., 2000; Mermut, 2006). Landi and Mermut (2006) Kanada'nın Saskatchewan eyaletinde orman ve çayır mera alanlarında toprakta pedojenik karbonatlarının birikme oranı üzerinde yaptıkları çalışmalarla organik ve inorganik karbon ilişkilerini açık bir şekilde ortaya koymuşlardır.

Karasal karbonun en büyük rezervi topraklar da bulunmaktadır ve miktarı vejetasyonun 3, atmosferin 2 katı kadardır. Topraklar (1 m derinliğinde) 1 500 Pg C (Schlesinger and Andrews, 2000), 1 580 Pg C (Houghton, 2007) ve 2 m derinliğinde 2 500 Pg C (Amundson, 2001) olduğu belirtilmiştir. Vejetasyonda 650 Pg C (Batjes and Sombroek, 1997), 610 Pg C (Houghton, 2007) ve atmosfer 750 Pg C (Batjes and Sombroek, 1997), 800 Pg C (Houghton, 2007) karbon içerdiği ifade edilmektedir. Janzen (2004)'nin yapmış olduğu çalışmasında 1 m derinliğin altında daha çok karbonun inorganik formda bulunduğunu belirtmiştir. Toprak üstü organik karbonunun en önemlisinin de ormanlar olduğu açıktır (Çizelge 2.5).

Çizelge 2.5. Büyük yaşam alanlarında toprak (1 m) ve bitkide karbon stokları ve net yıllık üretim (NYÜ), (Amthor et al., 1998)

Ekosistem Alanları	Alan (10 ⁶ km ²)	NYÜ (g C m ⁻² yıl ⁻¹)	NYÜ (Pg C yıl ⁻¹)	Bitki C (g m ⁻³)	Bitki C (Pg)	Toprak C (g m ⁻³)	Toprak C (Pg)	Toplam (Pg)
Tropikal Ormanlar	14.80	925	13.70	16 500	244.20	8 300	123	367
Ilıman ormanlar ve Plantasyonlar	7.50	670	5.00	12 270	92.00	12 000	90	182
Kuzey (Boreal) Ormanlar	9.00	355	3.20	2 445	22.00	15 000	135	157
Ilıman Baltalık Ormanlar	2.00	700	1.40	8 000	16.00	12 000	24	40
Chaparalar	2.50	360	0.90	3 200	8.00	12 000	30	38
Tropikal Çayır ve Meralar	22.50	790	17.70	2 930	65.90	11 700	263	329
Ilıman Otlaklar	12.50	350	4.40	720	9.00	23 600	295	304
Tundralar ve Alpinler	9.50	105	1.00	630	6.00	12 750	121	127
Çöl ve Yarı Çöl Makileri	21.00	67	1.40	330	6.90	8 000	168	175
Kumul Çöller	9.00	11	0.10	35	0.30	2 500	23	23
Buzullar	15.50	-	-	-	-	-	-	-
Islak Alanlar	2.00	200	0.40	10	-	-	-	-
Göl ve Akarsular	2.80	1 180	33.00	4 300	12.00	72 000	202	214
Peat Alanları	3.40	-	-	-	-	133 800	455	455
Tarımsal Alanlar	14.80	425	6.30	200	3.00	7 500	117	120
Yerleşim Alanları	2.00	100	0.20	500	1.00	5 000	10	11
Toplam	150.80	-	59.10	-	486.40	-	2 056	2 542

2.3. Topraklarda Organik ve İnorganik Karbon Stokları

Topraklarda bulunan karbon stokları organik ve inorganik olmak üzere ikiye ayrılmaktadır.

2.3.1. Toprak organik karbonu (TOK)

Toprak organik maddesinin, erozyonu azaltmada, su tutma kapasitesinin artırılmasında, su ve hava infiltrasyonunu artırmada ve toprak yapısının geliştirmesinde ve sürdürülmesinde büyük önemi bulunmaktadır (Baldock and Nelson, 2000; Franzluebbers, 2002; Wall and Heiskanen, 2003; Celik, 2005).

Tarım toprakları genellikle doğal alanlardan daha az organik madde içermektedir. Bunun nedenlerinin toprağa karbon girişinin azalması, organik karbonun toprak işleme ile daha hızla parçalanması ve toprak erozyonu ile üst topraktan taşınması (Paustian et al., 2000; 2004; Bowman et al., 1999; Lal, 2001; 2001c; 2002; 2004) ile diğer faktörlerin etkisiyle oluşan kayıplar olduğu belirtilmiştir. Uygun toprak yönetim pratikleriyle özellikle tarım yapılan alanlarda karbon içeriğinin artırılabilceği araştırmalarla kanıtlanmıştır (West and Post., 2002). Paustian et al. (1998), tarım topraklarının karbon stoklama kapasitesi göz önüne alındığında artan atmosferik karbonun azaltılmasında önemli bir araç olduğu ve böylece yıllık 0.4 – 0.9 Pg C depolanabileceği belirtilmiştir. Dünya ekosistemlerinin toprak organik karbon (TOK) havuzlarının tahmini miktarları Çizelge 2.6.'da verilmiştir.

Çizelge 2.6. Dünya ekosistemlerinin toprak organik karbon (TOK) havuzlarının tahmini miktarları (IPCC, 2000; Prentice, 2001)

Ekosistem	Alan(10 ⁹ ha)	TOK havuzu (Pg C)	TOK yoğunluğu (ton C ha ⁻¹)
Ormanlar			
*Tropikal	1.76	213 – 216	121 – 123
*Sıcak	1.04	100 – 153	96 – 147
*Kuzey	1.37	338 – 471	247 – 344
Tropikal çayırlar ve meralar	2.25	247 – 264	110 – 117
Sıcak çayır ve meralar	1.25	176 – 295	141 – 236
Tundralar	0.95	115 – 121	121 – 127
Çöl ve yarı çöl	4.55	159 – 191	35 – 42
Ekili alanlar	1.60	128 – 165	80 – 103
Islak alanlar	0.35	225	643

Kurak ve yarı kurak bölgelerde yıllık ortalama yağış < 100 cm'dir. Baskın doğal vejetasyon çalılıktır. Buralardaki bitki örtüsü kuru tarımla yok olmakta, artıklar ya hayvan yemi ya da yakıt olarak kullanıldığı için tarımdan oluşan artıklar toprağa ilave edilememektedir. Toprak karbonu bu tür alanlarda (25 Mg ha⁻¹) olarak hesaplanmıştır. Tarımsal sistemlerde gübreler az kullanıldığı için biokütle üretimi düşük olmakta ve böylece toprağa giren organik madde normal koşulların altında kalmaktadır. Hutchinson et al. (2007) anız yakmanın 6 yıl gibi kısa bir sürede topraktan karbonun %30 – 50 oranında çok önemli kayıplara sebep olduğunu göstermişlerdir. Böylece yüksek sıcaklık, sınırlı yarayışlı su, zayıf ve düşük gübreleme, bitki artıkları yönetimindeki aksaklıklardan dolayı dünya topraklarının önemli bölümlerinde karbon içeriği giderek azaldığı gözlenmektedir.

Toprak organik maddesi (TOM) terimi kısa otlar, hafif fraksiyonlar, mikrobiyal biokütleler, suda çözülebilir organikler ve durağan organik madde veya humus içeren, topraklardaki tüm organik materyaller için kullanıldığı belirtilmiştir. TOM'un aktif ve stabil olmak üzere iki büyük havuzu bulunduğu bildirilmektedir. Aktif havuzlar hafif fraksiyon, biokütle, humik olmayan materyaller ve küçük bitki artıklarını içerdiği ifade edilmektedir. Stabil fraksiyonlar parçalanmaya daha fazla direnç göstermekte, bitki besin elementleri kaynağı ve toprağın uzun – dönem dengesinde çok önemli görevleri bulunmaktadır (Stevenson, 1994).

Six and Jastrow (2002), TOM'sinin yaklaşık %5'inin azot olduğunu bildirmektedirler. Genel olarak TOM'sinin %48 – 58'ini karbon oluşturmaktadır.

Organik madde de bulunan karbonun esas kaynağı ise genelde bitkisel materyaller oluşturmaktadır. Toprak organik maddesinin yaklaşık %2 – 10 selüloz, %0 – 2 hemiselüloz, %35 – 50 lignin, %1 – 8 yağlar, tanenler ve mumlar, %28 – 35 protein içerdiği hesaplanmıştır.

Toprakta bulunan organik madde miktarı üzerinde çeşitli etmenler rol oynamaktadır Bunlar sırasıyla; vejetasyon, toprak, topografyası, ana materyal, iklim, biyolojik varlıklar ve zaman'dır. Organik maddenin toprağın fiziksel, kimyasal ve biyolojik özelliklerine önemli etki yaptığı gibi toprağın gelişimini de kolaylaştırmaktadır. Değişen çevre koşulları topraktaki organik maddenin içeriği ve miktarı üzerinde etkili olmaktadır. Kurak bölge topraklarında organik madde çoğunlukla azdır ve yüksek oranlarda fulvik asit ile humik materyallerin oluşumlarını sağlamaktadır. Bu materyaller içinde az koyulaşmış aromatik yapılar, ve kolay mineralize olabilir bitki besin komponentleri bulunmaktadır (Volkovinst, 1967; Anderson et al., 1984; Lichter et al., 2000; Entry et al., 2004; Landi and Mermut, 2002; Lal, 2004b).

Silikat kil minerallerinin çeşidi TOM dinamiklerini etkileyen büyük faktörlerden biri olduğu ifade edilmiştir (Paul, 1984). Bu killerin humusu koruması ve organik madde ile kompleksler oluşturduğu birçok araştırmalarda açıkça görülmektedir (Anderson and Paul, 1984). Toprakta karbonun birikim hızı sabit olmayıp, arazi şekilleri arasındaki dinamiklere, vejetasyon, iklim ve toprak içi su düzeyine bağlıdır. TOM'un birikimi toprak oluşunun başlangıcından beri süregelmektedir ve koşullara göre birikim hızları değişmektedir (Landi, 2002; Milne et al., 2007; Titan et al., 1999; 2003; McGuire et al., 2001).

Toprakların yüzey katmanında biomasın fazla olması genel olarak TOK miktarının da fazla olmasına sebep olmaktadır. Buna ek olarak biomasın kalitesi ve niceliği TOK havuzlarının oluşmasında önemli olduğu ifade edilmiştir (Graham et al., 2002). Üst topraktan TOK'un oksitlenmesi, atmosferik karbonun artmasına sebep olmaktadır (Reicosky et al., 2005). Antropojenik kökenli karbondioksit emisyonu toprakta TOM'u azalmasına sebep olmaktadır (Post and Kwon, 2000; Titan et al.,

1999; 2000). Doğal filtre görevini yapan TOK azaldığında su kalitesinin de azaldığı görülmüştür (Lal, 2004c).

Dünyanın kurak bölgelerinde bulunan topraklarda 241 Pg C bulunmaktadır (Eswaran et al., 2000). Bu miktar antropojenik aktiviteler sonucu atmosfere salınan 6.30 Pg C yıl⁻¹ (Schimel et al., 2001) miktarının yaklaşık 40 katı kadarını oluşturmaktadır. Bu bölge topraklarında TOK kadar veya ondan daha fazla TİK bulunmaktadır (Batjes, 1999). Kurak alan ekosistemlerinde TOK ve TİK'in yönetimi artan atmosferik karbonun azaltmasında büyük bir rol oynayabileceği düşünülmektedir (Lal, 2004d).

Toprak biyo-çeşitliliğinin TOK havuzları üzerinde pozitif etkileri bulunmaktadır. Bütün diğer faktörler eşit olmak koşuluyla, yüksek biyo-çeşitlilik toprakta daha fazla karbon depo edilmesine neden olduğu belirtilmektedir (Lavelle, 2000). Gübreleme TOM miktarını arttırmaktadır; çünkü üretim yükselmekte ve bu yüzden bitki artıklarının toprağa dönüşümü daha fazla olmaktadır. Hayvan gübresinin ve diğer toprak ıslah edici organik maddelerin benzer etkileri vardır.

Schlesinger (2000)'e göre toprak yüzeyinden CO₂ emisyonu, yani toprak solunumu, yaklaşık 90 yıl önce ölçüldüğü belirtilmiştir. Topraklarda toplam CO₂ salınımı küresel karbon döngüsünde en büyük değişkenliklerden biri olarak tanımlanmaktadır. Toprak solunumunda küçük bir değişiklik atmosferdeki CO₂ konsantrasyonu üzerinde geniş bir etki yapmaktadır. Bu akış global çevrede değişikliklere neden olmaktadır. Toprakta CO₂ akışı üzerinde bazı kurgular yapılmaktadır. Schlesinger (1977) bu akışın yaklaşık olarak 75 Pg C yıl⁻¹ olduğunu ve bu da toprağa giren taze materyalin yaklaşık 2.5 katı kadar ettiğini bildirmektedir. Raich and Schlesinger (1992) 68 Pg C yıl⁻¹, Raich and Potter (1995) 77 Pg C yıl⁻¹, Matthews (1997) 50 – 60 Pg C yıl⁻¹, Schlesinger and Andrews (2000) ise 75 Pg C yıl⁻¹ gibi veriler elde etmişlerdir. Sayıların değişik olması tahminlerin henüz tam anlamıyla gerçeği yansıtmadığını göstermektedir.

Schlesinger (1997; 2000)'e göre toprak solunumu bitki kökleri ve toprak mikroorganizmaların solunumu yüzünden yıllık net bitkisel üretimin (YNBÜ: NPP) daha yüksek olduğunu belirtmiştir. Araştırmalar, insanoğlunun etkisi olmadan önce, topraktan çıkan ve giren CO₂'in denge halinde olduğunu belirtmektedirler. İnsan faktörü tarafından dengenin bozulması atmosferik CO₂'in artmasına neden olmuştur. Raich and Schlesinger (1992)'de toprak solunumu ve NYBÜ (NPP) arasındaki yakın ilişkiyi göstermişlerdir. Gallardo and Schlesinger (1994), Hogberg and Ekblad (1996) topraklara organik madde verildiği zaman toprak solunum oranının arttığını görmüşlerdir. Bu ve diğer birçok araştırmacılar, toprak solunumunun en fazla olduğu yerin tropik bölgeler olduğunu ve bu bölgelerin bitki gelişimi ve parçalanması için ideal yerler olduğunu belirtmişlerdir.

Tarımla beraber TOK artan miktarda oksidasyonun etkisinde kaldığında atmosferik CO₂ artmaktadır. Oksidasyon nedeniyle atmosfere salınan karbon yeniden toprağa girerse, topraktaki karbon artar. Toprakta karbon artırıcı işlemler sırasıyla: (i) toprak işleme yönetimleri ve ekin sistemleri, (ii) yüzey örtüsü miktarının arttırması, (iii) besin elementleri ve su gibi üretim girişinin etkili kullanımı gibi faktörlerdir. ABD'de araştırmalardan elde edilen bilgilerin ışığında, yeni tarım ve ekim yöntemlerinin kullanılmasıyla yılda 30 – 105 Tg C depolanabileceği tahmin edilmiştir (Follet, 2001).

Dünya topraklarının toplam karbon havuzlarından olan TOK stokları 1 500 Pg olup (bazı kaynaklar 1 550 Pg C), en çok 316 Pg'la Gelisol (daimi olarak don altında olan topraklar) ordosuna ait topraklarda görülmektedir. Bunu sırasıyla 190 Pg ile Inceptisoller, 179 Pg ile Histosoller, 158 Pg ile Alfisoller izlemektedir. TİK stokları toplamda 940 Pg olup, en çok 456 Pg ile Aridisoller ilk sırada yer alırken bunu sırasıyla 263 Pg ile Entisol ve 116 Pg ile Mollisol (Çizelge 2.7) izlemektedir (Eswaran et al., 2000).

Çizelge 2.7. Dünya topraklarının toprak karbon (TK) havuzları (Esawaran et al., 2000)

Toprak Ordoları	Alan (Mha)	Toprak organik karbon		Toprak inorganik karbon	
		Yoğunluk (ton ha ⁻¹)	Havuz (Pg)	Yoğunluk (ton ha ⁻¹)	Havuz (Pg)
Alfisol	1 262	125	158	34	43
Andisol	91	220	20	-	-
Aridisol	1 570	38	59	290	456
Entisol	2 114	42	90	124	263
Gelisol	1 126	281	316	6	7
Histosol	153	1 170	179	-	-
Inceptisol	1 286	148	190	26	34
Mollisol	901	134	121	96	116
Oxisol	981	128	126	-	-
Spodosol	335	191	62	-	-
Ultisol	1 105	124	137	-	-
Vertisol	316	133	42	50	21
Toplam	11 240	2 734	1 500	626	940

Hindistanın Rajasthan bölgesinde Alfisol, Vertisol ve İnceptisol ordolarının yüksek oranda düşen yağıştan, geniş vejetasyon girişi ve yüksek kil içeriğinden dolayı TOK miktarları Aridisol ordosuyla karşılaştırıldığında yüksek olduğu görülmüştür. TOK'un kum ile birleşmesi silt ve kille birleşmesine göre daha hızlı parçalanmasına neden olmaktadır. Kilin yüksek olduğu alanlarda ise stabil kil – organik komplekslerin oluşmasından dolayı kararlı hale geldiği belirtilmiştir (Bruke et al., 1989). Singh et al. (2003a; b), teorik olarak semi – arid bölge topraklarından Vertisollerin alt grubu olan Haplusterler'de yüksek yağış, yüksek yarıyıllı su kapasitesi ve 2:1 tipi kil mineralleri dolayısı ile Alfisollerin Haplustalf grubundan daha fazla TOK içermesi gerektiğini belirtmişlerdir (Shyampura et al., 1994; Velayutham et al., 2002). Öte yandan Jolivet et al. (1997), Walker et al. (2000), Shepherd et al. (2001), Murty et al. (2002) and Keeny et al. (2002) yoğun ekim sistemlerinin toprakta TOK miktarının azalmasına neden olduğunu söylemektedirler.

Li et al. (2007)'a göre Çin Halk Cumhuriyeti topraklarında 1 m derinliğinde organik ve inorganik karbonun sırasıyla 83.8 ve 77.9 Pg olduğunu hesaplamışlardır. Toprakta toplam karbon havuzunun 161.7 Pg olduğu ve Çin topraklarında TOK deposunun Amerika topraklarından 65.5 Pg daha fazla karbon içerdiğini ortaya koymuşlardır. Li ve arkadaşları kendi çalışmalarını (83.3 Pg) daha önce yapılan çalışmalarla 70.3 Pg (Wu et al., 2003), 60 Pg (Pan, 1999; Pan and Guo, 2000) karşılaştırmış ve aralarındaki farkın çok az olduğunu görmüşlerdir.

Li et al. (2007)'a göre organik karbon birikiminin biokütle oluşumu ve parçalanma oranı tarafından kontrol edildiğini bu da sıkı bir şekilde sıcaklık gibi bioklimatik faktör tarafından kontrol edildiği gerçeğini ortaya çıkarmış bulunmaktadır. Çin'in kuzeyindeki ovalarda aşırı tarım uygulamalarından beri TOK yoğunluğunun azaldığını ileri sürmektedir. Yağışlı bölgelerde biokütleden dolayı TOK'un fazla olduğunu, kurak ve yarı kurak bölgelerde düşük biokütleden dolayı TOK'un düşük olduğu tahmin edilmekle birlikte yağışlı bölgelerde güçlü yıkanmadan dolayı organik maddenin toprakta düşük olabileceği de söylenmektedir.

Toprak ordoları içindeki Mollisoller 1 m toprak derinliğinde büyük miktarda TOK içeriğine ($5.5 - 20 \text{ kg C m}^{-2}$) sahip olduğu gözlenmiştir. Spodosollerde de TOK'un yüksek olduğu bildirilmektedir. TOK havuzlarını etkileyen önemli faktörler evapotranspirasyon ve toprağın su tutma kapasitesidir. Kern et al. (1997), yıllık ortalama yağışın 0 – 50 cm ve 50 – 100 cm'lerde TOK ile sıkı bir ilişkisi olduğunu, yıllık ortalama sıcaklık ile arasında bir korelasyon olmadığını ifade etmişlerdir.

Tarnocai (1997) Kanada'da bulunan 9 toprak ordosunda organik madde üzerinde geniş çalışmalar yapmıştır. Organik ordoların yüzey horizonlarda ortalama karbon içeriği 18.7 kg C m^{-2} bulunmuştur. Bu ordoları sırasıyla Gleysoller ve Cryosoller (11.7 ve 11.3 kg C m^{-2}) izlemektedir. Cryosoller içerisindeki organik Cryosoller yüzey katmanda ortalama 16.7 kg C m^{-2} hesaplamıştır. Organik ordolardan, Mesisoller yüzey katmanda yüksek miktarda karbon içeriğine sahip (21.7 kg C m^{-2}) olup, bunu sırasıyla Humisoller ve Folisoller (18.2 ve 16.7 kg C m^{-2}) izlemektedir (Çizelge 2.8).

Çizelge 2.8. Kanada'nın değişik toprak ordolarında toprak karbon stokları (Tarnocai, 1997)

Toprak sınıfları		Toprak karbon içeriği (kg C m ⁻²)		Toprak karbon kütlesi (Pg C)		Alan (10 ³ km ²)
Kanada	Amerika	Yüzeyde	Toplam	Yüzeyde	Toplam	
Brunisol	Inceptisol	5.20	9.30	6.10	10.90	1 170
Chernozem	Borol	7.40	12.40	3.20	5.40	434
Crysol	Pergelik alt grup	11.30	40.60	28.70	102.70	2 530
Gleyisol	Aqu – altordolar	11.70	20.00	2.70	4.60	230
Luvisol	Boral ve Udalf	4.90	9.30	3.00	5.70	611
Organik	Histosol	18.70	133.70	14.90	106.30	795
Podzol	Spodosol	9.90	19.30	12.50	24.40	1 276
Regosol	Entisol	5.60	11.80	0.80	1.70	144
Solonetz	Mollisol ve Alfisol	5.80	11.50	0.30	0.60	52
Tüm topraklar toplam				72.20	262.30	7 233

Yapılan bir çalışmada, Kanada 6 ana ve 18 alt iklim bölgesine ayrılmıştır (EWG., 1989). Toprak yüzey katmanlarında karbon miktarı sırasıyla 11.8 ve 50.5 kg C m⁻² ile Boreal bölgelerde (Avrasya ve Kuzey Amerika da çam ağaçları altında olan alanlar) bulunmaktadır. İkinci derecede en yüksek karbon miktarı 11.0 ve 50.4 kg C m⁻² antartik iklim bölgesinde görülmektedir. Üçüncü derecede en yüksek karbon miktarı 59.2 ve 12.3 kg C m⁻² ise yüksek boreal (kuzey) iklim alt bölgesinde bulunmaktadır. Yüzeyde en yüksek karbon içeriği orta arktik (kutup) iklim alt bölgesinde (14.3 kg C m⁻²) bulunurken ikinci olarak en yüksek toplam karbon içeriği (56.1 kg C m⁻²) ise düşük antartik iklim bölgesinde yer almaktadır.

Barber ve Diaz (1994) Bolivya'nın Paleudult topraklarında yapmış oldukları çalışmalar sonucunda organik karbon miktarlarının 4.10 – 9.20 kg C m⁻² arasında değiştiğini bulmuşlardır. Crespo ve Rosell (1990)'ın Arjantin topraklarında yapmış oldukları çalışmalarda Typic Argiudoller'in 7.9 kg C m⁻² ile en yüksek oranda C içerdiğini, en düşük değer ise 1.0 kg C m⁻² ile Ustollic Paleorthidlerde olduğunu belirlemişlerdir. Araştırmacılar TOK içeriğini iklime ve aşırı kültüvasyona bağlamışlardır (Çizelge 2.9).

Çizelge 2.9. Bolivya'nın doğusunda yer alan tipik Paleudult toprakların toprak organik karbon içeriği (g kg⁻¹)

Derinlik (cm)	Organik karbon içeriği
0 – 15	9.20
15 – 30	6.60
30 – 45	4.60
45 – 60	4.20
60 – 75	4.10
75 – 90	4.20

Rosell ve Galantini (1997)'nin belirttiğine göre Güney Amerika topraklarının karbon içeriğinin Oxisoller, Ultisoller, Alfisoller ve Mollisol ordolarının 1 m'lik derinlikte 8.3 ve sıcak bölgelerde 7.4 kg C m⁻² olarak belirtmişlerdir. Tropikal Oxisol ve sıcak iklim Mollisollerinde 1 m'de 11.3 ve 10.1 kg C m⁻² olduğu bulunmuştur. Güney Amerika, Asya ve Afrika'da 45 cm'de, sıcak bölge topraklarında 1 m derinlikte ortalama karbon içeriği 6.2 – 7.4 kg C m⁻² olduğu görülmüştür.

Kazakistan'ın 0 – 50 cm kalınlıktaki topraklarında 8 779 t C ha⁻¹ , 0 – 100 cm'de ise 20 021 t C ha⁻¹ olduğu hesaplanmıştır (Saparov et al., 2007). Araştırmacılar TOK stoklarının üzerine iklim ve sürümün çok etkili olduğunu belirtmişlerdir (Çizelge 2.10). Kazakistan'ın step bölgeleri geniş toprak genetik özellikleri ve heterojen toprak örtüsünden dolayı farklı biyoklimatik koşullar ve kompleks bir yüzey yapısıyla geniş bir bölgeyi kaplamaktadır. Bu farklı ekolojik bölgeler organik madde dengesi toprak tipine ve toprakların alt seri düzeylerinin arasındaki farklılıklara bağlı olmasından dolayı toprak karbon stoklarının büyük ölçüde değişik olmasına neden olmaktadır.

Çizelge 2.10. Kazakistan'ın step bölgelerindeki toprakların karbon stokları ($t\ ha^{-1}$) (Saparov et al., 2007)

Büyük toprak grupları	Arazi tipi	0 - 50 cm	0 - 20 cm
		$t\ ha^{-1}$	$t\ ha^{-1}$
Normal Düzenli Çernozemler	İşlenmemiş	165	98
	İşlenmiş	169	83
Düzenli Kireçli Çernozemler	İşlenmemiş	170	85
Düzenli Alkali Çernozemler	İşlenmemiş	136	78
	İşlenmiş	120	68
Sığ Düzenli Gelişmiş Çernozemler	İşlenmemiş	107	73
Kireçli Güneydoğu Çernozemler	İşlenmemiş	115	75
	İşlenmiş	103	63
Alkali Güneydoğu Çernozemler	İşlenmemiş	101	60
	İşlenmiş	90	52
Sığ Gelişmiş Güneydoğu Çernozemler	İşlenmemiş	93	51
	İşlenmiş	192	134
Çayır - Otlak Çernozemik	İşlenmemiş	93	51
Normal Koyu Kestanerengi	İşlenmemiş	102	52
	İşlenmiş	91	43
Kireçli Koyu Kestanerengi	İşlenmemiş	117	60
	İşlenmiş	98	50
Alkali Koyu Kestanerengi	İşlenmemiş	93	47
	İşlenmiş	86	43
Sığ Gelişmiş Koyu Kestanerengi	İşlenmemiş	95	54
Normal Kestanerengi	İşlenmemiş	75	40
	İşlenmiş	68	32
Kireçli Kestanerengi	İşlenmemiş	73	36
	İşlenmiş	62	30
Alkali Kestanerengi	İşlenmemiş	62	33
Sığ Gelişmiş Kestanerengi	İşlenmemiş	51	33
Normal Açık Kestanerengi	İşlenmemiş	53	28
	İşlenmiş	49	22
Kireçli Açık kestanerengi	İşlenmemiş	5 245	30
	İşlenmiş	-	24
Alkali Açık Kestanerengi	İşlenmemiş	49	25
Sığ Gelişmiş Açık Kestanerengi	İşlenmemiş	46	31
Çayır - Otlak Kestanerengi	İşlenmemiş	131	75
	İşlenmemiş	114	70
Çayır - Otlak	İşlenmemiş	257	145
Alkali Step	İşlenmemiş	74	26
Alkali Çöl Step	İşlenmemiş	34	21
Toplam		8 779	2 021

Power and Schlesinger (2002)'in yapmış oldukları çalışmalarda Dystropep ve Tropohumultlarda 0 - 10, 10 - 20 ve 20 - 30 cm derinliklerinden toprak örnekleri alınmıştır. Buna göre sırasıyla TOK stokları $23.11 - 47.58\ Mg\ C\ ha^{-1}$ (ort. 34.06), $14.69 - 49.08\ Mg\ C\ ha^{-1}$ (ort. 27.43) ve $8.53 - 41.95\ Mg\ C\ ha^{-1}$ (ort. 20.71) olarak

belirlemişlerdir. Ayrıca örneklerin 0 – 30 cm’de kümülatif (birikimli) değerleri 51.14 Mg C ha⁻¹ – 138.61 Mg C ha⁻¹ (ort. 82.20) arasında değiştiğini belirtmişlerdir.

Cerri et al. (2007)’a göre topraklarının %75’i Alfisol ve Oxisol ordolarına ait olduğu alanlarda GEFSOC projesi sonuçlarına (Milne et al., 2007) göre Amazon bölgesinin TOK stokları 2 000 yılında RothC, Century ve IPCC modellerine göre sırasıyla 27.003, 32.603 ve 26.951 Tg C olduğu ortaya konmuştur. En yüksek stoğun doğal ormanlar ve iyi kontrol edilmiş çayır – mera alanları olduğu ifade edilmektedir. 2030 yıllarına ait tahmini değerler RothC, Century ve IPCC modellerine göre 25.004, 30.431 ve 23.391 Tg C olarak hesaplanmıştır.

Hindistan’ın Ganj nehri ovalarındaki Entisol, Alfisol, İnceptisol ordolarına ait bölgelerde TOK miktarları Century ve IPCC modellerine göre sırasıyla 1.324 ve 1.381 Tg C olarak belirlenmiştir. 2030 yılına ait hesaplanan değerler ise Century ve IPCC modellerine göre sırasıyla 1.381 ve 1.265 Tg C olarak tahmin etmişlerdir (Bhattacharyya et al., 2007).

Al – Adamat et al., (2007)’a göre Ürdün’de kurak iklim koşullarının hakim olduğu Aridisol, İnceptisol ve Vertisol ordolarında karbon stoklarını GEFSOC modeline (Milne et al., 2007) göre tahmini değerler RothC, Century ve IPCC modellerine göre sırasıyla 102, 66 ve 242 Tg C olarak ölçmüştür. 2030 yılına ait tahmini değerler ise sırasıyla 100, 57 ve 249 Tg C olarak belirlenmiştir.

Kenya’nın Entisol, Alfisol, Oxisol ve Ultisol ordolarına ait karbon değerleri RothC, Century ve IPCC modellerine göre sırasıyla 1.522, 1.415 ve 2.009 Tg C olarak hesaplanmıştır. 2030 yılına ait tahmini değerler RothC, Century, ve IPCC modellerine göre 1.308, 1.311 ve 1.975 Tg C olduğu bulunmuştur. Bu modellere göre bölgede karbon miktarının düşük çıkmasının aşırı sürüm ve kentleşmeye dayandırılmıştır. Ürdün ovalarında TOK’un biraz yüksek çıkmasında yağış ve sulama faktörleri önemli görülmüştür (Kamoni et al., 2007).

SOTERCAF metoduna göre Afrika'da farklı derinliklerde ortalama olarak TOK stokları 0 – 30 cm toprak kalınlığında 4.4 – 4.6, 0 – 1 m kalınlıkta 8.2 – 8.4, ve 0 – 2 m kalınlıkta 9.8 – 10.0 kg C m⁻² elde edilmiştir. Bu sonuçlar Batjes (2004)'in kullandığı WISE database modeline göre (0.3 m için 4.2 – 4.4 kg C m⁻², 1 m için 8.1 – 8.3 kg C m⁻²) benzerlik gösterdiği anlaşılmaktadır (Batjes, 2008; Chan et al., 2003; GVM, 2004; Laporte et al., 2007; FAO – ISRIC - UG, 2007). Schwartz and Namri (2002) ise Tropical Congo Cumhuriyeti için 0.3 m'de 6.0 kg C m⁻², 1 m'de 10.8 kg C m⁻², 2 m'de 12.9 kg C m⁻² saptamıştır. Aynı çalışmada farklı iklim bölgelerine göre 1 m kalınlıkta karbon stokları sırasıyla humid alanlar 22.1 – 22.7, yarı - nemli alanlar 14.4 – 14.7, nemli ekvatorial tropiklerden tüm yıl boyunca nemli olan alanlarda 8.4 – 8.6, ve kısa kuru dönemli alanlarda 8.9 – 9.1, savana tipi tropikal alanlar (kuru kış) 7.6 – 7.7 kg C m⁻² olarak belirlenmiştir.

Batjes (2008)'de Afrika'nın merkezinde bulunan büyük toprak gruplarının farklı derinliklerde (0 – 30, 0 – 50, 0 – 100, 0 – 150, 0 – 200 cm) toplam ortalama TOK içeriği sırasıyla Acrisoller 5.5, 7.1, 9.7, 10.9, 11.7 kg C m⁻², Arenosoller 2.9, 3.6, 5.8, 6.6, 7.2 kg C m⁻², Cambisoller 7.2, 10.0, 12.7, 14.3, 15.2 kg C m⁻², Ferrasoller 4.3, 6.2, 9.0, 10.3, 11.1 kg C m⁻², Gleysoller 6.5, 9.9, 14.4, 16.3, 17.5 kg C m⁻², Lixisoller 5.1, 6.6, 9.3, 10.4, 11.3 kg C m⁻², Nitisoller 7.6, 10.1, 10.1, 14.3, 15.0 kg C m⁻² olarak hesaplamıştır. Araştırmacı bu sonuçları Cerri et al. (2000), Bernoux et al. (2002) ve Batjes (1996)'nin dünyada yaptıkları çalışma sonuçlarıyla karşılaştırmış ve benzer sonuçlar elde ettiğini bildirmiştir.

Han et al. (2007)'un Birleşik Amerika'nın Güneydoğusu ve Güneyinde yaptığı çalışmalara göre TOK depoları: 1) orman, 2) ekili alanlar, 3) çayırılık, ve 4) karasal olmak üzere 4'e ayırmışlardır. Bu kategoriler içerisinde OK stoklarının en geniş olanı 16 535 Tg C'la ekili olmayan havuz olup, bunu 4 454 Tg C ile orman biokütle takip etmektedir. Tarımsal alanlar ve çayırlar toplam olarak 113 Tg C oluşturmaktadır. Waltman and Bliss (1997), Washington Advisory Group LLC (2002)'a göre Amerika da toplam karasal karbonun 110.9 Pg C (72.9 Pg C 1 m'de TOK, 38.0 Pg C ise orman karbonu) olduğu tahmin edilmiştir.

Nadhem et al. (2009) Tunus'ta 9 farklı toprak grubunda TOK stoklarını belirlemiştir. Çalışmaya göre ve Tunusun toplam yüz ölçümü $155\,202\text{ km}^2$ olduğu göz önüne alınarak 0 – 30 cm kalınlıkta 0.405 Pg C, 0 – 100 cm'de ise 1.006 Pg C hesaplamışlardır. Bu gruplar arasında en fazla stok 0 – 30 cm ve 0 – 100 cm'lerde 71.6 ve 159.2 t ha^{-1} en az stok ise Luvisoller olup 18.4 ve 40.4 t ha^{-1} olarak belirlenmiştir (Çizelge 2.11).

Çizelge 2.11. Tunus toprak gruplarının TOK stokları (Pg)

Toprak Ordosu	TOK Stokları (Pg)	
	0 - 30 cm	0 - 100 cm
Lithosoller	73.22	160.76
Regosoller	119.83	319.16
Cambisoller	100.35	245.57
Vertisoller	6.75	16.24
Kastanozemler	51.42	128.26
Podzoluvisoller	8.78	19.68
Luvisoller	4.24	9.43
Solonchaklar	38.39	102.11
Gleysoller	2.46	5.50
Toplam	0.45	1.00

Darwish et al. (2009)'nın Lübnan'da 11 toprak grubunda yaptıkları çalışmada 0 – 30 cm'de TOK stokları 0.38 Pg C ve 0 – 100 cm'de ise 0.83 Pg C olduğunu belirtmişlerdir.

Neufeldt (2005) Almanya'nın $18\,683\text{ km}^2$ 'lik yüzölçümüne sahip Baden – Württemberg eyaletinde 0 – 30 ve 0 – 100 cm derinlikte tarım yapılan topraklarda TOK stoklarını 231 Tg ve ortalama karbon içeriğini ise 12.4 kg C m^{-2} olarak hesaplamışlardır. Grabe et al (2003) Saxonia – Anhalt eyaletinde ortalama karbon içeriğini 11.2 kg C m^{-2} ve Baritz (2003)'de orman toprakları için 12.1 kg C m^{-2} olduğunu belirtmişlerdir. Podzoller, Regosoller, ve Rendzic Leptosollerin sığ topraklar olmasından dolayı karbon içerikleri $7.00 - 10.00\text{ kg C m}^{-2}$, derin ve iyi tekstürlü Luvisoller, Vertisoller ve Cambisollerde 11.00 kg C m^{-2} . En düşük karbon içeriği yağışın az olduğu alanlarda 10.50 kg C m^{-2} , en yüksek miktar ise $> 800\text{ mm}$ olduğu alanlarda 15.50 kg C m^{-2} olarak bulunmuşlardır.

Mi et al. (2008) Çin topraklarının 1 m toprak kalınlığında tahmini TOK stoklarını 53.3 Pg C olarak belirlemişlerdir. Araştırmacılar 1 m'nin altındaki derinlikte ise en az 6.2 Pg C olduğunu söylemektedirler. Diaz – Hernandez et al. (2003)'in yaptığı çalışmalarda E horizonundan yikanan karbonun bir bölümünün 2 – 3 m'nin altına ulaştığı saptamışlardır (Çizelge 2.12).

Çizelge 2.12. Çin'in toprak profillerinde organik karbon dağılımı (kg C m^{-2}), (Li et al., 2007)

Çin'in Büyük Toprak grupları	FAO / UNESCO	Derinlik	
		0 – 1 m	1 -3 m
Cinnamon Topraklar	Cinnamon Topraklar	9.70	25.80
Grey - Cinnamon Topraklar	Grey – Cinnamon Topraklar	15.60	46.10
Chernozemler	Chernozemler	10.40	23.80
Castanozem	Kastanozem	15.80	33.90
Heilu Topraklar	Heilu Topraklar	15.10	45.70
Brown Calcic Topraklar	Brown Calcic Topraklar	14.80	18.00
Sierozemler	Sierozemler	20.30	46.80
Grey Desert Toprakları	Grey Desert Toprakları	13.60	41.40
Brown Desert Topraklar	Brown Desert Topraklar	18.30	27.20
Chao topraklar	Chao Topraklar	10.90	21.70
Shajiang Black Topraklar	Shajiang Black Topraklar	8.30	63.70
Solonetz	Solonetz	13.20	19.50
Rendzinas	Rendzinas	1.40	0.00
Brown Limeston Topraklar	Brown Limeston Topraklar	0.60	0.00
İrrigation – Warping Topraklar	İrrigation – Warping Topraklar	19.20	42.10
Cumulated Topraklar	Cumulated Topraklar	17.90	22.10
Allüvial Topraklar	Allüvial Topraklar	10.30	30.90
Blown Sand Topraklar	Blown Sand Topraklar	11.90	16.10
Loessal Topraklar	Loessal Topraklar	18.50	45.70
Red - Bed Topraklar	Luvisoller	8.50	21.50
Meadow Topraklar	Umbric Gleysoller/Haplic Phaeozem	16.40	18.30
Castano - Cinnamon Topraklar	Kastanozems	14.40	31.00
Grey - Brown Desert Topraklar	Haplic Calcisol	12.00	45.00

Boyadgiev et al. (1994)'a göre yaklaşık 1.1 Mha'lık Bulgaristan topraklarının 100 cm toprak kalınlığında TOK stokları 1.4 Pg C olarak belirlemişlerdir. Araştırmacılar TOK miktarı ve stokları iklim, pedoklima, bitki artıkları, ana kaya,

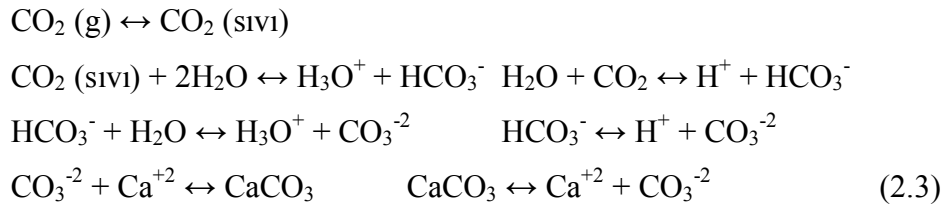
toprak oluşum olayları, biyolojik aktiviteler tarafından etkilendiğini belirtmişlerdir. Bu değer dünya topraklarının yaklaşık olarak %0.1'ine eşittir.

2.3.2. Toprak inorganik (Jeojenik) karbonu (TİK)

Toprakta TİK havuzu iki bileşenden oluşmaktadır; a) litojenik inorganik karbon (LİK), b) pedojenik inorganik karbon (PİK). LİK ana kayalardan toprağa karışmaktadır. PİK toprak çözeltisi içinde serbest Ca^{+2} , Mg^{+2} iyonları ile toprak atmosferinde bulunan CO_2 'in reaksiyonun sonucu oluşmaktadır (White et al., 1999; Arnaud et al., 1993; Salihi et al., 2004).

Toprak oluşumu sırasında karbonatların çözülmesi ve birikmesi iki faktör tarafından güçlü bir şekilde kontrol edilmektedir. Üst toprak horizonlarında bulunan litojenik karbonatların çözülmesinden ve maksimum kök konsantrasyonun olduğu bölge içerisindeki mikrobiyal solunumda oluşan CO_2 'in bir bölümü toprak atmosferinde kalırken bir bölümü de atmosfere bırakılmaktadır. Toprak bünyesinde pedojenik karbonatların ince silt ve kil boyutunda oldukları görülmüştür (Landi et al., 2003a;b; 2004).

Pedojenik karbonatlar genel olarak kurak ve yarı kurak bölgelerde oluşmaktadır. Karbonat birikimi özellikle karbonatça zengin topraklarda aktiftir (Magaritz et al., 1981; Cerling, 1984; Cerling et al., 1991). Karbonatların çözülmesi ve birikmesinde aşağıdaki kimyasal reaksiyonlar olmaktadır (Salomon and Mook, 1976).



Bu yüzden, kalsit çözelti sıcaklığının ve iyonik aktivitenin artması veya toprağın donması sırasında toprak çözeltisindeki iyonik bileşimindeki değişimlerden

dolayı çökebileceği belirtilmiştir. Mikrobiyal hareketler pedojenik karbonatların oluşumunda önemli bir rol oynadığı sanılmaktadır (Schlesinger, 1997; Cerling and Quade, 1993). Böylece derinliklerde karbonatların birikimi kısmi CO₂ basıncının düşük olduğu mikrobiyal aktivite ve kök bölgesinin altında evapotranspirasyon tarafından suyun kaybı ve yıkanmasının bir sonucu olduğu sanılmaktadır (Birkeland, 1974).

Pedoferde (TOK) ve (TİK) olmak üzere iki tip karbon havuzu olduğunu belirtilmektedir. Dünya topraklarında şu anda TOK havuz olarak 1 500 Pg C olduğu tahmin edilmektedir (Eswaran, 1995) (Çizelge 2.13). TİK değeri TOK değeri gibi kesin olmamakla birlikte %12 oranda TOK'tan daha fazla olduğunu belirtilmiştir (Grossman et al., 2005; Schlesinger, 1991). TİK havuzların çoğu semi – arid bölge topraklarında bulunduğu ifade edilmektedir (Lal et al., 1998). Ancak dünya topraklarında TİK stokları kesin olarak bilinmemektedir.

Çizelge 2.13. Dünya topraklarının toprak organik karbon (TOK) ve inorganik karbon (TİK) havuzları (Eswaran et al., 2000)

Toprak Ordoları	Alan (Mha)	1 m derinliğinde karbon stokları (Pg)	
		Organik	İnorganik
Alfisol	1 262	101	0
Andisol	91	69	1
Aridisol	1 570	110	1 044
Entisol	2 114	150	0
Gelisol	1 126	267	258
Histosol	153	138	127
Inceptisol	1 286	72	139
Mollisol	901	38	25
Oxisol	981	98	0
Spodosol	335	106	117
Ultisol	1 105	390	0
Vertisol	316	18	0
Toplam	11 240	1 555	1 738

TİK havuzları yıllık yağış miktarı 500 mm'den az olan kurak ve yarı kurak bölge topraklarının yoğun olduğu alanlarda görülmektedir. Bu alanların toplamı 4.9×10^9 ha olup, %43.5'i yarı kurak, %44.6'sı da kurak bölge ve %11.9'u da aşırı kurak bölgelerde bulunmaktadır. İkincil karbonatların profil içinde birikmesi yağışa ve pH'ya bağlıdır (Matlock, 1981).

Karbonatlar özellikle kurak ve yarı kurak çevrelerin önemli bileşenleri arasında yer alır. Toprakta en çok bulunan karbonat mineralleri kalsit (CaCO_3), Mg'lu kalsit [$\text{Ca}_x\text{Mg}_{1-x}(\text{CO}_3)$], dolomit [$\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$], seyrek olarak aragonit (CaCO_3) ve siderit (FeCO_3) olduğu bilinmektedir (Doner and Lynn, 1989; Landi, 2002; Salomon and Mook, 1976).

Kalsiyum karbonat toprakta besin maddelerinin fiziksel, kimyasal, biyolojik özellikleri ve davranışlarını değiştirmede önemli rol oynamaktadır. İnorganik karbon toprakta C tutulması için önemlidir. Ancak bu tutulma mekanizması bu güne kadar yeterince anlaşılamamıştır (Lal, 2002).

İkincil karbonatların oluşumu kurak ve yarı kurak bölge topraklarında önemli bir pedojenik işlemdir (Batjes, 1997). TİK stabil olmasına rağmen erozyonu etkisinde kaldığında az da olsa atmosfere karbondioksit salmaktadır. Buna ek olarak eğer asidifikasyon işlemlerinde azotlu ve kükürt'ün girişi dolayısı ile sulamayla İK çözülmektedir (Schlesinger and Andrews, 2000).

Araştırmalar toprakta TİK ve TOK havuzları arasında açık bir bağlantı olduğu ve bu havuzların YBNÜ'den etkilendiği göstermektedir. Bu yüzden toprakta karbon tutulmasını arttırmak için yıllık net üretimin niceliği ve bileşenlerinin bilinmesi gerekir. Toprak havasındaki CO_2 konsantrasyonu zamanla değişmektedir (Mermut and St. Arnaud, 1981a; 1981b). Mermut et al. (2000) TİK'un tutulmasının küresel karbon döngüsünde çok önemli bir rol oynadığını ve dönüşümünün, TOK'a göre, çok daha uzun bir zaman alacağını belirtmişlerdir.

Landi and Mermut (2006)'un Kanada'da yaptıkları çalışmalarda toprakta inorganik karbonun $1.07 - 14.64 \text{ kg m}^{-2}$ olduğunu bulmuşlardır (Çizelge 2.14). Pedojenik karbonat birikimi hızı aynı bölgelerde yılda 8.3 ile 14.3 g C olarak hesaplamışlardır. Sonuç olarak pedojenik karbonatlardaki karbonun organik formundaki C'dan 1.4 kat daha fazla stok edildiğini bulmuşlardır (Landi et al., 2003).

Çizelge 2.14. Kanada'nın değişik profillerinde organik ve inorganik karbon değerleri (Landi et al., 2003)

Profil	Horizon	Kalınlık (cm)	Tekstür	Toplam CaCO ₃ (kg m ⁻²)	İnorganik karbon (kg m ⁻²)
B.5	Ah	6	CL	-	-
	Bm	12	CL	-	-
	Cca1	12	CL	51.40	6.17
	Cca2	24	CL	56.40	6.77
	Ck1	22	SiL	41.00	4.92
	Ck2	30	L	36.00	4.32
DB.1	Ah	10	SCL	-	-
	Bm	15	SL	-	-
	Cca1	20	SL	70.80	8.50
	Cca2	23	SL	86.70	10.40
	Ck1	12	SL	33.40	4.01
	Ck2	20	CL	66.70	8.00
	Ck3	20	SL	63.40	7.61
	Ck4	20	L	66.40	7.97
B1.2	Ah	14	L	-	-
	Bm	20	CL	-	-
	Cca1	18	CL	75.00	9.00
	Cca2	12	L	42.10	5.05
	Ck1	30	SCL	67.40	8.09
	Ck2	30	L	83.20	9.98
	Ck3	20	CL	64.30	7.72
	Ck4	16	SCL	62.40	7.49
G.2	LFH	5	-	-	-
	Ae	32	SL	-	-
	Bt	25	SCL	-	-
	Cca1	28	SL	122	14.64
	Cca2	15	SL	39.90	4.79
	Ck	33	SL	68.20	8.18
W.2	LFH	20	-	-	-
	Ahk	15	CL	33.60	4.03
	Cca1	15	L	30.40	3.65
	Cca2	20	L	19.00	2.28
	Ck1	35	L	16.10	1.93
	Ck2	5	L	9.70	1.16
	Ck3	30	L	9.50	1.14
	Ck4	30	SL	8.90	1.07

Schlesinger (1985)'te Kaliforniya'nın doğu Mojave Çölünde yaptığı çalışmasında geçen 2 000 yıl zarfında topraklarda 1.0 – 3.5 g CaCO₃ m⁻² yıl⁻¹ karbon biriktiği belirtmiştir. Araştırmacı Arizona topraklarında yaptığı çalışmalardan yararlanarak karbonat karbonun küresel bazda 800 Pg C olabileceğini hesaplamıştır.

Bu çalışmada Aridisollere giren alanlarda inorganik karbonun 33.9 kg C m^{-2} olarak hesaplanmıştır.

Bouwman, (1990), Paul et al. (1997), Lal (1995) arazi kullanım sistemlerinin TOK havuzları üzerinde önemi etkileri olduğunu vurgularken, TİK havuzunun sera gazları üzerindeki etkisinin tam olarak anlaşılmadığını da belirtmişlerdir. Araştırmacılar TİK havuzlarının öncelikle kurak bölge topraklarında görüldüğü ve bu topraklarda TOK'tan 2 – 5 kat daha fazla olduğunu söylemektedirler.

Singh et al. (2007) Hindistan'ın Rajasthan bölgesinde Entisol, Aridisol, Inceptisol, Vertisol ve Alfisol ordolarına giren topraklarda yapılan çalışmalarda 0 – 25 cm derinlikte toprak örneklerinde toprak inorganik karbon (TİK) değerleri, 0.10 – 56.20 Pg C arasında değişmektedir. Öte yanda 0 – 100 cm arasında ise 0.40 - 472.10 Pg C olarak ölçmüşlerdir (Çizelge 2.15).

Çizelge 2.15. Rajasthan topraklarında karbon stokları (1000 Tg = 1 Pg), (Singh et al., 2007)

Toprak ordosu / Büyük grub	Yağış miktarı (mm)	Alan (km ²)	TİK	
			0 – 25 cm	0 – 100 cm
Entisoller	-	138 278.4	56.20	137.70
Torripsammentler	247.20	102 584.40	39.70	88.40
Ustipsammentler	491.40	8 571.20	0.50	6.00
Ustifluventler	550.00	88.40	0.10	0.40
Torrifluventler	260.40	2 733.40	4.10	31.00
Ustorthentler	742.50	17 805	8.20	8.90
Torriorthentler	261.60	6 496	3.50	3.50
Aridisoller	-	93 082.60	43.90	472.10
Haplocambidler	255.00	74 582.60	34.90	219.10
Haplocalcidler	256.30	4 032.20	4.30	40.90
Petrocalcids	241.80	10 399.40	2.10	190.40
Haplogypsidler	294.90	1 117.20	2.20	17.40
Haplargidler	250.00	2 347.80	0.20	10.40
Haplosalidler	350.00	603.40	-	2.00
Inceptisoller	-	77 141.80	22.40	250.60
Haplusteptler	670.10	77 141.80	22.40	250.60
Vertisoller	-	10 212.20	9.80	49.20
Haplustertler	938.00	10 212.20	9.80	49.20
Alfisoller	-	2 460.40	-	-
Haplustalfler	750.00	2 460	-	-
Toplam	-	321 175	302.60	899.20

Batjes (2006)'in yaptığı bir çalışmaya göre 100 cm derinlikte toprak gruplarının inorganik karbon miktarları sırasıyla Arenosoller 2.90 kg C m^{-2} , Calsisoller $29.80 \text{ kg C m}^{-2}$, Cambisoller $20.10 \text{ kg C m}^{-2}$, Fluvisoller $17.30 \text{ kg C m}^{-2}$, Gypsisoller $17.30 \text{ kg C m}^{-2}$, Regosoller 5.00 kg C m^{-2} , Solonçaklar $30.80 \text{ kg C m}^{-2}$ ve Vertisoller 3.60 kg C m^{-2} olarak saptanmıştır.

2.2.3. Pedojenik inorganik karbon (PİK)

Kalsiyum karbonat mineral parçacıkları ya serbest ya da diğer toprak parçacıkları arasında köprü formunda bulunmaktadır. Toprak içinde çakıl ve taşlar gibi büyük parçacıkların üzerinde ikincil karbonatlar asılı biçimde çökelmektedir. Pendantlardaki karmaşık katman yapısı büyük olasılıkla ardışık depolanma ve tekrar kristalleşmenin bir sonucu olarak ortaya çıkmaktadır (Rabenhorst et al., 1984b; Chawdick et al., 1988; Black and Fosberg, 1990).

Karbonat pendantları toprakta bulunan çakılların genellikle alt yüzeylerinde litojenik karbonatları farklı özelliklere sahiptir. İkincil karbonatlar spartit, mikritik fabrik ve mikrosparit olarak toprak bünyesine bağlı olarak gelişebilirler (Wieder and Yaalon, 1974; 1982). Landi (2002) ve Landi et al. (2003), polimorfik kristallerin çoğunlukla tabaka olarak görüldüğünü belirtmişlerdir. Mermut et al. (1993) ve Birkeland, (1974)'a göre kurak ve yarı kurak bölge topraklarının bazı derinliklerinde genel olarak karbonatça zengin horizonlar bulunmaktadır ve bunlara genelde kalış denmektedir. Bu tür oluşumlara sahip katlar Bk ve k horizonları şeklinde işaretlenmektedir.

Toprak ana materyali kireçli olduğu zaman sekonder veya pedojenik karbonatların büyük bir kısmı alt toprakta bulunmaktadır (Schlesinger et al., 1989). Sekonder karbonatlar toprak boşluklarında karbonat pendatları olarak bilinen yuvarlak parçaların yüzeyini kaplamakta ve cepler oluşturmaktadır (Mermut and St. Arnaud, 1981a; 1981b; Khademi and Mermut, 1999). Batjes (1996) ve Schlesinger (1997)'e göre PİK (Pedojenik İnorganik Karbon) havuzlarının ve oluşumlarının gerçek oranı bilinmemesine karşın, kalsik horizonunda PİK'in oluşumu atmosferik

karbonunun tutulmasında önemli bir işlevi olabileceği sanılmaktadır. Yıllık 0.023 Pg C PİK'in atmosfere salındığı ve toprakta bozulma süresinin 30 000 – 90 000 yıl arasında değiştiği hesap edilmiştir.

PİK'in küresel karbon döngüsü içindeki dinamiklerinin anlaşılmasında büyük bilgi boşluğu vardır. Bunlar: a) PİK oluşumunda ortaya çıkan kimyasal olaylar, b) PİK havuzu ve akışı üzerinde arazi kullanım ve yönetiminin etkisi, c) PİK'in toprak havuzu ve akış önemiyle atmosferik ilişkisi ve d) PİK ve LİK (Litojenik İnorganik Karbon)'in nasıl ayrabileceği gibi sorulardır (Lal and Kimble, 2000a; 2000b).

Kurak ve yarı kurak bölge toprakları çokça Ca ve Mg karbonatları içermektedir. Yeniden dağılma toprağın ıslanması ve kurumasından dolayı doğal karbonat minerallerinin çözülmesi ve yeniden birikmesinin (çökmesi) (Lippmann, 1973; Knight, 1991), veya koloidal süspansiyon ile toprak çözeltisi olarak taşınması sonucu PİK oluşmaktadır (Baghernejad and Dalrymple, 1993; Neaman et al., 2000).

Kurak bölge topraklarının sulanması durumunda yerel olara TİK havuzlarına sulama miktarı ve metodu, su kalitesi, drenaj ve yıkanma, pullukla sürüm, gübre uygulamaları ve diğer toprak düzenleyicileri etki etmektedirler (Lal, 2001; Nordt et al., 2000). Sulama yönetiminin net karbon depolamasını artırıp artırmayacağı sorusu henüz açıkça bilinmemektedir (Eshel et al., 2007; Mermut et al., 2000; Emmerich, 2003; Suarez, 2000; Schlesinger, 2000; Dress et al., 2001).

Topraklarda pedojenik karbonatların birikim oranını hesaplamasında birkaç model mevcuttur. Bunlardan biri Marion ve Schlesinger (1994) tarafından geliştirilmiş CALDEF modelidir. Bu modelin amacı Pleyistosen döneminde soğuk ve yağışlı iklimlerde oluşan pedojenik karbonatları saptamaktır. Hesaplanan CaCO_3 oranları $1 - 5 \text{ g m}^{-2} \text{ yıl}^{-1}$ ($0.12 - 0.6 \text{ g C m}^{-2} \text{ yıl}^{-1}$) ile atmosferik toz (dust) olarak CaCO_3 $0.51 \text{ g m}^{-2} \text{ yıl}^{-1}$ olarak saptanmışlardır. Yağışların artması CaCO_3 birikmesinin artmasına neden olduğunu belirtmiştir. Machette (1985)'e göre Amerika Birleşik Devletlerinin New Meksiko ve Utah'ın üç bölgesinde kireçsiz ana

materyalleri üzerinde oluşan topraklarda pedojenik karbonat oranının 1.4 – 5.1 g CaCO₃ m⁻² yıl⁻¹ (0.17 – 0.61 g C m⁻² yıl⁻¹) olduğu hesaplanmıştır.

Pedojenik karbonatlar kurak bölgelerde Entisol ve Aridisollerin kalış katmanlarında (Bk, Ck horizonları) aşağı yukarı 800 Pg olarak hesaplanmıştır (Schlesinger, 1982). Dünya topraklarında diğer tahmini değerler Sombroek et al., (1993) tarafından 720 Pg, Eswaran et al., (1995) tarafından 1 738 Pg, Batjes (1996) tarafından 695 - 748 Pg, ve Eswaran et al., (2000) tarafından 750 – 947 Pg olarak belirtilmiştir. Bu farklılıklar birincil karbonatlar (litojenik) ile ikincil karbonatlar (pedojenik karbonatlar)'ın birbirlerinden ayrılmasındaki güçlüklerden kaynaklanmaktadır. Bazı orijinal kayaç parçaları toprakların silt ve kil fraksiyonlarında bulunabilir ve pedojenik karbonatların hesaplanmasında güçlükler yaratabileceği ifade edilmektedir (Eswaran et al, 1995; Mermut et al., 2000).

Pedojenik karbonatların birikme oranı ve miktarı karasal çevrelerde karbon havuzları ve akışı geçmişteki iklim koşullarının etkisini tahminde etmede önemli bir ipuçları vermektedir. Atmosfer – vejetasyon – toprak yüzey şekilleri arasındaki ilişkiden ortaya çıkan karmaşık yapıdan dolayı dünya topraklarında ikincil karbonatlar için güvenilir bilgiler üretilememiştir. Karbonatlar kurak iklimlerden yarı nemli iklimlere kadar geniş bölgelerde oluştuğu belirtilmiştir (Jenny, 1941; Birkeland, 1999; Mermut et al., 1981 a; 1981b; 1993; 2000; Landi et al., 2003b; Schlesinger et al., 1989).

Landi et al. (2003a; b) ve Landi and Mermut (2006)'un yapmış oldukları stabil izotop ve radyokarbon verilerine göre ikincil karbonlardaki karbonun büyük ölçüde organik maddeden oluştuğunu belirtmişlerdir. Çalışmada Kanada'nın Saskatchewan eyaletinde kuzeydoğudan güneybatıya doğru ikincil karbonatların oluşum oranları ve miktarları artarken toprak oluşumunun azaldığını belirtmişlerdir. Ayrıca toprak oluşumundan bu yana pedojenik karbonatların oranı organik karbonun depolama oranından 1.4 kat fazla olduğu ortaya koymuşlardır.

2.4. Karbon Dönüşümü

Topraklarda karbon dönüşümü üzerinde oldukça geniş çalışmalar yapılmıştır. Schlesinger (1977) yılda 75 Pg C topraktan atmosfere salındığı, Raich and Schlesinger (1992)'de 68 Pg, Raich and Potter (1995) ise 77 Pg olduğunu belirtmişlerdir. Bütün bu tahminler Field et al. (1998) ve Matthews (1997)'deki çalışmalarına göre yıllık net bitkisel üretim (YNBÜ) ve toprağa düşen kısa otlarla beraber 50 – 60 Pg C olduğu fikriyle uygunluk göstermektedir. Bitki kökleri ve topraktaki mikroorganizmaların respirasyonundan dolayı NYBÜ'den daha yüksek olduğu ve aralarındaki korelasyonu Raich and Schlesinger (1992) $r^2 = 0.87$ olarak saptamışlardır. Cebrian and Duarte (1995)'te toprak organik karbon havuzları ile dünya çapındaki YNBÜ arasında zayıf bir ilişki olduğunu belirtmişlerdir

Öncelikle uygun yönetim teknikleri kullanarak gelecek 50 – 100 yıl içinde ~ 40 – 80 Pg C'un tarım alanlarında depolanabileceği düşünülmektedir. Bu yöntemlerle atmosferik karbondioksit miktarını kontrol edip endişe verici olan 550 ppm'in altında tutmasının sağlanabileceği umulmaktadır (Mermut, 2008a).

Afrika'da pek çok ekosistemlerin aşırı otlatma, aykırı/uyumsuz alanların işlenmesindeki artış, besin elementlerin yıkanması, toprak erozyonu, bio – çeşitliliğin kaybı ve ormanların yok olması (UNEP, 2007), özellikle insanoğlu yüzünden (Hassan et al., 2005) bozulmakta olduğu bildirilmektedir. Afrika'nın merkezi, Kongo Nehri Havzası de dahil olmak üzere arazi bozunumu ve orman kıyımı Afrika'nın diğer tarım yapılan tropikal alanlarından daha fazla atmosfere karbondioksit saldığı anlaşılmaktadır (Gaston et al., 1998). Toprakların CO₂ ve metan ve diğer nitrojen oksitlerin tutulmasında ve depo edilmesinde çok önemli bir kaynak olduğunu belirlenmiştir (Scholes and Andreae, 2000; Mosier et al., 2004). Atmosferik karbonun azaltılması baştan sona kadar fotosenteze bağlı olup, toprağa depolama fikrini güçlendirmiştir (Watson et al., 2000). Afrika'da karbon depolamak için yapılan uyarılar ve fırsatlar (Ringius, 2002; Vagen et al., 2005) arasında ormanların yok edilmesi olaylarının yavaşlatılması, bozunuma uğramış alanların yeniden ormanlaştırılması, tarımsal alanlarda en uygun pratik yöntemlerin göz önüne

alınması (Albrecht and Kandji, 2003; Lal, 2003a), iyi tarım politikalarının uygulanması (Koning et al, 2001), ve sürdürülebilirlik desteklerinin artırılması olarak sıralanmaktadır (Sachs and Reid, 2006).

Schlesinger'in Gainey (1919)'den aktardığına göre, yüzeyinden karbondioksit solunumun ölçülmesi bundan 170 yıl öncesine dayandığı belirtilmektedir. Schlesinger and Andrews (2000)'e göre topraklardan CO₂'in toplam emisyonu global karbon döngüsü içinde geniş akışlardan biri olarak tanımlanmaktadır. Toprak respirasyonundan küçük bir akış bile atmosferik CO₂ konsantrasyonuna etki edileceği belirtilmektedir.

Trumbore (2000), radyokarbon çalışmalarında toprak karbonunun en fazla olduğu alanların tropikal bölgeler olduğunu, boreal (kuzey) ormanlarda ve tundralarda ise sınırlı parçalanma olduğu belirtilmiştir (Harden et al., 1997, Trumbore and Harden, 1997). Lindroth et al. (1998)' un yaptığı çalışmalarda soğuk ve yağışlı ve sulak alanlarda bulunan topraklarda organik madde birikiminin fazla olduğu belirlenmiştir. Bu bölgelerde organik maddenin stabil fraksiyonlar şeklinde gördüklerini bunun için de parçalanmaya karşı direndiğini, ancak ılıman bölgelerde ise çok kolay parçalanabileceği düşünülmektedir.

Ocehel et al. (1994)'nın Alaska'da son zamanlardaki iklimsel ısınmaların bir sonucu olarak tundra bölgelerinde geniş miktarlarda organik karbonun kaybolduğunu bildirmektedirler. Goulden et al. (1998)'de Kanada'nın Monitaba eyaletindeki boreal ormanlarında erken ilkbaharda karların erimesiyle ortaya çıkan ısınmalardan dolayı topraklardan karbon kaybının önemli olduğunu bulmuşlardır.

Hungate et al. (1997) göre Kaliforniya'da çayırlara yüksek oranda CO₂ uygulandığı zaman toprak altında mikrobiyal aktivitenin arttığı görülmüştür. Bowden et al. (1993; 2004)'a göre böyle durumlarda topraktan CO₂ akışı yılda 323 g C m⁻²'den 440 g C m⁻²'e çıkmaktadır. Buna benzer bir çalışma da Kuzey Carolina'da 15 yıllık herdem yeşil çam ağaçlarında görülmüştür. Bu alanlarda CO₂ akışı çevresine %30 ve üzerinde bir artış olduğunu saptamışlardır.

McGuire et al. (1995) yılında TEM modeli temel alarak topraklarda +1 °C global sıcaklıkta ve 650 ppm atmosferik karbondioksit koşulları altında 28 Pg (yaklaşık olarak 16.24 Pg C) organik madde tutulabileceğini söylemektedirler. Gelecek 50 yıllık zaman içinde bu tutulma (0.5 Pg C yıl⁻¹) aynı süre içinde yıllık atmosfere salınan fosil yakıtlarının (15 Pg C yıl⁻¹) yanında çokta önemli olmadığı ortaya çıkmaktadır. Oechel et al. (1994)'te bu modele bağlı kalarak eş zamanlı artan sıcaklıkla ve yüksek CO₂ miktarının çok az bir kısmı tundra toprakları tarafından tutulabileceğini belirtmişlerdir.

Toprak organik maddesinin azalması küresel bir olay olup, bu olayla arazi bozunumunun başladığı belirtilmektedir. C/N oranının azalması, minimum işleme, tarım ormancılığı ve bitki artıkları korunumu gibi modeller geçen 10 yıl içinde önem kazanmıştır. Toprak organik maddenin iyileştirilmesi toprak strüktürü, sıkışması, çatlama ve en önemlisi erozyon gibi birçok fiziksel sınırlamaları hafifletileceği belirtilmektedir (Mermut, 2008a).

Toprak reaksiyonu organizmaların gelişimi ve üremesi üzerine etki etmektedir. pH 3 iken pH'nın 4'e çıkarılması durumunda topraklarda CO₂ çıkışı 2 - 12 kat kadar daha az olduğu belirtilmiştir (Sitaula et al., 1995). Bu durum topraktaki mikrobiyal aktivitelere de etki ettiği için düşük solunum ve buna bağlı olarak az miktarda CO₂ çıkışı olmaktadır (Rastogi et al., 2002). Kowalenko and Ivarson (1978)'a göre, pH 7'nin üzerine çıkması durumunda CO₂ salınımına ters etkide bulunduğu belirtilmiştir (Rao and Pathak, 1996). pH 8.7 iken, pH 7 ile karşılaştırıldığında CO₂ değişiminin %18 azaldığı ve pH 10'a yükseldiğinde ise değişimin %83 azaldığı belirtilmiştir (Rastigo et al., 2002).

Tarım ve arazi kullanımındaki değişimlerin, antropojenik CO₂ emisyonunu yaklaşık %20'sine neden olduğu söylenmektedir. Dünya çapında doğal topraklarda 30 cm derinlikte ortalama TOK yaklaşık olarak 15 Mg ha⁻¹ bulunmuştur. Bununla birlikte toprak işlemede (sürüm) ilk 20 yıl içerisinde sıcak bölgelerde %20 – 30, tropik bölgelerde ise %50 – 75 oranında karbonun atmosfere salınmakta olduğu

bildirilmektedir. Kaybolan bu karbonu tekrar kazanmak için sürülebilir alanlar üzerinde toprak koruma pratiklerinin benimsenmesiyle mümkün olacağı düşünülmektedir. Amerika’da ekili alanlarda karbon depolama potansiyeli yılda 75 – 208 Tg olduğunu belirtmiştir (Yan et al., 2007; Hutchinson et al., 2007; Dumanski and Lal, 2004e).

Baker et al. (2007)’in yapmış oldukları çalışmalarda karbon kaybının nedeni toprakta pullukla yapılan sürüm olduğu sanılmaktadır (Reicosky, 2003). Amerika’da ekili alanlarda yılda 5 Pg C ve ortalama hektara 36 ton C (36 t C ha⁻¹) kaybının olduğunu ifade edilmiştir. Söz konusu kayıpları en uygun toprak yönetim uygulamalarıyla ancak 50 yıllık bir zaman içinde onarılabileceği belirtilmektedir (Lal et al., 1998, Lal, 2003b). Bu kaybı azaltmak için korumalı tarımın yapılması gerektiğini ve A.B.D’de bu yöntemlerle yılda 24 – 40 Pg C depolanabileceği ifade edilmektedir (Lal et al., 2003; West and Post, 2002; Kanchikerimath and Singh, 2001; Lal, 2000). Bu yöntemlerin dünyadaki tüm ekili alanlara uygulanması durumunda gelecek 50 yılda bu alanlarda 25 Pg C depolanabileceği sonucuna varılmıştır (Pacala and Socolow, 2004).

Zanatta et al. (2007)’nin yapmış oldukları çalışmalarda toprak sürümü yapılmadan atmosfere salınan CO₂’i azaldığını bildirmektedirler. TOK birikimi, başlıca yüzey katmanında oransal olarak ekin sistemlerinde özellikle baklagil ürünleri ve inorganik N kullanarak artırılmaktadır.

Çayır – mera alanlarında toprağa organik maddenin ortalama yıllık girişi, ekili alanlarla karşılaştırıldığında yaklaşık iki kat (1 – 2 ha yıl⁻¹) kadar olduğunu belirtmişlerdir (Jenkinson and Rayner, 1977). Chan and Bowman (1995)’nin yapmış oldukları çalışmalara göre, Avustralya’nın New South Wales’te semiarid topraklarında 50 yıllık çalışmalarda ekili alanların çayır – mera alanlarıyla karşılaştırıldıklarında bu alanların %32 oranında toprak karbonu kaybettiğini bulmuşlardır. Franzluebbers et al. (2000)’un uzun – çayır alanlarının kontrollü otlatılmasıyla korumalı tarım yapılan ekin alanlarla karşılaştırdıklarında çayır alanların daha fazla C içerdiğini görmüşlerdir.

Brezilya'nın subtropik topraklarında işlemsiz yönetim adaptasyonunda 0 – 20 cm derinliğinde hektarda yılda 0.19 – 0.81 Mg C biriktiği hesaplanmıştır. Çalışmalar işlemsiz tarımın atmosferik CO₂'in tutulmasında önemli bir fonksiyon alabileceğini göstermiştir. Böylece işlemsiz tarım toprakların fiziksel özelliklerini koruduğu ve daha az oksidasyona maruz kaldığı, organik maddenin mineralizasyon hızını azalttığı (Six et al., 1999; Bayer et al., 2006) ve bunların toprakta organik karbonun birikmesine neden olduğu bildirilmektedir (Zanatta et al., 2007). Bunun yanı sıra sürümü azaltma pratiklerinin benimsenmesi, karbon – biokütle toprağa katması için yüksek potansiyelli ekim kültivasyonu ve örtü bitkileri TOK birikimi için önceden gerekli olan bir başka zorunluluktur (Sisti et al., 2004). Diekow et al (2005)'de yaptıkları gözlemlerinde işlemsiz tarımda uzun süre içinde toprakta organik karbonun birikmediği gözlenmiştir.

Sub – humid tropik bölgelerden Alfisol, Ultisol, Oxisol, ve Psammentlerin yüzey horizonlarında toprak karbonu (30 – 50 Mg ha⁻¹) düşüktür. Tohum yatağı hazırlamak için pullukla sürülmesi durumunda 10 yıldan az bir zamanda 8 - 15 Mg ha⁻¹ karbon kaybolduğunu ifade edilmektedir. Sub – humid tropiklerin tarım toprakların çoğu yüksek ayrışma, düşük karbon ve düşük verimlilikleriyle tanımlanmaktadır. Bununla birlikte bu toprakların karbon depolama potansiyeli olduğu iddia edilmektedir. En iyi stratejik önlemlerin korumalı sürüm, malçlı tarım, yüzey örtü bitkileri, ve orman tarımı ile toprakların fiziksel koşullarının düzeltilmesi olduğu belirtilmektedir (Hutchinson et al., 2007).

3. MATERYAL ve YÖNTEM

3.1 Materyal

Güneydoğu Anadolu Bölgesi, Güneydoğu Toros dağlarının güney kesimi ile Suriye ve Irak sınırları arasında yer almaktadır. Bölge 75 798.05 km²'lik yüzölçümü ile Türkiye'nin %9.7'sini oluşturmaktadır, kapladığı alana göre ülkemizde en küçük bölgedir. Yaklaşık olarak 3.2 milyon ha tarıma uygun arazi vardır, geri kalan bölüm çayır – mera, dağlık, yerleşim alanları ile boş alanlardan oluşmaktadır. Geniş ovaların, düzlüklerin yer aldığı bölgede, önemli yükselti Mardin – Midyat eşiği ile Karacadağ bazalt konisidir.

Pustovoytov et al. (2007)'un Şanlıurfa Göbekli Tepe yerleşim yerinden alınan sekonder karbonatların stabil izotop analizlerinden ikincil karbonatların yaşını 4 000 – 5 000 yıl arasında olduğu anlaşılmaktadır. Araştırmacılar pendantlardan alınan örneklerden çıkan sonuçlara göre pedojenik karbonatlar Orta Holosen döneminde oluştuğunu belirtmişlerdir. Bu dönemde iklimin bugünkünden daha yağışlı ve serin olduğu anlaşılmaktadır. Pedojenik karbonat oluşumunun hemen hemen durması son 4 000 yılın daha da kurak geçtiğinin işareti sayılmaktadır.

Güney Doğu Anadolu Bölgesinde (GDAB) pedojenik inorganik karbonat miktarları az çok açılan tüm profillerde rastlanmıştır. Ancak Harran Ovasında PİK miktarına daha fazla gözlemlenmiştir. Harran Ovasında 4 profilde bulunması ve diğerlerinde sekonder karbonatların olmayışı veya çok az olması dikkat çekicidir. Aynı zamanda Harran ovasında ve GDAB'inde açılan her profilde yaklaşık 3 m derinlikte sarımsı pudramsı malzemenin görülmesi de yaşanan kuraklığın belirtilerinden biridir. Bulgular bundan 4 200 yıl önce 200 – 300 yıl boyunca Ortadoğu büyük bir kuraklık yaşamıştır. Bu dönemde kum ve toz fırtınaları meydana

gelmiş susuzluktan dolayı insan – bitki – hayvanlar zarar görmüş kalan kısım da göç etmek zorunda kalmıştır. Bu dönem sonrasında ise 200 – 300 yıl sel ve çamur akıntıları meydana geldiği tahmin edilmektedir. Bunu doğrulayan çalışmalar Weiss et al. (1993)'un Suriye'de Tel – Leylan'da ve Pustovoytov et al. (2007)'un Şanlıurfa Göbekli Tepe'de alınan örnekler üzerinde yapmış olduğu çalışmalarıdır. Ayrıca Prof. Dr. Ahmet Mermut (2009 kişisel görüşü) bu gerçeği doğrulamaktadır.

Tel – Leylan dönemi öncesinde yaşayan Akadların ortadan kaybolması kurak koşullarının oluşmasına bağlanmıştır. Bu kuraklığın ardından ise 200 – 300 yıl süren aşırı yağışlardan dolayı tepelerden havzalara taşınan toprak malzemesi sonucu ovalarda toprak biriktiği tahmin edilmektedir. Ova topraklarımızın ~ 4200 yıllık bir oluşum yaşı içinde olduğu tahmin edilmektedir. Hesaplamalarda toprak oluşumunun 4 200 yıl olduğu göz önüne alınmıştır.

3.1.1 Güneydoğu Anadolu Bölgesinin jeolojik ve topoğrafik yapısı

Bölgede çeşitli jeolojik zamanlarda oluşmuş kayaç grupları bulunmaktadır. Bölgenin temelinde Arabistan plakası yer almaktadır. Bu kütle üzerinde yer alan tortulların yer hareketleriyle fazla kıvrılmasını engellemiştir.

3.1.1.1. Tortul kayaçlar

Eski Temel (Prekambriyen - Paleozoik): Jeolojik temeli oluşturan eski birimler, bölgenin kuzeydoğusunda Derik ilçe merkezi yöresinde görülmektedir. Paleozoyik yaşlı kabul edilen istif, temelde Prekambriyen yaşlı pembe renkli andezit ve andezitik tüflerden oluşmuştur. Derik ilçe merkezinin kuzeydoğu mahalleleri bu birim üzerine yayılmıştır. Derik'in doğusunda ve batısında kumtaşı, Arkozik kumtaşları, andezitik serinin üzerine gelmişlerdir. Güneydoğuda kumtaşları üzerinde bir karbonat topluluğu, karbonat serisi üzerinde de kumlu seviyeler içeren mavi – yeşil renkli fillitler yer almıştır. Daha doğuda Badinan köyü çevresinde, bu fillitli serisi daha geniş alanlar kaplar ve flitli serisi üst kesimlerinde açık gri renkli silisli kum taşları ile örtülüdürler (DSİ, 1992).

Karbonat sıralaması (Kretase): Paleozoik yaşlı çekirdek istifi kuzeye doğru Jura – Kretase yaşlı kabul edilen, yer yer silisli, kumlu, killi ve gri renkli karbonatlar tarafından örtülmüştür. Kuzeye doğru Mazıdağı yolu boyunca, doğuya doğru da Derik – Mardin yükselimi boyunca Mardin’e kadar gözlenmektedir. Kretase yaşlı benzer seri, Bozova ilçe merkezi çevresinde görülmektedir. Urfa – Bozova arasında antiklinal kıvrımın eksenini boyunca çekirdekte yüzeylenmiştir. Daha çok marn, kumtaşı, kil taşı ve arada marnlı kireçtaşı bantlı, farklı litolojik birimlerle temsil edilmiştir. Havza güneyinde, Suriye tarafında Cebel – Abdülaziz yükseliminde açık deniz tipi tebeşirli marn ve killi marnlara geçtikleri bilinmektedir (DSİ, 1992).

Germav Formasyonu (Paleosen): Mardin – Derik yükseliminin kuzeyinde, Mazıdağı ilçe merkezinin güneyinde, geniş alanlar kaplayan ve Kretase yaşlı istif üzerine uyumsuz olarak gelen formasyon, havza içinde de, Derik merkezinin batısında Beyrok köyünden itibaren, ince bir şerit şeklinde yüzeylenmektedir. Havza batısında Urfa il merkezi kuzeyinde, Urfa – Bozova arasında, Üst Kretase yaşlı marnlı seri üzerine uyumsuz olarak gelen tebeşirli marnlar, beyaz rengi ile belirgin bir seviye oluşturmuşlardır. Urfa’nın güneyinde alüvyonlar üzerinde açılan derin sondajlarda, genç alüvyonlar altında killi marn seviyesi, Germav formasyonu olarak kabul edilen, Paleosen yaşlı birimin temelinde güneye doğru uzandığını göstermektedir. Daha güneyde Suriye’de Aafrine marnı olarak bilinen serinin, aynı seviyeye karşılık geldiği kabul edilmektedir (DSİ, 1992).

Midyat Formasyonu (Orta Eosen): Güneydoğu Anadolu’da geniş alanlarda yayılan orta Eosen yaşlı kireçtaşları en yaygın litolojik birim teşkil etmektedir. Kuzeydoğuda Derik ilçesi batısında Beyrok köyü, Beşkavak, Kuçtepe, Zorava, Estiko mahallelerinin yer aldığı sırtlarda görülen, masif gri, krem renkli, sık dokulu kireç taşları Midyat formasyonunun alt seviyelerini oluşturmaktadır. Bu seri, batı ve güneye doğru Karacadağ volkanikleriyle örtülmüştür. Batı da Tektek dağlarının kuzeyinde, Urfa dolaylarında tekrar yüzlenen bölgelerde, iki farklı litolojik birim olarak görülmektedir (DSİ, 1992).

Paleosen yaşlı marn serisi üzerinde uyumsuz olarak gelen masif kireç taşları, Urfa yakınında 200 m kadar bir kalınlık göstermektedir. Kuzeyde Yaylak ve Bozova'ya doğru kireçtaşı serisi incelikli. Bu kireçtaşları üzerine tebeşirli marnlı seviyeler gelmiştir (DSİ, 1992).

Midyat formasyonu güneye doğru Oligomiyosen yaşlı karbonat serisi altına dalmaktadır. Ancak gerek Harran ovasında açılan sondaj kuyularında, gerekse Viranşehir Ceylanpınar arasında, alüvyonlarda, bazaltlarda ve Oligomiyosen karbonatları üzerinde açılan sondaj kuyularında belirli bir derinlikten itibaren Midyat formasyonuna girilmiştir. Suriye'deki verilerle de karşılaştırıldığında bu formasyonun tüm inceleme alanında yayılmış olduğu görülür. Midyat kireçtaşları yer yer yoğun karstik özellikler gösterir. Tektek dağlarının kuzeyinde yüzeleştiği alanlarda küçük kapalı havzalar şeklinde kokurdanlar oluşmuştur (DSİ, 1992).

Genç Karbonat İstifi (Oligo - Miyosen): Orta Eosen yaşlı kireç taşları (Midyat formasyonu) üzerine uyumsuz olarak açık kırmızı renkli bir taban konglomerası ile başlayan ve masif kireçtaşları olarak devam eden karbonat istifi Urfa'nın güneyinde ve Tektek dağlarında geniş alanlar kaplar. Tektek dağları eteklerinde daha az zoogen bir dokuya dönüşmekte, beyaz pembemsi, yumuşak killi kireçtaşlarına geçiş göstermektedir. Bol fosilli olan bu istif, içerdikleri tipik mikroorganizmalarla Oligosen ve Alt Miyosen yaşlı olarak kabul edilmektedir. Bu karbonat istifi, Ceylanpınar kesiminde kuzeyde bazaltlar, güneyde de genç detritik örtü ile örtülmüşlerdir. Dere yatakları boyunca vadi tabanında yataya yakın katmanlar ile belirgindir. Harran ovası ise tektonik olarak çökmüş ve üzerleri yer yer 200 m'yi geçen Üst Miyosen yaşlı Fars formasyonu ile örtülmüştür (DSİ, 1992).

Fars Formasyonu (Orta – Üst Miyosen): Kil, killi kumtaşları, yer yer gevşek çimentolu konglomera arakatkılı, polijenik elementli olan bu birim, bir çeşit molas olarak görülmektedir. İnceleme alanında yüzeleştiği görülmez. Ancak özellikle Harran çöküntü havzasında, Oligo – Miyosen yaşlı karbonat istifi üzerinde kalın bir katman oluşturmuştur. Üst Plio – Kuvaterner yaşlı genç detritiklerle örtülmüştür. Harran Ovası sondajlarında 200 m'den daha kalın malzeme görülmüştür (DSİ, 1992).

Fars formasyonunun güneyde Suriye sınırında Habur Senklineli boyunca kalın ve geniş alanlar kapladığı görülür. Suriye'deki tanımlamasında, karasal göl sel çökelleri olarak belirlenmiştir. Alt seviyeleri anhidrit, jips ve tuz seviyelerini içeren, az kumlu ve çakıllı kil olarak tanımlanır. Üste doğru karasal kil ve ince elemanların çoğunlukta olduğu akarsu çökeli örtüsü, Pliyo-Kuvaterner örtüsü ile birleşir. Bu özelliklere benzer tanımlama, Harran dolaylarındaki Fars serisi ile benzeşmektedir (DSİ, 1992).

Bahtiyari Formasyonu (Pliyosen): Ortadoğuda, Pliyosende sığ deniz ve karasal çökellerden oluşan genç klastik seriye Bahtiyari formasyonu adı verilmiştir. İnceleme alanında Harran ovası üst kesimleri ve Ceylanpınar ovası güneyinde (Suriye sınırı boyunca) sondajlarla geçilen ve vadi yamaçlarında görülen kum, çakıl ve gevşek konglomera seviyeleri, Bahtiyari formasyonunun batı uzantısı olarak kabul edilmiştir. İnce bir örtü şeklindedir. Yer yer aşınıp kaybolmuştur (DSİ, 1992).

Eski Alüvyonlar (Alt Pleyistosen): Genelde Pliyosen yaşlı çökellerle karışmakta olup, vadi kenarlarında, yer yer bazalt akıntılarının altında görülmektedir. Şanlıurfa'nın güneyinde DSİ içme suyu sondaj kuyuları loglarında da bazalt seviyeleri altında, Pliyosen yaşlı çökellerle geçiş durumunda görülmektedir (DSİ, 1992).

Yeni Alüvyonlar (Üst Pleyistosen - Holosen): Üst Pleyistosen – Holosen de oluşan genç alüvyonlar vadi düzlükleri ve ova üzerinde ince bir örtü şeklinde görülür. Şanlıurfa - Harran bölümünde yamaçlara yakın sel konileri, ve akarsu yataklarında maksimum kalınlığa ulaşmışlardır. Harran ovasında alüvyonlarla Pliyosen çökelleri arasında belirgin bir geçiş, su sondajları kesitlerinden belirlenmiştir (DSİ, 1992).

3.1.1.2. Volkanik kayaçlar

Güneydoğu Anadolu'da yaygın alanlar kaplayan volkanik kayaçlar Karacadağ volkanitleri olarak tanımlanır. Karacadağ volkanitleri Pliyosen'den başlayarak genç tektonik (neotektonik) rejime bağlı olarak, öncelikle proklastikler püskürüklerin etkinliği ile başlamıştır. Pliyosen'den bu yana volkanizma başlıca üç evre ve çok sayıda evre ile temsil edilir. Tüm evreler bazaltik ürünler vererek Kuvarterner sonlarına kadar devam etmiştir. Bu volkanik ürünlerin arasında, Pleyistosen yaşlı kırıntılı çökel birimler yer almıştır. Çökel birimlerin yer aldığı aralıkların, volkanizmanın durgunluk dönemine karşılık geldiği, göz önüne alınarak, püskürme evreleri, yine kendi içlerinde fazlara ayrılmıştır (DSİ, 1992).

Karacadağ volkanitleri, bugüne kadar yapılan jeokimyasal çalışmalar sonucunda lavların tümüyle bazalt türünde (olivini bazalt, tefrit, bazanit, havaiit, trakibazalt) oldukları saptanmıştır. Arap Plakası ile Anadolu Plakası arasında, Miyosenden başlayarak gelişen kıta bindirmesi evresinde, kuvvet dengesine bağlı olarak, arap plakası üzerinde gelişen riftleşme ürünü şeklinde meydana gelmiş ve açılan D – B kırık sistemlerinden manto yükselimi ile oluşmuş tipik plato bazaltlarıdır. Bölgede volkanik etkinlik, güneye doğru gençleşerek sürdürülmüştür. Karacadağ volkanizması tümüyle bölgede yaklaşık 7 200 km²'lik bir alan kaplamaktadır (DSİ, 1992).

3.1.1.3. Tektonik kayaçlar

Bölgede tüm kayaçların birbirlerine göre tüm konumları incelendiğinde bölgenin Paleozoik'ten bu yana hareketli durumda olduğu görülmektedir. Derik'te yüzeyleyen Paleozoyik temel üzerine uyumsuz olarak gelen Kretase yaşlı karbonatlar ve daha üstteki Tersiyer yaşlı çökeller genelde D – B doğrultusunda bulunurlar. Kretase öncesi bölgenin yükselimi ve aşınma dönemleri görülmekte, Kretase karbonatları, Paleozik ve Antekambriyen birimler üzerine doğrudan gelmektedir. Üst Kretase sonunda da bir stratigrafik boşluk görülmekte, paleosol yaşlı germav formasyonu, uyumsuz olarak üst Kretase yaşlı karbonatları örtmektedir (DSİ, 1992).

Midyat formasyonunun çökmesi sonunda da bir yükselim olduğu ve özellikle güneyde Cebel Abdülaziz yükselimi üzerinde bir erozyon döneminin geçtiği ve yeni bir taban konglomerası ile Oligo – Miyosen karbonatlarının bölgeye yerleştiği görülmektedir. Oligo – Miyosen yaşlı karbonatların oluşumu sonucunda esas blok yükselimleri ve kıvrımlanmalar başlamış, Tektek ve Urfa dağları eteklerinde görülen K – G doğrultulu faylar Harran çöküntü havzasının oluşması ve Urfa, Tektek dağlarının yükselimine neden olmuştur (DSİ, 1992).

Orta Miyosenden başlayarak Arap plakasının kuzeye doğru hareketi ve Anadolu plakasının altına sıkışması olayı başlamıştır. İnceleme alanında Arap plakası üzerinde D – B doğrultulu yükselimler ve alçalımlar oluşmuştur. Kuzeyde Mardin – Derik yükseliminin batıya doğru, Karacadağ volkanitleri altında devam ettiği Urfa – Bozova arasındaki üst Kretase yaşlı tortulların yükselimine doğru uzandığı görülmektedir. Mardin eşliğinin güney kesimi etkin bir fayla kesilmiş ve bu fay batıya doğru uzanarak Derik'teki temel tortul birimlerin yüzeye çıkmasına neden olmuştur. Batıya doğru bu fay doğrultusu boyunca birçok genç püskürme merkezlerinin yer aldığı görülmektedir (DSİ, 1992).

Suriye'de Mardin – Derik yükseltisine paralel Cebel Abdülaziz yükseltisi oluşmuştur. Bu yükseltinin de kuzey kesimi daha dik Mardin yükseliminin güneyi gibi faylı bir kanat özelliğindedir. İki antiklinal yükselimi arasında doğu batı doğrultulu senklinal oluşumu uzanmaktadır. Bu senklinalin doğu kesimini Habur nehri, batı kesimini de Balık nehri drene eder. İki akarsu da senklinal içinde D – B doğrultusunda uzanmaktadır. İlk bakışta senklinal ekseninin Türkiye – Suriye sınırına yakın bir doğrultuda geçtiği izlenimini vermektedir. Ancak inceleme alanında ve Suriye'deki kuyu kesitleri incelendiğinde sınır boyunca aynı zamanda Ceylanpınar, Ayn Slug, Aynel – Arus, Aynel Arap kaynaklarının çıkış çizgisi boyunca rift şeklinde gömülü bir yükselimin olduğu ve Oligo – Miyosen yaşlı karbonat çökelimleri sonrasında çökeltim havzasının güneyde geliştiği Fars formasyonu ve Pliyosen yaşlı kırıntıların bu kesimde büyük kırıklara ulaştığı görülmektedir (DSİ, 1992).

3.1.2. Güneydoğu Anadolu Bölgesinin iklim özellikleri

Güneydoğu Anadolu Bölgesinde bulunan iller Şekil 3.1 de verilmiştir. Bölge kış ve yaz mevsimlerinde farklı hava kütlelerinin etkisi altında kalmaktadır. Bu hava kütlesi bölgenin yağış ve sıcaklık durumunu etkilemektedir. Bölgenin basık yüzey şekilleri göstermesi, topoğrafya şartlarına bağlı olarak iklimde çok önemli değişimlere neden olmamaktadır.



Şekil 3.1 Güneydoğu Anadolu Bölgesinin coğrafik konumu (GAP İdaresi, 2003)

Yaz mevsiminde çoğunlukla Basra alçak basınç merkezine yerleşmiş olan kurak ve sıcak tropikal hava külesinin etkisinde kalmaktadır. Gündüzün en yüksek sıcaklık 40 °C'nin üzerine çıkmaktadır. Bağlı nemin çok düşük oluşu buharlaşmayı arttırmaktadır. Bölgenin alçak kesimlerini oluşturan Ceylanpınar ve Harran ovalarında sadece yaz döneminde meydana gelen potansiyel buharlaşma 2000 mm'nin üzerindedir. Ayrıca bu dönemde Basra alçak basınç merkezinin Anadolu'ya doğru genişlemesi ile oluşan Samyeli denilen kuru ve sıcak rüzgârlar toz fırtınalarına

da neden olmaktadır. Ayrıca bölge Arabistan ve Suriye çöllerinden gelen tozlu havanın etkisinde kalmaktadır (Atalay ve Mortan, 2006).

Kış döneminde bölgede orta Akdeniz’de gelen cephelerin etkisinde kalmaktadır. Bu yağışlara neden olan cephe faaliyetleri Nisan ayına kadar devam etmektedir. Toros dağlarının güneye bakan yamaçlarında engellenen bu cepheler günlerce süren yağış bırakmaktadır. Bu nedenle Torosların güney etekleri en fazla yağış alan alanlardan oluşmaktadır (Atalay ve Mortan, 2006).

Bölgede yağış ve sıcaklığın dağılışında topografyanın önemli etkileri görülmektedir. Böylece bölgenin en fazla yağış alan kesimleri, dağların güneye bakan yamaçlarıdır. Bu durum güneyden gelen cephelerin, Akdeniz bölgesinde olduğu gibi dağların güney yamaçlarında takılmaları ve orada daha fazla yağış bırakmalarıyla ilgili olduğu belirtilmektedir. Bölgede Mezopotamya ve Basra alçak basınç merkezinin kuru ve soğuk havanın sokulmasını önleyecek bir engelin olmaması da yaz döneminde sıcaklığın çok fazla yükselmesine neden olmaktadır. Denizden uzak olan bölgede karasal koşullar etkilidir.

Bölge Akdeniz yağış rejiminin etkisi altında olup, kış dönemi yağışlı yaz dönemi ise yağışsızdır. Yıllık ortalama yağış miktarı 400 – 1200 mm arasında değişmektedir. Bölgenin en kurak yeri güneyde Ceylanpınar çevresidir. Burada yağış ortalaması 400 mm civarındadır. Yağış Antep, Urfa platoları ve Diyarbakır havzasında 400 – 600 mm arasındadır. Torosların eteklerine doğru yağış artarak 1000 mm’nin üzerine çıkmaktadır (Çizelge 3.1) (Atalay ve Mortan, 2006).

Çizelge 3.1. Güneydoğu Anadolu Bölgesinin yıllık yağış miktarları (mm) (Atalay ve Mortan, 2006)

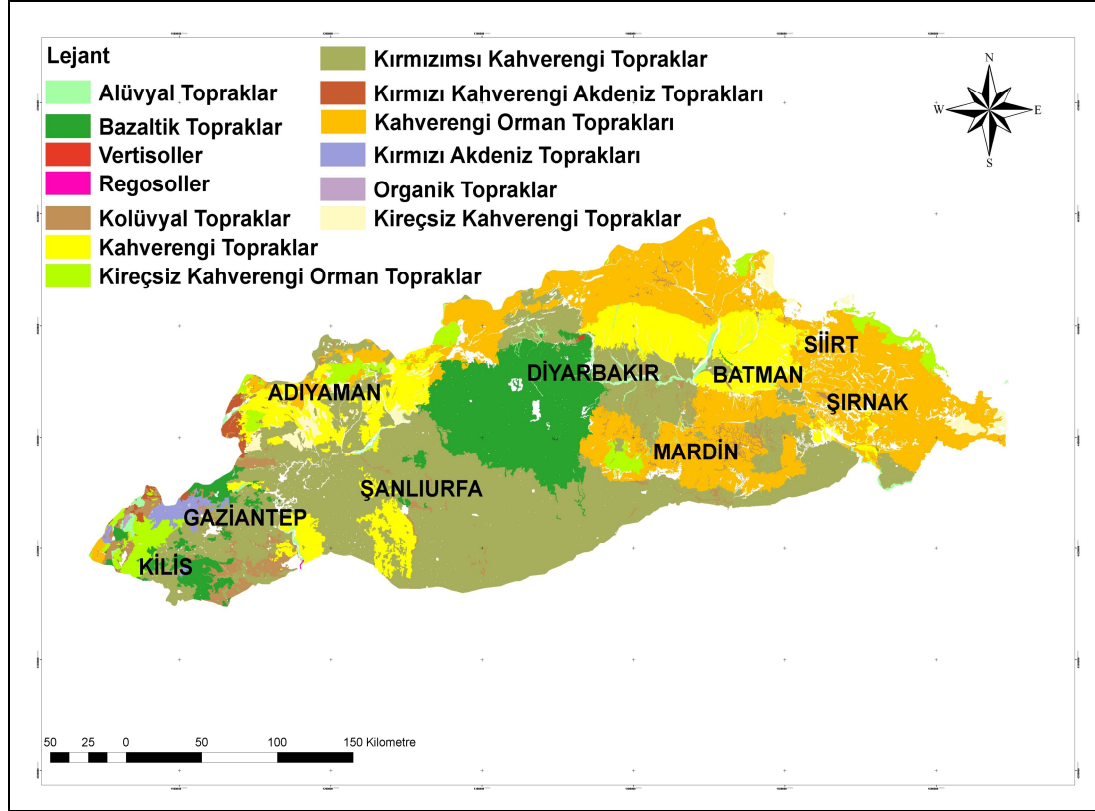
İstasyon	Ortalama yağış Miktarı (mm)	Kaydedilen en yüksek yağış miktarı (mm)	Kaydedilen en düşük yağış miktarı (mm)
Adıyaman	761	2062	443
Şanlıurfa	472	790	219
Siverek	552	893	246
Diyarbakır	489	749	206
Mardin	710	1191	343
Siirt	731	1229	427
Cizre	701	1165	418

3.1.3. Güneydoğu Anadolu Bölgesinin toprak özellikleri

GAP Bölgesi'nin arazi varlığı 7 579 805.2 ha olup, bu alanın yaklaşık 3.2 milyon hektarı tarıma elverişli alanlardır. Bölgede işlemeli tarıma elverişli (I. II. ve III. Sınıf) arazi miktarı da toplam alanın %33.2'si kadardır. Korumalı tarım teknikleri ile işlemeye uygun arazi (IV. Sınıf) ile birlikte değerlendirildiğinde bölge topraklarının %42.3'ü tarıma elverişli görülmektedir. Mera ve orman için elverişli VI. ve VII. sınıf arazi miktarı ise bölge arazilerinin %54'ü civarındadır. Bu araziler genelde dik eğim, şiddetli erozyon, taşlılık, sık kök bölgesi, kuraklık vb. sorunlar içermektedir (Topraksu, 1978).

Bölge'de iklim, topografya ve ana materyalin farklılıkları nedeniyle çeşitli Büyük Toprak Gurupları oluşmuştur. Büyük Toprak Guruplarına göre dağılım %37'si Kırmızımsı Kahverengi, %28'i Kahverengi Orman, %12'si Bazaltik ve %11'i Kahverengi Büyük Toprak Gruplarından oluşmaktadır. Diğer toprak grupları ise Alüviyal topraklar, Kireçsiz Kahverengi Orman toprakları, Kireçsiz Kahverengi topraklar, Kolüviyal topraklar, Kırmızı Akdeniz toprakları, Kırmızı Kahverengi Akdeniz toprakları, Organik topraklar, Regosoller, Vertisoller ve Kestanerengi topraklardır (Şekil 3.2) (Topraksu, 1978).

Arazi kullanımı yönünden ülkemizin %9.6'sını (7 579 805.2 ha) oluşturan GAP Bölgesinde 1966 - 1971 yılları etütlerinin sentezi olan Türkiye Arazi Varlığı (1978) ve 1980'li yıllarda yapılan revize çalışmaları envanterlerine göre işlenen arazi toplamı, GAP alanının %40.90'u iken 1988'de %41.90'a ulaşmış, 2005 yılında ise %40.80 olması öngörülmüştür (KHGM, 1984, 1992, 1994, 1995, 1997a, 1997b, Şekil 3.2).



Şekil 3.2. Güneydoğu Anadolu Bölgesinin büyük toprak grupları

3.1.4. Güneydoğu Anadolu Bölgesinin bitki örtüsü

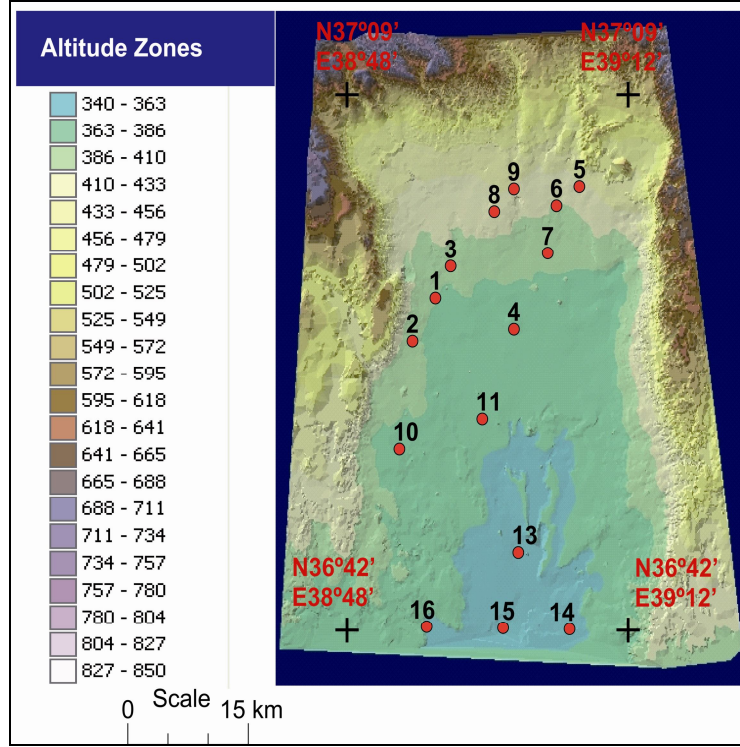
GAP bölgesi ormanların en az olduğu ve geniş alanlar, antropojen bozkırlar yer almaktadır. Bölgenin 600 m'den alçak kesimlerinde bozkırlar yaygındır. Plato ve dağlar, meşe ormanları ekosistemine girmektedir. Orman alanların tahrip edildiği yerlerde antropojen bozkırlar yaygındır. Türkiye'nin ekolojik bölgeleri arasında Akdeniz ve karasal iklim geçiş kuşağına giren "Güneydoğu Anadolu Geçiş Bölgesi" içinde yer almaktadır (Atalay, 2002a).

3.3. Yöntem

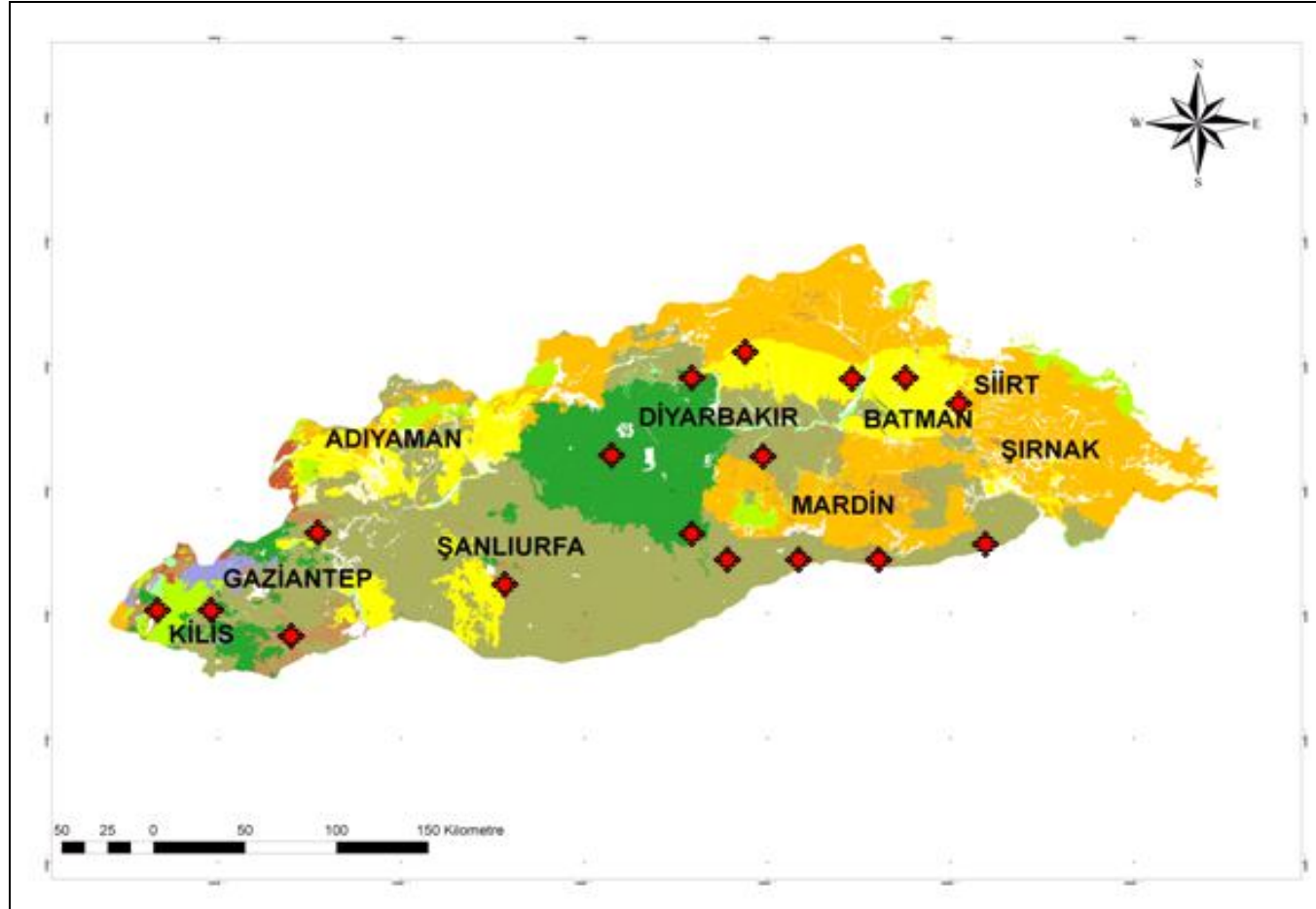
Harran ovasından alınan toprak örnekleri Şekil 3.3. te gösterilmiştir. Diğer toprakların alındığı yerler Şekil 3.4 te yer almaktadır.

Dünyanın (149 milyon km²) yaklaşık olarak %0.53'ünü (1/189) oluşturan Türkiye'nin (788 000 km²) ve yaklaşık olarak Türkiye'nin %9.7'sini oluşturan GAP

Bölgesi toplam 7 579 805.2 ha alana sahiptir. Kurak ve yarı kurak olan bölgede yapılan karbon çalışmaları farklı toprak gruplarında ve 100, 120 ve 160 cm derinlikler alınan toprak örneklerinde TOK ve TİK değerlendirmeler yapılmıştır. Ayrıca bölgede lokal alanlarda pedojenik karbonatlar (PK) hesaplanmıştır.



Şekil 3.3. Harran Ovası topraklarının örnekleme yerleri



Şekil 3.4 Güneydoğu Anadolu Bölgesinin örnekleme yerleri

Kurak ve yarı kurak olan bölgede 37 profilden 100, 120, 160 cm derinlik bazında genetik horizonlardan alınan toprak örneklerinde rutin analizlerin yanında Toprak Organik Karbon (TOK), Toprak İnorganik Karbon (TİK) ve Pedojenik İnorganik Karbonatların (PİK) analizleri yapılmıştır. Elde bulunan sayısallaştırılmış toprak haritaları kullanarak karbon stoklarının alansal dağılımı yapılmıştır. Alınan 350 toprak örnekleri havada kurutulduktan sonra öğütülüp 2'mm'lik elekten geçirilerek analizlere hazır hale getirilmiştir. Toprak örneklerinde; tekstür hidrometre yöntemiyle (Bouyoucus, 1951), kation değişim kapasitesi ve değişebilen kationların analizi (Jackson, 1958; Chapman and Pratt, 1961; Hesse, 1972), Ec (Richards, 1954), pH (Richards, 1954), hacim ağırlıkları (Black, 1965), organik karbon miktarları yaş yakma (Walkley and Black, 1934; Walkley, 1947; Peech et al., 1947; Nelson and Sommers, 1982) ve Kireç (kalsimetre) (Allison and Moodie, 1965) yöntemiyle belirlenmiştir. Analiz sonuçlarının değerlendirilmesinde ANOVA (Minitab 14.1) istatistik programı kullanılmıştır.

3.3.1. Fiziksel ve kimyasal özellikler

3.3.1.1. Tekstür (Bouyoucus yöntemi)

Önceden analizler için hazırlanmış örneklerde organik madde ve karbonatlar giderildikten sonra hidrometre kullanılarak 40'ncü saniyede kum + silt ve 2'inci saatte ise kil okumaları yapılarak tekstür (% kil, % silt ve % kum) belirlenmiştir (Bouyoucus, 1951). Tekstür fraksiyonları belirlendikten sonra tekstür üçgeninde sınıfı belirlenmiştir. Çalışma alanının toprakları ile ilgili sonuçlar ekler A, B, C ve D'de verilmiştir.

3.3.1.2. Kation değişim kapasitesi (KDK) ve değişebilir kationlar (DK)

Kation değişim kapasitesi (KDK) ve değişebilir kationlar (DK) sodyum asetat (pH: 8.2) ve amonyum asetat (pH: 7.0) yöntemlerine göre belirlenmiştir. 4 g toprak örneği alınıp 100 ml'lik tüplere konup 33 mL sodyum asetat ilave edildikten sonra çalkalayıcıda 5 dk çalkalandıktan sonra, 4 500 devirli santrifüjte 5 dk santrifüj

edilmiş ve üstteki berrak sıvı dökülmüştür. Bu işlem üç kez tekrarlanmıştır. Aynı örnekler daha sonra %95'lik etil alkol ile yine 5 dk 3 kez çalkalama ve sonra santrifüj edilerek her seferinde alkol dökülmüştür. En son aşamada örnekler amonyum asetatla aynı işlemler yapılmış ve üstteki berrak (duru) sıvı filtre edilerek 100 mL'lik balonlarda biriktirilmiş ve üzeri amonyum asetat ile 100 mL'ye tamamlanmıştır.

Değişebilir katyonlar ise, yine 4 g toprak alınıp üzerine 33 mL amonyum asetat ilave edilerek 5 dk çalkalandıktan sonra, 5 dk santrifüj edilmiştir. Her aşamada elde edilen berrak sıvılar balonlarda toplanmış ve üzeri amonyum asetat ile çizgisine tamamlanmıştır. Elde edilen süzükler atomik absorpsiyon spektrometresinde (AAS) okumalar yapılmıştır (Jackson, 1958; Chapman ve Pratt, 1961; Hesse, 1972; Kacar, 1996). Çalışma alanının toprakları ile ilgili sonuçlar ekler A, B, C ve D'de verilmiştir.

3.3.1.3. pH, elektriksel iletkenlik ve çözülebilir iyonlar

Havada kurutulmuş, öğütülmüş ve 2 mm'lik elekten geçirilmiş örnekler diyonize su ile satürasyon çamurları hazırlandıktan sonra 24 saat bekletilmiştir. Satürasyon çamurları ekstraksiyon cihazı yardımıyla süzükleri elde edilmiştir. Bu ekstraktlardan pH, elektriksel iletkenlik (EC) ve çözülebilir iyonlar okunmuştur. Çözülebilir katyonlardan Ca^{++} , Mg^{++} , K^+ ve Na^+ atomik absorpsiyon spektrometresiyle belirlenmiştir (Janzen, 1993). Çalışma alanının toprakları ile ilgili sonuçlar ekler A, B, C ve D'de verilmiştir.

3.3.1.4. Hacim ağırlığı

Açılan profillerde her bir horizondan çelik silindirler (5.3 cm çapında, 6 cm yüksekliğinde) yardımıyla alınan toprak örneklerinde hacim ağırlığı belirlenmiştir. Hava kuru toprağın ağırlığı alındıktan sonra, örnekler 105 °C'de sabit ağırlığa gelene kadar etüvde bırakılmıştır. Fırından çıkarılan örnek soğuduktan sonra ağırlığı alınmıştır. Megagram metreküp ($Mg\ m^{-3}$) olarak saptanmıştır (Culley, 1993; Black, 1965). Çalışma alanının toprakları ile ilgili sonuçlar ekler A, B, C ve D'de verilmiştir.

$$HA = FKT / 100 \quad (3.1)$$

HA: Hacim ağırlığı ($Mg\ m^{-3}$)

FKT: Fırın kuru toprak (g)

3.3.5. Toprak organik karbon (TOK)

Toprakta organik maddenin belirlenmesinde pek çok analiz metodu olduğu bilinmektedir (Jackson, 1958). Genel olarak topraklar 2 mm elekten geçirilerek makroskopik canlılarda (bitki kökleri vs) uzaklaştırılmıştır. Organik madde içeriği yüzey toprakta kuru ağırlığının %1 ile 5'i kadar olduğu ve derinliğin artmasıyla azalmaktadır. Karbon içeriği genellikle organik maddenin %58'i (Van Bemmelen faktörü) olarak belirtilmektedir. Ancak bu oran tropiklerde %45 – 55 arasında olduğu saptanmıştır (Buringh, 1978).

Organik maddenin miktarı Potasyum dikromat ($K_2Cr_2O_7$) ve Sülfirik asit (H_2SO_4) ile yükseltgenmesinden sonra ortamda reaksiyona girmeyen kromatın ($Cr_2O_7^{2-}$) standart Demir sülfat ($Fe_2SO_4 \cdot 7H_2O$) çözeltisiyle titre edilmesi esasına dayanmaktadır. İndirgenmemiş $Cr_2O_7^{2-}$ miktarının organik karbonun belli bölümünde eşit olduğu varsayılmakta ve kullanılan uygun bir faktör aracılığıyla belirlenen organik karbon miktarının yine belli bir faktör ile çarpılması sonucu hesaplanmıştır. (Walkley and Black, 1934; Walkley, 1935; 1947; Peech and Reed, 1947; Nelson and Sommers, 1982; Kacar, 1996).

Elenmiş ve havada kurutulmuş 1 veya 0.5 g (organik madde içeriğine bağlı olarak) toprak erlenmayere konulup ve üzerine 10 mL 1 N $K_2Cr_2O_7$ çözeltisi ilave edilmiştir. Daha sonra %96'dan az olmak koşuluyla 20 mL H_2SO_4 ilave edildikten sonra 150 °C'ye ayarlanmış sıcak ocak üzerine bırakılmıştır. Soğumaya bırakılan örnek üzerine 200 mL saf su ilave edilmiş ve titrasyon noktasının net görülmesi için numuneler filtre edilmiştir. Berrak sıvıya 3 - 4 damla baryum difelamin sülfonat damlatıldıktan sonra karıştırılıp $Fe_2SO_4 \cdot 7H_2O$ ile titre edilerek doğrudan bulunmuştur. Organik karbon hesaplanmasında organik maddenin 0.58'i organik

karbon olduğunu varsayarak 1.724 faktörü (Van Bemmelen faktörü) kullanılmıştır. Organik karbon, hacim ağırlığı (Mg m^{-3}), derinlik (kalınlık, cm), ve % organik maddeden elde edilen verilerden horizon bazında kg C m^{-2} cinsinden hesaplanmıştır. Bu değer daha sonra temsil edildiği büyük toprak grubu bazında hesaplanarak o grubun ve daha sonra da tüm bölgenin stokları hesaplanmıştır (Şekil 3.3). Çalışma alanın toprakları ile ilgili sonuçlar ekler A, B, C ve D’de verilmiştir.

$$\%OK = (N_1 * A) - (N_2 * B) / T \quad (3.2)$$

$$\%OM = \%OK * 0.58 \quad (3.3)$$

OK: Organik karbon

OM: Organik madde

T: Alınan toprak miktarı (g)

N_1 : Potasyum dikromat çözeltisinin normalitesi (1 N)

N_2 : Demir sülfat standart çözeltisinin normalitesi (1 N)

0.58: 100 g OM’nin %58’inin karbon olduğu varsayılmaktadır (Van Bemmelen)

$$TOK = D * HA * \%OK / 17.24 \quad (3.4)$$

D: Derinlik (cm)

HA: hacim ağırlığı (Mg m^{-3})

TOK: Toprak organik karbon (kg C m^{-2})

3.3.1.6. Toprak inorganik karbon (TİK)

Toprakta bulunan karbonatların kapalı bir sistem içerisinde Hidroklorik asit (HCl) ile reaksiyonunda karbonatların çözünmesi sonucu açığa çıkan karbondioksitin ölçülmesiyle belirlenmiştir.

Kireç (kalsimetre) miktarı kapalı sistemde asit ile karıştırılan toprak örneğinde kalsiyum karbonatın parçalanması sonucu açığa çıkan karbondioksitin hacmi normal

sıcaklık ve basınç altında ölçülmesi esasına dayanmaktadır (Allison ve Moodie, 1965). İnorganik karbon, hacim ağırlığı, derinlik ve % kireç verilerinin elde edilmesiyle her horizontta kg C m^{-2} cinsinde hesaplanmıştır. Bu değer daha sonra temsil edildiği büyük toprak grubu bazında ele alınarak o grubun ve sonunda tüm bölgenin stokları belirlenmiştir. Hesaplanan kirecin ($\text{CaCO}_3=100\text{g}$) içinde 12 g karbon olduğuna dayandırılarak saf inorganik karbon hesaplanmıştır. Çalışma alanın toprakları ile ilgili sonuçlar ekler A, B, C ve D’de verilmiştir.

$$\text{TİK} = (\text{D} \cdot \text{HA} \cdot \% \text{Kireç}) / 10 \cdot 0.12 \quad (3.5)$$

TİK: Toprak inorganik karbon (kg C m^{-2})

3.3.1.7. Pedojenik inorganik karbon (PK)

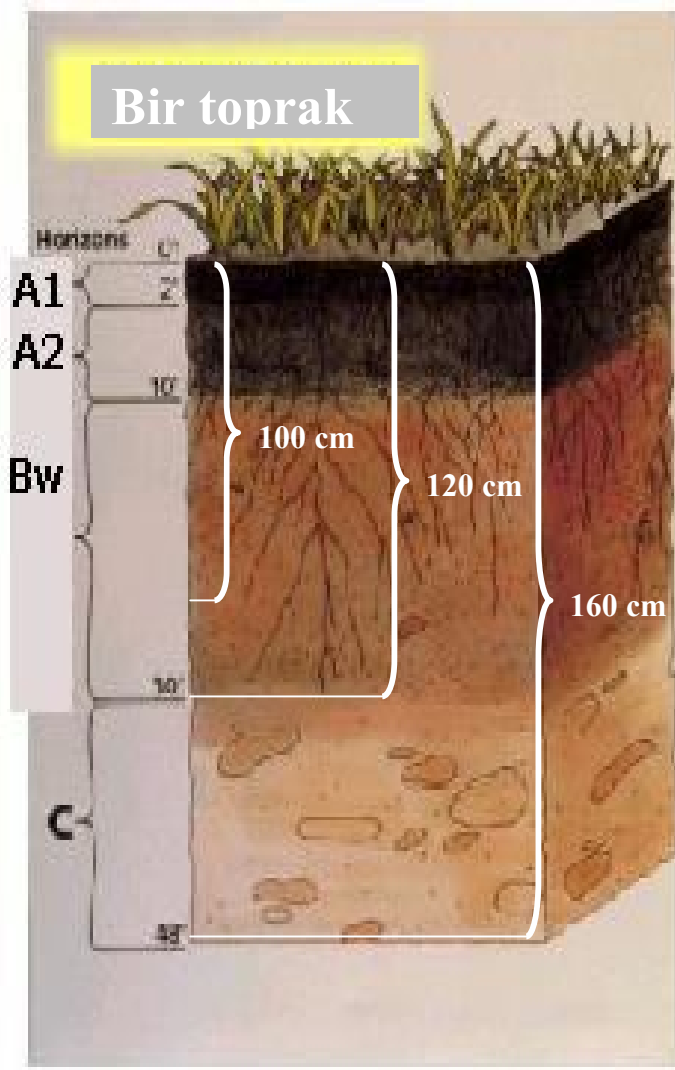
Pedojenik karbon miktarı daha sağlıklı olarak stabil izotop yöntemi ile belirlenmektedir. Ancak cihaz olmadığından profillerdeki kireç dağılımı esas alınarak tahmin edilmiştir. Kirecin profilde bombe yaptığı alanın başlangıç ve bitiş noktaları işaretlenerek ayrılmıştır. Noktanın başlangıcı üzerinde kalan derinliklerindeki (horizonların) kireç miktarlarının (%) aritmetik ortalaması (Nt) ve bombe oluşturan alanlardaki her bir horizonun kireç miktarı (%) (n_1) olarak belirlenmiştir. Bombe alanın içinde olan her bir horizonun (n_1) kireç miktarı üst kısımdan (Nt) çıkarmak suretiyle hesaplanmıştır.

$$\text{PK} = (\text{Nt} - n_1) \cdot 0.12 \quad (3.6)$$

Nt: bombenin üst kısmında kalan horizonlardaki kireç miktarının aritmetik ortalaması,

n_1 : bombeyi oluşturan alandaki her bir horizonun kireç miktarı,

0.12 sabitesi: 100g CaCO_3 ’te 12g C dir. Yapılan hesapların daha iyi anlaşılması için Şekil 3.5’te üç boyutlu toprak profili örnek olarak verilmiştir. Bu hesaplamalarda her br toprak horizonu ayrı ayrı göz önüne alınarak hesaplar yapıldıktan sonra, tüm horizonlar toplanarak toprağın karbon stokları bulunmuştur.



Şekil 3.5. Toprak organik ve inorganik karbon ile pedojenik karbonatların hesaplandığı bir profilin üç boyutlu şeması

4. ARAŞTIRMA BULGULARI ve TARTIŞMA

4.1. GAP Bölgesinin Toprak Organik Karbon (TOK) Stokları

Güneydoğu Anadolu Bölgesi yaklaşık olarak 7.58 milyon hektar (Mha) alandan oluşmaktadır. Bölge 13 Büyük Toprak Grubundan oluşmaktadır (Köy Hizmetleri Genel Müdürlüğü, 1984, 1992, 1994, 1995, 1997a, 1997b). Gruplar arasında en yaygın Kırmızı Kahverengi topraklar ve en az ise Vertisollerdir. (Çizelge 4.1).

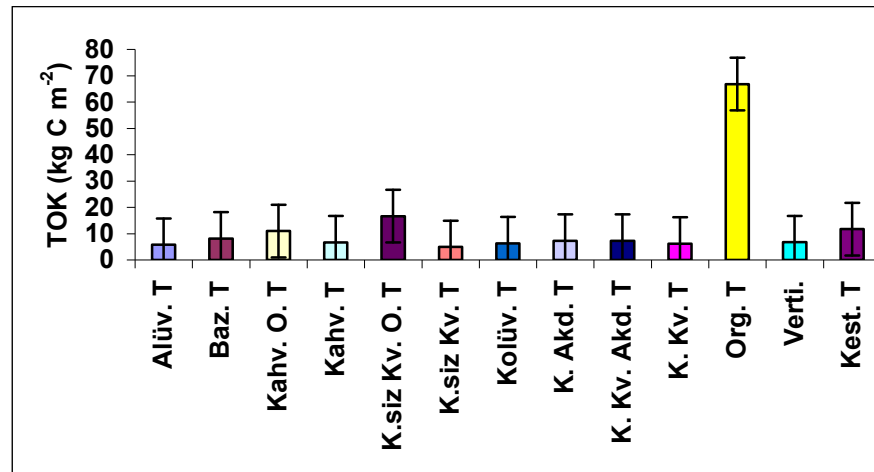
Çizelge 4.1. Güneydoğu Anadolu Bölgesinde bulunan büyük toprak grupları ve kapladığı alanlar

Büyük Toprak Grupları (BTG)	Alan (ha)	Alan dağılımı (%)
Alüviyal Topraklar	74 092.62	0.98
Bazaltik Topraklar	896 661.18	11.83
Kahverengi. Orman Toprakları	1 903 105.60	25.11
Kahverengi Topraklar	877 553.08	11.58
Kireçsiz Kahverengi Orman T	247 023.56	3.26
Kireçsiz Kahverengi Topraklar	116 339.32	1.53
Kolüviyal Topraklar	248 261.77	3.28
Kırmızı Akdeniz Toprakları	56 038.80	0.74
Kırm Kahverengi Akdeniz T	36 755.23	0.48
Kırmızımsı Kahverengi T	2 642 781.20	34.87
Organik Topraklar	2 453.13	0.03
Vertisoller	1 201.96	0.02
Kestanerengi Topraklar	88 546.37	1.17
Yerleşim alanları	388 865.53	5.13
Regosoller	484.23	0.00006
Toplam	7 580 164.23	100.00

4.1.1. Bölgede 100 cm'de TOK miktarları

a) Birim alanda TOK miktarları

GAP Bölgesinde 100 cm toprak kalınlığında Kireçsiz Kahverengi Orman toprakları 16.64, Kestane rengi topraklar 11.70, Kahverengi Orman toprakları 11.02, Bazaltik topraklar 8.14, Kırmızı ve Kırmızı Kahverengi Akdeniz toprakları 7.29, Vertisoller 6.77, Kahverengi topraklar 6.72, Kolüviyal topraklar 6.36, Alüviyal topraklar 5.78, Kırmızımsı Kahverengi topraklar 6.20 ve Kireçsiz Kahverengi topraklar 4.96 kg C m⁻² TOK içermektedir. Bölgede yerel olarak bulunan Organik topraklarda açılan toprak profilinde alınan örneklerde ise bu miktar 66.79 kg C m⁻² bulunmuştur (Şekil 4.1).



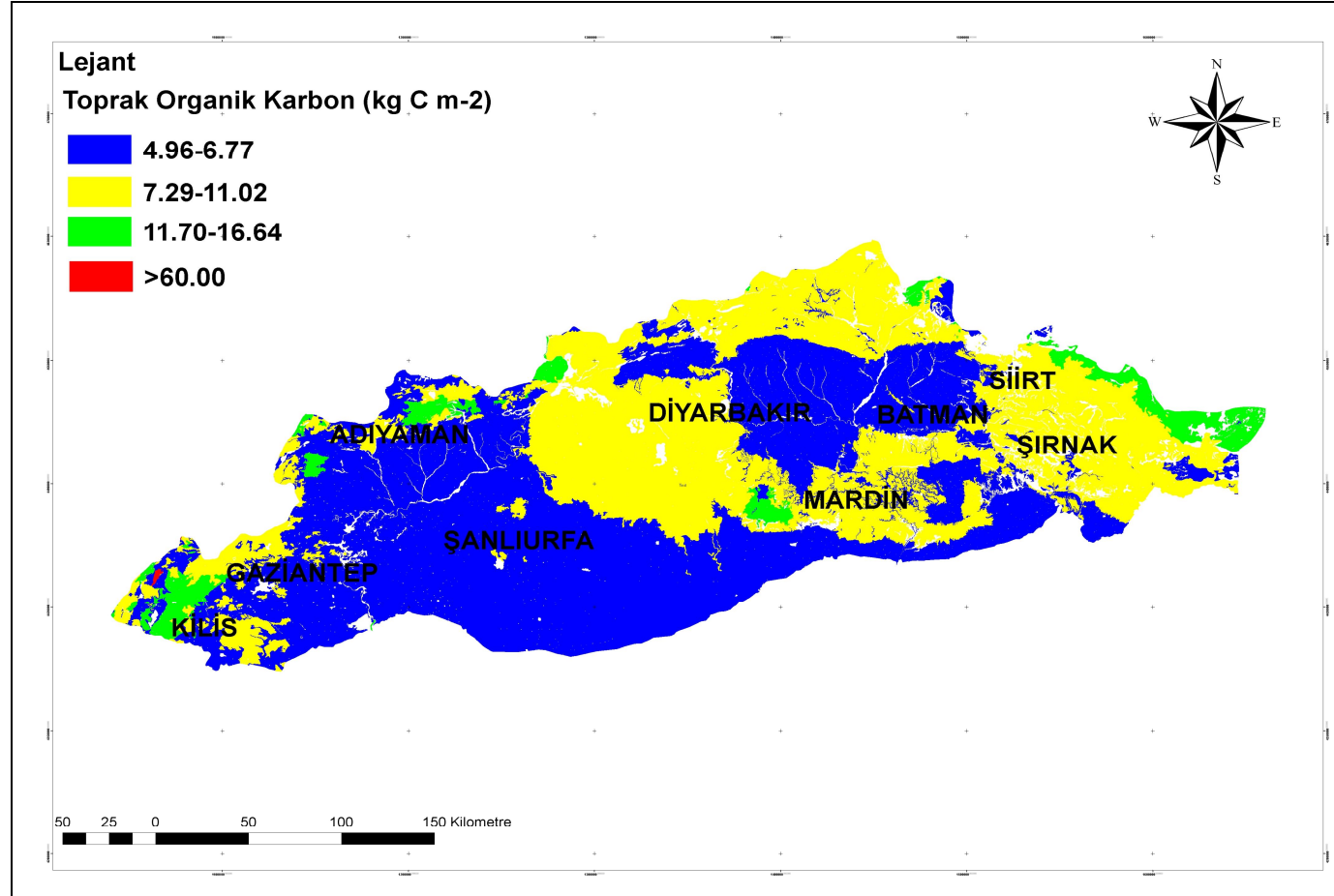
Şekil 4.1. Büyük toprak gruplarının 100 cm derinlikte TOK miktarları (kg C m⁻²)

Alüv: Alüviyal Kahv. O:Kahverengi Orman K.siz Kv. O:Kireçsiz Kahverengi Orman
 Baz: Bazaltik Kahv: Kahverengi K.siz Kv: Kireçsiz Kahverengi
 K.Akd: Kırmızı Akdeniz K.Kv: Kırmızımsı Kahverengi Kest: Kestanerengi
 K.Kv. Akd: Kırmızı Kahverengi Akdeniz
 Kolüv: Kolüviyal Org: Organik Vert: Vertisoller

Bölgede 100 cm'de TOK miktarları şekil 4.2'de de görüldüğü yüksek kodlu alanlar ile düşük kodlu alanlar olarak 2 grup halinde ortaya çıkmaktadır. Ancak TOK miktarlarını ayrıntılı olarak göstermek için 4 grup altında incelenmiştir. Buna göre:

1) 4.96 – 6.72 kg C m⁻² arasında değişmektedir. Bu aralığa giren BTG'ları sırasıyla Kireçsiz Kahverengi, Alüviyal, Kolüviyal, Vertisoller, Kırmızımsı Kahverengi ve Kahverengi topraklarıdır.

- 2) 7.29 – 11.02 kg C m⁻² arasında olanlar Kırmızı Akdeniz, Kırmızı Kahverengi Akdeniz, Bazaltik ve Kahverengi Orman topraklarıdır,
- 3) 11.70 – 16.64 kg C m⁻² arasında olanlar Kestanerengi ve Kireçsiz Kahverengi orman topraklarıdır, ve
- 4) Yerel Organik topraklarda > 60 kg C m⁻² belirlenmiştir. Son gurup dışında, Şekil 4.2 de de görüldüğü gibi baskın topraklar iki grupta olmakla birlikte bölge topraklarını üç grup altında toplamak mümkündür.



Şekil 4.2. Güneydoğu Anadolu Bölgesi topraklarının 100 cm²'de TOK miktarları

b) TOK'un birikme hızları

Toprak yaşının 4 200 olduğu kabul edilirse, 100 cm derinlikte ortalama olarak TOK'un birikme hızı en fazla Kireçsiz Kahverengi Orman topraklarında 3.96 ve en az ise Kireçsiz Kahverengi topraklarında 1.18 g C m⁻² y⁻¹ olarak hesaplanmıştır. Yerel olarak bulunan Organik topraklarda ise birikme hızı 15.90 g C m⁻² yıl⁻¹ olarak belirlenmiştir. Birikme oranı Organik topraklar dışında en fazla ormanlık alanlarda görülmektedir (Çizelge 4.2). Ormanlık alanlarında eğimin fazla olmasına rağmen birikimin de fazla olması yüksek yağış ve düşük sıcaklık koşullarına bağlanmaktadır. Yüksek yerlere çıkıldıkça yağışın artmasına bağlı olarak biomas da artmaktadır. Biyomasa bağlı olarak ta TOK artmaktadır. Bu alanlarda sıcaklık düşük olduğu için parçalanma da düşüktür. Böylece biriken TOK parçalanana TOK'tan daha fazla olduğu için karbon birikmektedir.

Bölge topraklarında 100 cm toprak kalınlığında toplam alansal TOK stokları en fazla Kahverengi Orman toprakları 209.72 ve en az ise Vertisollerde 0.08 Tg C saptanmıştır. Diğer büyük toprak grupları ve TOK stokları (Çizelge 4.3) verilmiştir. Buna GAP Bölgesinde bu derinlikte toplam stoku 0.63 Pg C olarak hesaplanmıştır.

Çizelge 4.2. Büyük toprak gruplarında TOK'un 100 cm'de birikme hızları (g C m⁻² y⁻¹)

Büyük Toprak Grupları	g C m ⁻² y ⁻¹
Alüviyal Topraklar	1.38
Bazaltik Topraklar	1.92
Kahverengi Orman Toprakları	2.62
Kahverengi Topraklar	1.60
Kireçsiz Kahverengi Orman Toprakları	3.96
Kireçsiz Kahverengi Topraklar	1.18
Kolüviyal Topraklar	1.51
Kırmızı Akdeniz Toprakları	1.72
Kırmızı Kahverengi Akdeniz Toprakları	1.72
Kırmızımsı Kahverengi Topraklar	1.48
Vertisoller	1.61
Kestanerengi Topraklar	2.79
Organik Topraklar	15.90

c) TOK stokların alansal dağılımı

Bölge topraklarının %25'ini oluşturan Kahverengi Orman toprakları karbon stoklarının %33.22'sini oluşturmaktadır (Çizelge 4.3). Kahverengi Orman topraklarının baskın olduğu bölgelerde yağış miktarı fazla, evapotranspirasyon oranı düşük, işleme az veya hiç yoktur. Aynı zamanda bu alanlarda sıcaklıkta düşüktür. Sıcaklığın düşük olması organik maddenin parçalanma hızının yavaş olması demektir. Biomas fazla ayrışma az olduğunda birikme de fazla olmaktadır. Yağış miktarı artıkça biomasta böylece artmaktadır.

Çizelge 4.3. Büyük toprak gruplarının TOK stoklarının bölgede % dağılımı ve miktarları

Büyük Toprak Grupları	Alan (ha)	Alan dağılımı (%)	Stoklara göre dağılımı (%)	TOK (Tg)
Alüviyal T	74092.62	0.98	0.68	4.28
Bazaltik T	896661.18	11.83	11.56	72.99
Kahverengi Orman T	1903105.61	25.11	33.22	209.72
Kahverengi T	877553.08	11.58	9.34	58.97
Kireçsiz Kahverengi Orman. T	247023.56	3.26	6.51	41.10
Kireçsiz Kahverengi T	116339.32	1.53	0.91	5.77
Kolüviyal T	248261.77	3.28	2.50	15.79
Kırmızı Akdeniz T	56038.8	0.74	0.65	4.09
Kırmızı Kahverengi Akdeniz T	36755.23	0.48	0.42	2.68
Kırmızımsı Kahverengi T	2642781.18	34.87	25.95	163.85
Organik T	2453.13	0.03	0.26	1.64
Vertisoller	1201.96	0.02	0.01	0.08
Kestanerengi T	88546.37	1.17	1.64	10.36
Yer. alan	388865.53	5.13	6.34	40.00
Toplam	7579805.20	100.00	100.00	631.33

TOK=Toprak organik karbon, T= toprak

Batjes, (2006) ve Guo and Gifford (2002)'a göre çayır alanlarının orman alanlarına dönüştürülmesi durumunda stoklarının daha da artacağını belirtmiştir. Bradley (2005) ve Tarnocai and Lacelle (1996)'e göre ormanlaşmaya bağlı olarak da yağış artmaktadır. Tomlinson and Milne (2006) ise Kuzey İrlanda topraklarında karbonun depolarının %75'inin orman alanlarında bulunduğunu belirtmişlerdir.

Kırmızımsı Kahverengi topraklar bölgenin %35'ini kapsamakta olup C stoklarının %25.95'ine sahiptir. Bu toprak grubunun olduğu alanlar genel olarak tarımın yapıldığı ve bitki gelişimi için yağışın kısıtlayıcı olduğu alanlar olarak

bilinmektedir. Gerek iklim parametrelerinden ve gerekse yoğun sürüm nedeniyle bu topraklarda TOK miktarları düşüktür. Vertisol toprak grubu GAP alanının %0.02'lik gibi çok küçük bir alanına sahiptir ve C stoklarının %0.01'ini oluşturmaktadır (Çizelge 4.3). Kendi gözlemlerimize göre gerçekte bu topraklar bölgede daha yaygın bir alan kapsamaktadır. Bu toprak grubunun bulunduğu alanlar ise yüksek sıcaklık, düşük yağış, anız yakılması, anızların yakacak olarak toplanması ve yoğun tarım tekniklerinden dolayı TOK stokları düşüktür. Öte yandan bölge genelinde topraklarda kil miktarının fazla olması, TOK açısından olumlu bir özelliktir. Bilindiği gibi killi topraklar TOK ile kompleks bileşikler oluşturarak okside olmasını engellemektedir.

Dünya genelinde topraklardaki karbon bitkilerde tutulanın yaklaşık üç katı kadardır (Schlesinger, 1985). Post et al. (1982)'e göre karasal karbonun yaklaşık %27'si tundra ve boreal (soğuk bölge ormanları) ekosistemlerinde bulunmaktadır. Tahminlere göre olası iklim değişimlerinde en fazla bu alanların etkileneceği söylenmektedir. Sıcaklıktaki artış Cryosoller ve Organik toprakların ciddi bir biçimde degradasyonunu etkileyecektir. Bu topraklar şimdi karbon depolama yerleri olarak belirtilirken sera gazlarının artması ve küresel ısınmanın sonucu olarak metan ve CO₂ kaynağı olacaklardır. Bu da ekosistem bileşenleri için yıkıcı sonuçlar doğurabilir.

Çizelge 4.4. Tunus toprak gruplarının TOK stokları (Tg)

Toprak Ordosu	TOK Stokları
	0-100 cm
Lithosoller	160.76
Regosoller	319.16
Cambisoller	245.57
Vertisoller	16.24
Kastanozemler	128.26
Podzoluvisoller	19.68
Luvissoller	9.43
Solonchaklar	102.11
Gleysoller	5.50
Toplam (Pg C)	1.00

Nadhem et al. (2009)'a göre Tunus topraklarında TOK stoklarını 0 – 30 cm kalınlıkta 0.405 Pg C, 0 – 100 cm'de ise 1.006 Pg C hesaplamışlardır. Toprak karbon stoklarının 0 – 100 cm'lerde dağılımı Çizelge 4.4.te verilmiştir.

Darwish et al. (2009) 'un Lübnan'da 11 toprak grubunda yaptıkları çalışmada 0 – 10 cm'de TOK stoklarını 0.38 Pg C ve 0 – 30 cm'de ise 0.83 Pg C olduğunu bildirmektedirler. Sonuçların Batjes (1996)'e göre elde edilen sonuçlarla uygunluk gösterdiği beyan edilmiştir.

Neufeldt (2005)'te Almanya'nın Baden – Württemberg eyaletinde 0 – 100 cm derinlikte topraklarda TOK stoklarını belirlemiştir. Bu eyaletin başkenti olan Stuttgart ta yağışın 700 mm olması nedeniyle yeşil alanlar fazladır. Çalışmaya göre tarım topraklarının ortalama karbon içeriği 12.4 kg C m⁻² olarak hesaplanmıştır. Grabe et all (2003) Saksonya – Anhalt eyaletinde ortalama karbon içeriğini 11.2 kg C m⁻² ve orman toprakları için 12.1 kg C m⁻² olduğunu bulmuşlardır. Saksonya bölgesinde yağışın 500 - 600 mm ye düşmesi azalan karbon miktarında da görülmektedir.

Kern et al. (1997)'un Amerikanın Kuzey batı eyaletlerindeki topraklar üzerinde yaptıkları çalışmalardan anlaşıldığına göre bu bölge ile GAP arasında benzerlikler görülmektedir. Soil Txonomy (Soil Survey Staff, 2006)'ye göre yapılan sınıflandırmalarda GAP Bölgesinde Calciorthidler (Kemlin, Hancağız, Suruç, Hilvan, Bozova, Birecik, Harran) 8.70 kg C m⁻², Camborhidler (Suruç, Bozova, Birecik, Harran) 6.10 kg C m⁻², Torrifluentler (Harran, Birecik, Suruç, Hancağız, Kemlin) 9.90 kg C m⁻², Xerofluentler (Besni – Keysu - Kızılin) 7.60 kg C m⁻², Torriorthentler (Harran, Suruç, Hancağız, Kemlin) 4.50 kg C m⁻², Xerorthentler (Besni – Keysun – Kızılin, Kahta) 9.60 kg C m⁻², Xerochreptler (Besni – Keysun – Kızılin, Kahta, Araban, Yavuzeli) 8.60 kg C m⁻², Calcixerertler (Hilvan, Kahta) 6.50 kg C m⁻², Chromoxerertler (Araban, Yavuzeli) 6.50 kg C m⁻², Haploxerertler (Hilvan, Kahta) 3.80 kg C m⁻² olarak hesaplanmıştır. Bu sonuçlara göre değerler 3.80 ve 9.90 kg C m⁻² arasında değişmektedir. Bu önemli değişikliğin ana nedenleri

arasında iklim (özellikle yağış ve sıcaklık), denizden yükseklik, toprak eğimi, ve toprak işlenmesi en önemli faktörlerdir.

Boyadgiev et al. (1994)'a göre Bulgaristan topraklarının 100 cm toprak kalınlığında TOK stokları 1.4 Pg C olarak belirlenmiştir. Araştırmacılar TOK miktarı ve stokları iklim, pedoiklim, bitki artıkları, ana kaya, toprak oluşum prosesleri, biyolojik aktiviteler tarafından etkilendiği belirtmişler. Bu değer dünya topraklarının yaklaşık olarak %0.1'ine denk gelmektedir (Çizelge 4.5). Bulgaristan'nın toplam alanı 11 0879 km² dir. Türkiye'nin 1/7.1 olduğu düşünülürse, Bulgaristan topraklarının Türkiye'den daha fazla organik madde içerdiği anlaşılmaktadır.

Çizelge 4.5. Bulgaristan topraklarının TOK stokları (Pg C)

Toprak Sınıfı		Alan (x10 ⁶ da)	TOK Stokları (x10 ⁶ Mg)
Bulgaristan Sınıf	Toprak Taksonomisi	-	-
Chernozems	-	-	-
1. Calcerus	-	-	-
2. Typical	Haploxerolls	18.72	226.83
3. Leached	Haplostolls	11.22	165.13
4. Degrade	Argiustolls	2.18	31.14
Smolnitza soils	Pelxererefs	6.08	190.97
	Pelusterts	-	-
	Peluderts	-	-
Grey Cynamonic forest soils	Argiudolls	2.83	35.66
	Haplustolls	11.37	116.36
	Hapludalfs	5.49	47.36
Mountain Meadow soils	Cryochrepts	1.73	108.80
Cynamonic Forest soils	Haplustalfs	24.29	237.40
	Abaqualfs	5.06	31.97
Yellow Podzolic soils	Haplustults	0.27	1.97
Brown Forest soils	Haplumtrepts	17.29	168.47
Rendzinas	Rendolls	3.04	44.08
Toplam			1.4 Pg C

Batjes (2000; 2008) SOTERCAF metodu ile yapılan çalışmasında Afrika'da ortalama olarak TOK miktarı 0 – 1 m için 8.20 – 8.40, kg C m⁻² elde etmiştir. Batjes (2004)'in kullandığı WISE database modelini kullanarak elde edilen sonuçlara göre ise TOK miktarı 0 - 1 m için 8.10 – 8.30 kg C m⁻² saptamış ve benzerlik gösterdiği sonucuna varılmıştır. Schwartz and Namri (2002) ise Congo Cumhuriyeti için 1 m'de

10.80 kg C m⁻², saptamıştır. Aynı çalışmada farklı iklim zonlarına göre bölgelerin 1 m toprak kalınlığında organik karbon miktarları sırasıyla aşırı humid alanlarında (tüm yıl yağışlı) 22.1 – 22.7, humid alanlarında (kuru kış sezonu) 14.40 – 14.70, humid ekvatorial tropiklerden tüm yıl nemli alanlarda (kuru dönemi olmayan) 8.40 – 8.60 ve kısa kuru dönemli alanlarda (yıl boyunca ağır yağmurlu) 8.90 – 9.10, savana tipi tropikal alanlar (kuru kış) 7.60 – 7.70 kg C m⁻² olarak belirlemiştir.

Batjes (2008)'e göre Afrika'nın toplam TOK stokları 1 m'de 170 – 179 Pg C dir. Ortalama olarak TOK miktarı 100 cm'de 6.00 kg C m⁻² hesaplamıştır. Agro – Ekolojik bölgelere göre karbon miktarları 1 m'de arid bölgelerde 2.90 – 3.30, yaz yağmurlu subtropiklerde 6.10 – 6.40, kış yağmurları subtropiklerde 5.20 – 5.60, ılıman bölgelerde (Akdeniz) 4.60 – 5.50, serin humid tropiklerde 9.20 – 9.40, kurak ılıman mevsimli tropiklerde 6.40 – 6.70, soğuk tropiklerde 8.30 – 8.60 kg C m⁻² hesaplamıştır. Bölge bazında değerler aynı derinlikte Kuzey Afrika'da 4.00 – 4.40, Batı Afrika'da 4.20 – 4.50, Güneydoğu Afrika'da 5.30 – 5.50, Doğu Afrika'da 7.20 – 7.50, Orta Afrika'da 8.10 – 8.30 ve Afrika'nın tümü için ortalama 5.7 – 6.0 kg C m⁻² olarak hesaplamıştır. Araştırmacı tropikal ve subtropikal bölgelerde tarım yönetim pratiklerinin geliştirilmesi ve özellikle degrade olmuş ekin alanları, çayırlar, ıslak ve peat alanları gibi yerlerin korunmasıyla mevcut TOK stoklarının artırılabilceğini ifade etmektedir. Bu değerlere göre orta Afrika'nın tropikal bölgeleri dışında kalan yerlerinde karbon oranları GAP bölgesinin güney kesimine benzemekle birlikte, kuzey kesimi Afrika'nın tropikal bölgelerinden daha fazla organik madde içermektedir

Rosell and Galantini (1997)'ye göre Güney Amerika topraklarının karbon içeriğinin 1 m kalınlıkta genelde normal ve yeterli düzeyde olduğunu belirtmişlerdir. Toprakların ortalama karbon içeriği Oxisoller, Ultisoller, Alfisoller ve Mollisol ordolarının tropiklere düşen kesiminde 8.30 ve sıcak bölgelerde ise 7.40 kg C m⁻² olmakla birlikte birbirine benzediği görülmektedir.

Tarnocai (1997) Kanada'nın 9 büyük toprak gruplarında 1 m derinlikte sırasıyla Brunisol (Inceptisol) 9.30, Chernozemler (Boreal) 12.40, Crysol (Pergellik

alt grubu) 40.60, Gleyisol (Aqu – alt ordolar) 20.00, Luvisol (Boreal ve Udalf) 9.30, Organik (Histosol) 133.70, Podzol (spodosol) 19.30, Regosol (Entisol) 11.80, Solonetz (Mollisol ve Alfisol) 11.50 kg C m⁻² organik karbon olduğu belirtmektedir. Düşük pH, ve besin statüsü ile anaerobik koşullar organik topraklarda karbon birikmesine neden olmaktadır. Cryosollerde ise düşük pH, anaerobik koşullar, toprak sıcaklığının az olması bu ordoya giren toprakların diğer ordolara göre daha fazla karbon depolanmasına neden olmaktadır.

Batjes (2001) Senegal’de toprak tiplerine göre 1 m toprak derinliğinde TOK belirlenmesinde Cambic Arenosoler için 1.00, ormanlar altındaki Plinthic Ferralsol için 7.20, kısa çayır ve çeltik vejetasyonlu Dystric Fluvisoller için ise 30.00 kg C m⁻² karbon bulmuştur. Dystric Fluvisollerin yüksek çıkmasının nedenini ise nehir taşkınlu ovada yeterli toprak nemine ve besin elementlerinin varlığına bağlamıştır.

Dünya topraklarında 1 m derinlikte toplam 1 500 Pg C (Eswaran et al., 2000), 1 526 Pg C (Lal and Kimble, 2000a), 1 462 – 1 584 Pg C (Batjes, 1996), 1 400 – 1 500 Pg C (Lal, 1995) olduğu tahmin edilmiştir (Lal and Kimble, 2000a) (Çizelge 4.6).

Çizelge 4.6. Dünya topraklarının toprak organik karbon Stokları (Eswaran et al., 2000)

Toprak Ordoları	Alan (Mha)	Toprak organik karbon	
		Yoğunluk (ton ha ⁻¹)	Havuz (Pg)
Alfisol	1 262	125	158
Andisol	91	220	20
Aridisol	1 570	38	59
Entisol	2 114	42	90
Gelisol	1 126	281	316
Histosol	153	1 170	179
Inceptisol	1 286	148	190
Mollisol	901	134	121
Oxisol	981	128	126
Spodosol	335	191	62
Ultisol	1 105	124	137
Vertisol	316	133	42
Toplam	11 240	2 734	1 500

Türkiye’de ise bu değer 1/189’u olacağı düşünürsek yaklaşık olarak 7.83 Pg karbon olacağı tahmin edilebilir. Bununla birlikte Amthor et al. (1998) Türkiye

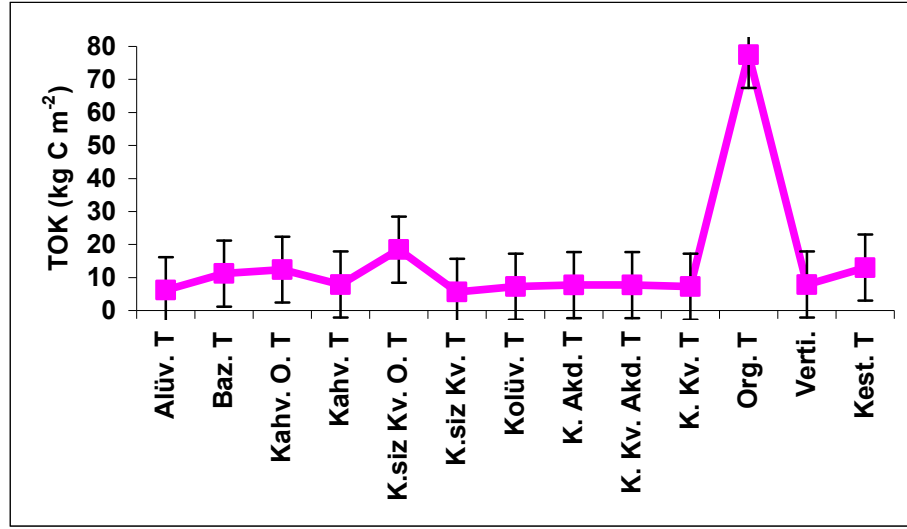
topraklarında toplam 6.79 Pg C olduğu hesaplamışlardır. Bu araştırmacılar bitki ve toprakta toplam 7.72 Pg C olduğunu söylemektedirler. Bu bilgilerin ışığında GAP Bölgesinde 100 cm toprak derinliğinde 0.631 Pg C bulunması hesaplamalarımızın sağlıklı olduğunu göstermektedir (Çizelge 4.6).

Pal et al. (2000) ve Nordt et al. (2000)'a göre Hindistan'da farklı bölge ve iklimlerde toprakların TOK birikim hızları sırasıyla arid bölgeler (soğuk) 2.00 – 4.00, arid (sıcak) 1.00 – 2.00, semi – arid (sıcak) 2.00 – 4.00, sub – humid (sıcak) 4.00 – 6.00, sub – humid / semi – arid (sıcak) 4.00 – 6.00, sub – humid / humid (ılıman) 4.00 – 6.00, sub – humid / humid (nemli) 10.00 – 12.00, perhumid (nemli) 12.50 – 15.00, , humid / perhumid (sıcak) 12.00 – 15.00 g C m⁻² yıl⁻¹ olarak hesaplamışlardır.

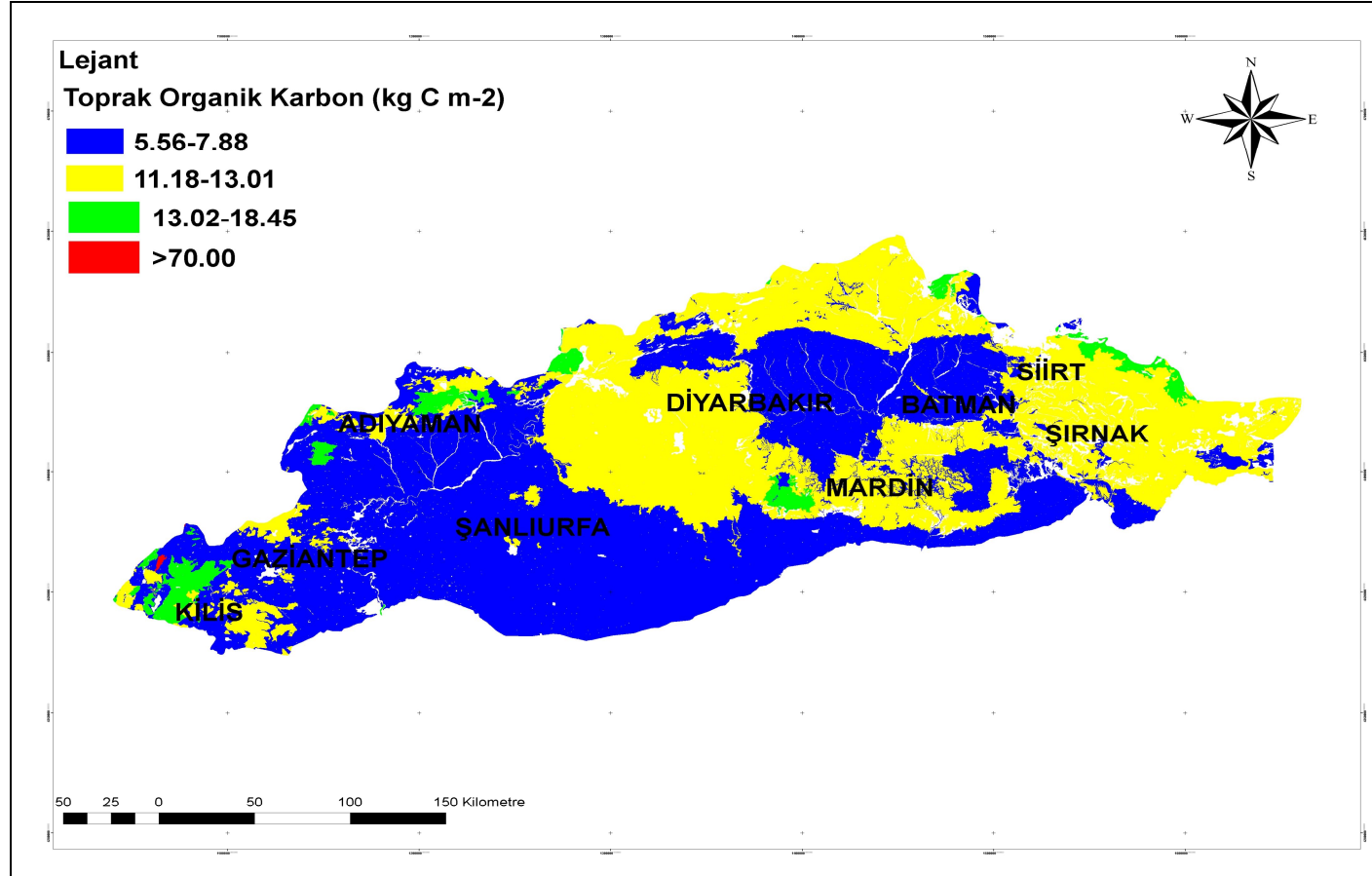
4.1.2 Bölgede 120 cm'de TOK miktarları

a) Birim alanda TOK miktarları

GAP Bölgesi topraklarında açılan profillerde 120 cm toprak kalınlığında TOK miktarları sırasıyla Kireçsiz Kahverengi Orman toprakları 18.54, Kestanerengi topraklar 13.01, Kahverengi Orman toprakları 12.39, Bazaltik topraklar 11.18, Vertisoller 7.88, Kahverengi topraklar 7.86, Kırmızı ve Kırmızı Akdeniz toprakları 7.72, Kolüviyal topraklar 7.23, Kırmızımsı Kahverengi topraklar 7.22, Alüviyal topraklar 6.15 ve Kireçsiz Kahverengi topraklar 5.65 kg C m⁻² arasında değişmektedir. Şekil 4.3'te görüldüğü gibi TOK miktarları yerel alanda bulunan Organik topraklar hariç tutulursa, en fazla karbon miktarı genel olarak orman topraklarında görülmektedir.



Şekil 4.3. Büyük toprak gruplarının 120 cm derinlikte TOK miktarları (kg C m⁻²)



Şekil 4.4. Güneydoğu Anadolu Bölgesi topraklarının 120 cm'de TOK miktarlarının bölgesel dağılımı

Şekil 4.4'te görüldüğü gibi bölgede TOK miktarının Büyük toprak Gruplarına göre alansal dağılımı genel olarak 4 grupta toplanabilir;

- 1) 5.56 ile 7.88 kg C m⁻² arasında sırasıyla Kireçsiz Kahverengi, Alüviyal, Kolüviyal, Vertisoller, Kırmızımsı Kahverengi, Kahverengi, Kırmızı Akdeniz ve Kırmızı Kahverengi Akdeniz topraklarından oluşmaktadır. Bu alanlar bölgenin düşük kotlarında rastlamaktadır.
- 2) 11.18 ile 13.01 kg C m⁻² arasında olanlar Bazaltik, Kestanerengi ve Kahverengi Orman topraklarıdır. Bu alanlarda bölgenin nispeten yüksekliklerinde bulunmaktadır, Bu gruba girenler çok az bir alan kaplamaktadır.
- 3) 13.02 ile 18.45 kg C m⁻² arasında olanlar Kireçsiz Kahverengi orman topraklarından oluşmaktadır. Bölgede en fazla toprak bu kuzey kesimlerinde bulunmaktadır ve birinci gruba birlikte bölgede hakim ikinci grubu oluşturmaktadır.
- 4) Bu bölge > 70 kg C m⁻² ise Taşhöyük, Zincirlihöyük ve Elbistanhöyük arasında bulunan ve 2 453 ha Organik topraklar izlemektedir. Kapladığı alan açısından en küçük grubu oluşturmaktadır.

b) TOK'un birikme hızları

Çizelge 4.7'de görüldüğü gibi 120 cm toprak kalınlığında organik karbonun birikme hızları en fazla ormanlık alanlardan bulunan Kireçsiz Kahverengi Orman topraklarında 4.39 g C m⁻² y⁻¹ ile en az birikme hızı 1.35 g C m⁻² yıl⁻¹ ile Kireçsiz Kahverengi topraklarda bulunmaktadır. Buna göre, birikme hızı en fazla olan Organik topraklar dışında, en yüksek birikme hızı orman alanlarında görülmektedir. Bu alanlarda yağış fazla sıcaklık az ve parçalanma yavaştır.

Çizelge 4.7. Büyük toprak gruplarının 120 cm'de TOK'un birikme hızları ($\text{g C m}^{-2} \text{y}^{-1}$)

Büyük Toprak Grupları	$\text{g C m}^{-2} \text{y}^{-1}$
Alüviyal Topraklar	1.46
Bazaltik Topraklar	2.66
Kahverengi Orman Toprakları	2.95
Kahverengi Topraklar	1.87
Kireçsiz Kahverengi Orman Toprakları	4.39
Kireçsiz Kahverengi Topraklar	1.35
Kolüviyal Topraklar	1.72
Kırmızı Akdeniz Toprakları	1.84
Kırmızı Kahverengi Akdeniz Toprakları	1.84
Kırmızımsı Kahverengi Topraklar	1.72
Organik Topraklar	15.90
Vertisoller	1.88
Kestanerengi Topraklar	3.10

c) TOK stokların alansal dağılımı

Bölge topraklarında 120 cm derinlik esasında yapılan hesaplarda TOK stokları en az Vertisollerde 0.09 Tg ve en fazla stok ise Kahverengi Orman topraklarında 235.79 Tg C bulunmuştur. Yerel bölgede bulunan Organik topraklarda ise 1.90 Tg karbon belirlenmiştir. Buna göre 120 cm toprak kalınlığında TOK stokları toplamı 0.73 Pg C dir (Çizelge 4.8).

Çizelge 4.8. Güneydoğu Anadolu Bölgesi büyük toprak gruplarının 120 cm'de bölgesel TOK stokları

BTG	Alan (ha)	Alan dağılımı (%)	Toplam stoklara göre dağılımı (%)	TOK stokları (Tg C)
Alüv. T	74092.62	0.98	0.69	4.56
Baz. T	896661.18	11.83	13.19	100.25
Kahv. O. T	1903105.61	25.11	34.51	235.79
Kahv. T	877553.08	11.58	9.44	68.98
K.siz Kv. O. T	247023.56	3.26	6.18	45.58
K.siz Kv. T	116339.32	1.53	0.83	6.57
Kolüv. T	248261.77	3.28	2.20	17.95
K. Akd. T	56038.8	0.74	0.56	4.33
K. Kv. Akd. T	36755.23	0.48	0.37	2.84
K. Kv. T	2642781.18	34.87	25.36	190.81
Org. T	2453.13	0.03	0.29	1.90
Verti.	1201.96	0.02	0.01	0.09
Kest. T	88546.37	1.17	1.61	11.52
Yer. alan	388865.53	5.13	4.75	40.00
Toplam	7579805.20	100.00	100.00	731.16

Landi (2002), Landi et al. (2003) ve Landi and Mermut (2006)'a göre Kanada'nın Saskatchewan bölgesinde 120 cm derinlikte, birim alan hesabı ile, ortalama olarak TOK miktarlarını Kahverengi topraklarda 9.10, Koyu Kahverengi topraklarda 11.70, Kara topraklarda 14.90, Rego Kara Çernozem topraklarda 21.00 kg C m⁻² saptamışlardır. Huang and Schoenau (1996)'da Saskatchewan'ın aspen (bodur ağaç) ormanları altındaki Gri Luvisol (Alfisoller) topraklarında 9.92 kg C m⁻² bulmuşlardır. Ayrıca araştırmacılar karbon birikim oranlarının sabit olmadığı arazi yüzeyine, vejetasyona, iklime ve lokal su tablası arasındaki dinamiklere bağlı olduğunu ifade etmişlerdir.

Landi (2002), Landi et al. (2003) ve Landi and Mermut (2006)'a göre Kanada topraklarında 120 cm toprak kalınlığında TOK'un birikme hızlarını Kahverengi topraklarda 0.57, Koyu kahverengi topraklarda 0.90, Siyah topraklarda 1.18, Gri topraklarda 0.48, Rego Siyah Çernozem topraklarda ise 1.83 g m⁻² C yıl⁻¹ olarak belirlemişlerdir. Harden et al. (1992)'de Kuzey Amerika'nın glasiyal bölgelerindeki Mollisoller (Kara ve Koyu Kahverengi Çernozemlere benzer topraklarda) 2.00 ve Alfisollerde (Gri topraklara benzeyenler) 0.27 g m⁻² C yıl⁻¹ belirlemişlerdir. Harden et al. (1992)'a göre tüm topraklarda net karbon birikimi toprak oluşumunun ilk aşaması sırasında büyük olduğu söylemektedir. Çalışma alanımızda değerlerin yüksek çıkması bu görüşü doğrulamaktadır.

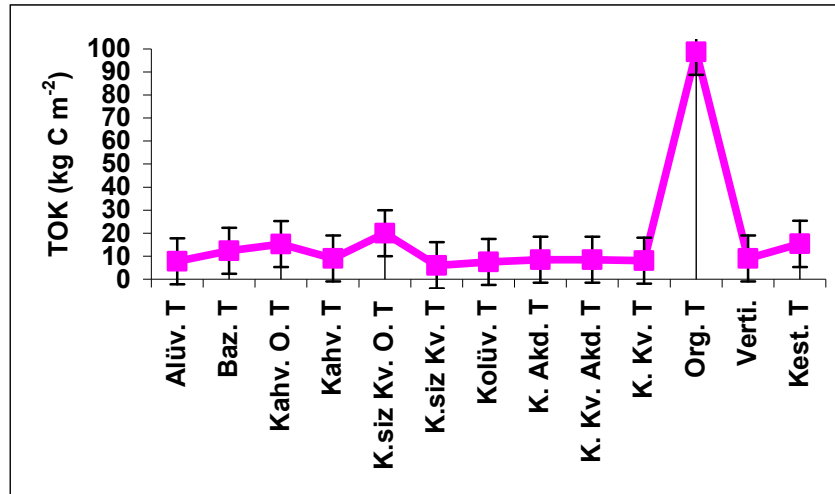
Landi et al. (2003) ve Landi (2002)'e göre toprakta üretilen karbondioksitin bir kısmı sekonder karbonatlara dönüştüğü, bunun NPP (net primary production, NPP; NİÜ)'nin yüzdesinden (%) çıkartılarak belirlendiği ve geri kalan kısmın ise atmosfere salındığını belirtmişlerdir. Chadwick et al. (1994)'a göre sıcak çayır alanlarında NPP'nin %98'inden fazlası respirasyon sırasında atmosfere salındığı belirtilmiştir. Dünya çapında ortalama karbon depolama miktarı NPP'nin %0.7'si kadar olduğu tahmin edilmektedir (Schlesinger, 1997). Landi et al. (2003)'un yapmış oldukları çalışmalara göre NPP'nin yaklaşık olarak %99'unu toprak respirasyonu sonucu CO₂ olarak atmosfere geri verildiği ifade edilmektedir.

Mermut and Acton (1984)'e göre alt topraktaki organik karbonun A horizonlarındaki organik karbondan daha yaşlı olduğu belirtilmiştir. Bu araştırmaya göre, yüzey toprağında bulunan organik maddenin daha hızlı bir biçimde okside olduğu anlaşılmaktadır

4.1.3 Bölgede 160 cm'de TOK miktarları

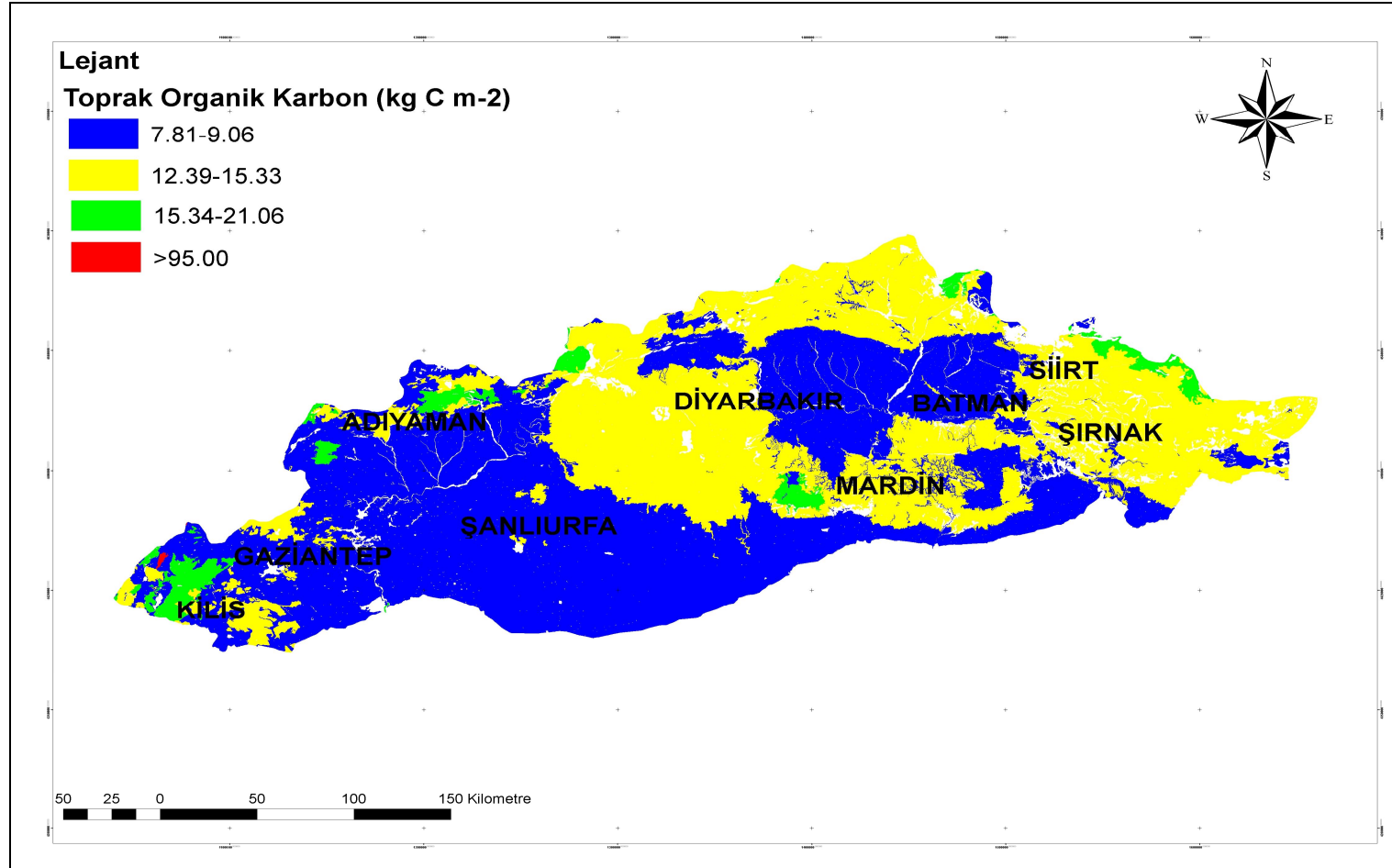
a) Birim alanda TOK miktarları

Güneydoğu Anadolu Bölgesi büyük toprak gruplarında yapılan çalışmada 160 cm toprak kalınlığında TOK miktarları şekil 4.5'te verilmiştir. Buna göre Kireçsiz Kahverengi orman topraklarında 21.06, Kestanerengi 15.33, Kahverengi Orman topraklarında 15.27, bazaltik topraklarda 12.39, Vertisol ve Kahverengi topraklarda 9.06, Kırmızı ve Kırmızı Kahverengi topraklarda 8.44, Kırmızımsı Kahverengi topraklarda 8.08, Alüviyal topraklarda 7.81, Kolüviyal topraklarda 7.46 ve Kireçsiz kahverengi topraklarda ise 6.03 kg C m⁻² saptanmıştır. Lokal olarak buluna Organik topraklarda bu miktar 98.72 kg C m⁻² belirlenmiştir.



Şekil 4.5. Büyük toprak gruplarının 160 cm'de TOK miktarları (kg C m⁻²)

Alüv: Alüviyal Kahv. O:Kahverengi Orman K.siz Kv. O:Kireçsiz Kahverengi Orman
 Baz: Bazaltik Kahv: Kahverengi K.siz Kv: Kireçsiz Kahverengi
 K.Akd: Kırmızı Akdeniz K.Kv: Kırmızımsı Kahverengi Kest: Kestanerengi
 K.Kv. Akd: Kırmızı Kahverengi Akdeniz Vert: Vertisoller
 Kolüv: Kolüviyal Org: Organik



Şekil 4.6. Güneydoğu Anadolu Bölgesi topraklarının 160 cm'de TOK miktarlarının bölgesel dağılımı

Şekil 4.6'da görüldüğü gibi bölgede TOK miktarı genel olarak 4 grup altında incelenebilir. Bunlar:

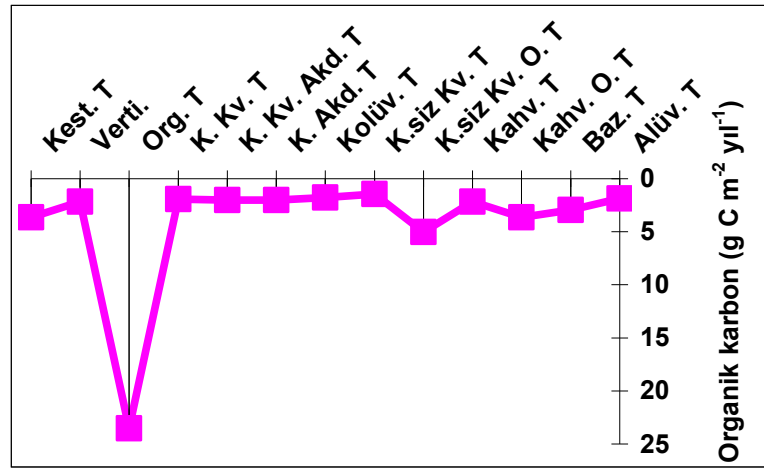
- 1) 7.81 ile 9.06 kg C m⁻² arasında olan sırasıyla Kireçsiz Kahverengi, Alüviyal, Kolüviyal, Vertisoller, Kırmızımsı Kahverengi, Kahverengi, Kırmızı Akdeniz ve Kırmızı Kahverengi Akdeniz Büyük Toprak Gruplarıdır.
- 2) 12.39 ile 15.33 kg C m⁻² arasında olan Bazaltik, Kestanerengi ve Kahverengi Orman toprakları,
- 3) 15.34 ile 21.06 kg C m⁻² arasında olan Kireçsiz Kahverengi Orman toprakları, ve
- 4) Organik topraklarda ise bu miktar > 95 kg C m⁻²'den büyüktür.

b) TOK'un birikme hızları

Topraklarda 160 cm derinlik göz önüne alındığında organik karbonun birikme hızları Organik topraklar hariç tutulursa en fazla birikme Kireçsiz Kahverengi Orman topraklarında 5.01 ve en az ise Kireçsiz Kahverengi topraklarda 1.44 g C m⁻² yıl⁻¹ dir. (Şekil 4.7; Çizelge 4.9). Genellikle birikme hızı en fazla olan topraklar ormanlık alanlarında görülürken, en az ise düşük kotlarda yani düz ve düze yakın alanlarda görülmektedir.

Çizelge 4.9. Büyük toprak gruplarının 160 cm'de TOK'un birikme hızları

Büyük Toprak Grupları	g C m ⁻² yıl ⁻¹
Alüviyal Topraklar	1.86
Bazaltik Topraklar	2.95
Kahverengi Orman Toprakları	3.64
Kahverengi Topraklar	2.16
Kireçsiz Kahverengi Orman Topraklar	5.01
Kireçsiz Kahverengi Topraklar	1.44
Kolüviyal Topraklar	1.78
Kırmızı Akdeniz Toprakları	2.01
Kırmızı Kahverengi Akdeniz Toprakları	2.01
Kırmızımsı Kahverengi Topraklar	1.92
Organik Topraklar	23.50
Vertisoller	2.15
Kestanerengi Topraklar	3.65



Şekil 4.7. Büyük toprak gruplarının 160 cm'de organik karbonun birikme hızları (g C m⁻² yıl⁻¹)

c) TOK stokların alansal dağılımı

GAP topraklarında 160 cm toprak derinliğinde karbon stokları en az Vertisollerde 0.11 Tg ve en fazla stok ise Kahverengi Orman topraklarında 290.60 Tg bulunmuştur. Lokal alanda bulunan Organik topraklarda ise TOK stoku 2.42 Tg C belirlenmiştir. Toplamda da karbon stoku 0.84 Pg C olarak hesaplanmıştır. Diğer grupların TOK stokları ise çizelge 4.10'da verilmiştir.

Çizelge 4.10. Büyük toprak gruplarının 160 cm'de TOK stokları

BTG	Alan (ha)	Alan dağılımı (%)	Toplam stoklara göre dağılımı (%)	TOK stokları (Tg C)
Alüv. T	74092.62	0.98	0.69	5.79
Baz. T	896661.18	11.83	13.19	111.10
Kahv. O. T	1903105.61	25.11	34.51	290.60
Kahv. T	877553.08	11.58	9.44	79.51
K.siz Kv. O. T	247023.56	3.26	6.18	52.02
K.siz Kv. T	116339.32	1.53	0.83	7.02
Kolüv. T	248261.77	3.28	2.20	18.52
K. Akd. T	56038.8	0.74	0.56	4.73
K. Kv. Akd. T	36755.23	0.48	0.37	3.10
K. Kv. T	2642781.18	34.87	25.36	213.54
Org. T	2453.13	0.03	0.29	2.42
Verti.	1201.96	0.02	0.01	0.11
Kest. T	88546.37	1.17	1.61	13.57
Yer. alan	388865.53	5.13	4.75	40.00
Toplam	7579805.20	100.00	100.00	842.03

4.1.4. Harran ovası topraklarının organik karbon stokları

Güneydoğu Anadolu Bölgesinde bulunan Harran ovası 225 000 ha'lık bir alan kaplamaktadır. Düz ve düze yakın araziler üzerinde oluşan topraklar üzerinde sulu tarım yapılmaktadır. İklim kurak ve sıcak olup, yıllık ortalama yağış güneyde Akçakale ilçesinde 350 – 400 mm iken kuzeyde (ovanın bittiği sınır) 450 – 500 mm arasında değişmektedir. Harran Ovası topraklarının Toprak Taksonomisi Çizelge 4.11'de verilmiştir.

Harran ovasında 100 cm toprak kalınlığında TOK miktarları üç gruba ayrılmıştır.

i) 2, 11 ve 15'inci profillerin oluşturduğu grup 6.00 – 6.57 arasında,

ii) 12, 13 ve 14'üncü profilleri 7.00 – 7.63 arasında ve

iii) 1, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10 ve 16'ncı profiller ise 8.50 – 11.05 kg C m⁻² arasındadır. Genellikle ovanın kuzey kesimi daha fazla karbon içermektedir. Ovanın güneyinden (Akçakale) kuzeyine doğru (Çamlıdere, Osmanbey köyü) yağış miktarı artmaktadır. Bu artış tahmini olarak 100 – 125 mm arasında olduğu söylenmektedir. Yağışın güney kısmından fazla olması kuzeydeki alanlarda TOK miktarlarının fazla olmasına neden olmaktadır.

Çizelge 4.11. Harran Ovası topraklarının toprak taksonomisi (FAO/UNESCO, 1974; SSS, 1975; Dinç ve ark., 1998)

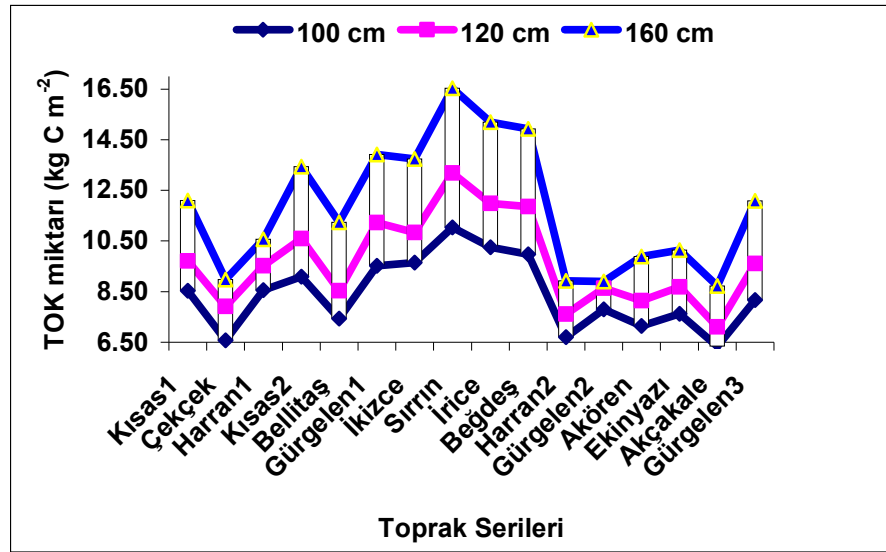
Toprak Taksonomisi				Toprak serileri	FAO / UNESCO
Ordo	Alt ordo	Büyük Grup	Alt Grup		
Entisol	Fluvent	Torrifluvent	Vertic Torrifluvent	İkizce	Calcaric Fluvisol
			Typic Torrifluvent	Bellitaş	
				Çekçek	
Vertisol	Torrert	-----	Typic Torrert	Beğdeş	Chromic Vertisol
				Akçakale	
				Kısa	
Aridisol	Orthid	Gypsiorthid	Typic Gypsiorthid	Cepkenli	Gypsic Xeresol
		Paleorthid	Typic Paleorthid	Gülveren	Calcic Xeresol
				Ekinyazı	
				Akören	
				İrice	
				Gürgelen	
				Harran	
		Sırrın	Haplic Xeresol		

a) Harran ovasında TOK miktarları

Şekil 4.8 ve Çizelge 4.12’de görüldüğü gibi ova topraklarında 100 cm kalınlıkta TOK miktarı 6.33 – 11.04 arasında değişmektedir. 120 ve 160 cm toprak kalınlığında TOK miktarı sırasıyla 7.11 – 13.19 ve 8.72 – 16.53 kg C m⁻² arasında değişmektedir. Ova topraklarında güneyden kuzeye doğru yağışın artmasına bağlı olarak TOK miktarı da artmaktadır. Ayrıca alt kesimlerde drenaj ve taban suyu problemi daha yoğun görülmektedir. Akçakale’de yağış 300 – 350 mm iken kuzeyde (Urfa – Mardin karayolları) bu değer 400 - 450 mm civarına ulaşmaktadır.

Çizelge 4.12. Harran Ovası topraklarının TOK miktarları (kg C m⁻²)

Seri numarası	Derinlik (cm)		
	100	120 cm	160 cm
Kıyas 1 (1 P)	8.54	9.71	12.10
Çekçek (2 P)	6.57	7.92	8.98
Harran 1 (3 P)	8.56	9.52	10.57
Kıyas 2 (4 P)	9.09	10.6	13.44
Bellitaş (5 P)	7.43	8.53	11.24
Gürgelen 1 (6 P)	9.52	11.22	13.92
İkizce (7 P)	9.64	10.83	13.74
Sırrın (8 P)	11.04	13.19	16.53
İrice (9 P)	10.25	11.98	15.19
Beğdeş (10 P)	9.98	11.86	14.93
Harran 2 (11 P)	6.70	7.61	8.92
Gürgelen 2 (12 P)	7.80	8.64	8.90
Akören (13 P)	7.14	8.14	9.89
Ekinyazı (14 P)	7.63	8.68	10.14
Akçakale (15 P)	6.33	7.11	8.72
Gürgelen 3 (16 P)	8.17	9.61	12.09
Genel Ort.	8.44	9.77	12.03



Şekil 4.8. Harran Ovası topraklarının farklı 3 derinlikte TOK miktarı

Köy Hizmetlerinin 1978 yılında yaptığı BTG'leri haritasına göre Harran Ovası toprakları Kırmızı Kahverengi ve Kırmızımsı Kahverengi toprak gruplarına girmektedir. Buna göre, ilk bakışta ovada yapılan TOK stokları çalışmalarında elde edilen sonuçlar ile Landi and Mermut (2002) ve McGill et al. (1988) çalışmalarına göre yapılan çalışmalardaki toprak gruplarından Kahverengi ve Koyu Kahverengi topraklarla benzerlik göstermektedir. Kanada'nın bu bölgesinde organik madde kayıplarının %50'nin üstünde olduğu düşünüldüğünde, GAP bölgesindeki işlenen toprakların oldukça iyi organik madde içerdikleri ortaya çıkmaktadır. Bu farklılık biyomas üretiminin GAP'ta sonbahar ve ilkbaharda devam etmesi nedeniyle yıllık biyomas üretiminden de kaynaklandığı görüşünü ortaya çıkarmaktadır. Ovada doğal koşullarda üretilen biyomasın ölçülmesi ile bu görüş doğrulanabilir. Ayrıca üzerinde çalıştığımız toprakların çevreden organik maddece zengin yüzey toprakların ovaya taşınmasıyla da zenginleşmiş olduğu düşünülmektedir.

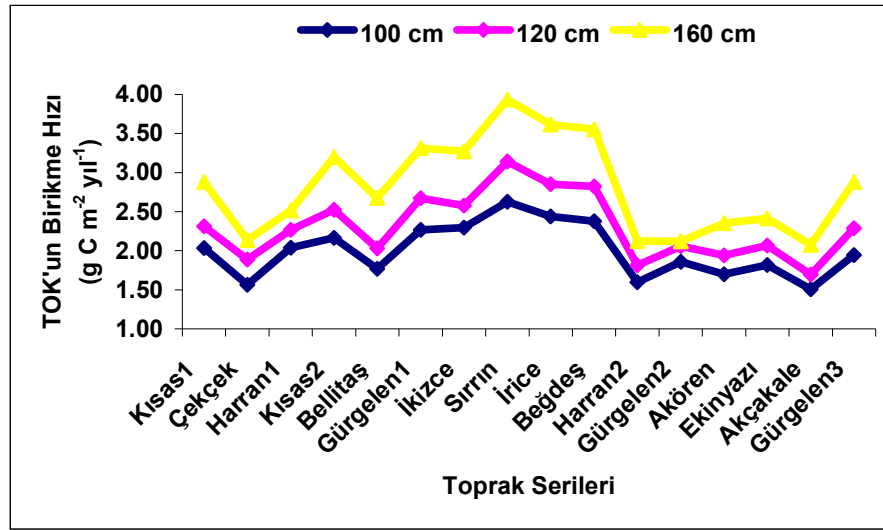
Bölgede yoğun tarım tekniklerinin kullanılması, topraklarının genç oluşu ve iklimin kurak olması toprakta TOK'un miktarlarını etkilediği tahmin edilmektedir. Buna rağmen toprak organik maddesi açısından pek çok yerle karşılaştırıldığında TOK miktarları bakımında yukarıda sayılan nedenlerden dolayı iyi olduğu görülmektedir.

b) TOK'un Birikme hızları

Harran ovasında TOK birikme hızları Şekil 12 de verilmiştir. Harran Ovası topraklarının oluşum yaşı (Prof. Dr. Ahmet Mermut, 2009, kişisel görüş) 'un düşüncesinden yola çıkarak 4 200 yıl olarak ele alınmıştır. Çizelge 4.13'te de anlaşılacağı gibi ova topraklarında her üç derinlikte de TOK birikme hızları sırasıyla 1.51 – 2.63, 1.69 – 3.51, 2.08 – 3.94 g C m⁻² yıl⁻¹ arasında değişmektedir. Ova topraklarının genç oluşu nedeniyle TOK'un birikme oranı dünyada yapılan benzer çalışmalara göre yüksek çıkmıştır. Landi and Mermut (2002)'un değerleri ile karşılaştırılınca GAP'ta birikme hızının iki kat daha fazla olduğu görülmektedir (Şekil 4.9, Çizelge 4.13).

Çizelge 4.13. Harran Ovası topraklarında TOK'un birikme hızları (g m⁻² yıl⁻¹)

Seri	Derinlik (cm)		
	100	120	160 cm
Kıyas 1	2.03	2.31	2.88
Çekçek	1.56	1.89	2.14
Harran 1	2.04	2.27	2.52
Kıyas 2	2.16	2.52	3.20
Bellitaş	1.77	2.03	2.68
Gürgelen 1	2.27	2.67	3.31
İkizce	2.30	2.58	3.27
Sırrın	2.63	3.14	3.94
İrice	2.44	2.85	3.62
Beğdeş	2.38	2.82	3.55
Harran 2	1.60	1.81	2.12
Gürgelen 2	1.86	2.06	2.12
Akören	1.70	1.94	2.35
Ekinyazı	1.82	2.07	2.41
Akçakale	1.51	1.69	2.08
Gürgelen 3	1.95	2.29	2.88
Genel Ort.	2.01	2.33	2.86



Şekil 4.9. Harran Ovası topraklarında TOK'un birikme hızları

Toprak derinliklerinde de oldukça fazla organik madde stok edilmiştir. Bu durum ise ovaya sürekli olarak çevreden üst toprak malzemelerin taşındığını göstermektedir. Yüksek kesimlerden gelen bu üst toprakların OM'ce zengin olması nedeniyle kalınlık giderek artarak alt derinliklerde de TOK'un fazla olmasına neden olmaktadır. Kurak bölgelerde karbon stokları açısından bu durum çok önemli sayılabilir. Ayrıca toprak derinliklerinde beklenenden daha fazla karbon bulunması toprakların killi ve kireçli olmasına da kaynaklanmaktadır.

Schlesinger (1984; 1997)'e göre organik madde birikme eğilimi olan topraklarında hız 1.00 – 12.00, Harden et al. (1992) ise Mollisollerde (Chernozems) 2.00 ve Alfisoller ve Inceptisoller de (Gri ve Kahverengi topraklara benzer) 0.27 g C m⁻² yıl⁻¹ olarak bulmuşlardır. Landi (2002), Landi et al. (2003a; b) ve Landi and Mermut (2006)'a göre 120 cm toprak kalınlıklarında TOK'un birikme hızları Kahverengi topraklarda 0.57 g, Koyu Kahverengi topraklarda 0.90 g, Siyah topraklarda 1.18, Gri topraklarda 0.84 g ve Rego Siyah Çernozem topraklarında 1.83 g C m⁻² yıl⁻¹ olarak bulmuşlardır.

4.1.5. TOK'un genel değerlendirilmesi

Çizelge 4.14' te görüldüğü gibi GAP bölgesinin 100, 120 ve 160 cm derinliklerde TOK stokları topluca Büyük Toprak Gruplarına göre verilmiştir. Bu

çizelgeden görüldüğü gibi Kahverengi Orman Toprakları ile Kırmızı Kahverengi topraklar bölgenin iki yağın toprağı olarak görünmektedir ve bölgenin %50 sini kapsamaktadır Bunu Bazaltik topraklarla Kahverengi topraklar izlemektedir (toplam %23.5).

Çizelge 4.14. Güneydoğu Anadolu Bölgesi topraklarında TOK stoklarının % dağılımı

BTG	Alan (ha)	Alan dağılımı (%)	TOK stoklarının dağılım (%)		
			100 cm	120 cm	160 cm
Alüviyal T	74 092.62	0.98	0.62	0.68	0.69
Bazaltik T	896 661.18	11.83	11.56	13.71	13.19
Kahv. Orm. T	1 903 105.6	25.11	33.22	32.26	34.51
Kahverengi T	877 553.08	11.58	9.34	9.44	9.44
Kireçsiz Kv. O. T	247 023.56	3.26	6.51	6.23	6.18
Kireçsiz Kv. T	116 339.32	1.53	0.91	0.90	0.83
Kolüviyal T	248 261.77	3.28	2.50	2.46	2.20
Kırmızı Akd. T	56 038.8	0.74	0.65	0.59	0.56
Kırm Kv. Akd. T	36 755.23	0.48	0.42	0.39	0.37
Kırm Kv. T	2 642 781.2	34.87	25.95	26.10	25.36
Organik T	2 453.13	0.03	0.26	0.26	0.29
Vertisoller	1 201.96	0.02	0.01	0.01	0.01
Kestanerengi T	88 546.37	1.17	1.64	1.58	1.61
Yerleşim alan.	388 865.53	5.13	6.34	5.47	4.75

İller bazında TOK stokları ele alındığında büyükten küçüğe doğru sırası ile Şanlıurfa 1 925 816.84 ha ile 0.144, Diyarbakır 1 526 931.66 ha ile 0.134, Mardin 862 571.83 ha ile 0.074, Şırnak 712 073.24 ha ile 0.058, Gaziantep 674 772.42 ha ile 0.048, Siirt 562 706.82 ha ile 0.048, Adıyaman 720 788.36 ha ile 0.046, Batman 451 913.30 ha ile 0.031, Kilis 142 230.73 ha ile 0.011 Pg C izlemektedir. Böylece 100 cm toprak kalınlığında yöresel bazda Urfa > Diyarbakır > Mardin > Şırnak > Antep > Siirt > Adıyaman > Batman > Kilis olarak sıralanmaktadır. Sıralamada genellikle alansal bazda büyük olan illerin TOK stoklarının da fazla olduğu göze çarpmaktadır. Bölgesel bazda TOK miktarları ormanlık alanlar hariç tutulduğunda fazla bir farklılık bulunmamaktadır. Bundan dolayı TOK stoklarının hesaplanmasında kullanılan yüzölçüm de stoklara etki ettiği ortaya çıkmaktadır. İllerin diğer derinlikteki stoklarının dağılımı Çizelge 4.15'te verilmiştir.

Çizelge 4.15. Güneydoğu Anadolu Bölgesi illerinin TOK stokları (Pg C)

Güneydoğu Anadolu Bölgesi	TOK stokları		
	Derinlik (cm)		
	100	120	160
Adıyaman	0.046	0.052	0.064
Batman	0.031	0.041	0.051
Diyarbakır	0.134	0.147	0.170
Gaziantep	0.048	0.054	0.065
Kilis	0.011	0.013	0.015
Mardin	0.074	0.085	0.107
Siirt	0.047	0.054	0.064
Şırnak	0.058	0.064	0.080
Şanlıurfa	0.144	0.161	0.170

GAP'ın doğal alanları ile kültivasyon yapılan alanlarla karşılaştırıldığında TOK miktarlarının yaklaşık olarak %58'inin kaybolduğu istatistik ($p<0.01$) bakımında çok önemli olduğu ortaya çıkmaktadır. Tarım yapılan alanlar arasında yapılan değerlendirmelerde önemli bir farkın olmadığı görülmüştür. Sürüm toprağın yapısını bozduğu ve bununla beraber erozyonu hızlandırmakta, oksidasyonu artırmakta ve böylece TOK stoklarını azalmaktadır. Ancak korumalı kültivasyon yukarıdaki negatif etkileri azaltmada önemli bir yöntem olabilir. Bu nedenle korumalı sürümü gerek dünyada gerekse ülkemizde öne çıkarmak zorundayız.

Bölge topraklarının killi ve kireçli olması TOK stokları açısından olumlu bir parametre olarak görülmektedir. Killi ve kireçli topraklarda karbon organo – mineral komplekslerine dönüşerek toprakta daha uzun süre kalmaktadır (Bruke et al., 1989). Toprakların ağır bünyeli olması oksidasyonu yavaşlatmaktadır. Kil artıca agregasyon artmaktadır. Ayrıca yüksek kesimlerden ovalara sürekli organik maddece zengin üst toprağın taşınması ve birikmesi TOK stoklarının artmasına neden olduğu tahmin edilmektedir. Kum veya kum tekstürüne yakın alanlarda TOK düşük çıkmaktadır.

Post and Kwon (2000)'a göre, ekim yapılan alanlarda TOK'un düşük olma sebebini sürüm sırasında toprak agregatlarının kırılması ve hasat sonrası artıklarının toprağa karıştırılmamasında dolayı toprağa giren biomasın azlığını sebep göstermişlerdir. Doğal alanların tarım alanlarına dönüştürülmesi de topraktan küresel

TOK kayıplarına neden olmaktadır. Guo and Gifford (2002) çayırların orman alanlarına dönüştürülmesi durumunda TOK'un artmasına neden olacağını belirtmiş ancak bunu orman tipi ve yağışla ilişkilendirmiştir.

Singh et al. (2007)'a göre Hindistan'ın Rajasthan bölgesi topraklarında 100 cm'de toplam TOK + TİK stokları ise 2.13 Pg C' olarak saptanmıştır. Araştırmacı Alfisol, Vertisol ve Inceptisol ordolarının TOK içeriği Aridisol ordosuna göre yüksek olmasını yüksek yağış, geniş vejetasyon girişi ve yüksek kil içeriğine bağlamıştır. Haplustertlerin yüksek yağışı nedeniyle Haplustalflardan daha fazla TOK içerdiği bulunmuştur (Singh et al., 2003a; 2003b). Bunun aksine Hindistan'ın Maharastra eyaletinde Alfisollerin, Vertisollerden daha fazla TOK içirdiği görülmüştür (Velayutham et al., 2002). Yoğun sürüm sistemlerinin TOK miktarını azalttığı bir çok araştırmacı tarafından bildirilmektedir (Jolive et al., 1997; Walker et al., 2000; Shephered et al., 2001; Murty et al., 2002 ve Keeny et al., 2002).

Eaton et al. (2008), Bradley et al. (2005), McGettigan et al. (2006), Penman et al. (2003); Tomlinson (2005) ve Tomlinson and Milne (2006)'nin İrlanda topraklarında TOK stoklarını belirlemek için yaptıkları çalışmalara göre TOK miktarları sırasıyla orman alanlarında 25.00, tarımsal ve benzeri alanlarda 14.00, bataklık alanlarında 44.35, çalılık alanlarında 8.00, ıslak (nemli) alanlarda 32.00 kg C m⁻² olduğu bulunmuştur. Tarımsal alanlar İrlanda'nın %70.09'unu oluşturmaktadır. Arazi yüzey örtüsüne göre İrlanda'nın TOK Stokları (100 cm'de) sürdürülebilir alanlarda 65.40, orman alanlarında 159.70, çayırlar alanlarında 603.60, tarımsal alanlarda 76.90, bataklıklarda 534.50, çalılıklarda 7.00, ıslak alanlarda 21.30 olup, toplamda 1 468.50 Tg C ya da 1.47 Pg olduğu hesaplanmıştır. Post and Kwon (2000)'e göre doğal alanlar sürdürülebilir alanlara dönüştürüldüğü zaman başlangıçta TOK kayıplarının yüksek olduğunu belirtmişlerdir. İrlanda'nın 70 280 km² araziye sahip olduğu düşünülürse bu toplam alan Türkiye'nin 1/11'ni oluşturmaktadır. Bu duruma göre İrlanda toprakları GAP bölgesinden ve Türkiye den daha fazla karbon içermektedir. Yıllık yağış miktarının ülkenin önemli bir kısmında 800 ile 1200 mm arasında değişmesi aradaki farkı açık bir şekilde göstermektedir.

Kumar et al. (1997)'a göre düşen yağış, kil içeriği, arazi kullanım deseni organik karbon yoğunluğuna etki etmektedir. Yine GAP ile karşılaştırıldığında Alabama, Arkansas, Mississippi, Tennessee, ve Virginia (3.80 – 6.10 kg C m⁻²) topraklarından fazla, diğer bölgelerinkinden daha az oranda organik karbon içerdiği ortaya çıkmaktadır (Han et al., 2007). Eaton et al. (2008)'un çalışması ile karşılaştırılınca topraklarımızın OK miktarları düşük çıkmaktadır. Post and Kwon (2000), sürdürülebilir tarım yapılan alanlarda TOK'un düşük olma sebebinin sürüm sırasında toprak agregatlarının kırılması ve hasattan sonra atıkların toplatılmasından dolayı toprağa giren biomasın azlığını göstermiştir.

Guo and Gifford (2002)'a göre çayırların orman alanlarına dönüştürülmesi durumunda TOK'un artmasına neden olacağını belirtmiş fakat bunun orman tipi ve yağışla ilişkilendirmiştir. Bölgemizde bakir alanlarda OM %2 – 3 arasında işlenmiş alanlarda ise, organik topraklar hariç, %1.1 – 1.7 arasında olduğu görülmüştür. Wang, Z. P (2008) Çin'in çok kurak olan İç Moğolistan bölgesinde çayır – mera alanları ile ekin alanları arasında (p<0.05) karbon değerleri bakımında önemli derecede fark olduğunu bulmuştur.

Crespo ve Rosell (1990), Arjantin topraklarında yapmış oldukları çalışmalar çizelge 4.16'da verilmiştir. Çizelgeye bakıldığında Tipik Argiudoller 7.90 kg C m⁻² ile en yüksek içeriğe sahip olup, en düşük değer ise 1.0 kg C m⁻² ile Ustollik Paleorthidlerde bulunmuştur. Araştırmacılar doğudan batıya doğru giderken organik madde miktarı, humik ve fulvik asit ve huminin aridik iklimle beraber azaldığını belirtmiş ve doğu bölgelerdeki düşük TOK içeriğini iklime ve aşırı kültüvasyona bağlamıştır.

Çizelge 4.16. Arjantin'in arid, semi arid ve subhumid bölge topraklarında TOK içeriği (kg C m⁻²)

Yer	Alt toprak grubu	TOK	Yağış (mm)
Necochea	Tipik Argiudol	7.90	916
San Cayetona	Tipik Argiudol	7.20	767
Tres Arroyos	Tipik Argiudol	11.60	730
Nueva Roma	Petrocalcic Argiudol	6.40	490
Chapalco	Entic Haplustoll	4.60	400
Las Gaviotas	Ustik Torripsament	2.40	379
Cuchillo	Ustollik Paleorthid	1.00	356

Ardö and Olsson (2003)'nin Sudan'ın Bara ve El Obeid bölgelerinde 0 – 5 ve 15 – 20 cm derinliklerden alınmış toprak örneklerinde karbon miktarlarını belirlemişler. Mayıs 1963'te Umm Higlig'de ortalama TOK içeriği 851 g m^{-2} ve Kaba'da 1008 g m^{-2} olduğu, Mart 2000'de Umm Higlig bölgesinde ortalama TOK içeriği 227 g m^{-2} , Kaba bölgesinde ise 425 g m^{-2} olarak tespit ettiklerini belirtmişler. Araştırmacılar özellikle her iki bölgede de yağışın azlığı, aşırı kültivasyon organik madde girişini azalttığı için TOK değerlerinin düşük çıkmasına ve azalmasına neden olduğunu belirtmişlerdir (Çizelge 4.17).

Çizelge 4.17. Sudan topraklarının karbon iklim - ilişkisi

Toprak sınıfı	Yağış(mm)	karbon (kg m^{-2})	Yer
Cambic arenosol	200-350	0.188	Sudan
Chromic vertisol	200-350	0.343	Sudan
Cambic arenosol	200-350	0.167	Sudan
Cambic arenosol	200-350	0.163	Sudan
Cambic arenosol	200-350	0.157	Sudan
Cambic arenosol	200-350	0.152	Sudan
Cambic arenosol	200-350	0.275	Sudan
Cambic arenosol	200-350	0.306	Sudan
Cambic arenosol	200-350	0.312	Sudan
Cambic arenosol	200-350	0.286	Sudan
Cambic arenosol	200-350	0.311	Sudan
Cambic arenosol	200-350	0.264	Sudan
Cambic arenosol	200-350	0.561	Sudan
Cambic arenosol	200-350	0.256	Sudan

Çalışmaların büyük kısmında iklim (Alvarez and Lavado, 1998), bitki türleri (Finzi et al., 1998), topoğrafya (Burke et al., 2003), ana materyal ve zaman (Schlesinger, 1990) gibi toprak oluşturan faktörler, toprak karbon konsantrasyonu ve içeriği arasında korelasyon olduğunu söylemektedirler. Ancak bu faktörlerin etkilerinin bölgesel ölçülerde eşit olmadığı vurgulanmaktadır. Örneğin topoğrafik pozisyon katena ve küçük farklılıklar içinde karbon içeriği büyük değişiklik gösterebileceği doğrulanmıştır (Mermut and Acton, 1983, Landi et al., 2004).

Toprak organik maddesinin azalması global bir olaydır ve bu olayla arazi bozunumunun başladığı belirtilmektedir. Karbon depolama sürdürülebilir gıda üretimi için bu modellerden biridir. C/N oranının azalması, minimum işleme, tarım

ormancılığı ve bitki artıkları korunumu gibi modeller geçen 10 yıl içinde artmıştır. Toprak ve organik maddenin restorasyonu toprak strüktürü, sıkışması, çatlaması ve en önemlisi erozyon gibi birçok fiziksel etmenlerin etkilerini azaltacağı belirtilmektedir (Mermut, 2008a).

Kuru alan ekosistemlerinde Aridisol, Vertisol, Entisol'lerin olduğu rapor edilmiştir (Dregne, 1976). Bu ekosistemlerde kuraklık stresi biomas üretimini sınırlandıran temel değişken iken yetersiz azot ve düşük TOK konsantrasyonu düşük YNBÜ'ünün oluşmasına neden olmaktadır. TOK yoğunluğu (kg m^{-2}), üzerine vejetasyon, toprak tekstürü, arazi pozisyonu, toprağın yıkanması ve taşınması veya rüzgar erozyonu / depolaması gibi değişkenler etkili olduğu belirtilmektedir (Lal, 2004f).

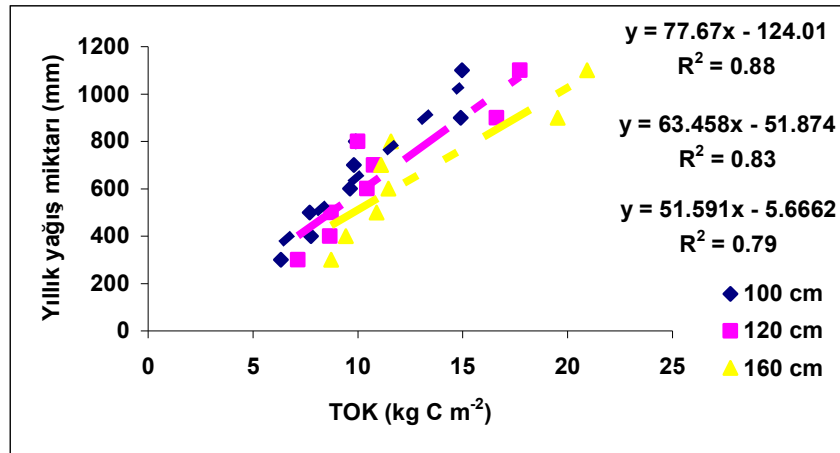
Dünyamızın karasal alanlarında bulunan karbonun vejetasyonda depolanan karbonun 4 – 5 katı kadar olduğunu sanılmaktadır (Lal, 2004b). Bu yüzden TOK karbon döngüsünde önemli rol oynamakta ve bu stoklardaki küçük değişimler bile atmosferdeki gaz konsantrasyonunu etkileyebilmektedir. Toprak, CO_2 ve CH_4 emisyonları olarak sera gazlarının kaynağı veya TOM'sinde karbon tutulmasıyla atmosferik karbondioksit için bir depo kaynağı olduğu belirtilmektedir (Breuning – Madsen et al., 2009).

Atmosferde sera gazlarının artmasıyla sonuçlanan iklim değişimleri üzerindeki tartışmalar devam etmektedir. Topraklar, TOK'ta karbon depolama olasılığı nedeniyle önemli bir rol oynamaktadır. TOK stoğu tekstür, pH ve drenaj gibi toprak karakteristikleri ve aynı zamanda iklim ve insan aktiviteleri gibi çevresel faktörler tarafından etkilenmektedir (Johns et al., 2003). Toprak karakteristikleri ve iklimi TOK stoğu üzerindeki etkisi yavaşken, insan aktivitelerinden hayvan gübrelemesi, inorganik gübreleme, pulluk, drenaj ve kireçleme gibi faktörler bu hızı artırmaktadır (Jenkinson, 1990; Johnston, 1991; Poulton, 1995).

4.1.5.1. İklim - karbon stokları ilişkisi

GAP'ta toplam organik karbon stokunun kuzeyden güneye doğru azda olsa azaldığı görülmüştür. Bölge'de bulunan BTG'ları arasında da karbon stoklarında farklılıklar görülmektedir. Buna neden olan ana parametreler toprak nem rejimi, toprak reaksiyonu, topoğrafya, yağış, sıcaklık, kültivasyon, denizden yükseklik ve diğer faktörlerdir. Bölgede sulanan alanlarda sulama nedeniyle biomas artmakta ve buna bağlı olarak TOK'un da arttığı sanılmaktadır. GAP'ta inorganik formda karbon depolamanın alternatif olacağını düşünmekteyiz. Entry et al. (2004) ve Lee et al. (2006) tarafından yapılan araştırmalarda da bu durumdan bahsedilmektedir.

Global bazda karbon depolanması için her bir ekosistemin yıllık toprak üstü ve toprak içi karbon rezervlerinin envanterinin bilinmesi gerekir. Toprak üstü ve içindeki karbon arasında çok sıkı bir bağ bulunmaktadır. Bu nedenle herhangi bir yerde bulunan karbonu artırmak için o bölgenin biomasını artırmak gerekmektedir.



Şekil 4.10. Güneydoğu Anadolu Bölgesi topraklarında yıllık yağış miktarı – TOK ilişkisi

Şekil 4.10'da görüldüğü gibi GAP Bölgesinde her üç derinlikte de yıllık yağış miktarı ile TOK arasında pozitif bir korelasyon ($Y = 77.67x - 124.01$, $R^2 = 0.88$; $Y = 63.458x - 51.874$, $R^2 = 0.83$; $Y = 51.591x - 5.6662$, $R^2 = 0.79$) bulunmaktadır. Yağış miktarı arttıkça TOK'un her üç derinlikte de arttığı görülmektedir. Özellikle yüksek kesimlere çıkıldıkça yağın artması nedeniyle artmaktadır. Biomasın fazla olduğu yerlerde TOK miktarı da fazla olmaktadır. Bitkiler yaşam fonksiyonlarını gerçekleştirmek için CO₂'i alarak fotosentez yardımıyla enerji üretirler. Atmosferik

CO₂ aynı zamanda karasal ekosistemler için gübre görevini yapmaktadır. Buna göre atmosferik CO₂'i azaltmak için biyoması artırmak gerekmektedir. Schlesinger (1997) de toprakta organik karbon stokundaki artışı yükseklik ve yağış parametrelerine bağlamaktadır.

Şekil 4.10 ve çizelge 4.18'de bakıldığında yıllık yağış miktarı arttıkça TOK artmaktadır. Yapılan istatistik analizlerinde yıllık yağış miktarı ile TOK stokları arasında çok önemli (p<0.01) bir ilişki bulunmuştur. Bölge topraklarında 120 cm'deki TOK stokunun dünya ortalamasına eşit olması karbon stokları konusunda yapılacak çalışmalarda derinliğin en 120 cm olması gerektiği sonucuna da varılmıştır. Landi and Mermut (2006)'te 120 cm derinliğinde çalışmalar yapmışlardır.

Çizelge4.18. Güneydoğu Anadolu Bölgesinde yıllık yağış miktarı - TOK regresyon

Düşen yağış miktarı (mm)	Derinlik (cm)		
	100	120	160
	Y= 77.67x – 124.01 kg C m ⁻²	Y= 63.458x – 51.874 kg C m ⁻²	Y= 51.591x – 5.6662 kg C m ⁻²
200	-	-	-
300	5.46	5.55	5.92
400	6.75	7.12	7.86
500	8.03	8.69	9.80
600	9.32	10.27	11.74
700	10.61	11.85	13.68
800	11.90	13.42	15.62
900	13.18	15.00	17.55
1000	14.47	16.58	19.49
1100	15.76	18.15	21.43

Yıllık yağış miktarı belli olan alanlarda TOK'un belirlenmesi aşağıdaki şekilde hesaplamak mümkündür. Buna göre, 100 cm'de miktarı çizelge 4.18'deki regresyon denklemi dikkate alındığında, aşağıdaki denklem ortaya çıkmaktadır.

$$Y = 77.67x - 124.01$$

$$TOK_{100cm}(X) = (Y + 124.01) / 77.67$$

$$100 \text{ cm'deki TOK miktarı (kg C m}^{-2}\text{)}$$

Alanı belli olan bir bölgede TOK stoklarını belirlemek için;

$$TOK_{S100cm} = X * A / 10^{12} \quad (4.1)$$

$$\text{TOK}_{S_{100\text{cm}}} = Tg \text{ (1 Tg} = 10^{12} \text{ g)}$$

Y= yatay eksenindeki yağış miktarı

X= 100 cm'deki TOK miktarı (kg C m⁻²)

A= alan (m²)

Arid ve semi – arid bölgelerin sulanan alanlarında biomasın fazla olmasına rağmen, yüksek sıcaklıktan dolayı parçalanma oranı da fazla olduğundan TOK içeriği genelde ılıman bölgelerdekine göre azdır. Kurak ve yarı kurak bölgelerde sulama koşulları altında biomas attırmak mümkündür. Ancak yukarda belirtilen nedenlerden dolayı TOK akümüasyonu özendircek amenajman tekniklerine gereksinim vardır.

Lal (2004f) iklim parametreleri (sıcaklık ve düşen yağış) ile TOK konsantrasyonu arasında güçlü bir korelasyon olduğunu belirtmiştir. Bu görüş, Jenny and Raychaudhary (1960)' nin ileriye sürdüğü görüşe uygun düşmektedir. Hindistan'da toplam TOK stokları 30 cm'de 21.00 Pg C ve 150 cm'de 63.00 Pg C olduğu hesaplanmıştır. TOK havuzları üzerinde toprak degradasyonu, toprak kalitesinin bozulması, biomasın azalması ve erozyon gibi parametreler etki etmektedir. Topraklarda TOK depolama potansiyelleri kullanılan bölgelere göre 12.70 – 16.50, degrade olmuş alanların potansiyeli 7.20 – 9.80, yoğun tarım topraklarının potansiyeli 5.50 – 6.70 Tg C yıl⁻¹ olarak belirtmiştir.

Feng et al. (2002)'a göre düşen yağış, ortalama sıcaklık, yükseklik ve evapotranspirasyonun TOK stokları ve içeriği üzerinde etki ettiklerini ve yaptıkları çalışmada en güçlü ilişkiyi düşen yağış ile TOK arasında bulduklarını belirtmişlerdir. Diğer parametrelerde sırasıyla evapotranspirasyon, yükseklik ve en düşük değer ise ortalama sıcaklık ile TOK arasındaki regresyonda gördüklerini belirtmişlerdir. Bu ilginç durum, sıcaklığın karbon birikimindeki etkisinin karmaşık olduğunu göstermektedir. Ancak araştırmacılar 0 – 20 cm'de bulunan TOK ile yağış arasında düşük, ortalama sıcaklıkla yüksek bir ilişki bulduklarını belirtmişlerdir.

Li et al. (2007)'a göre Çin'in kuzeyinde bulunan ovalarda aşırı tarım uygulamalarından dolayı TOK yoğunluğunun az olduğunu bulmuştur. Araştırmacı Çin topraklarında karasal karbon stokları ve yoğunluğunun değişken olmasının nedenini bioklimatik koşullara bağlamıştır. Humid bölgelerde fazla biomastan dolayı TOK'un fazla, kurak ve yarı kurak bölgelerde ise düşük olmasından dolayı az olduğu sanılmaktadır.

Global karbon stoklarının üzerinde iklim değişiminin etkisi hakkında birkaç bilinmeyen olduğu söylenmektedir. Etkilerin muhtemelen bölgesel bazda olup, birkaç faktöre bağlı olduğu düşünülmektedir (Davidson and Janssens, 2006). TOM'un parçalanma oranı iklime ve uzun süre topraktaki yarayıslı neme bağlıdır. Nemin artışı veya azalışı topraktaki yarayıslı suya bağlıdır. Isınan ve kuruyan toprak mikrobiyal gelişmelerini yavaşlatmakta ve OM'nin parçalanmasını geciktirmektedir (Bellamy et al., 2005).

Sıcaklığın artmasıyla artan toprak respirasyonu nedeniyle CO₂ emisyonun arttığı saptanmıştır (Bellamy et al., 2005). Diğer çalışmalar ise bazı bitkilerin artan sıcaklıkta ortama adapte olabilmek ve respirasyonu dengede tutabilmek için CO₂ emisyonu yaptıklarını belirtmişlerdir (Wythers et al., 2005; King et al., 2006). Artan CO₂ konsantrasyonları ile bitkilerin daha fazla gelişimi ile toprağa daha fazla karbon bağlanabileceği ümit edilmektedir (Hamilton et al., 2002). Bu sonuçlar artan sıcaklıkta hızlanan TOK parçalanması ve ürün üretimiyle karbonun stoklanmasını etki eden etmenlerin komple değerlendirmesine ihtiyaç olduğunu göstermektedirler (Smith et al., 2009).

Çalışmaların büyük kısmında iklim (Alvarez and Lavado, 1998), bitki türleri (Finzi et al., 1998), topoğrafya (Burke et al., 2003), ana materyal ve zaman (Schlesinger, 1990) gibi toprak oluşturan faktörlerin toprak karbon konsantrasyonu veya içeriği arasında korelasyon olduğu belirtmişlerdir. Ancak bu faktörlerin etkilerinin bölgesel ölçülerde eşit olmadığını farklı çevrelerde değişebileceğini göz önünde bulundurmak gerektiğini ifade etmişlerdir. Katena içinde küçük

değişikliklerin karbon içeriğindeki farklılıklara ciddi ölçüde etki etmesi buna örnek olarak gösterebilir.

Milne et al. (2007), Cerri et al. (2007), Bhattacharyya et al. (2000; 2004; 2005), Al – Adamat et al. (2007), Kamoni et al. (2007), Lee et al. (2006) çalışmalarında toprakta karbonun düşük çıkmasının sebebini aşırı sürüm ve kentleşmeden kaynaklandığını ileri sürmüşlerdir. Çalışmalarda sulamanın etkisinin açık olmadığı bildirilmektedir.

IPCC (2001), AMAP (2003), Stolbovoi (2002), Smith et al., (2004) yapmış oldukları çalışmalara göre olası senaryoların gerçekleşmesi durumunda sıcaklığın etkisiyle buzların eriyeceği ve topraklardaki OM'nin oksidasyonu artacak ve bununla beraber parçalanma artarak toprakta TOK azalmasına neden olacağı tahmin etmektedirler. Bu olaylarsonucunda karbon salınarak atmosferdeki CO₂ 'nun giderek artacağını ifade etmektedirler.

4.1.5.2 Çevre ve tarımın karbon stoklarına etkileri

Güneydoğu Anadolu Bölgesinde yapılan yoğun toprak işlemenin TOK stokları üzerinde negatif bir etkisi olduğu yukarıda belirtilmiştir. Cizre'nin Taşhöyük köyünün 2 km doğusunda işlenmemiş alanda 200 cm derinliğinde açılan profilde yüzey horizontunda organik madde %3.02 olup, toplamda organik karbon 14.77, Diyarbakır – Siverek karayolunu 40. km'sinde 150 cm derinlikte açılan profilde yüzey horizontunda OM %2.32 olup, toplamda organik karbon 11.66 ve Hazro'nun Düzevler mezarında 160 cm derinliğinde açılan profilde ise yüzey katmanda OM %2.45 olup, toplamda organik karbon 20.92 kg C m⁻² olduğu saptanmıştır. Tarım yapılan alanlarda organik maddenin azlığı çok açık bir şekilde görülmektedir.

Çalışma alanımızda tarım yapılan alanların yüzey horizonlarında ortalama OM %1.40 iken bu değer işlenmemiş alanlarda ise %3.05 olduğu bulunmuştur. Bu oranlar tarımın karbon stokları üzerindeki ne kadar etkili olduğunu gözler önüne sermektedir. Elbette bu kayıp sadece kültivasyondan kaynaklanmamaktadır. Bunun

yanında sıcaklık, toprak havası, tekstür vb. değişkenlerin de etkili olduğu tahmin edilmektedir.

Literatürde var olan verilerden de anlaşıldığı gibi işlemeli tarımın toprak karbonu üzerinde çok etkili olduğu görülmektedir. Çalışma alanında hiç işlenmemiş topraklarda TOK miktarları bazında, toprak sürümü ile organik karbonun yaklaşık %58'i tarım uygulamalarıyla kaybolmuştur. Toprak işlemede sürümün en az düzeye indirilmesi ya da anıza ekim gibi yeni tekniklerin denenmesi şarttır. Araziyi boş bırakmamak, gübre uygulaması, hayvansal ve organik artıklarının ilave edilmesi, anızların toprağa karıştırılması TOK miktarını artıracaktır. Çeşitli yönetimlerin uygulanması durumunda karasal karbon stokları artırılabilir. Bruce et al (1999), Cole (1996), Krogh et al, (2003) ve Lal et al (1998; 1999)'ın yapmış oldukları çalışmalarında bu düşünceyi destekleyen sonuçlar ortaya koymuşlardır.

Ardo and Olsson (2003), Suda'nın Bara ve El Obeid'te bölgelerinde ve Li et al. (2007)'de Çin'de yaptıkları çalışmada organik maddenin toprağa girişinin az olması yağışın azlığı, aşırı kültüvasyona bağlanmışlardır. TOK değerlerinin düşük çıkmasına ve azalmasına bu faktörlerin neden olduğu ifade edilmektedir. Barber and Diaz (1994)'a göre Bolivya'nın Paleudelt topraklarında yaptıkları çalışmada toprakların karbon içeriğinin düşük olmasını aşırı sürüm ve gelecek yıl ekimi yapılacak çeltik ürünü için anızları yakmasından kaynaklandığı belirtmiştir.

Lal (2004b) toprak ordularının iklime ve yüksek kil içeriğine bağlı olarak geniş ölçüde değiştiğini belirtmektedir. Burada genel olarak kil içeriği ve düşen yağışın artmasıyla TOK konsantrasyonu artarken, yıllık ortalama sıcaklığın artmasıyla azaldığı belirtilmiştir. Yüzyıllardan beri toprak sürümü yapılan bölgelerde, artıkların yakıt için toplatılmasından dolayı biomas girişinin azlığı ve bu nedenle çoğu topraklarda organik maddenin azaldığı görülmektedir. TOK konsantrasyonlarının yaygın olarak düşük seviyelerde olmasına aşırı sürüm teknikleri, dengesiz gübre kullanımı, toprağa artık madde girişinin azlığı veya hiç olmaması ve aşırı toprak degradasyonunun neden olduğu belirtilmektedir.

Anderson (1995) ve pek çok çalışmalarda kùltivasyon altındaki bozkır toprakların TOM'nin aşağı yukarı %30'unu kaybettiğini belirtmişlerdir. Anderson bu kaybın 2.00 kg C m^{-2} , Mann (2008)'da ise 1.50 kg m^{-2} olduğunu belirtmişlerdir. C. S. Li et al (2003) ve K. R. Li et al (2003)'a gùre Çin'de geleneksel tarım tekniklerinin uygulamalarıyla tarım topraklarının %1.6 TOK'u kaybederken, bu durum ABD'de %0.1 olduğunu belirtmişlerdir. Bunun yanında TOK stoklarını belirleyen çalışmalar (S. Q. Wang et al., 2005; X. B. Wang et al., 2005; Liu et al., 2006), kùltivasyon nedeniyle TOK kaybı (Wu et al., 2003; Song et al., 2005) ve toprakta karbonu depolamada toprak yönetimi geliştirmenin önemini vurgulayan çalışmalar olduğunu belirtmişlerdir (C. S. Li et al., 2003; K. R. Li et al., 2003; S. Q. Wang et al., 2005; X. B. Wang et al., 2005).

Silikat kil minerallerinin yüzey alanı, içeriği ve tipi TOM dinamiklerini etkileyen büyük faktörlerden biridir (Paul, 1984). Kilin humusu koruması toprakta karbonun deposunu artırma yönünde bir etkisinin olduğu izlenimini vermektedir (Anderson, 1995). Kaba kil fraksiyonunda daha dayanıklı aromatik bileşenler baskınken ince killerde geniş alifatik fonksiyoner grupların olduğu belirtilmektedir (Anderson and Paul, 1984).

GAP bölgesinde hemen hemen tüm profillerin kil içeriği yüksek olup, killin arttığı veya fazla olduğu alanlarda TOK stoklarına olumlu bir etki yaptığı tahmin edilmektedir. Ayrıca bölgede yüksek oranda kirecin olması da TOK stokları açısında bir avantaj olarak gör÷lmektedir. Karbonun birikim oranı sabit olmayıp, arazi şekilleri arasındaki dinamiklere, vejetasyon, iklim ve yerel su tablasına bağlıdır. TOM'sinin birikimi toprak oluşunun başlangıcından beri net ekosistem üretimi ve organik maddenin parçalanması arasındaki uzun – dönem dengesi olarak bilinmektedir (Landi, 2002).

Arazi kullanımı ve toprak yönetim pratiklerinin TOK dinamikleri ve topraktan karbonun salınımı üzerinde önemli etkisi olduğu kuşkusuzdur (Post and Kwon, 2000; Titan et al., 1999; 2003; McGuire et al., 2001). Toprakta karbonun kaybolmasına temelde sürüm neden olmakta ve buna bağlı olarak erozyon hızlanmakta ve toprağın

da daha hassaslaştığı ifade edilmektedir. Hızlandırılmış su erozyonu yılda 1 Pg C'un kaybolmasına neden olduğu hesaplanmıştır (Lal, 2003c; d). Hasattan sonra bitki artıkları toprağa ilave edilmesi durumunda toprağın erozyona karşı direncini arttırmaktadır. Toprağın yoğun sürülmesi ve organizmaların faaliyetleri sonucunda biomas'taki karbonun CO₂'e dönüşerek atmosfere salındığı belirtilmiştir (Reicosky et al., 2005).

Toprağın karbon stoklarına etki eden önemli faktörlerden biri de toprak hacim ağırlığıdır. Lal and Kimble (1998)'a göre toprak hacim ağırlığı, toprağın önemli fiziksel özelliklerinden biridir. Aynı zamanda biomas üretimine ve çevre kalitesine de etki etmektedir. Toprak hacim ağırlığının biomas üretimine etkisi kök gelişimine ve üretimine etki etmekte olup, buna bağlı olarak bitki besin maddeleri ve su alımını etkilemektedir. Biomas'ın azlığı ve bitki köklerinin yeterince gelişmemesi durumunda toprakta organik madde azalmaktadır.

Bayer et al. (2006), Al – Kasi and Yin (2004), Baker et al. (2007) ve Six et al. (1999)'a göre Brezilya'nın subtropik topraklarında yapılan toprak işlemez tarım teknikleri adaptasyonu ile 0 – 20 cm'lik derinlikte 0.19 – 0.81 Mg C ha⁻¹ yıl⁻¹ biriktirdiği hesaplanmıştır. Bu olayın toprağın fiziksel özelliklerini koruyarak karbonun oksidasyonun azalttığı (Zanatta et al., 2007) ve böylece TOK'un birikmesi için ortam oluşturduğu düşünülmektedir.

Kurak ve yarı kurak bölgelerde tuzlulaşma bitkisel üretim için önemli bir problemdir (Feng et al., 2002). Toprak su potansiyeli mikrobiyal faaliyetler için sorun olduğunda kritik bir değişken olarak önümüze çıkmaktadır. NaCl ile tuzlanmış kumlu topraklarda nitrifikasyon, amonifikasyon olayları ile ve CO₂ salınımlarının azaldığı gözlenmiştir. Dick and Gregorich (2004)'e göre, tarımsal ekosistemlerin sürdürülebilir yönetimi için toprağa bitki artıkların karıştırılmasına ihtiyaç vardır.

4.1.5.3. Organik maddenin artırılması için öneriler

Toprak organik maddesi, biyokimyasal koruma, agregat içinde tutulma ile fiziksel koruma, mineral yüzeylerine birleşme gibi mekanizmalarla toprakta stabil olarak korunabilmektedir (Six et al., 2002; Krull et al., 2003). Mineral – organik madde bağı üzerinde son yıllarda büyük çalışmalar olmuştur (Gonzalez and Laird, 2003; Kiem et al., 2002; Kiem and Kögel – Knabner, 2002). Bir çok çalışmada toprak tekstürünün agregasyonu etkilediği bildirilmektedir (Schlecht – Pietsch et al., 1994). Böylece kil içeriği arttıkça agregasyon veya agregat stabilitesi artmaktadır. Toprak agregasyonun artması karbon depolanmasını indirekt etkilemektedir. Bu yüzden toprak tekstürü (özellikle toprak kil içeriği) kimyasal ve fiziksel koruma mekanizmalarında doğrudan ya da dolaylı olarak rol oynamaktadır (Plante et al., 2006).

Toprak karbon rezervlerini artırmak için var olan teknolojik görüşler büyük toprak tipleri ve arazi kullanım sistemleriyle uygunluk sağlaması gerekir. Aynı zamanda önerilecek pratikleri sosyal, politikal ve ekonomik olarak kabul edilebilir olması gerekir. Bitkisel üretim için önerilen başlıca yönetim pratikleri:

- (i) yüzey örtü bitkileri, yeşil gübre ve çalı ile kombinasyonunda korumalı tarım,
- (ii) organik artıklar ve nadas yönetimi,
- (iii) özellikle kurak alanlarda malçlı tarım,
- (iv) su yönetimi, su tablası ve tuzluluğun potansiyel risklerinden kaçınmak için drenaj, sulama ve bitki kök bölgesinde su korunumu doğal durumda olmalı,
- (v) toprak gübreleme yönetimi, kireçleme ve asidik yönetimi, organik artıklar ve kimyasal gübre kullanılmalı,
- (vi) agro – ekolojik ve fizyolojik bitki türlerinin adaptasyonu,
- (vii) ekin ve çiftlik sistemleri ve ekin rotasyonu adaptasyonu, örtüsüz nadastan kaçınılmalıdır,
- (viii) erozyon riskini azaltmak için teras ve eğim stabilizasyonu sağlanmalıdır (Batjes, 1999; Bruce et al., 1999; Sampson and Scholes, 2001).

Toprak tanecikleri TOM'sinin parçacıklarını tam sarmalamadığı için bozunumu daha kolay olmaktadır (Arah and Gaunt, 2001; Sohi et al., 2001; Skjemstad et al., 2004). Bir yandan toprak karbonu toprakta tutulmaya çalışırken diğer yandan da sıcaklık, yağış, anız kalitesi, sürüm vs gibi etmenlerin etkisinde kalmaktadır. Araştırmacılar toprak karbon stoklarını fiziksel, kimyasal ve biyolojik mekanizmalara karşı nasıl izole edileceği konusunda büyük gayretler göstermektedir (Six et al., 2002).

Topraklarda OM içeriği vejetasyona, topoğrafyaya, hidrolojik koşullara, denizden yüksekliğe ve arazi yönetim pratiklerine bağlı olduğu söylenmektedir. Toprak koşulları biyolojik ve mineralojik faktör önemli olmasına rağmen toprak nem ve sıcaklık rejimlerin değişiminden en çok etkilenmektedir. Örneğin topraklarda OM içeriği felsik kayalar içeren topraklardan daha fazla olduğu görülmüştür. Kil içeriği ve tipi OM içeriğini etkilemektedir. OM'nin oksidasyonu kireçsiz topraklarda kireçli topraklara göre daha hızlı olmaktadır (Buringh, 1978; Schlesinger, 1984).

Toprak biyo-çeşitliliğinin TOK havuzları üzerinde pozitif etkileri bulunmaktadır. Bütün diğer faktörler eşit olmak koşuluyla, yüksek biyo-çeşitlilik toprakta daha fazla karbon depo edilmesine neden olmaktadır (Lavelle, 2000). Gübreleme ile bitkisel üretim yükselmekte ve bu yüzden bitki artıklarının dönüşümü daha fazla olmaktadır. Hayvan gübresinin ve diğer toprak ıslah yöntemlerinin de benzer etkileri vardır.

4.2. GAP Bölgesi Topraklarının Toprak İnorganik Karbon (TİK) Stokları

4.2.1. Bölgede 100 cm'de TİK miktarları

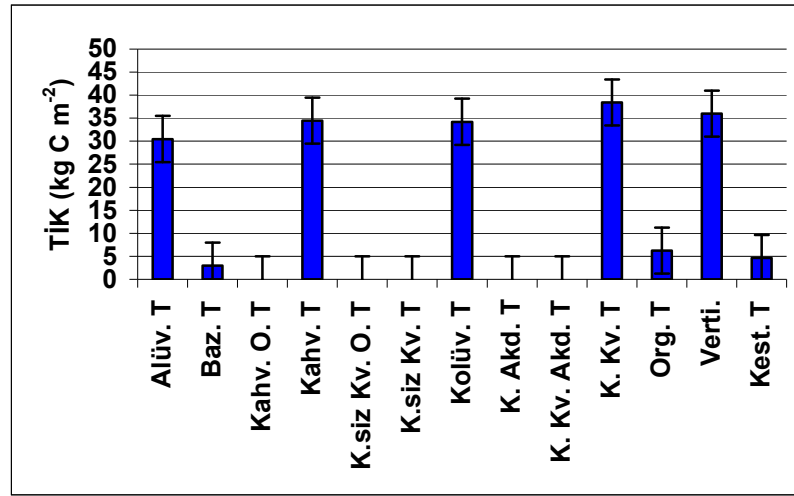
a) Birim alanda TİK miktarları

GAP Bölgesi topraklarında 100 cm toprak derinliğinde TİK miktarları en fazla Kırmızımsı Kahverengi topraklarda 38.45, en az ise Bazaltik topraklarda 3.01 kg C m⁻² bulunmuştur. Bölge toprakları TİK bakımından zengindir. Diğer grupların TİK

miktarlar ise çizelge 4.19 ve şekil 4.11’de verilmiştir. Buna göre Kahverengi Orman toprakları, Kireçsiz Kahverengi Orman toprakları, Kırmızı ve Kırmızı Kahverengi topraklar ile Kireçsiz Kahverengi topraklarda ana materyalleri kireçsizdir.

Çizelge 4.19. Güneydoğu Anadolu Bölgesi büyük toprak gruplarının 100 cm’de TİK miktarları (kg C m⁻²)

Büyük Toprak Grupları	TİK (kg m ⁻²)
Yerleşim alanları	-
Alüviyal Topraklar	30.47
Bazaltik Topraklar	3.01
Kahverengi Orman Toprakları	0.00
Kahverengi Topraklar	34.44
Kireçsiz Kahverengi Orman Topraklar	0.00
Kireçsiz Kahverengi Topraklar	0.00
Kolüviyal Topraklar	34.22
Kırmızı Akdeniz Toprakları	0.00
Kırmızı Kahverengi Akdeniz Toprakları	0.00
Kırmızımsı Kahverengi Topraklar	38.45
Organik Topraklar	6.26
Vertisoller	36.00
Kestanerengi Topraklar	4.65

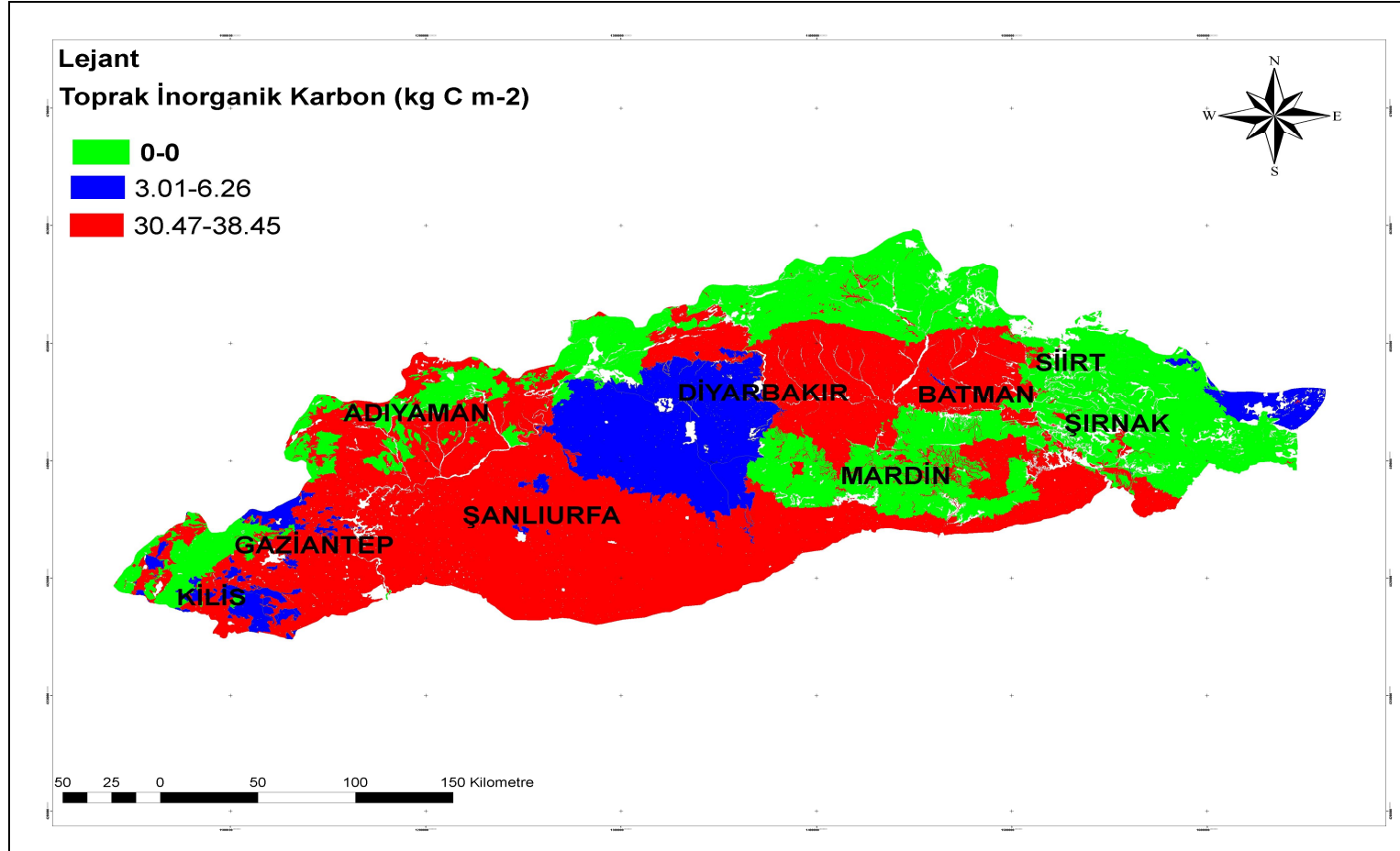


Şekil 4.11. Büyük toprak gruplarının 100 cm’de TİK miktarı (kg C m⁻²)

Şekilde 4.12’de görüldüğü gibi 100 cm toprak kalınlığında TİK miktarları alansal dağılımı bakımında üç gruba ayrılmıştır:

- 1) Kahverengi Orman, Kireçsiz Kahverengi Orman, Kireçsiz Kahverengi, Kırmızı Akdeniz ve Kırmızı kahverengi Akdeniz topraklarının kireçsiz ana materyallerden oluştuğu için inorganik karbonatlar bulunmamaktadır.

- 2) Bazaltik, kestanerengi ve Organik topraklar ise $3.01 - 6.26 \text{ kg C m}^{-2}$ hesaplanmıştır. Burada Bazaltik topraklardaki kireç ana kaya bileşimindeki feldispatlardan gelmekte ve bazaltlar iersideki yuvarlak boşlukları doldurmaktadır.
- 3) Alüviyal, Kahverengi, Kölüviyal, Kırmızımsı Kahverengi ve Vertisol BTG'ları ise $30.47 - 38.45 \text{ kg C m}^{-2}$ arasında inorganik karbon içermektedir.



Şekil 4.12. Güneydoğu Anadolu Bölgesi topraklarının 100 cm'de TİK miktarlarının bölgesel dağılımı

b) TİK'in alansal dağılımı

Bölgede 100 cm toprak derinliğinde TİK stoklar $0.15 \text{ Tg C ha}^{-1} - 1\,016.03 \text{ Tg C}$ arasında değişmekte olup, toplamda $1\,457.46 \text{ Tg C}$ (1.46 Pg C) belirlenmiştir. En az stok Vertisollerde 0.43 Tg C , en fazla stok ise Kırmızımsı Kahverengi topraklarda $1\,016.03 \text{ Tg C}$ belirlenmiştir. Lokal olarak bulunan Organik topraklarda ise 0.15 Tg C saptanmıştır. Bölgede diğer toprak gruplarının TİK stokları çizelge 4.20'de verilmiştir.

Çizelge 4.20. Güneydoğu Anadolu Bölgesinde büyük toprak gruplarının TİK stokların alansal dağılımı (Tg C)

BTG	Alan (ha)	Alan dağılımı (%)	Toplam stoklara göre dağılımı (%)	TİK miktarları (kg C m^{-2})	TİK stokları (Tg C)
Alüv. T	74 092.62	0.98	1.55	30.47	22.58
Baz. T	896 661.18	11.83	1.85	3.01	26.95
Kahv. O. T	1 903 105.61	25.11	0.00	0.00	0.00
Kahv. T	877 553.08	11.58	20.74	34.44	302.24
K.siz Kv. O. T	247 023.56	3.26	0.00	0.00	0.00
K.siz Kv. T	116 339.32	1.53	0.00	0.00	0.00
Kolüv. T	248 261.77	3.28	5.83	34.22	84.96
K. Akd. T	56 038.8	0.74	0.00	0.00	0.00
K. Kv. Akd. T	36 755.23	0.48	0.00	0.00	0.00
K. Kv. T	2 642 781.18	34.87	69.71	38.45	1 016.03
Org. T	2 453.13	0.03	0.01	6.26	0.15
Verti.	1 201.96	0.02	0.03	36.00	0.43
Kest. T	88 546.37	1.17	0.28	4.65	4.11
Yer. alan	388 865.53	5.13	-	-	-
Toplam					1 457.46

Batjes (2006), Ürdün'ün Haşimi Krallık bölgesinde 100 cm toprak derinliğinde TİK miktarını belirlemiştir. Bu çalışmada toprak gruplarının karbon miktarları sırasıyla: Arenosoller 2.90, Calsisoller 29.80, Cambisoller 20.10, Fluvisoller 17.30, Gypsisoller 17.30, Regosoller 5.00, Solonchaklar 30.80 ve Vertisoller 3.60 kg C m^{-2} arasında değişmektedir. Ürdün'de 100 cm derinlikte nem rejimlerinin TİK miktarına etkisini göstermek için yapılan çalışmada sırasıyla aridikte $19.80 - 20.20$, Xerik - Aridikte $22.80 - 22.50$, Ustikte $10.90 - 11.20$, Xerikte $12.10 - 12.40$ olup, ortalama tüm rejimlerde $19.40 - 19.70 \text{ kg C m}^{-2}$ olarak saptamıştır. Ürdün'ün tüm inorganik

karbon stokları 1 741 – 1 761 Tg C olup, organik karbon ile birlikte toplam karbon stokları 1 887 – 1 896 Tg C olduğunu hesaplanmıştır (Batjes, 2006).

Schlesinger (1982)'in Arizona'nın kurak Aridisol, Entisol, Mollisol ve Alfisol ordolarında 100 cm derinlikte yapmış olduğu çalışmalarda sırasıyla TİK miktarları 33.90, 11.40, 16.00, 17.70 kg C m⁻² arasında bulunmuştur. Araştırmacı yağış ile TİK arasında güçlü bir ilişki olmadığını ve yağışın artmasıyla azaldığını belirtmiştir. Buna göre yüksekliğin artmasıyla karbonat – karbonun azaldığını belirtmiştir. Doğal olarak yağışın fazla olduğu alanlarda yıkanma fazladır. Yükseklerle çıkıldıkça yağış arttığı için yükselti ile TİK arasında da ters ilişki bulunmaktadır.

Li et al. (2007) Çin topraklarında 1 m derinliğinde TİK miktarının 234.2 Pg olduğu belirtmektedirler. Topraklarda ortalama TİK miktarı 16.11 – 25.51 kg C m⁻² olduğu ifade edilmiştir. Çalışmaya göre kuzeybatıda kurak ve yarı kuark alanlarda karbonatların pedojenik olarak birikmesi sonucu TİK'in de yüksek olduğunu söylemektedirler. Bunu sırasıyla güneybatı bölgesi izlediği ve en düşük karbon stoklarının da doğu bölgesi olduğu bildirilmektedir. Feng et al. (2002) TİK stoklarının TOK stoklarından daha büyük olduğunu bildirmektedirler. Bu çalışmalara göre TİK/TOK oranları sırasıyla Parasalik Aridpsammentler 1.91, Calic Aridpsammentler 3.61, Parasalik Hyperaridpsammentler 6.24, Kalik Cryopsammentler 6.4 ve Calic Hyperaridpsammentler 13.21'lik oranlar bulmuşlardır.

Batjes (2008)'de Afrika ülkelerinden Kongo, Burundi, Rwanda ülkelerinde yapmış oldukları çalışmalarında Afrika'nın güçlü ayrışma ve derin yıkanmanın baskın olduğu bölgelerde TİK stoklarını belirlemiştir. Calcaric Vertisoller, Gleyic Solonchaklar ve Vertic Cambisollerde 1 m derinlikte ve Sud Kuvu bölgesinde laküstrin materyal üzerinde oluşmuş gleyic Solonchaklarda 21.1, Savana bölgesinde Calcaric Vertisoller 11.4 kg C m⁻² TİK belirlenmiştir.

Pal et al. (2000)'a göre Hindistan'daki TİK stoklarının yaklaşık %54'ü Rajasthan, Gujrat, Utar Pradesh, Maharashtra, Karnakta, Tamil Nadu, Andhra Pradesh bölgelerinde bulunmaktadır. 1 m kalınlıkta topraklarda toplam TİK stokları

196 Pg C ve Batjes (1996)'e göre aynı derinlikte dünyadaki toplam TİK stokları 722 Pg C olarak hesaplanmıştır.

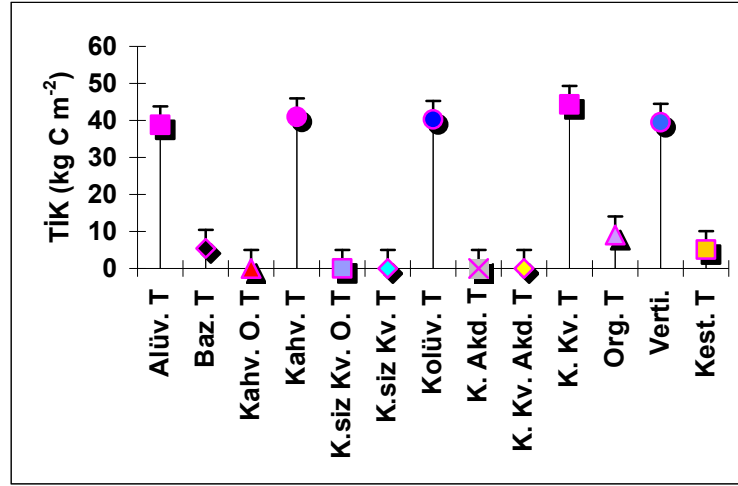
Schlesinger (1982) çalışmasına göre toprak gruplarımızdan Bazaltik, Organik ve Kestanerengi toprakların TİK içeriği ana materyalin kireçsiz veya az kireçli olmasından dolayı düşük, Allüviyal, Kahverengi, Kırmızı Kahverengi, Kolüviyal ve Vertisol toprakların TİK içeriği ana materyalin çok kireçli olmasından dolayı yüksek veya birbirine benzemektedir. Li (2007) ve Schlesinger (1982)'e göre yağışın fazla olduğu yerlerde TİK'in düşük, sıcaklığın yüksek olduğu alanlarda ise fazla birikme gösterdiği belirtilmiştir.

Batjes (2008)'in çalışmasına göre topraklarımızda Bazaltik, Kestanerengi ve Organik toprakların dışındaki grupların TİK içeriği yüksek bulunmuştur. Li et al. (2007)'deki çalışmasıyla karşılaştırıldığında topraklarımızdan Bazaltik, Kestanerengi ve Organik toprakların TİK içeriği düşük, diğer toprak gruplarımız Shajiang ve Haplikalsisoller hariç diğer gruplarla eşit veya yüksek olduğu görülmektedir.

4.2.2. Bölgede 120 cm'de TİK miktarları

a) Birim alanda TİK miktarları

Bölge topraklarının TİK miktarları 5.12 - 44.30 kg C m⁻² arasında değişmektedir. En fazla TİK miktarı Kırmızımsı Kahverengi topraklarda 44.30 ve en az oran ise Kestanerengi topraklarda 5.12 kg C m⁻² olarak belirlenmiştir. Yerel olarak bulunan Organik topraklarda bu miktar 9.07 kg C m⁻² hesaplanmıştır. Şekil 4.13'te da görüldüğü gibi Kahverengi Orman toprakları, Kireçsiz Kahverengi Orman toprakları, Kireçsiz Kahverengi toprak, Kırmızı ve Kırmızı Kahverengi Akdeniz topraklarında TİK bulunmamaktadır.

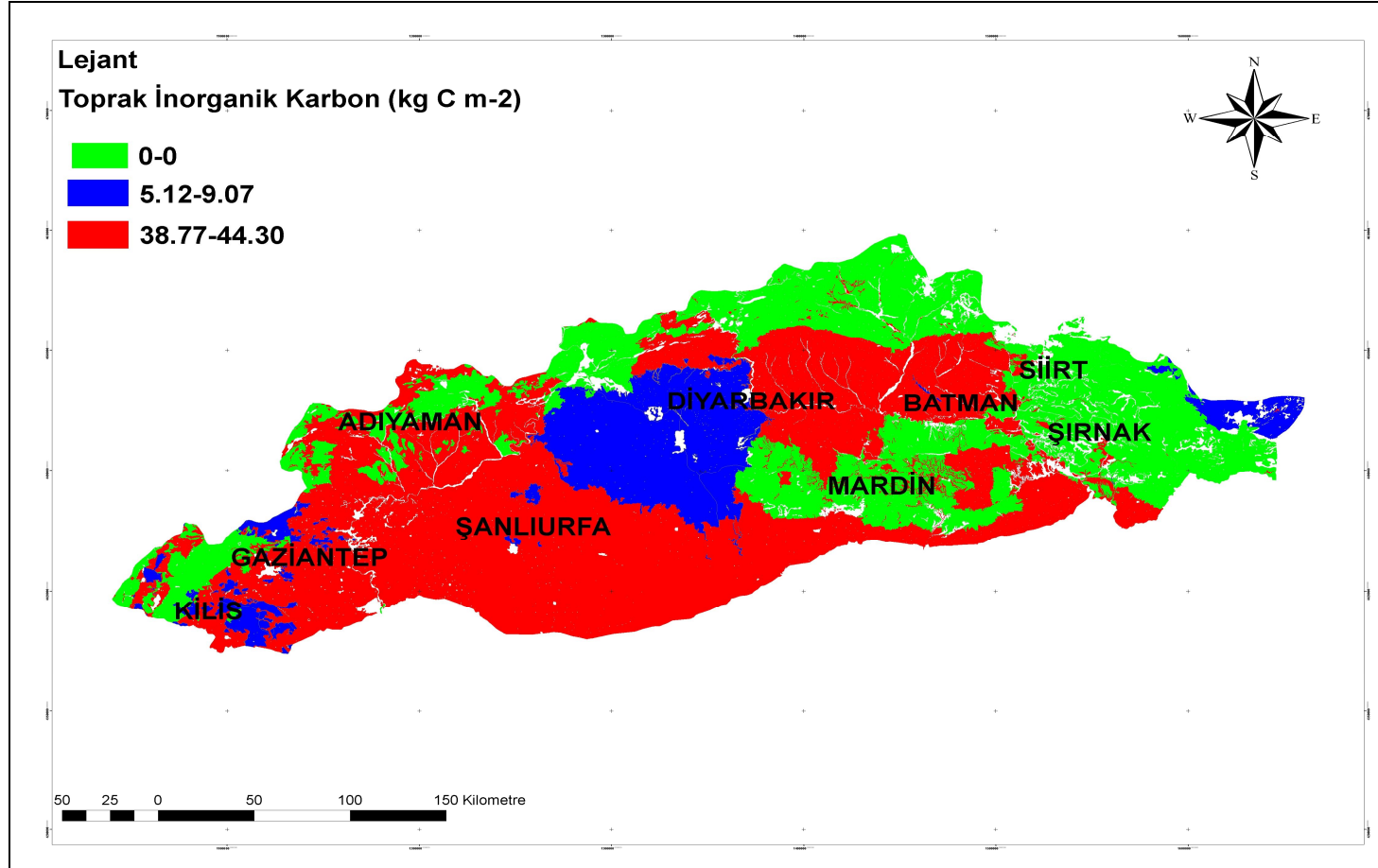


Şekil 4.13. BTG'larının 120 cm'de TİK miktarı (kg C m⁻²)

Alüv.=alüviyal, Baz.=bazaltik, Kahv.=kahverengi, K.siz Kv. O.=Kireçsiz kahverengi orman, K.siz Kv.=, Kireçsiz kahverengi, Kolüv.= Koluviyal,, K. Kv. Akd.=Kırmızı kahverengi Akdeniz, K. Kv.=Kırmızı kahverengi, Org.= Organik, Verti=Vertisol, Kest.= Kestane rengi, T=toprak

Bölgede TİK miktarları 120 cm kalınlıkta dağılımları Şekilde 4.14'te görüldüğü gibi üç grupta incelenmiştir. Buna göre:

1. Kahverengi Orman, Kireçsiz Kahverengi Orman, Kireçsiz Kahverengi, Kırmızı Akdeniz ve Kırmızı kahverengi Akdeniz topraklarının kireçsiz ana materyallerden oluştuğu için inorganik karbonatlar bulunmamaktadır.
2. Bazaltik, Kestanerengi ve Organik topraklar ise 5.12 ile 9.07 kg C m⁻² arasında Litojenik karbonat içermektedirler.
3. Alüviyal, Kahverengi, Kolüviyal, Kırmızımsı Kahverengi ve Vertisol BTG'larından 38.77 – 44.38 kg C m⁻² arasında bulunmaktadır.



Şekil 4.14. Güneydoğu Anadolu Bölgesi topraklarının 120 cm'de TİK miktarlarının bölgesel dağılımı

b) TİK'in alansal dağılımı

Alansal olarak, GAP Bölgesi topraklarının TİK stokları 0.47 – 1 170.76 Tg C arasında değişmektedir. En büyük stok 1 170.76 Tg C ile Kırmızımsı Kahverengi toprak, en az stok ise 0.47 Tg C ile Vertisollerde hesaplanmıştır. Bölgede yerel bulunan Organik topraklarda ise bu değer 0.22 Tg C belirlenmiştir. Kalan diğer grupların TİK stokları çizelge 4.21'de verilmiştir. Buna göre 120 cm toprak kalınlığında bölge topraklarının TİK stokları 1.71 Pg C hesaplanmıştır.

Çizelge 4.21. Büyük toprak gruplarının TİK stokları (Tg C, 1Tg= 10¹² g)

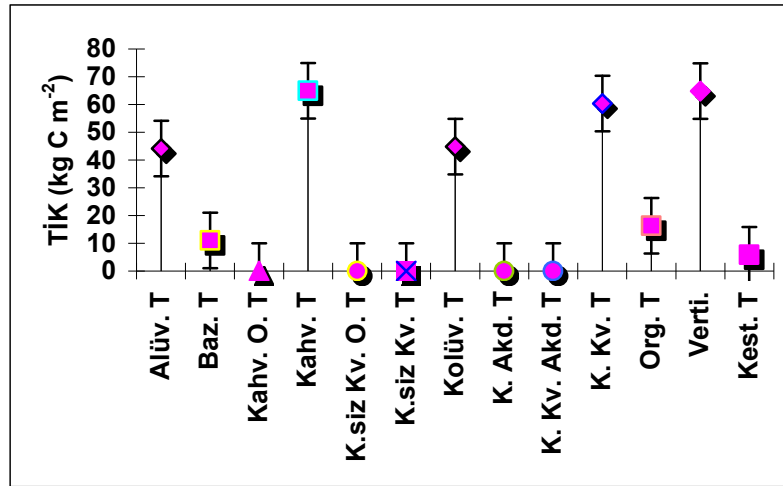
BTG	Alan (ha)	Alan dağılımı (%)	Toplam stoklara göre dağılımı (%)	TİK stokları (Tg C)
Alüv. T	74092.62	0.98	1.68	28.72
Baz. T	896661.18	11.83	2.84	48.72
Kahv. O. T	1903105.61	25.11	0.00	0.00
Kahv. T	877553.08	11.58	20.98	359.31
K.siz Kv. O. T	247023.56	3.26	0.00	0.00
K.siz Kv. T	116339.32	1.53	0.00	0.00
Kolüv. T	248261.77	3.28	5.84	100.05
K. Akd. T	56038.8	0.74	0.00	0.00
K. Kv. Akd. T	36755.23	0.48	0.00	0.00
K. Kv. T	2642781.18	34.87	68.35	1 170.76
Org. T	2453.13	0.03	0.01	0.22
Verti.	1201.96	0.02	0.03	0.47
Kest. T	88546.37	1.17	0.26	4.53
Yer. alan	388865.53	5.13	-	-
Toplam	7579805.20	100.00	100.00	1 712.80

Schlesinger (1982)'de Arizona bölgesinde ortalama TİK miktarını 26.00 kg C m⁻² olarak bulmuştur. Entisollerde 11.40 – 14.60 kg C m⁻², Alfisollerde 17.7 – 32.5 kg C m⁻² Aridisollerde 30.80 – 44.30 kg C m⁻², Mollisol 16.00 – 36.20 kg C m⁻², Vertisollerde 22.30 – 35.00 kg C m⁻² ve tarım alanlarında ise 37.90 kg C m⁻² ve Bazaltlarda 55.30 kg C m⁻² litojenik karbon bulmuştur. Araştırmacı bazı topraklarda değerlerin düşüklüğünü düşen yağışa, yoğun tarım tekniklerine, yüzey örtüsünün yokluğuna ve erozyona bağlamıştır.

4.2.3. Bölgede 160 cm’de TİK miktarları

a) Birim alanda TİK miktarları

Büyük toprak gruplarının 160 cm kalınlıkta TİK miktarları 5.87 – 64.80 kg C m⁻² arasında değişmektedir. Kahverengi Orman, Kireçsiz Kahverengi Orman, Kireçsiz Kahverengi, Kırmızı Akdeniz ve Kırmızı kahverengi Akdeniz topraklarının kireçsiz ana materyallerden oluştuğu için inorganik karbonatlar bulunmamaktadır. Bazaltik, kestanerengi ve Organik topraklar ise 5.87 – 16.27 kg C m⁻² hesaplanmıştır. Alüviyal, Kahverengi, Kolüviyal, Kırmızımsı Kahverengi ve Vertisol topraklarında 44.13 – 64.91 kg C m⁻² arasında değişmektedir (Şekil 4.15).

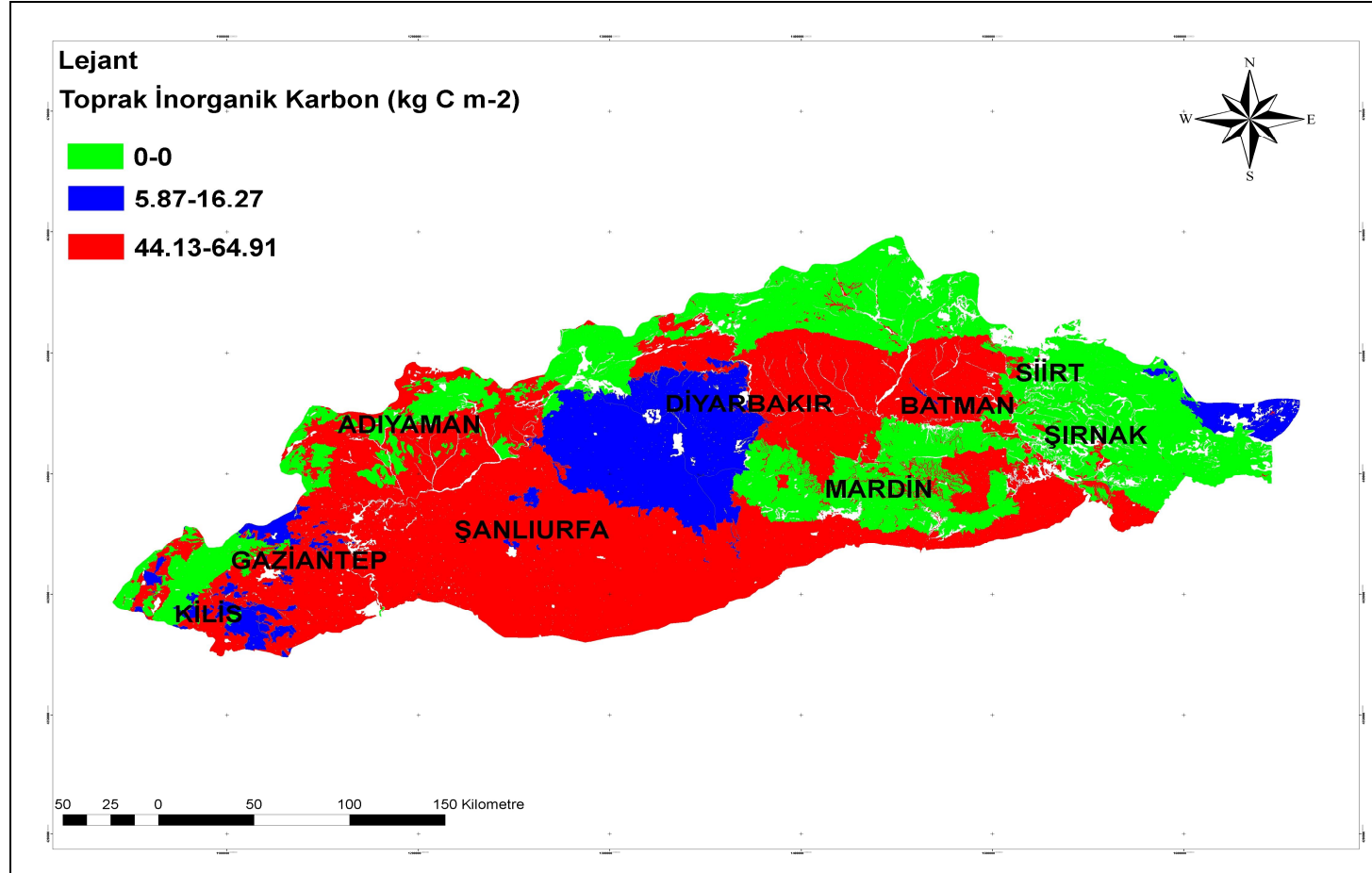


Şekil 4.15. Büyük toprak gruplarının 160 cm’de TİK miktarı (kg C m⁻²)

Toprakların 160 cm bazında TİK dağılımı Şekil 4.16’da verilmiştir. Buna göre TİK miktarları 3 grupta incelenmiştir.

1. Kireçsiz alanlardan oluşan Büyük Toprak Grupları Kahverengi Orman, Kireçsiz Kahverengi Orman, Kırmızı Akdeniz ve Kırmızımsı Kahverengi Akdeniz topraklarından kireç bulunmamaktadır.
2. Büyük Toprak Grupları Bazaltik, Kestanerengi ve Organik topraklardan oluşmaktadır. Bu grupta TİK miktarları 5.87 – 16.27 kg C m⁻² arasında değişmektedir.

3. Büyük Toprak Grupları Kırmızımsı Kahverengi, Vertisoller, Alüviyal, Kolüviyal ve Kahverengi topraklardan oluşmaktadır. TİK miktarları ise 44.13 – 64.91 kg C m⁻² arasındadır.



b) TİK stokların alansal dağılımı

Toprakların 160 cm toprak derinliğinde TİK stokları 2 414.72 Tg C (2.41 Pg C) olup, en fazla stok 1 595.34 Tg C ile Kırmızımsı Kahverengi topraklar ve en az 0.78. Tg C ile Vertisollerde belirlenmiştir. Büyük toprak gruplarından ve yerel bulunan Organik topraklarda 0.4 Tg C saptanmıştır. Diğer grupların TİK stokları çizelge 4.22’de verilmiştir.

Çizelge 4.22. Büyük toprak gruplarının TİK stokları (Tg C)

BTG	Alan (ha)	Alan dağılımı (%)	Toplam stoklara göre dağılımı (%)	TİK stokları (Tg C)
Alüv. T	74 092.62	0.98	1.35	32.70
Baz. T	896 661.18	11.83	4.11	99.36
Kahv. O. T	1 903 105.61	25.11	0.00	0.00
Kahv. T	877 553.08	11.58	23.59	569.60
K.siz Kv. O. T	247 023.56	3.26	0.00	0.00
K.siz Kv. T	116 339.32	1.53	0.00	0.00
Kolüv. T	248 261.77	3.28	4.61	111.34
K. Akd. T	56 038.8	0.74	0.00	0.00
K. Kv. Akd. T	36 755.23	0.48	0.00	0.00
K. Kv. T	2 642 781.18	34.87	66.07	1 595.34
Org. T	2 453.13	0.03	0.02	0.40
Verti.	1 201.96	0.02	0.03	0.78
Kest. T	88 546.37	1.17	0.22	5.20
Yer. alan	388 865.53	5.13	-	-
Toplam	7 579 805.20	100.00	100.00	2 414.72

Genel olarak GAP Bölgesi topraklarının TİK stokları yüksek çıkmıştır. Stoklarının fazla olması bölge topraklarının aşırı kireçli olarak sınıflandırılmasına neden olmuştur. Bölgede kireçli kalkerli tortulların çevreden sürekli olarak ovalara taşınması stokların fazla çıkmasına neden olan sebeplerden biridir.

4.2.4. Harran Ovası topraklarının Litojenik Karbon Stokları

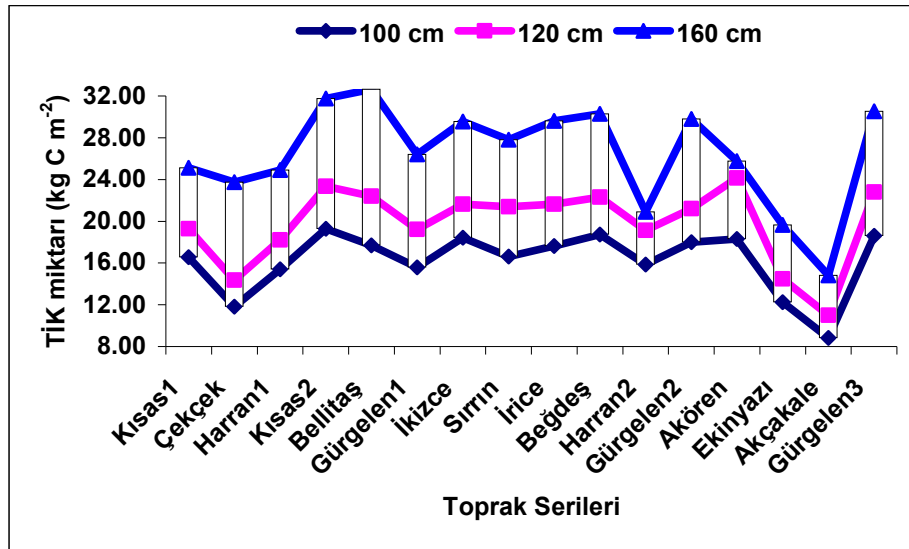
Harran Ovası topraklarının Toprak Taksonomisi Çizelge 4.23’te verilmiştir.

Çizelge 4.23. Harran Ovası topraklarının Toprak Taksonomisi (FAO/UNESCO, 1974; Soil Survey Staff, 2006; Dinç ve ark., 1993)

Toprak Taksonomisi				Toprak serileri	FAO / UNESCO
Ordo	Alt ordo	Büyük Grup	Alt Grup		
Entisol	Fluvent	Torrifluent	Vertic Torrifluent	İkizce	Calcaric Fluvisol
			Typic Torrifluent	Bellitaş Çekçek	
Vertisol	Torrert	-----	Typic Torrert	Beğdeş	Chromic Vertisol
				Akçakale	
				Kısa	
Aridisol	Orthid	Gypsiorthid	Typic Gypsiorthid	Cepkenli	Gypsic Xeresol
		Paleorthid	Typic Paleorthid	Gülveren	Calcic Xeresol
				Ekinyazı	
				Akören	
				İrice	
				Gürgelen	
				Harran	
				Sırrın	Haplic Xeresol

a) Birim alanda TİK miktarları

Harran ovası topraklarının TİK stokları genel olarak şekil 4.17’de her üç derinlikte birlikte verilmiştir. Buna göre Ova topraklarında 100, 120 ve 160 cm toprak kalınlıklarında TİK miktarları sırasıyla 8.83 – 19.27, 11.01 – 23.35 ve 14.82 – 32.65 kg C m⁻² arasında değişmektedir.



Şekil 4.17 Harran Ovası topraklarının TİK miktarı

Harran ovasında, 120 cm derinlik bazında TİK miktarı en fazla 24.15 kg C m⁻² ile Akören serisindedir ve en düşük ise 11.01 kg C m⁻² ile Akçakale serisindedir. GAP bölgesinin kireçli diğer toprakları ile karşılaştırıldığında ova topraklarının daha az kireç içerdiği görülmektedir. Bu durum ova topraklarının daha yüksek konumda olan yerlerde oluşan ve kireççe az olan yüzey topraklarından taşınarak oluşması tezini güçlendirmektedir. Çevrelerden kireçli tortul kaya parçalarının sürekli olarak ovaya taşınması toprakta TİK stoklarının yüksek olmasına neden olmuştur. Ovanın en düşük kodunda (Akçakale serisi) kirecin düşük çıkması dikkat çekicidir. Diğer serilerdeki TİK miktarları ise çizelge 4.24'te verilmiştir.

Çizelge 4.24. Harran Ovası topraklarının TİK miktarları (kg C m⁻²)

Seri	Derinlik (cm)		
	100 TİK (kg m ⁻²)	120 TİK (kg m ⁻²)	160 TİK (kg m ⁻²)
Kıyas 1	16.56	19.29	25.12
Çekçek	11.82	14.36	23.74
Harran 1	15.39	18.23	24.89
Kıyas 2	19.27	23.35	31.75
Bellitaş	17.69	22.40	32.65
Gürgelen 1	15.58	19.21	26.39
İkizce	18.42	21.63	29.56
Sırrın	16.62	21.39	27.80
İrice	17.62	21.65	29.60
Beğdeş	18.73	22.31	30.28
Harran 2	15.87	19.12	20.89
Gürgelen 2	18.00	21.21	29.80
Akören	18.29	24.15	25.78
Ekinyazı	12.24	14.47	19.64
Akçakale	8.83	11.01	14.82
Gürgelen 3	18.62	22.81	30.55
Toplam	259.55	316.56	423.27

4.2.4.1. Harran ovasının Litojenik karbonatlarına Fatik ve Tektek dağlarının etkisi

Şengör (1988)'e göre bundan 50 – 60 milyon yıl öncesinde Atlantik ile Pasifik okyanusları Tetis okyanusu tarafından birbirine bağlamaktaydı. Kıtasal plakalardaki orojenik hareketler nedeniyle bu okyanus Pasifik ve Atlas'la olan bağları karasal oluşum nedeniyle kopmuştur. Tersiyer döneminde de Türkiye'nin büyük bir bölümünün karasallaştığı ifade edilmektedir.

Güneydoğu Anadolu'da meydana gelen tektonik olaylar sonucunda irili ufaklı birçok horst ve grabenler oluşmuştur. Harran Ovası bölgede bulunan önemli grabenlerden biridir. Bu çöküntü alanı üzerindeki materyaller çevredeki yüksek alanlardan taşınan alüviyal ve kolluviyal materyallerle devamlı dolmaktadır. Kalkerler içinde çokça opal (sekonder SiO₂) ve fosil parçacıkları bulunmaktadır. Ova çevresinde bulunan kalkerlerde çok az miktarda karbonat olmayan mineraller bulunmaktadır. Doğudaki Tektek dağları batıdaki Fatik kayasına göre daha açık renkli olarak görülmüştür. Tortul kayaçların Plio – Miosen dönemine ait olduğu bildirilmektedir (DSİ, 1992).

Fatik kayası ortalama olarak %0.87 ve Tektek kayası ise %0.5 rezidyu içerdiği belirtilmiştir (Çakmaklı, 2008). Fatik kayası Tektek kayasına göre daha fazla rezidu içermektedir daha serttir. DSİ'nin 1960'larda Harran ovasında açmış olduğu sondajlara göre toprak derinliğinin 450 m kadar olduğunu anlaşılmaktadır. Ancak bu derinlik dağların eteklerine doğru azalmaktadır.

Toprakların oluşumunda yağışlar, her yıl Arabistan ve Sahra çöllerinden gelen tozların katkısının bir hayli yüksek olduğu tahmin edilmektedir. Özellikle çöl tozlarının her yıl görülmesi, 2008 – 2009 döneminde bu olayın 8 kez meydana gelmesi ve alınan örneklerden yapılan hesaplara göre 2.14 mm m⁻² tozun yağması bölge topraklarının oluşumu açısından önemlidir. Yapılan analiz sonuçlarına göre bu tozların kireç içeriğinin %22 civarında olması toprakta var olan kireç miktarının daha da artmasına neden olmaktadır.

Karbonatlar özellikle arid ve semi – arid çevrelerin önemli bileşenlerindedir. Toprakta çokça bulunan karbonat mineralleri kalsit (CaCO₃), Mg – kalsit [Ca_xMg_{1-x}(CO₃)], dolomit [CaMg (CO₃)₂], seyrek olarak aragonit (CaCO₃) ve sideritir (FeCO₃) (Doner and Lynn, 1989; Landi and Mermut, 2002). Sideritin oluşumu azalan çevre ve yüksek CO₂ kısmi basıncana bağlı olduğu bilinmektedir (Salomon and Mook, 1976).

4.3. Pedojenik İnorganik Karbonatlar (PİK)

Kurak ve yarı kurak iklim bölgelerinde toprak horizonlarında görülen CaCO_3 lar çoğunlukla organik maddenin oksidasyonu ile toprakta ortaya çıkan CO_2 'in, toprakta var olan Ca^{+2} ile birleşmesi ile ikincil karbonat olarak çökmektedir (Landi et al., 2003b).

Kurak ve yarı kurak bölgelerde yağışın yetersizliğinden dolayı toprakta bulunan kalsiyum ve diğer katyonlar yıkanmamaktadır. Aşağıya doğru taşınan bu iyonlar yıkanmanın azaldığı yerlerde ikincil karbonat ya da tuz olarak birikmektedir. İkincil karbonatların çoğunlukla organik maddeden geldiği düşünülürse, yeryüzünde karbon stoklarının döngüsünde bu olayın çok büyük rolü bulunmaktadır. Topraktaki OM'nin çürümesi ve bitki köklerinin faaliyetleri sonucu CO_2 açığa çıkmaktadır. Karbondioksit topraktaki su ile reaksiyona girmesi sonucunda karbonik asit (H_2CO_3) ve bikarbonatlar (HCO_3) oluşmaktadır.

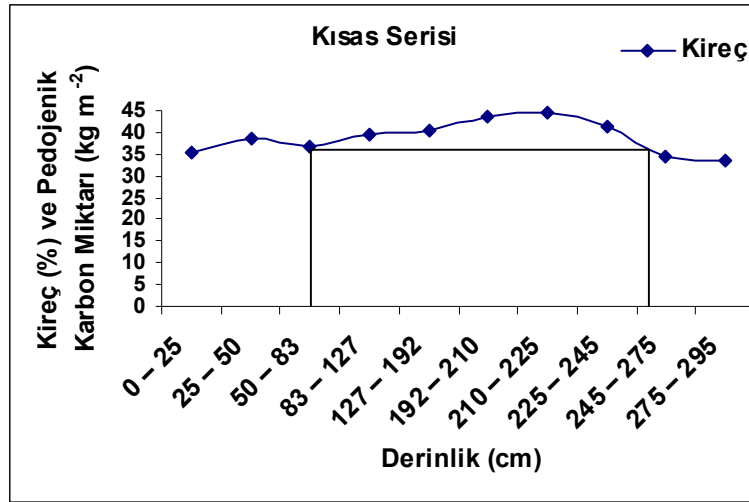
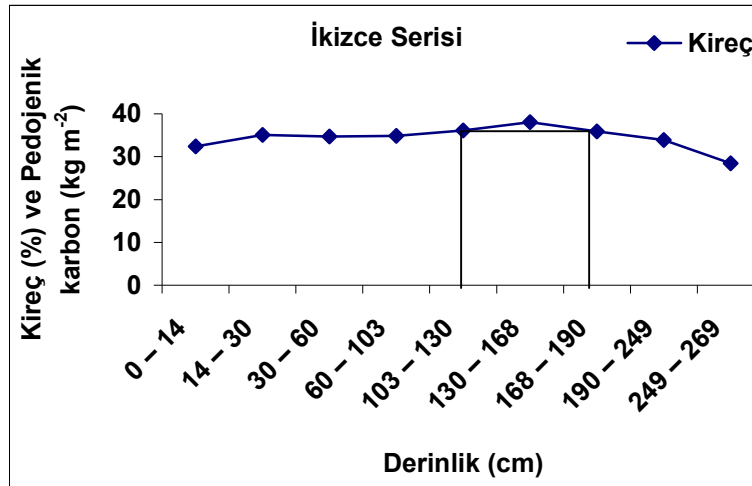
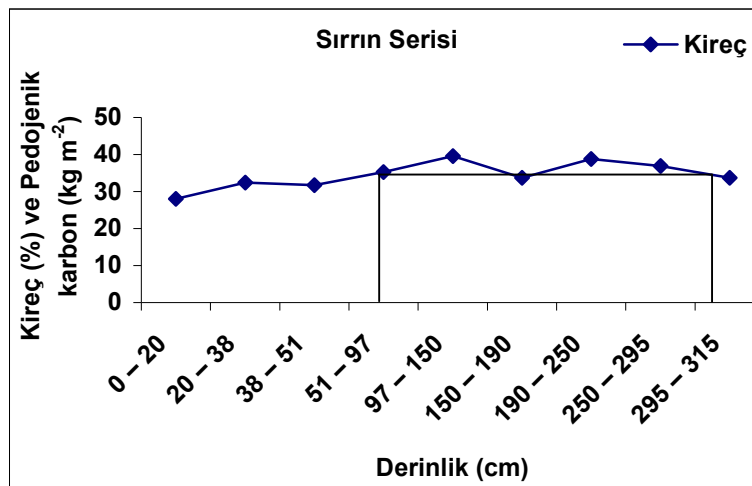
Pedojenik karbonatların ^{18}O ve ^{13}C izotopları arasında da güçlü bir ilişki bulunmuştur (Landi et al., 2003; 2006). Buda pedojenik karbonatların geçmiş iklime ait bilgilerin gün yüzüne çıkarılmasında kullanılabileceği anlamına gelmektedir. Örnek olarak Kanada'nın Saskatchewan eyaletinde günümüzden 6 600 yıl önce iklimin daha soğuk ve nemli olmasından dolayı Kahverengi ve Koyu Kahverengi topraklarda C3 bitkilerinin baskın olduğu saptanmış bulunmaktadır.

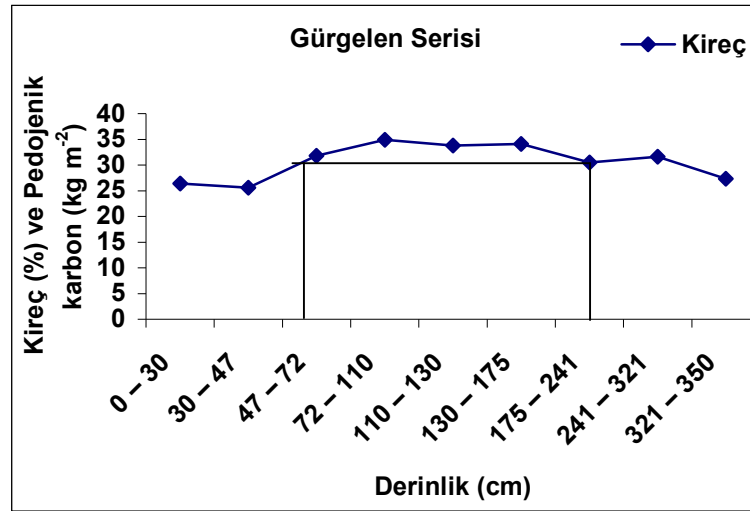
Bölgede yapılan çalışmalarda açılan her profilde ikincil karbonatlar bulunmasına rağmen yeterli miktarda görünmemektedir ve Harran Ovası da durum benzerdir. Buna göre ovada açılan dört profilde pedojenik inorganik karbonatların oranı $9.53 - 10.80 \text{ kg C m}^{-2}$ arasında değişmektedir. Kısas Serisinde PİK değerleri $1.50 - 3.68$, (Şekil 4.18), İkizce Serisinde $0.66 - 3.41$ (Şekil 4.19), Sırrın Serisinde $0.08 - 4.50$ (Şekil 4.20), Gürgelen Serisinde $2.29 - 5.41$ (Şekil 4.21) arasında değişmektedir. Pedojenik karbonatların birikim hızları ise $2.27 - 2.57 \text{ g m}^{-2} \text{ yıl}^{-1}$ kg C m^{-2} arasında değişmektedir (Çizelge 4.25). Organik maddenin birikme hızı ise 4.37 ile $5.43 \text{ g m}^{-2} \text{ yıl}^{-1}$ arasındadır.

Çizelge 4.25. Güneydoğu Anadolu Bölgesi topraklarının bazı serilerinde pedojenik karbonat miktarları ve yıllık birikme hızları

Kıyas serisi		İkizce serisi		Sırrın serisi		Gürgelen serisi	
Derinlik (cm)	PK (kg m ⁻²)	Derinlik (cm)	PK (kg m ⁻²)	Derinlik (cm)	PK (kg m ⁻²)	Derinlik (cm)	PK (kg m ⁻²)
83 – 127	1.88	14 – 30	0.66	150 – 190	0.21	47 – 72	2.29
127 – 192	3.68	30 – 60	1.04	190 – 250	5.10	72 – 110	5.41
192 – 210	1.90	60 – 103	1.63	250 – 295	4.50	110 – 130	2.48
210 – 225	1.86	103 – 130	1.56	295 – 315	0.08		
225 – 245	1.50	130 – 168	3.41				
		168 – 190	1.23				
Toplam	10.80		9.53		9.89		10.18
Birikme hızı (g m ⁻² yıl ⁻¹)	2.57		2.27		2.35		2.42

Arkeolojik bulgular bölgede zamanımızdan 4 200 yıl önce iklimin kurak yöne doğru değiştiğini işaret etmektedir. Bu bulgudan hareketle ovada üst toprakların 4200 dan beri biriktiği esas alınarak pedojenik karbon birikim hızları 2.27 – 2.57 g C m⁻² yıl⁻¹ arasında hesaplanmıştır ve bu hız, günümüz iklim koşulları göz önüne alındığında, beklenenin üstündedir. Organik maddenin birikme hızı yaklaşık olarak inorganik ikincil karbonatların 2 katı olarak hesaplanmıştır. Kanada gibi kışın soğuk bölgelerde bu oran 1.4 olarak ikincil karbonatların lehinedir. Buzulların Kanada'yı terk ettiği 17 000 yıl göz önüne alınırsa, toprakta ikincil karbonatlarının organik maddeye göre, zaman akışı içinde, oluşum hızlarının düşmesi beklenir. Organik maddenin toprakta kalış süresi az olmasına rağmen daha hızlı birikmesi ve ikincil kirecin az olması, Harran ovası topraklarının genç olmalarının açık kanıtlarıdır. Eswaran et al. (2000) pedojenik inorganik karbon organik karbonun 1.25 katı olduğunu bildirmektedir. Bu olayda yaşın çok önemli olduğunu vurgulamak gerekir.

Şekil 4.18. Kısa serisi podojenik karbonat miktarları (kg C m⁻²)Şekil 4.19. İkizce podojenik karbonat miktarları (kg C m⁻²)Şekil 4.20. Sırrın serisi podojenik karbonat miktarları (kg C m⁻²)



Şekil 4.21. Gürgelen serisi pedojenik karbonat miktarları (kg C m⁻²)

Toprakların yüzey horizonlarında bulunan organik madde üzerinde bulunan vejetasyonda bulunan bitki çeşitlerinin (C3, C4, ve CAM) oranlarını yansıttığı bilinmektedir (Kelly et al., 1991). İkincil karbonatların C izotop kompozisyonu, var olan ekosistemlerdeki bitki türleri tarafından kontrol edilmektedir (Mermut et al., 2000). Diğer bir deyimle bitki türüne bakarak ikincil karbonatların C izotopu ya da ikincil karbonatların C izotopuna bakarak vejetasyon hakkında bilgi elde edilebilir. Böylece geçmişte oluşan ikincil karbonatların izotoplarına bakarak geçmişteki vejetasyon ve iklim hakkında bilgi alınabilir.

Landi and Mermut (2006) Kanada’da yaptığı çalışmalara göre Podojenik karbonat birikimi oranı buzulların çekilme yaşları 17 000 ile 11 500 yıl arasında değişen güneybatı – kuzeydoğu yönünde, eksen üzerinde oluşan topraklarda (yaşlıdan gence doğru) 8.3, 11.4, 11.2, 14.3 ve 9.6 g C m⁻² yıl⁻¹ bulmuşlardır.

Atmosferdeki CO₂’in doğal ana kaynakları toprak okyanus, bitkilerin respirasyonu ve volkanik emisyonlardır (Ryskov et al., 2008). Glazovskaya (1996)’a göre Rusya’da bazı toprak tiplerinin pedojenik karbonat birikimini hesaplamıştır. Buna göre Chernozemler (Mollisoler, 20 000 – 25 000 yıl) üst kısımda 400 cm derinliğinde 1.00 – 30.70 kg C m⁻², Açık Kestanerengi (Aridisoller, 6 000 – 8 000 yıl) topraklarda 100 cm’de ise 5.40 – 13.90 kg C m⁻² karbon içerdiğini belirtmiştir. Bu ve diğer çalışmalar toprakta artan TOK ile karbon depolamayı artırmak mümkün

olacağını göstermektedir (Bhattacharya et al., 2004; 2005). Wilding (1999) bu mekanizma ile her yıl 3 – 12 g pedogenic karbon $m^{-2} \text{ yıl}^{-1}$ depolanabileceği söylemektedir (Nordt, 2000).

Machette (1985)'e göre New Meksiko ve Utah topraklarında pedojenik karbonat oranı 1.4 – 5.1 g $\text{CaCO}_3 \text{ m}^{-2} \text{ yıl}^{-1}$ (0.17 – 0.61 g C $\text{m}^{-2} \text{ yıl}^{-1}$) olduğunu hesaplamışlardır. Schlesinger (1984, 1985) Majova Bozkırlarında (desert) Aridisollerin kalsik horizonlarında pedojenik karbonat birikim hızlarının 1.0 – 3.5 g $\text{CaCO}_3 \text{ m}^{-2} \text{ yıl}^{-1}$ (0.12 – 0.42 g C $\text{m}^{-2} \text{ yıl}^{-1}$) arasında hesaplamıştır. Benzer sonuçların diğer araştırmacıların da elde ettiğini göstermektedir. Pal et al. (2000) ve Nordt et al. (2000)'a göre Hindistan topraklarında büyük toprak ordolarının pedojenik karbonların birikme oranları Vertisoller (60.4 Mha) 3.50 – 4.00 g C $\text{m}^{-2} \text{ yıl}^{-1}$, Allüviyaller (94.80 Mha) 12.50 – 13.30 g C $\text{m}^{-2} \text{ yıl}^{-1}$, sulanan alanlar (57.00 Mha) 8.00 – 12.00 g C $\text{m}^{-2} \text{ yıl}^{-1}$ olduğu belirtilmiştir.

Gile and Grossman (1971)'a göre New Mexico kalış katmanlarında ^{14}C yaş tayininde tabakanın Pleistosenin son dönemi ve Holosen dönemlerinde oluşmuş ve birikim oranlarını 0.12 – 1.44 g C $\text{m}^{-2} \text{ yıl}^{-1}$ bulmuşlardır. Benzer sonuçları Boul and Yesilsoy (1964) Güneydoğu Arizona bölgesinde 0.47 – 0.68 g C $\text{m}^{-2} \text{ yıl}^{-1}$ bulmuşlardır. Hallmark and Allen (1975)'e göre arid ve semi – arid topraklarda karbonatların birikmesi dünya çapında bir olaydır. .Bu depositlerin arid bölgelerde çok iyi bilinmelerine karşın, oluştuğu alanlarda vejetasyon deseninin çok sıkı etkisinde olduğunun da gözden uzak tutulmaması gerekir (Hallmark and Allen,1975; Dregne, 1976).

Breemand and Protz (1988)'e göre toprağa 5 Mg ha^{-1} biomas ilave edilmesi durumunda sekonder karbonatların oluşum oranının 6.8 g C $\text{m}^{-2} \text{ yıl}^{-1}$, 20 Mg ha^{-1} ilave edilmesi durumunda ise 13.9 g C $\text{m}^{-2} \text{ yıl}^{-1}$ birikme hızı olacağını rapor etmiştir.

Topraktaki PİK havuzu ve akışı ile atmosferik CO_2 sayısız işlemlere ve faktörlere bağlıdır. PİK'in oluşumunda iki önemli parametre rehberlik etmektedir. Bunlar atmosferik CO_2 ve CaCO_3 'tan ziyade diğer kaynaklardan gelen Ca^{+2} 'un

ortamda yeterince bulunmasıdır. PİK'in global karbon döngüsü ile ilgili olarak dinamiklerin anlaşılmasında geniş bilgi boşluğu vardır. Bunlar arasında en önemlileri; (i) PİK oluşumunda ortaya çıkan kimyasal olaylar, (ii) PİK havuzu ve akışı üzerinde arazi kullanım ve yönetiminin etkisi, (iii) PİK'in toprak havuzu ve akışı önemiyle atmosferik ilişkisi ve (iv) PİK ve litojenik karbonun nasıl ayırabileceği gibi sorular önemli boşluklardır (Lal and Kimble, 2000a).

Mermut et al. (2000)'a göre global karbon döngüsü içinde ikincil karbonatların döngüsü ve değerini tahmin etmek için birkaç soruya cevap bulma ihtiyacı olduğunu belirtmişlerdir. Araştırmacılara göre cevaplanması gereken soruları şöyle sıralamaktadır: (i) atmosferik karbondioksitin uzun süre içerisinde jeolojik döngüde inorganik formda ne kadar tutulduğu ve pedojenik döngüde diğer formlara nasıl dönüştüğü, (ii) pedojenik karbonların oluşumunda toz depositlerin (aerosollerin) rolünün ne kadar olduğunu, (iii) pedojenik karbonatların ne kadarı karbonatik ana kayalardan geldiği, (iv) PİK'in ne kadarının TOK'tan geldiği, dönüşüm hızı ve bu döngüde tarım yönetim teknolojilerinin rolü ve, (v) perkolasyon suyundan inorganik karbon olarak TİK kaybını tahmin etmek olası mıdır?.

Yıllık yağışın artmasıyla, solun derinliğinde serbest – karbonatlar, total pedojenik karbon depolama ve pedojenik karbonatların birikme oranlarını artırmaktadır. Khresat (2001)'e göre sekonder karbonatların birikimi herhangi bir horizontta belirgin nodüller, ince karbonat telleri gibi bulunduğu ve büyük bir kısmı 1 m'nin altında bulunduğu belirtmiştir.

5. SONUÇ ve ÖNERİLER

5.1. Sonuçlar

Araştırma alanı toprakları çok kireçli (>%15) az kireçli (%4-8) ve kireçsiz (0-2) olmak üzere üçe ayrılabilir. Kireçsiz topraklarda pH < 7 ve az ve çok kireçli topraklarda ise pH > 7'nin üstündedir.

Araştırma bölgesi olan GAP 7 579 805.2 ha alana sahiptir. Yüzeysel topraklarında organik madde %1.12 – 3.02 arasında değişmektedir. Harran ovasının en düz kısmında yani Akçakale bölgesinde yağışın az olduğu yerde en düşük %1.12, kuzeye doğru çıkıldıkça yağışın ve denizden yüksekliğin artması ile artmaktadır. Topraklar genellikle killidir (> %40) ve buna bağlı olarak ta KDK > 23.38 – 48.40 cmol kg⁻¹ arasında değişmektedir ve değişebilir katyonlar içinde Ca⁺⁺ + Mg⁺⁺ en büyük paya sahiptir. Elektriksel iletkenlik genellikle normal olmasına karşılık ovaların en düşük kesimlerinde tuzluluk görülmektedir. Hacim ağırlıkları 0.83 ve 1.70 Mg m⁻³ arasında olup ovalarda yüksek, ormanlık alanlarda düşüktür.

Bölgede farklı iklim koşullarında bulunan 13 toprak grubunda 100 cm toprak kalınlığında yapılan çalışmadan elde edilen sonuçlar BTG'leri bazında sırasıyla Kahverengi Orman toprakları, Kırmızımsı Kahverengi topraklar, Bazaltik topraklar, Kahverengi topraklar, Kireçsiz Kahverengi Orman toprakları, Kolüviyal topraklar, Kestanerengi topraklar, Kireçsiz Kahverengi topraklar, Alüviyal topraklar, Kırmızı Akdeniz toprakları, Kırmızı Kahverengi Akdeniz toprakları, Organik topraklar, ve Vertisoller büyük toprak grupları bazında elde edilen sonuçlar sırasıyla 209.72, 163.85, 72.99, 58.97, 41.10, 15.79, 10.36, 5.77, 4.28, 4.09, 2.68, 1.64, 0.08 Tg C dur. Lokal olarak bulunan Organik topraklarda 1.64 Tg C saptanmıştır. Toplamda TOK stokları 100 cm'de 0.63, 120 cm'de 0.73 ve 160 cm'de 0.84 Pg C saptanmıştır. Topraklarda 100 cm'de ortalama olarak TOK'un birikme hızı küçükten büyüğe

doğru Kireçsiz Kahverengi topraklarda 1.18, Alüviyal topraklarda 1.38, Kırmızımsı Kahverengi topraklar 1.48, Kolüviyal topraklarda 1.51, Kahverengi topraklarda 1.60, Vertisollerde ise 1.61, Kırmızı Akdeniz toprakları ve Kırmızı Kahverengi Akdeniz topraklarında 1.72, Bazaltik topraklarda 1.94, Kahverengi Orman topraklarında 2.62, Kahverengi topraklarda 2.79 ve Kireçsiz Kahverengi Orman topraklarında 3.96 g C m⁻² yıl⁻¹ arasında değişmektedir. İncelenen organik bir toprakta ise 15.90 g C m⁻² yıl⁻¹ bulunmuştur.

Toprak inorganik karbon stoklar sırasıyla en fazladan en aza doğru Kırmızımsı Kahverengi topraklarda 1 016.03, Kahverengi topraklar 302.24, Kolüviyal topraklar 84.96, Bazaltik topraklar 26.95, Alüviyal topraklar 22.58 , Kestanerengi topraklar 4.11 ve Vertisollerde 0.43 Tg C arasında değişmektedir. Lokal bulunan Organik topraklarda 0.15 Tg C saptanmıştır. Buna göre toplam TİK stokları 100 cm’de 1.46, 120 cm’de 1.71 ve 160 cm’de ise 2.14 Pg C hesaplanmıştır.

GAP Bölgesi topraklarında pedojenik karbon 9.53 ve 10.80 kg m⁻² arasında değişmektedir. Toprakların oluşumu son 4 200 yıl içinde olduğunu düşünülürse organik maddenin birikme hızı 4.37 g m⁻² yıl⁻¹ ile 5.43 g m⁻² yıl⁻¹ arasında hesaplanmıştır. Pedojenik karbon birikim oranları ise 2.27 – 2.57 g m⁻² yıl⁻¹ arasında bulunmuştur.. TOK’un toprakta kalma süresinin az olması nedeniyle birikmesi pedojenik inorganik karbonat tan az olmasına neden olmaktadır. Ayrıca iki karbon türünden pedojenik karbonun yarı ömrü organik karbondan 30 40 kat daha fazladır.

Toprakların killi ve kireçli oluşu TOK stoklarının fazla olmasına neden olmuştur. Topraktaki karbon kil ve kireçle birleşerek organo – mineral komplekslere dönüşerek topraklarda daha uzun süre kalmasına neden olmaktadır.

Bölgede doğal alanlar ile tarım yapılan alanlar karşılaştırıldığında organik maddenin yaklaşık o % 58 oranında kayb olduğu ortaya çıkmaktadır. Alışıl gelmiş sürüm yapılan alanlarda yapılan değerlendirmelerde Büyük Toprak Grupları arasında istatistiki bakımdan önemli bir farkın olmadığı görülmüştür (p<0.05).

5.2. Öneriler

Bölge toprakları çok verimlidir gerek makro gerekse micro bitki besin maddelerince zengindir. Dezavantajları fiziki olarak büzülüp – şişmeleridir. Ancak bölgede kireç oranlarının fazla olması aşırı derecede şişme ve büzülme önlediği gibi alkali oluşumunu da engellemektedir. Topraklarda kil ve Fe-oksit miktarlarının yüksek oluşu organik karbonun korunması açısından iyi bir özelliktir.

Dünyada işlemeli tarımın TOK stokları üzerinde olumsuz etki ettiği bilinmektedir. Ekim yapılması sırasında bilinçsiz yapılan ağır sürüm TOK stokları için bir dezavantaj olmaktadır. Bunun yanında sürüm toprağın yapısını bozduğu bununla beraber erozyonu ve oksidasyonu hızlandırdığı için, besin elementleri ve TOK stoklarının yok olmasına neden olmaktadır. Ancak korumalı sürüm ise yukarıdaki negatif etkilerini azaltmaktadır. Bu nedenle korumalı sürümü ülkemizde artırmanın yollarını aramaya çalışılmalıdır.

Korumalı sürüm pratikleri anızı ve bitki artıklarını korumaktadır. Bitki artıkları malç olarak toprak yüzeyine yağmur damlası etkisine karşı korur, evaporasyonu azaltır, su depolamasını artırır, üretim maliyetini azaltır ve TOK'un parçalanmasını azaltmaktadır.

Depolama potansiyeli vejetasyon ve arazi kullanım türleri, toprak tipleri, arazi yönetim sistemi ve fonksiyonları iklim koşullarına bağlıdır. Bu faktörlerin karakteristikleri ve dinamiklerini anlamak karbon stoklamanın araştırılması ve yönetimi bakımından çok önemlidir.

Karasal biyosferlerde topraklar ve vejetasyon yeryüzünün şekillenmesinde aktif bir rol oynamaktadırlar. Bunlar aynı zamanda global karbon döngüsü ve iklim sistemlerinin araştırılmasında temel faktörler olup, antropojenik etkiler altındadır. Antropojenik aktivitelerden dolayı artan atmosferdeki karbondioksitin bitkiler aracılığıyla karasal ekosistemlerde depolanmasında ve dengesi yönünde topraklar büyük bir potansiyele sahiptir.

Ormanlar, çayır - meralar, nemli (ıslak) ve tarım dışı alanların tarım arazilerine dönüştürüldüğünde yoğun tarım tekniklerinin küresel karbon akışı ve karbon havuzları üzerinde büyük etkileri olmuş ve olmaya devam etmektedir. Bu değişimin başlangıç aşamasında topraktan CO₂ çıkışı olmakta ve C azalmaktadır. Üretim için yoğun tarım sistemleri açık bir biçimde toprağı bozmakta ve böylece erozyona ve besin maddelerin kaybına ve degradasyonuna neden olmaktadır.

Çiftçiler tarafından arid ve semi - arid bölgelerde yapılan aşırı sürümler toprağın havalanmasından dolayı TOM ve TOK kayıplarına neden olurken üretimde büyük bir düşüşe sebep olduğu bilinmektedir. Buna bağlı olarak TOK ve dolayısıyla yarayışlı elementlerin kaybı olmaktadır. Bunun için aşırı sürümden kaçınılmalıdır.

Arid ve semi – arid bölgelerde toprak yüzeyi genellikle çıplak olup, var olan kısa çayır ve otlarda ilkbahar döneminden sonra kurumaktadır. Bu bölgelerde kuraklık stresinin yanında da biomas, yüksek sıcaklık ve ayrışmanın etkisindedir. Çünkü yağışın düşüklüğü ve evapo-transpirasyonun yüksek olması bir dezavantajdır. Fakat soğuk bölgelerde bu durum tam tersi olmaktadır. Bundan dolayı biyomas fazla olup, birikimi de fazladır. Burada çıkarılan anlam su güçlü bir şekilde bioması etkilemektedir. Böylece biomas türü ve miktarı, gelişim sezonun uzunluğu TOK’u etkilemektedir.

Bölgede genel olarak Diyarbakır, Antep, Adıyaman, Urfa (bir kısmı), Batman, ve Şırnak’ın kuzey ile Şırnak’ın doğu kısımlarında bariz bir fark olmamakla beraber TOK miktarı yüksek olduğu görülmüştür. Yukarda sayılan alanlarda yağış miktarı ve eğim diğer alanlara göre yüksek sıcaklık ise düşüktür. Ancak iklimin sıcak ve oksidasyonun fazla olmasından dolayı TOK birikimi soğuk ve yağışlı bölge topraklarında daha fazla birikmektedir. Bölgede düşük TOK’a rağmen, kireçsiz ana kayaya sahip topraklar dışında TİK stokları fazla çıkmıştır.

Bölge topraklarının killi olmasından dolayı TOK birikmesi bakımında olumlu bir parametredir. Ağır bünye nedeniyle havalanma az olduğundan oksidasyon oranı

düşüktür. Ancak iklimin sıcak olması da fazla birikmesine engel olmaktadır. Kil agregasyonu artırdığı için TOK'u oksidasyona karşı korumaktadır. Kum tekstürlü alanlarda TOK düşüktür. Sulanan alanlarında TOK'un fazla olması beklenmektedir. Ancak belli bir derinlikten sonra bunun bir etkisi olmadığı sanılmaktadır. Harran Ovasında yüksek su tablasının olduğu alanlarda TOK'un düşük çıktığı gözlemlenmiştir.

TOK'u artırmak için:

- Korumalı toprak sürümünün öne çıkarılması,
- Toprak yüzeyinde biyomasın arttırılması
- Bitkisel kalıntıların toprağa karıştırılması
- Hayvan gübresinin toprağa verilmesi
- Ekim nöbetinin uygulanması

önerilebilir.

KAYNAKLAR

- ALBRECHT, A and KANDJI, S. T., 2003. Carbon Sequestration in Tropical Agroforestry Systems. *Agriculture, Ecosystems & Environment*, 99 (1 – 3); 15 – 27.
- AL - ADAMAT, R., RAWAJFIH, Z., EASTER, M., PAUSTIAN, K., COLEMAN, K., MILNE, E., FALLOON, P., POWLSON, D. S., BATJES, N. H., 2007. Predicted Soil Organic Carbon Stocks and Changes in Jordan between 2000 and 2030 Made Using the GEFSOC Modelling System. In: Milne, E., Powlson, D.S., Cerri, C.E.P. (Eds.), *Soil Carbon Stocks at Regional Scales*. *Agric. Ecosyst. Environ.*, 122; 35 – 45.
- ALLISIN, L. E., and MOODIE. C. E. 1965. Carbonate. In: C.A, Black et al (ed). *Methods of Soils Analysis. Part 2. Agronomy 9 (1)*. Am. Soc. of Argon., Inc., Madison, pp. 1379 – 1400, Wisconsin U.S.A.
- AL – KAISI, M. M and YIN, X., 2004. Stepwise Time Response of Corn Yield and Economic Return to No Tillage. *Soil Tillage Res.* 78; 901 – 101.
- ALVAREZ, R and LAVADO, R. S., 1998. Climate, Organic Matter and Clay Content Relationships in the Pampa and Chaco soils, Argentina. *Geoderma*, 83; 127 – 141.
- AMAP 2003. AMAP Assessment: The Influence of Global Change on Contaminant Pathways to, within, and from the Arctic. Arctic Monitoring and Assessment Programme (AMAP), Oslo, 1500p.
- AMUNDSON, R., 2001. The Carbon Budget in Soils. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 29; 535 – 562.
- AMTHOR, J. S and MWEIG (Members of the Ecosystems Working Group). 1998. *Terrestrial Ecosystem Responses to Global Change Research Strategy*. Ridge National Lab. Environmental Sciences Division. Publication No: 4821, USA, 39p.
- ANDERSON, D. W and PAUL. E. A., 1984. Organo - Mineral Complexes and Their Study by Radiocarbon Dating. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 48; 298 - 301.
- ANDERSON, D. W., 1987. Pedogenesis in the Grassland and Adjacent Forest of the Great Plains. *Advances in the Soil Sci.*, 7; 53 – 93.
- ANDERSON, D. W. 1995. Decomposition of Organic Matter and Carbon Emissions From Soils. In *Soils and Global Change*. In: Lal, R., Kimble, J., Levine, E., Stewart, B. A. (ed). *Advances in Soil Science*, CRC Pres, pp. 165 – 175, U.S.A.
- ANDERSON, D. W., RUSSEL, D. B., St. ARNAUD, R. J and PAUL, E. A., 1984. A Comparison of Humic Fractions of Chernozemic and Luvisolic Soils by Elemental Analyses, UV and ESR Spectroscopy. *Can. J. Soil. Sci.*, 54; 447 – 456.

- ANDERSSON, A. J., MACKENZIE, F. T and LERMAN, A., 2006. Costal Ocean CO₂ – Carbonic Acide – Carbonate Sediment System of the Antropocene. *Global Biochemical Cycle*, 20; GB1S92.
- ANONİM. 2001. Ormanlar ve Ormancılığımız. Devlet Planlama Teşkilatı Yayınları, Yayın No: 2630, Ankara.
- ARAH, J. R. M and GAUNT, J. L. 2001. Questionable Assumptions in the Current Soil Organic Matter Transformation Models. In: Rees, R. M. (ed.) *Sustainable Management of Soil Organic Matter*. CABI Publishing, pp. 83 – 89, Oxon, UK.
- ARDO, J and OLSSON, L., 2003. Soil Carbon Sequestration in Traditional Farming in Sudanese Dry Lands. *Environmental Managemement*, 33; 318 – 329.
- ARNAUD, R. J. St., MERMUT, A. R and BOON GOH, T. 1993. Identification and Measurement of Carbonate Minerals. In: Martin, R. (ed.). *Soil Sampling and Methods of Analysis*. Boca Raton, FL, Lewis Publishers. A Special Publication of the Canadian Society of Soil Science, 814p.
- ATALAY, I. 2002a. Ecoregions of Turkey. *Proceeding of First Turkish – Romanian Colloquium*. DEÜ yay., s. 201 – 256, Ankara.
- ATALAY, I ve MORTAN, K. 2006. Türkiye Bölgesel Coğrafyası. İnkılâp Kitabevi, 3. Baskı, Ankara, 620s.
- BACHMAN G. O and MACHETTE M. N., 1977. Calcic Soils and Calcretes in the Southwestern United States. *US. Geol. Survey, Open File Report* pp. 77 – 94.
- BACHU, A and ADAMS, J. J., 2003. Sequestration of CO₂ in Geological Media in Response to Climate Change. Capacity of Deep Saline Aquifers to Sequester CO₂ in Solution. *Energy Conversion and Management*, 44; 3171 – 3175.
- BAGHERNEJAD, M and DALRYMPLE, J. B., 1993. Colloidal Suspensions of Calcium Carbonate in Soils and their Likely Significance in the Formation of Calcic Horizons. *Geoderma*, 58; 17 – 41.
- BAKER, M. J., OCHSNER, E. T., VENTEREA, T. R and GRIFFIS, J. T., 2007. Tillage and The Soil Carbon Sequestration – What do We Reallay Know?. *Agriculture, Ecosystems and Environment*, 118; 1 – 5.
- BALDOCK, J. A., NELSON, P. N. 2000. Soil Organic Matter. In: Sumner, M. E. (ed.), *Handbook of Soil Science*, CRC Press, pp. 25 – 84, Boca Raton, USA.
- BARBER, R. G and DIAZ. O., 1994. Mainteance of Yields and Soil Fertility in Nonmechanized Cropping System, Bolivia. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 58; 858 – 866.
- BARITZ, R., 2003. Humus Forms in Forests of the Northern German Lowlands. *Geologisches Jahrbuch, Sonderhefte SF 3*, 190p.
- BATJES, N. H., 1996. Total Carbon and Nitrogen in the Soil of the World. *Europ. J. Soil Sci.*, 47; 151 - 163.
- BATJES, N. H and SOMBROEK, W. G., 1997. Possibilities for Carbon Sequestration in Tropical and Subtropical Soils. *Global Change Biol.*, 3;161 – 173.
- BATJES, N. H., 1999. Management Options for Reducing CO₂ - Concentrations in the Atmosphere by Increasing Carbon Sequestration in the Soil. *Dutch National Research Programme on Global Air Pollution and Climate Change & Technical Paper 30* 410 – 200 – 031. International Soil Reference and Information Centre, Wageningen, Netherlands, 114p.

- BATJES, N. H., 2000. Effects of Mapped Variation in Soil Conditions on Estimates of Soil Carbon and Nitrogen Stocks for South America. *Geoderma*, 97; 135 – 144.
- BATJES, N. H. 2001. Options for Increasing Carbon Sequestration in West African Soils: An exploratory Study with Special Focus on Senegal. *Land Degradation and Development*, 12: 131 – 142.
- BATJES, N. H., 2004. Estimation of Soil Carbon Gains upon Improved Management within Croplands and Grasslands of Africa. *Environment, Development and Sustainability*, 6; 133 – 143.
- BATJES, N. H., 2006. Soil Carbon Stocks of Jordan and Projected Changes upon Improved Management of Croplands. *Geoderma*, 132; 361 – 371.
- BATJES, N. H., 2008. Mapping Soil Carbon Stocks of Central Africa Using SOTER. *Geoderma*, 146; 58 – 65.
- BAYER, C., MARTIN – NETO, L., MIELNICZUK, J., PAVINATO, A and DIECKOW, J., 2006. Carbon Sequestration in two Brazilian Cerrado Soils under No – Till. *Soil Til. Res.*, 86; 237 – 245.
- BELLAMY, P. H, LOVELAND P. J, BRADLEY R, I., 2005. Carbon Losses from all Soils Across England and Wales. *Nature*, 437 (7056): 245 – 248.
- BERNOUX, M., CARVALHO, M. C. S., VOLKOFF, B and CERRI, C. C., 2002. Brazil's Soil Carbon Stocks. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 66; 888 – 896.
- BIRKELAND, P. W. 1974. *Soils and Geomorphology*. Oxford Univ. Pres, New York, USA.
- BIRKELAND, P. W. 1999. *Soils and Geomorphology*. 3rd ed. Oxford Univ. Pres, New York, USA.
- BHATTACHARYYA, T., PAL, D. K., VELAYUTHAM, M., CHANDRAN, P and MANDAL, C. 2000. Total Carbon Stock in Indian Soils: Issues, Priorities and Management. In: Special Publication of the International Seminar on Land Resource Management for Food, Employment and Environment Security (ICLRM). Soil Conservation Society of India, pp 1 – 46, New Delhi.
- BHATTACHARYYA, T., PAL, D. K., CHANDRAN, P., MANDAL, C., RAY, S. K., GUPTA, R. K and GAJBHIYE, K.S. 2004. Managing Soil Carbon Stocks in the Indo - Gangetic Plains, India. Rice-Wheat Consortium for the Indo – Gangetic Plains, New Delhi, India, 44p.
- BHATTACHARYYA, T., EASTER, M., PAUSTIAN, K., KILLIAN, K., WILLIAMS, S., RAY, S. K., CHANDRAN, P., DURGE, S. L., PAL, D. K., GAJBHIYE, K.S., MILNE, E., SINGH B. 2005. Description of Newly Added Crop Database and Modified Crop Files: Indo - Gangetic Plains, India Case Study. Special Publication for Assessment of Soil Organic Carbon Stocks and Change at National Scale. NBSS & LUP, Nagpur, India, 196p.
- BHATTACHARYYA, T., PAL, D. K., EASTER, M., BATJES, N. H., MILNE, E., GAJBHIYE, K. S., CHANDRAN, P., RAY, S. K., MANDAL, C., PAUSTIAN, K., WILLIAMS, S., KILLIAN, K., COLEMAN, K., FALLOON, P., POWLSON, D. S., 2007. Modelled Soil Organic Carbon Stocks and Changes in the Indo-Gangetic Plains, India from 1980 to 2030. In: Milne, E., Powlson, D. S., Cerri, C. E. P. (ed.), *Soil Carbon Stocks at Regional Scales*. *Agric. Ecosyst. Environ.*, 122; 84 – 94.
- BERNOUX, M., CARVALHO, M. C. S., VOLKOFF, B and CERRI, C. C., 2002. Brazil's Soil Carbon Stocks. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 66; 888 – 896.

- BLACK, C. A., 1965. *Methods of Soil Analysis, Part II*, American Soci. of Agroninc. Pub. No: 9 Madison WI, USA.
- BLACK, R. R and FOSBERG, M. A. 1990. Micromorphology and Classification of Secondary Calcium Carbonate Accumulation that Surround or Occur on the Undersides of Coarse Fragments in Idaho (USA). In: Douglas, L. A, (ed). *Soil Micromorphology: A Basic and Applied Science*. Elsevier, pp. 341 – 346, Amsterdam.
- BOUL, S. W and YESILSOY, S., 1964. A Genesis Study of a Mohave Sandy Loam Profile. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 28; 254 – 256.
- BOUYOUCUS, G. J., 1951. A Recalibration of the Hydrometer for Making Mechanical Analysis of Soils. *Agron. Jour.*, 3; 434 - 438.
- BOUWMAN R. A., REEDER, J. D and LOBER, R. W., 1990. Changes in the Soil Properties in a Central Plains Rangeland Soil after 3, 20 and 60 years of Cultivation. *Soil Science*, 150; 851 – 857.
- BOWDEN, R. D., NADELHOFFER, K. J., CANARY, J. D and KAYE, J. P., 1993. Contributions of Aboveground Litter, Belowground Litter, and Root Respiration to Soil in a Temperature Mixed hardwood Forest. *Can. J. Forest Res.*, 23; 1402 – 1407.
- BOWDEN, R. D., DAVIDSON, E and SAVAGE, K., 2004. Chronic Nitrogen Additions Reduce Total Soil Respiration and Microbial Respiration in Temperature Forest Soils at The Harvard Forest. *J. Forest Ecology and Management*, 196 (1); 43 - 56.
- BOWMAN, R. A., VIGIL., M. F., NIELSEN D. C and ANDERSON. R. L., 1999. Soil Organic Matter Changes in Intensively Cropped Dryland Systems. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 63; 186 – 191.
- BOYADGIVE, T., FILCHEVA, E and PETROVA, L. 1994. Organic Carbon Reserve of Bulgarian Soils. In: Lal, R., Kimble, J. M and Levine, E. 1994. *Soil Processes and Greenhouse Effect*. 3. Part, pp. 19 – 23, USDA, Soil Conservation Service, National Soil Survey Center, Lincoln, NE.
- BRADLEY, R. I., MILNE, R., BELL, J., LILLY, A., JORDAN, C and HIGGINS, A., 2005. A Soil Carbon and Land Use Database for the United Kingdom. *Soil Use Manage.*, 21; 363 – 369.
- BREEMAND, N and VAN PROTZ, R., 1988. Rates of Calcium Carbonate Removal from Soils. *Canadian Journal of Soil Science* 68; 449 – 454.
- BREUNING - MADSEN, H., ELBERLING, B., BALSTROEM., HOLST, M and FREUNDENBERG, M., 2009. A Comparison of Soil Organic Carbon Stock in Ancient and Modern Land Use System in Denmark. *European Journal of Soil Science*, 60; 55 – 63.
- BRIDGES, E. M., HANNAM, I. D., OLDEMAN, L. R., PENNING DE VRIES, F. W. T., SCHERR, S. J and SOMBATPANIT, S. 2001. *Responses to Land Degradation*. Science Publishers, Inc., Enfield, NH, 510p.
- BRUCE, J. P., FROME, M., HAITES, E., JANZEN, H., LAL, R and PAUSTIAN, K., 1999. Carbon Sequestration in Soils. *J. Soil Water Cons.*, 54; 382 - 389.
- BRUKE, I. C., YONKAR, C. M., PARTON, W. J., COLE, C. V., FLACH, K and SCHIMEL, D. S., 1989. Texture, Climate and Cultivation Effects on Soil Organic Matter Content in US Grassland Soils. *Soil Science Society of America Journal*, 53; 800 – 803.

- BURINGH, P. 1978. The Role Terrestrial Vegetation in the Global Carbon Cycle; Measurement by Remote Sensing. Chapter III, In: Woodwell, G. M. 1984 SCOPE, Published by John Wiley and Sons Ltd., pp. 91 – 109, Netherland.
- BURKE, I. C., KAYE, J. P., BIRD, S. P., HALL, S. A., McCULLEY, R. L and SOMMERVILLE, G. L. 2003. Evaluating and Testing Models of Terrestrial Biogeochemistry; the Role of Temperature in Controlling Decomposition. Ecosystem Science. Princeton University Press, NJ, Princeton, 253p.
- BROECKER, W. S., 1997. Thermohaline Circulation, the Achilles Heel of our Climate System: Will Man – Madde CO₂ Upset the Current Balance. *Science*, 278; 1582 – 1588.
- BROECKER, W. S., 2005. Global Warming: Take Action or Wait?. *Jökull*, 55; 1 – 16.
- CALDERIA, K and WICKETT, M. E., 2003. Antropogenic Carbon and Ocean pH. *Nature*, 425; 365 – 365.
- CEBRIAN, J and DUARTE, C. M., 1995. Plant Growth Rate Dependence of Detria Carbon Storage in Ecosystems. *Science*, 268: 1606 – 1608.
- CELIK, I., 2005. Land - Use Effects on Organic Matter and Physical Properties of Soil in a Southern Mediterranean Highland of Turkey. *Soil Tillage Res.*, 83; 270 – 277.
- CERLING, T., 1984. The Stabil Isotopic Composition of Modern Soil Carbonate and its Relationship to Climate. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 71; 229 – 240.
- CERLING, T., 1991. Carbon dioxide in the Atmosphere: Evidence from Cenozoic and Mesozoic Paleosols. *American Journal of Science*, 291; 377 – 400.
- CERLING, T., SOLOMON, D. K., QUADE, J and BOWMAN, J. R., 1991. On the Isotopic Composition of Carbon in Soil Carbondioxide. *Geochim, Cosmochim. Acta*, 55; 3403 – 3405.
- CERLING, T and QUADE, J. 1993. Stabil Carbon and Oxygen Isotope in Soil Carbonate. In: Swart, P., McKenzie, J. A and Lohmann, K. C (ed). American Geophysical Union. Climate Change in Continental Isotopic Records. Geophysical Monograph Pres, 78, pp. 217 – 221, USA.
- CERRI, C., BERNOUX, M., ARROUAYS, D., FEIGL, B.J and PICCOLO, M. C. 2000. Carbon Stocks in Soils of the Brazilian Amazon. In: Lal, R., Kimble, J.M., Stewart, B.A. (ed.). Global Climate Change and Tropical Ecosystems. CRC Press, Boca Raton, Florida, 305p.
- CERRI, C. E. P., EASTER, M., PAUSTIAN, K., KILLIAN, K., COLEMAN, K., BERNOUX, M., FALLOON, P., POWLSON, D. S., BATJES, N. H., MILNE, E., CERRI, C., 2007. Predicted Soil Organic Carbon Stocks and Changes in the Brazilian Amazon between 2000 and 2030. In: Milne, E., Powlson, D. S., Cerri, C. E. P. (ed.). Soil Carbon Stocks at Regional Scales. *Agric. Ecosyst. Environ.*, 122; 58 – 72.
- CHAPMAN, H. D and PRATT. E. F. 1961. Method for Analysis for Soils, Plant and Waters. Division of Agricultural Sciences, University of California Pres, California, 309p.
- CHADWICK, O. A., SOWERS, J. M and AMUNDSON, R. G., 1988. Morphology of Calcite Crystals in Clast Coating from Four Soils in Mojave Desert Region. *Soil. Sci. Soc. Am. J.* 52; 211 – 219.

- CHADWICK, O. A., KELLY, E. F., MERITTS, D. M and AMUNDSON, R. G., 1994. Carbon dioxide Consumption during Soil Development. *Biogeochemistry*, 24; 115 - 127.
- CHAN, K. Y and BOWMAN, A. M., 1995. Degradation of Australian Vertisol after Conversion from Native Grassland to Continuous Cropping in a Semi – arid Subtropical Environment. *Trop. Grass.*, 29; 210 – 217.
- CHAN, J. C. W., LAPORTE, N and DEFRIES, R. S., 2003. Texture Classification of Logged Forests in Tropical Africa Using Machine - Learning Algorithms. *International Journal of Remote Sensing*, 4 (6); 1401 – 1407.
- CHICHILNISKY, G and HEAL, G., 1998. Economic Returns from the Biosphere. *Nature*, 391; 629 – 630.
- CRESPO, M. B and ROSELL, R. A., 1990. Change of Properties of Humic Substance in an Edaphic Climosequence. *Agrochemical*, 3; 193 – 200.
- COLE, D. R and MONGER, H. C., 1994. Influence of Atmospheric CO₂ on the Decline of C₄ Plant during the Last Deglaciation. *Nature*, 368; 533 – 536.
- COLE, C. V. K. 1996. Agricultural Options for Mitigation of Greenhouse Gas Emissions. In: Watson, R. T., Zinyowera, M. C., Moss, R. H (ed). 1995. *Climate Change Impacts, Adaptations, and Mitigation of Climate Change: Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, pp. 1 – 27.
- CULLEY, J. L. B. 1993. Density and Compressibility. In: Martin, R. (ed.) *Soil Sampling and Methods of Analysis*. Lewis Publisher, pp. 529 – 539, USA.
- COX, P. M., BETS, R. A., JONES, C. D., SPALL, S. A and TOTTERDELL, I. J., 2000. Acceleration of Global Warming Due to Carbon - Cycle Feedbacks in a Coupled Climate Model. *Nature*, 408; 184 – 187.
- ÇAKMAKLI, M. 2008. Harran Ovası Topraklarının Kökeni Oluşum Mekanizmaları. *Harran Üniv. Fen Bil. Ents. Doktora Tezi, Şanlıurfa*, 155s.
- DARWISH, T., ABOU, D., JOMAA, M and ATALLAH, T. 2009. Soil Organic Carbon Estimation in Lebanese Territories. 10th International Meeting on Soils with Mediterranean Type of Climate, pp. 12 – 17, Beirut, Lebanon.
- DAVIDSON, E. A and JANSSENS, I. A., 2006. Temperature Sensitivity pF Soil Carbon Decomposition and Feedbacks to Climate Change. *Nature*, 440; 165 – 173.
- DIAZ-HERNANDEZ, J. L., FERNA'NDEZ, E. B and GONZA'LEZ, J. L., 2003. Organic and Inorganic Carbon in Soils of Semiarid Regions: A Case Study from the Guadix-Baza Basin (Southeast Spain). *Geoderma*, 114; 65 – 80.
- DICK, W. A and GREGORICH, E. G. 2004. Developing and Maintaining Soil Organic Matter Levels. In: Schjonning, P., Elmholt, S., Christensen, B. T. (ed.). *Managing Soil Quality, Challenges in Modern Agriculture*. CABI Publishing, Cambridge, MA, pp. 103 – 120, USA.
- DIEKOW, J., MIELNICZUK, J., KNICKER, H., BAYER, C., DICK, D. P., KOGEL – KNABNER, I., 2005. Soil C and N Stocks as Affected by Cropping System and Nitrogen Fertilization, in Southern Brazil Acrisol Managed under No – Tillage for 17 Years. *Soil Til. Res.*, 81; 87 – 95.
- DİNÇ. U., ŞENOL, S., GÖK, M., ÖZBEK, H., PEŞTEMALCI, V., ÇULLU, M.A., DİNGİL, M., BAŞYİĞİT, L., ÖZTEKİN, E., AKÇA, E., KAYA, K., KAPUR, S., SARIYEV, A., GÜZEL, N., KARAMAN, C., DERİCİ, R., GÜLÜT, K., ÇAKMAK, İ., ORTAŞ, İ., İBRİKÇİ, H., ÇELİK, İ., DİNÇ, A. O., KILIÇ, S.,

- ÖZTÜRK, N., ÇOLAK, A. K., ONAÇ, İ., ÇOŞKAN, A., KANDIRMAZ, M., TORUN, M. B., EKER, S., BARUT, H., ÖZTÜRK, L. 1993. Şanlıurfa Ovaları Hilvan (II. kısım) Sulama Proje Sahası Detaylı Toprak Etüdüleri, Ankara, 474s.
- DONER, H. E and LYNN, W. C. 1989. Carbonate, Halide, Sulfate and Süflide minerals. In J. B. Dixon and S. B. Weed (eds.). Minerals in Soil Environments. Soil Sci. Soc. Am., pp 279 – 330, Madison, Wisconsin.
- DSİ. 1992. Mardin – Ceylanpınar Ovaları Sulamaları Kati Projesi. Revize Planlama Raporu. Bayındırlık ve İskan Bakanlığı DSİ Genel Müdürlüğü, Etüt ve Planlama Dairesi Başkanlığı. Cilt 1, Bölüm 1, ss. 1 – 7, Ankara.
- DUCHAUFOR, P., 1976. Dynamics of Organic Matter in Soils of Temperate Regions: Its Actiin on Pedogenesis, Geoderma, 15; 31 – 40.
- DUMANSKI, J and LAL, R. 2004. Theme Paper: Soil Conservation and the Kyoto Protocol Facts and Figures. Agriculture and the Environment, Environment Bureau, Agriculture and Agri-Food Canada, Ottawa, 82p.
- DREGNE, H. E. 1976. Soils of Arid Regions. Elsevier, Amsterdam, 312p.
- DREES, L. R., WILDING, L. P and NORDT, L. C. 2001. Reconstruction of Soil Inorganic and Organic Carbon Sequestration across Broad Geoclimatic Regions. In: Lal, R. (ed.) Soil Carbon Sequestration and the Greenhouse Effect. SSSAJ Spec. Publ. 57;155 – 172.
- EATON, J. M., McGOFF, N. M., BYRNE, K. A., LEAHY, P and KIELY, G., 2008. Land Cover Change and Soil Organic Carbon Stocks in the Republic of Ireland 1851 – 2000. Climatic Change, 91; 317 – 334.
- ENTRY, J. A., SOJKA, R. E and SHEWMAKER, G. E., 2004. Irrigation Increases Inorganic Carbon in Agricultural soils. Environ. Manage., 33; 309 – 317.
- EMMERICH, W. E., 2003. Carbondioxide Fluxes in a Semiarid Environment with High Carbonate Soils. Agric. For. Meteorol., 116; 91 – 102.
- ERIC, H., OELKERS, E. H and COLE, D. R., 2008. Carbon Dioxide Sequestration. A Solution to a Global Problem. Elements, 4(5); 305 – 310.
- ECOREGIONS WORKING GROUP(EWG). 1989. Ecoclimatic Regions of Canada, First Approximation. Ecoregions of Working Group of the Canada Committee on Ecological Land Classification. Ecological Land Classification Series, No. 23, Ottawa, Canada, 119p.
- ESHEL, G. 2005. The Role of Soil Inorganic Carbon in Carbon Sequestration. Doctor of Philosophy in Soil Science and Biogeochemistry. California University, 51p.
- ESHEL, G and SINGER, M. J., 2007. Total Soil Carbon and Water Quality: An Implication for Carbon Sequestration. Soil Sci. Soc. Am. J., 71; 397 – 405.
- ESWARAN, H., BERGH, V. D., REICH, P and KIMBLE, J. 1995. Global Soil Carbon Resources. In: Lal. R., Kimble. J., Levine, L and Stewart, B. A (ed), Soil and Global Change. CRC / Lewis Publisher, Boca Raton, FL, 354p.
- ESWARAN, H., REICH, P. F., KIMBLE, J. M., BEINROTH, F. H and PADMANABHAN, M. 2000. Global Carbon Stocks. pp 16 - 25, In: Lal, R., Kimble. J., Eswaran H and Stewart, B. A (ed). Global Climate Change and Pedogenic Carbonates. CRC / Lewis Publisher, Boca Raton, Florida, USA, 305p.
- FALKOWSKI, P. G., SCHOLES, R. J and BOYLE, E., 2000. The Carbon Cycle: A Test of Our Knowledge of Earth System. Science, 290; 291 – 296.

- FAO / UNESCO. 1974. Soil Map of the World 1 / 5 000 000. Vol. 1. Legend. UNESCO. Paris. 59p.
- FAO, ISRIC and UG, 2007. Soil and Terrain Database for Central Africa (Burundi and Rwanda 1:1 Million Scale; Democratic Republic of the Congo 1:2 Million Scale). Land and Water Digital Media Series 33, Food and Agricultural Organization of the United Nations, ISRIC — World Soil Information and Universiteit Gent, Rome.
- FENG, Q., ENDO, K. N and CHENG, G. D., 2002. Soil Carbon in Desertified Land in Relation to Site Characteristics. *Geoderma* 106; 21 – 43.
- FIELD, C. B., BEHRENFELD, B. J., RANDERSON, J.T and FALKOWSKI, P., 1998. Primary Production of Biosphere: Intergration Terrestrial and Oceanic Components. *Science*, 281; 237 – 240.
- FINZI, A. C., BREEMEN, N. V and CANHAM, C. D., 1998. Canopy Tree Soil Interactions within Temperate Forests: Tree Species Effects on Carbon and Nitrogen. *Ecol. Appl.*, 8; 440 – 446.
- FOLLET, R. F., 2001. Soil Management Concepts and Carbon Sequestration in Cropland Soils. *Soil and Tillage Research*, 61 (1 – 2); 77 – 92.
- FRANZLUEBBERS, A. J., STUEDEMANN, J. A., SCHOMBERG, H. H and WILKINSON, S. R., 2000. Soil Organic Carbon and N Pools under Long – Term Pasture Management in the Southern Piedmont USA. *Soil Biol.*, 32; 469 – 478.
- FRANZLUEBBERS, A. J., 2002. Water Infiltration and Soil Structure Related to Organic Matter and Its Stratification with Depth. *Soil Tillage Res.*, 66; 197 – 205.
- FREEDMAN, B and KEITH, K., 1996. Planting Trees for Carbon Credits. A Discussion of Context, Issues, Feasibility and Environmental Benefits. *Environ. Rev.*, 4; 100 – 111.
- FRIDMANN, S. J., 2003. Storing Carbon in Earts. *Geotimes*, 48 (3); 18 – 20.
- GALLARDO, A and SCHLESINGER, W. H., 1994. Factor Limiting Microbial Biomass in the Mineral Soils and Forest Floor of a Warm – Temperature Forest. *Soil Bio. Biochem.*, 26; 1409 – 1415.
- GAP İDARESİ, 2003. Güneydoğu Anadolu Bölgesi Master Planı. Ankara.
- GARDNER L. R., 1972. Origin of the Mormon Mesa Caliche, Clark County, Nevada. *Geol. Soc. Amer Bull.* 83; 143 - 156
- GASTON, G., BROWN, S., LORENZINI, M and SINGH, K. D., 1998. State and Change in Carbon Pools in the Forests of Tropical Africa. *Global Change Biology*, 4; 97 – 114.
- GILE, L. H., HAWLEY, J. W and GROSSMAN, R. B. 1981. Soils and Geomorphology in the Basin and Range Area of Southern New Mexico – Guidebook to Desert Project. Memoir 39, New Mexico Bureau of Mines and Mineral Resources, Socorro, 222p.
- GLAZOVSKAYA, M. A., 1996. Role and Functions of the Pedosphere in Geochemical Carbon Cycles. *Eurasian Soil Science*, 29 (2); 152 – 164.
- GUO, L. B and GIFFORD, R. M., 2002. Soil Carbon Stocks and Land Use Change: a Meta Analysis. *Glob. Chang. Biol.*, 8; 345 – 360.
- GOULDEN, M.L., WOFYSY, S. C., HARDEN, J. W., TRUMBORE, S. E., CRILL, P. M., GOWER, S. T., 1998. Sensitivity of Boreal Forest Carbon Balance to Soil Thaw. *Science*, 279; 214 – 217.

- GONZALEZ, J. M and LAIRD, D. A., 2003. Carbon Sequestration in Clay Mineral Fractions from C – 14 - Labeled Plant Residues. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 67; 1715 – 1720.
- GRABE, M., KLEBER, M., HARTMANN, K.-J., JAHN, R., 2003. Preparing a Soil Carbon Inventory of Saxony-Anhalt, Central Germany using GIS and the State Soil Data Base SABO. *J. Plant Nutr. Soil Sci.*, 166; 642 – 648.
- GRAHAM, M. H., HAYNĒS, R. F and MEYER, J. H., 2002. Soil Organic Matter Content and Quality: Effects of Fertilizer Applications, Burning and Trash Retention on a Long - Term Sugarcane Experiment in South Africa. *Soil Biology & Biochemistry*, 34; 93 – 102.
- GROSSMAN, P. Y., KNIGHT, R. W., ESTERLING, D. R., KARL, T. R., HEGRL, G. C and RAZUVAEV, V. N., 2005. Trends in Intense Precipitation in the Climate Record. *Journal of Climate*, 18; 1326 – 1330.
- GVM, 2004. Global Land Cover. Institute for Environment and Sustainability, European Commission, Ispra, IT (<http://www-gvm.jrc.it/glc2000/>; accessed 15 August 2007).
- HALLMARK, C. T and ALLEN, B. L., 1975. The Distribution of Creosotebush in West Texas and Eastern New Mexico as Effected by Selected Soil Properties. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 39; 120 – 124.
- HAMILTON, J. G., DELUCIA, E. H and GEORGE, K., 2002. Forest Carbon Balance under Elevated CO₂. *Oecologia*, 131; 250 – 260.
- HAN, F. X., PLODINEC, M. J., SU, Y., MONTS. D. L and LI, Z., 2007. Terrestrial Carbon Pools in Southeast and South – Central United States. *Climate Change*, 84; 191 – 202.
- HARDEN, J. W., SUNDQUIST, E. T., STALLARD, R. F and MARK, R. K., 1992. Dynamic Soil Carbon during Deglaciation of the Laurentide Ice Sheet. *Science* 258; 1921 – 1924.
- HARDEN, J. W., O'NEILL, K. P., VELDHUIS, H and STOCKS, B. J., 1997. Moss and Soil Contribution to the annual Net Carbon Flux of a maturing Boreal Forest. *J. Geophys. Res.* 102: 28805 – 28816.
- HASSAN, R., SCHOLLES, R and ASH, N. 2005. Ecosystems and Human well-being: Current State and Trends. Millennium Ecosystem Assessment Series. Island Press, Washington DC, 948p.
- HAUGAN, P. M and DRANGE, H., 1996. Effect of the CO₂ of the Ocean Environment. *Energy Conversion and Managment*, 37;1137 – 1142.
- HESSE, P. R., 1972. A Text Book of Soil Chemical Analysis. Chemical Publishing Co., pp. 1 – 520, Inc. New York.
- HOGBERG, P and EKBLAD, A., 1996. Substrate – Induced Respiration Measured in Situ in a C₃ Plant Ecosystem Using Additions of C₄ Sucrose. *Soil Biol. Biochem.*, 28; 1131 – 1138.
- HOUGHTON, R. A., 2007. Balancing the Global Carbon Budget. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 35; 313 – 347.
- HUANG, W. Z and SCHOENAU, J. J., 1996. Forms, Amounts and Distribution of Carbon, Nitrogen, Phosphorous and Sulfur in a Boreal Apsen Forest Soil. *Can. J. Soil. Sci.* 76: 373 – 385.
- HUNGATE, B. A., HOLLAND, E. A., JACKSON, R. B., CHAPIN, V. S., MOONEY, H. A and FIDEL, C. B., 1997. The Fate of Carbon in Grassland under Carbondioxide Enrichment. *Nature*, 388; 576 – 579.

- HUTCHINSON, J. J., CAMPBELL, R. L and DESJARDINS, R. L., 2007. Some Perspectives on Carbon sequestration in Agriculture. *Agricultural and Forest Meteorology*, 142; 288 – 302.
- IPCC, 2000. Land Use Change and Forestry. In: Watson, R.T., Noble, I.R., Bolin, B., Ravinranath, N.H., Verardo, D.J and Doken, D.J (ed.). *A Special Reports Intergovernmental Panel of Climate Change*, WMO/UNEP. Cambridge Univ. Pres, Cambridge, pp. 25 – 51, UK.
- IPCC, 2000a. *Climate Change: The Scientific Basis*. Cambridge University Pres, Cambridge, UK, 116p.
- IPCC, 2000b. *Land Use Change and Forestry. Special Report*. Cambridge Univ. Pres, Cambridge, UK, 431p.
- IPCC (International Panel on Climate Change), 2001. Summary for policy makers. In: Houghton, J.T., Ding, Y., Griggs, D.J., Nouguer, M., van der Liden, P.J., Xiaosu, D. (Eds.), *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, 944p.
- IPCC. 2005. *IPCC Special Report on Carbon Dioxide Capture and Storage*. http://arch.rivm.nl/env/int/ipcc/page_media/SRCCS_final/SRCCS_TechnicalSummary.pdf.
- JACKSON, M. L. 1958. *Soil Chemical Analysis*. Prentice - Hall, Inc., Englewood Cliffs, New Jersey, 498p.
- JANZEN., H. H., 1993. Soluble Salts. In: Carter, Martin R. (ed.) *Soil Sampling and Methods of Analysis*. Lewis Publisher, pp. 161 – 166, USA.
- JANZEN, H. H., 2004. Carbon Cycling in Earth System – a Soil Science Perspective. *Agriculture, Ecosystem and Environment*, 104; 399 – 417.
- JENKINSON, D. S and RAYNER, J. H., 1977. The Turnover Soil Organic Matter in some of the Rothamsted Classical Experiments. *Soil Sci.*, 123; 361 – 368.
- JENKINSON, D. S., 1990. The Turnover of Organic Carbon and Nitrogen in the Soil. *Philosophical Transactions of the Royal Society Bull.*, 329; 361 – 368.
- JENNY, H., 1941. *Factor of Soils Formation*. Elsevier Science Publ., McGraw – Hill, New York, 281p.
- JENNY, H and RAYCHAUDHURI, S. P. 1960. Effect of Climate and Cultivation on Nitrogen and Organic Matter Reserves in Indian Soils. ICAR, New Delhi, India, 126p.
- JOHNS, T. C., 2003. Anthropogenic Climate Change for 1860 to 2100 Simulated with the HadCM3 Model under Update Emissions Scenarios. *Climate Dynamics*, 20; 583 – 612.
- JOHNSTON, A. E. 1991. Soil Fertility and Soil Organic Matter: In: *Advances in Soil Organic Matter Research: The Impact on Agriculture and the Environment* (ed. W.S. Wilson), Royal Society of Chemistry, Cambridge press, pp. 299 – 314, UK.
- JOLIVET, C., ARROUAYS, D., ANDREUX, F., LEVEQUE, J., 1997. Soil Organic Carbon Dynamics in Cleared Temperate Forest Spodosol Converted to Maize Cropping. *Plant and Soil*, 191; 225 – 231.
- KACAR, B. 1996. Bitki ve Toprağın Kimyasal Analizleri III. Ankara Üniv. Ziraat Fak., Eğitim, Araştırma ve Geliştirme Vakfı Yayınları No: 3, Ankara, 702s.
- KAMONI, P. T., GICHERU, P. T., WOKABI, S. M., EASTER, M., MILNE, E., COLEMAN, K., FALLOON, P., PAUSTIAN, K. 2007. Predicted Soil Organic

- Carbon Stocks and Changes in Kenya between 1990 and 2030. In: Milne, E., Powlson, D. S., Cerri, C. E. P. (ed.), *Soil Carbon Stocks at Regional Scales*. *Agric. Ecosyst. Environ.*, 122; 105 – 113.
- KANCHIKERIMATH, M and SIGH, M., 2001. Soil Organic Matter and Biological Properties after 26 Years of Maize-Wheat - Cowpea Cropping as Affected by Manure and Fertilization in a Cambisol in a Semiarid Region of India. *Agric. Ecosyst. Environ.*, 86; 147 - 155.
- KEENY, E. A., HALL, J. W., WANG, C., 2002. Temporal Trends in Soil Properties at a Soil Quality Benchmark Site in the Lower Fraser Valley, British Columbia. *Canadian Journal of Soil Science*, 82; 499 – 509.
- KEELING, C. D and WHORF, T. O. 2002. Atmospheric CO₂ Records from Sites in the SIO Air Sampling Network. In *Trends: A Compendium of Data on Global Change* Oak Ridge National Laboratory, US Department of Energy, Carbon Dioxide Information Analysis Center Oak, Ridge, TN, pp. 16 – 26, USA.
- KERN, J. S., TURNER, D. P. and DODSON, R. F. 1997. Spatial Pattern of Soil Organic Carbon Pool Size in the Northwestern United States. In: Lal, R., Kimble, J., Levine, E and Stewart, B. A (ed), *Soil and Global Change*. CRC / Lewis Publisher, pp. 29 – 44, USA.
- KHADEMI, H and MERMUT, A. R., 1999. Submicroscopy and Stable Isotopes Geochemistry of Carbonates and Associated Paligorskite in Iranian Aridisols. *Eur. J. Soil Sci.*, 50; 207 – 216.
- KHRESAT, S. A., 2001. Calcic Horizon Distribution and Soil Classification in Selected Soils of North - Western Jordan. *Journal of Arid Environments* 47; 145 – 152.
- KIEM, R and KOGEL – KNABNER, I., 2002. Refractory Organic Carbon in Particle - Size Fractions of Arable Soils II. Organic Carbon in Relation to Mineral Surface Area and Ironoxides in Fractions < 6 mm. *Org. Geochem.*, 33; 1699 – 1713.
- KIEM, R., KNICKER, H and KOGEL – KNABNER, I., 2002. Refractory Organic Carbon in Particle - Size Fractions of Arable Soils I. Distribution of Refractory Carbon between the Size Fractions. *Org. Geochem.*, 33; 1683 – 1697.
- KING, A. W., GUNDERSON, C. A and POST, W. M., 2006. Plant Respiration in a Warmer World. *Science*, 312 (5773); 536 – 537.
- KNIGHT, W. G. 1991. Chemistry of Arid Region Soils. Ch. 4. In: Skujins, J. (ed.), *Semiarid Lands and Deserts: Soil Resource and Reclamation*. Colorado State University, Fort Collins Pres, pp 111 – 171, Marcel Dekker, New York.
- KONING, N., HEERINK, N and KAUFFMAN, S., 2001. Food Insecurity, Soil Degradation and Agricultural Markets in West Africa: Why Current Policy Approaches Fail. *Oxford Development Studies*, 29; 189 – 207.
- KROGH, L., NØRGAARD, A., HERMANSEN, M., GREVE, M. H., BALSTRØM, T and BREUNING - MADSEN, H., 2003. Preliminary Estimates of Contemporary Soil Organic Carbon Stocks in Denmark Using Multiple Datasets and four Scaling up Methods. *Agriculture, Ecosystems & Environment*, 96; 19 – 28.
- KOWALENKO, C. G., IVARSON, K. C and CAMERON, D. R., 1978. Effects of Moisture Content, Temperature, and Nitrogen Fertilization on Carbon Dioxide Evolution from Fields. *Soil Biol. Biochem.*, 10; 417 - 423.

- KÖY HİZMETLERİ GENEL MÜDÜRLÜĞÜ. 1984. Adıyaman Arazi Varlığı Revize Çalışmaları. Baskı İşleri Şube Müdürlüğü, Ankara.
- KÖY HİZMETLERİ GENEL MÜDÜRLÜĞÜ. 1992. Gaziantep Arazi Varlığı Revize Çalışmaları. Baskı İşleri Şube Müdürlüğü, Ankara.
- KÖY HİZMETLERİ GENEL MÜDÜRLÜĞÜ. 1994. Diyarbakır Arazi Varlığı Revize Çalışmaları. Baskı İşleri Şube Müdürlüğü, Ankara.
- KÖY HİZMETLERİ GENEL MÜDÜRLÜĞÜ. 1995. Şanlıurfa Arazi Varlığı Revize Çalışmaları. Baskı İşleri Şube Müdürlüğü, Ankara.
- KÖY HİZMETLERİ GENEL MÜDÜRLÜĞÜ. 1997a. Mardin Arazi Varlığı Revize Çalışmaları. Baskı İşleri Şube Müdürlüğü, Ankara.
- KÖY HİZMETLERİ GENEL MÜDÜRLÜĞÜ. 1997b. Siirt Arazi Varlığı Revize Çalışmaları. Baskı İşleri Şube Müdürlüğü, Ankara.
- KRULL, E. S., BALDOCK, J. A and SKJEMSTAD, J. O., 2003. Importance of Mechanisms and Processes of the Stabilisation of Soil Organic Matter for Modelling Carbon Turnover. *Functional Plant Biology*, 30; 207 – 222.
- KUMAR, P., AGRAWAL, R. K., POWER, J. F., 1997. Cropping System: Effects on Soil Quality Indicators and Yield of Pearl Millet in Arid Region. *American Journal of Alternate Agriculture* 14, 178 – 184.
- LACKNER, K. S., 2003. A Guide to CO₂ Sequestration. *Science*, 300; 1677 – 1678.
- LAL, R., 1987. Tropical Ecology and Physical Adaphology. *Agriculture System*, 25 (1); 82 – 83.
- LAL, R., 1995. The Role of Residue Management in Sustainable Agricultural Systems. *Journal of Sustainable Agriculture* 5; 71 – 78.
- LAL, R and KIMBLE, J. M. 1998. Importance of Soil Bulk Sensity and Methods of Its Importance. In Ed. *Assessment Methods for Soil Carbon*. Lal, R., Kimble, J. M., Follett, R. F and Stewart, B. A. 2001. Lewis Publishers, pp. 31 – 44, Ohio State University, USA.
- LAL, R., KIMBLE, J. M and FOLLET, R. 1998. Pedospheric Processes and the Carbon Cycle. In: Lal, R., Kimble, J., Levine, E and Stewart, B. A. (ed), *Soil and Global Change*. CRC / Lewis Publisher, pp. 1 – 8, Boca Raton, FL.
- LAL, R., FOLLETT, R. F., KIMBLE, J and COLE, C. V., 1999. Managing U.S. Cropland to Sequester Carbon in Soil. *J. Soil Water Conservation*, 54; 374 – 381.
- LAL, R and KIMBLE, J. M. 2000a. Pedogenic Carbonate and the Global Carbon Cycle. In: Lal, R., Kimble, J. M., Eswaran, H and Stewart, B. A., (ed). *Global Climate Change and Pedogenic Carbonates*. CRC Pres, pp. 1 – 14, USA.
- LAL, R and KIMBLE, J. M. 2000b. Inorganic Carbon and the Global Carbon Cycle: Research and Development Priorities. In: Lal, R., Kimble, J. M., Eswaran, H and Stewart, B. A., (ed). *Global Climate Change and Pedogenic Carbonates*. CRC Pres, pp. 291 – 302, USA.
- LAL, R., 2000. World Cropland Soils as a Source or Sink for Atmospheric Carbon. *Adv. Argon.*, 71; 145 – 191.
- LAL, R., 2001. Potential of Soil Carbon Sequestration in Forest Ecosystem. In: Lal, R. (ed). *Soil Carbon Sequestration and the Greenhouse Effect* Soil Science Society of America Special Publication, 57; 137 – 154.
- LAL, R. 2001a. Soil and Greenhouse Gas Effect. In: Lal, R. (ed). *Soil Carbon Sequestration and Greenhouse Effect*. SSSA Spec. Publ., pp. 1 – 8, Madison, USA.

- LAL, R. 2001b. Myths and Facts about Soils and Greenhouse Effect. In: Lal, R. (ed). Soil Carbon Sequestration and Greenhouse Effect. SSSA Spec. Publ., pp. 9 – 26, Madison, USA.
- LAL, R., 2001c. Soil Carbon Dynamics in Cropland and Rangeland. *Environ. Pollut.*, 116; 353 – 362.
- LAL, R., 2002. The Potential of Soils of the Tropics to Sequester Carbon and Mitigate the Greenhouse Effect. *Advances in Agronomy*, 74; 155 – 192.
- LAL, R., 2003a. Soil Erosion and the Global Carbon Budget. *Environ. Int.*, 29 (4); 437 - 450.
- LAL, R., 2003b. Global Potential of Soil Carbon Sequestration to Mitigate the Greenhouse Effect. *Crit. Rev. Plant Sci.*, 22 (2); 151 – 184.
- LAL, R., 2003c. Managing Soil Carbon. *Current Science* (ed.), 84 (7); 1 – 2.
- LAL, R., 2003d. Offsetting Global CO₂ Emissions by Restoration of Degraded Soils and Intensification of World Agriculture and Forestry. *Land Degradation & Development*, 14 (3); 309 – 322.
- LAL, R., FOLLET, R. F and KIMBLE, J. M., 2003. Achieving Soil Carbon Sequestration in The United States; a Challenge to Policy Makers, *Soil Sci.*, 168; 827 – 845.
- LAL, R., 2004a. Soil Carbon Sequestration Impacts on Global Climate Change and Food Security Special Section. *Science*, 34; 1549 – 1700.
- LAL, R., 2004b. Soil Carbon Sequestration to Mitigate Climate Change. *Geoderme*, 123; 1 – 22.
- LAL, R., 2004c. Soil Carbon Sequestration Impacts on Global Climate Change and Food Security, *Science*, 304; 1623 – 1627.
- LAL, R., 2004d. Managing Soil Carbon. *Policy Forum Science*, 304; 393 – 394.
- LAL, R., 2004e. Soil Carbon Sequestration in India. *Climatic Change*, 65; 277 – 296.
- LAL, R., 2004f. Carbon Sequestration in Dryland Ecosystems. *Environmental Management*, 33; 528 – 544.
- LANDI, A. 2002. Carbon Balance Major Soils Zones of Saskatchewan. Doctor of Philosophy. Department of Soil Science University of Saskatchewan Saskatoon, Canada, 165p.
- LANDI, A., ANDERSON, D. W and MERMUT, A. R., 2003a. Organic Carbon Storage and Stable Isotope Composition of Soil along Grassland to Forest Environmental Gradient in Saskatchewan. *Can. J. of Soil Sci.*, 83(4); 405 – 414.
- LANDI, A., MERMUT, A. R and ANDERSON, D. W., 2003b. Origin and Rate of Pedogenic Carbonate Accumulation in Saskatchewan Soils, Canada. *Geoderme*, 117; 143 – 156.
- LANDI, A., MERMUT, A. R and ANDERSON, D. W., 2004. Carbon Distribution in a Hummocky Landscape from Saskatchewan, Canada. *Soil. Sci. Soc. Am. J.*, 68; 175 – 184.
- LANDI, A and MERMUT, A. R. 2006. Carbon Dynamics in Saskatchewan Soils: Implications for the Global Carbon Cycle. In: Lal, R., Suleimenov, M., Stewart, B. A., Hansen, D. O and Doraiswamy, P. 2007. *Climate Change and Terrestrial Carbon Sequestration in Central Asia*. Pub. Taylor and Francis Group, Chapter 14, pp. 189 – 198, London, UK.

- LAPORTE, N. T., STABACH, J. A., GROSCHE, R., LIN, T. S and GOETZ, S. J., 2007. Expansion of Industrial Logging in Central Africa. *Science* 316 (5830), 1451 – 1456.
- LAVELLA, P., 2000. Ecological Challenges for Soil Science. *Soil Science*, 165; 73 – 86.
- LEE, J., SIX, J., KING, A. P., VAN KESSEL, C and ROLSTON, D. E., 2006. Tillage and Field Scale Controls on Greenhouse Gas Emissions. *J. Environ. Qual.*, 35; 714 – 725.
- LI, C. S., ZHUANG, Y., FROLKING, S., GALLOWAY, J., HARRISS, R., MOORE B., SCHIMMEL, D and WANG, X. K., 2003. Modeling Soil Organic Carbon Change in Croplands of China. *Ecol. Appl.*, 13; 327 – 336.
- LI, K. R., WANG, S. Q and CAO, M. K., 2003. Vegetation and Soil Carbon Storage in China. *Sci. China Ser.*, 33; 72 – 80.
- LI, Z. P., HAN, F. X., SU, Y., ZHANG, T. L., SUN, B., MONTS, D. L and PLODINEC, M. J., 2007. Assessment of Soil Organic and Carbonate Carbon Storage in China. *Geoderma*, 138; 119 – 126.
- LICHTER, J., LAVINE, M., MACE, K. A and SCHLESINGER, W., H, 2000. Throughfall Chemistry in a Loblolly Pine Plantation under Elevated Atmospheric CO₂ Concentration. *Biogeochemistry*, 50; 73 – 93.
- LINDROTH, A., GRELE, A and MOREN, A. S., 1998. Long – Term Measurement of Boreal Forest Carbon Balance Reveal Large Temperature Sensitivity. *Global Change Biol.*, 4; 443 – 450.
- LIPPMANN, F. 1973. Sedimentary Carbonate Minerals. *Minerals, Rocks and Inorg. Mater. Ser. 4*. Springer - Verlag, Berlin, 228p.
- LIU, D. W., WANG, Z. M., ZHANG, B., SONG, K. S., LI, X. Y., LI, J. P., LI, F and DUAN, H. T., 2006. Spatial Distribution of Soil Organic Carbon and Analysis of Related Factors in Croplands Of The Black Soil Region, Northeast China, *Agric. Ecosyst. Environ.*, 113; 73 – 81.
- MACHETTE, M. N., 1985. Calcic Soils of Southwestern United State. *Geol. Soc. Am. Spec.*, 203; 1 - 21.
- MAGARITZ, M., KAUFMAN, A and YALLON, D. H., 1981. Calcium Carbonate Nodules in Soils: ¹⁸O / ¹⁶O Ratios and ¹⁴C Contents. *Geoderma* 25; 157 – 172.
- MANABE, S and STOUFFER, R. J., 1994. Multiple Century Response of a Coupled Ocean Atmosphere Model to an Increase of Atmospheric CO₂. *Journal of Climate*, 7; 5 – 23.
- MANN, L. K., 2008. Changes in Soil Carbon Storage After Cultivation. *Soil Science*, 142 (5); 279 - 288.
- MARION, G. M and SCHLESINGER, W. H., 1994. Quantitative Modelling of Soil Forming Process in Desert: the CALDEP and CALGYP Models. In: Bryant , R. B and Arnold, R. W. (ed). *Quantitative Modelling of Soil Forming Processes*. SSSA Special Publication, 39; 129 – 145.
- MARLAND, G., BODEN, T. A., ANDRES, R. J., 2007. Global, Regional and National CO₂ Emissions. http://cdiac.ornl.gov/trends/emis/meth_reg.html, USA.
- MATTHEWS, E., 1997. Global Litter Production Pools, and Turnover Times: Estimates from Measurement Data and Regression Models. *J. Geophys. Res.*, 102; 18771 – 18800.

- MATLOCK, G. W. 1981. Realistic Planning for Arid Lands. Natural Resource Limitations to Agriculture Development. Harwood Academic Press Publisher Chur. In: Lal, R., Kimble, J. M., Eswaran, H and Stewart, B. A. (ed). Global Climate Change and Pedogenic Carbonates. Adv. in Soil Science, CRC Lewis Publ., Chap. 1., pp. 1 – 14, New York.
- McFADDEN L. D., 1982. The Impacts of Temporal and Spatial Climatic Changes on Alluvial Soil Genesis in Southern California. Ph.D. Dissertation, University of Arizona, Tucson, 430p.
- McGETTIGAN, M., DUFFY, P., CONNOLLY, N and O'BRIEN, P. 2006. National Inventory Report: Greenhouse Gas Emissions 1990 – 2004. Reported to the United Nations Framework Convention on Climate Change. Environmental Protection Agency, Ireland, 125p.
- McGUIRE, A. D., MELILLO, J. M., KICKLIGHETR, D. W and JOYCE, L. A., 1995. Equilibrium Responses of Soils Carbon to Climate Change: Empirical and Process – Based Estimates. *J. Biogeog.*, 22; 785 – 796.
- McGUIRE, A. D., SITCH, S., DARGEVILLE, R., ESSER, G., FOLEY, J., HEIMANN, M., JOOS, F., KAPLAN, J., KICKLIGHETR, D. W., MEIRE, R. A., MELILLO, J. M., MOORE III, B., PRENTICE, I. C., RAMANKUTY, N., REICHENAU, Y., SCHLOSS, A., TIAN, H., WILLIAMS, L. J and WITTENBERG, U., 2001. The Effect of CO₂ Climate and Land – Use on Terrestrial Carbon Balance 1920 – 1992: An Analysis with Four Process – Based Ecosystem Models. *Global Biogeochem. Cycles*, 15; 183 – 206.
- McKENNEY, D. W., PEDLAR, J. H., LAWRENCE, K., CAMPBELL, K and HUTCHINSON, M. F., 2007. Potential Impacts of Climate Change on the Distribution of North American Trees. *Bioscience*, 57; 939 – 948.
- McMANUS, J. F., FRANCOIS, R., GHERARDI, J. M., KEIGWIN, L. D., BROWN – LEGER, S., 2004. Collapse and Rapid Resumption of Atlantic Meridional Circulation Linked to Deglacial Climate Change. *Nature*, 422; 834 – 837.
- MERMUT, A. R and St. ARNAUD, R. J., 1981a. A Study of Microcrystalline Pedogenic Carbonates Using Submicroscopic Techniques. *Can J. Soil Sci.*, 61; 261 – 272.
- MERMUT, A. R and St. ARNAUD, R. J., 1981b. A Micromorphological Study of Calcareous Soils Horizon in Saskatchewan soils. *Can J. Soil Sci.*, 61; 243 – 260.
- MERMUT, A. R., ACTON, D. F and EILERS, W.D., 1983. Cultivation Effect on Erosion-Sedimentation Processes in Gramic Clay Soils in Southwestern Saskatchewan. *Canadian Journal of Soil Science*, 63; 727 - 739.
- MERMUT, A. R and ACTON, D. F., 1984. The Age of Some Holocene Soils on the Ear Lake Terraces in Saskatchewan Soils. *Can. J. Soil Sci.*, 65; 163 – 172.
- MERMUT, A. R., BOONGO, T and St. ARNAUD, R. J., 1993. Carbonates. In: Martin, R. (ed.). *Soil Sampling and Methods of Analysis*. A Special Publication of the Canadian Society of Soil Science, pp 177 – 185, Boca Raton, FL, Lewis Publishers, 814p.
- MERMUT, A. R., FOX, A., GUERTIN, R. K., DICKINSON, E., SWEENEY, S and PROTZ, R. 1993. Micromorphological Methodology for Inorganic Soils. In: Martin, R. (ed.). *Soil Sampling and Methods of Analysis*. A Special Publication of the Canadian Society of Soil Science. Boca Raton, FL Lewis Publishers, pp. 683 – 709.

- MERMUT, A. R., AMUNDSON, R and CERLING, T. E. 2000. The Use of Isotopes in Studying Carbonate Dynamics in Soils. In: Lal, R., Kimble, J. M., Eswaran, H and Stewart, B. A. Global Climate Change and Pedogenic Carbonates (ed.). Adv. in Soil Science, CRC Lewis Publ., Press, pp. 65 - 85. Chapter V, Boca Raton.
- MERMUT, A. R and ESWARAN, H., 2001. Some Major Developments in Soil Science Since the Mid - 1960s. *Geoderma*, 100; 403 – 426.
- MERMUT, A. R., 2006. Carbon Sequestration for Degraded Land. *Soil Science*, 2; 9 – 19.
- MERMUT, A. R., 2008a. Understanding Soils within the Context of Earth Surface Systems. Topic 1, Soils and Society, Catena Verlag, Advances in GeoEcology, 39; 1 – 12.
- MERMUT, A. R. 2008b. Türkiye Tarım Stratejisi. İstanbul Ticaret Odası (baskıda).
- MI, N., WANG, S., LIU, J., YU, G., ZHANG., W and JOBBAGY, E., 2008. Soil Inorganic Carbon Storage Pattern in China. *Global Change Biology*, 14; 2380 – 2387.
- MILNE, E., PAUSTIAN, K., EASTER, M., SESSAY, M., AL – ADAMAT, R., BATJES, N. H., BERNOUX, M., BHATTACHARYYA, T., CERRI, C. C., EDUARDO, C., CERRI, P., COLEMAN, K., FALLOON, P., FELLER, C., GICHERU, P., KAMONI, P., KILLIAN, K., PAL, D. K., POWLSON, D. S., WILLIAMS, D. S and RAWAJFIH, R., 2007. An Increased Understanding of Soil Organic Carbon Stocks and Changes in Non - Temperate Areas: National and Global Implications. *Agriculture, Ecosystems and Environment*, 122; 125 – 136.
- MOSIER, A. R., WASSMANN, R., VERCHOT, L. V., KING, J and PALM, C. A., 2004. Methane and Nitrogen Oxide Fluxes in Tropical Agricultural soils: Sources, Sinks and Mechanisms. *Environment, Development and Sustainability*, 6; 11 – 49.
- MURTY, D., KIRSCHBAUM, M. U. F., MCMURTRIE, R. E and MCGILVRAY, H., 2002. Does Conversion of Forest to Agricultural Land Changes Soil Carbon and Nitrogen?. A Review of the Literature. *Global Change Biol.*, 8; 105 – 123.
- NADHEM, B., GALLALI, T., BLAVET, D and BERNOUX, M. 2009. Soil Organic Carbon Stocks at Tunisia Scale for Different Soil Types. 10th International Meeting on Soils with Mediterranean Type of Climate, CNRS Pres, pp. 107 – 111, Beirut, Lebanon.
- NEAMAN, A., SINGER, A and STA HAR, K., 2000. Dispersion and Migration of Fine Particles in two Palygorskite - Containing Soils of Jordan Valley. *J. Plant Nutr. Soil Sci.*, 163; 537 – 547.
- NELSON, D. W and SOMMERS, L. E., 1982. Total Carbon, Organic Carbon and Organic Matter. Madison, Wisconsin, pp. 539 – 579, USA.
- NEUFELDT, H., 2005. Carbon Stocks and Sequestration Potentials of Agriculture of Soils in the Federal State of Baden – Württemberg SW Germany. *J. Plant Nutr. Soil Sci.*, 168; 202 – 211.
- NORDT, L. C., WILDING, L. P., and DREES, L. R. 2000. Pedogenic Carbonate Transformations in Leaching Soil Systems. In: Lal, R., Kimble, J. M and Stewart, B. A. (eds.). Global Climate Change and Tropical Ecosystems, CRC / Lewis Publishers, pp. 43 – 63, Boca Raton.

- OECHEL, W. C., COWLES, S., GRULKE, N., HASTINGS, S. J., LAWRENCE, B., 1994. Transient Nature of CO₂ Fertilization in Arctic Tundra. *Nature*, 371; 500 – 503.
- OELKERS, E. H and SCHOTT, J., 2005. Geochemical Aspects of CO₂ Sequestration. *Chemical Geology*, 217; 183 – 405.
- ORR, J. C., 2005. Anthropogenic Ocean Acidification over the Twenty – First Century and Its Impact on Calcifying Organism. *Nature*, 431; 681 – 686.
- PACALA, S and SOCOLOW, R., 2004. Stabilization Wedges; Solving The Climate Problem for The Next 50 Years with Current Technology. *Science*, 305; 968 – 972.
- PAL, D. K., DASOG, G. S., VDIVELU, S., AHUJA, R. L and BHATTACHARYA, T. 2000. Secondary Calcium Carbonate in Soils of Arid and Semi-Arid Regions of India. In: Lal, R., Kimble, J. M., Eswaran, H and Stewart, B. A. (ed.). *Global Climate Change and Pedogenic Carbonates*, CRC / Lewis Publishers, pp. 149 – 185, Boca Raton.
- PAN, G. X., 1999. Estimate of Soil Organic and Inorganic Carbon Pools of China (in Chinese). *Science and Technology Bull.*, 15; 330 – 332.
- PAN, G. X and GUO, T. 2000. Pedogenic Carbonate of Aridic Soils in China and its Significance in Carbon Sequestration in Terrestrials Systems. In: Lal, R., Kimble, J. M., Eswaran, H and Stewart., B. A. (ed.). *Global Climate Change and Pedogenic Carbonates*, CRC / Lewis Publishers, pp. 135 – 148, Boca Raton, USA, 305p.
- PARMESAN, C., 2006. Ecological and Evolutionary Responses to Recent Climate Change. *Annual Review of Ecology, Evolution, and Systematic*, 37; 637 – 669.
- PATZ, J. A., ESPTEIN, P. F., BURKE, T. A and BALBUS., J. M., 2006. Global Climate Change and Emerging Infectious Diseases. *Journal of American Medical Association*, 275; 217 – 223.
- PAUL, E. A., 1984. Dynamic of Organic Matter in Soils. *J. Plant Soil.*, 76; 275 – 285.
- PAUL, E. A., PAUSTIAN, K., ELLIOTT, E. T and COLE, C. V. 1997. Soil Organic Matter in Temperate Agroecosystems: Long - Term Experiments in North America. CRC Press, Boca Raton, 424p.
- PAUSTIAN, K., COLE, C. V., SAUERBECK, D and SAMPSON, N., 1998. CO₂ Mitigation by Agriculture: An Overview, *Clim. Change*, 40; 135 – 162.
- PAUSTIAN, K., ELLIOTT, E. T., SIX, J and HUNT, H. W., 2000. Management Options for Reducing CO₂ Emissions From Agricultural Soils, *Biogeochemistry*; 48; 147 – 163.
- PAUSTIAN, K., BABCOCK, B., KLING, C., HATFIELD, J. L., LAL, R., MCCARL, B., MCLAUGHLIN, S., POST, W. M., MOSIER, A. R., RICE, C., ROBERTSON, G. P., ROSENBERG, N. J., ROSENZWEIG, C., SCHLESINGER, W. H and ZILBERMAN, D. 2004. *Climate Change and Greenhouse Gas Mitigation: Challenges and Opportunities for Agriculture*. Council for Agricultural Science and Technology. Task Force Report No. 141, 120p.
- PEARSON, P. N and PALMER, M. R., 2000. Atmospheric Carbondioxide Concentration over the past 60 millions years. *Nature*, 406; 695 – 699.
- PEECH, M., DEAN, L. A., and REED, J., 1947. *Method of Soil Analysis for Soil Fertility Investigation*. U. S. Depart. Agric. Circ., USA, 757p.

- PENMAN, J., GYTARSKY, M., HIRAISHI, T., KRUG, T., KRUGER, D., PIPATTI, R., BUENDIA, L., MIWA, K., NGARA, T., TANABE, K and WAGNER F. 2003. Intergovernmental Panel on Climate Change: Good Practice Guidance for Land Use, Land - Use Change and Forestry. Institute for Global Environmental Strategies, Hayama, Japan.
- PETIT, J. R., 1999. Climate and Atmospheric History of the Past 420000 Yıl from the Vostoc Ice Core Antarctica. *Nature*, 399; 429 – 436.
- POULTON, P. R., 1995. The Importance of Long - Term Field Trails in Understanding Sustainable Farming Systems: the Rothamsted Experience. *Australian Journal of Experimental Agriculture*, 35; 825 – 834.
- POST, W., EMMANUEL, W. R., ZINKE P. J and STANGENBERGER, G., 1982. Soil Carbon Pools and World Life Zones. *Nature*, 298; 156 – 159.
- POST, W and KWON, K. C., 2000. Soil Sarbon Sequestration and Land - Use Change: Processes and Potential. *Global Change Biology*, 6; 317 – 327.
- POWER, J. S and SCHLESINGER, W. H.. 2002. Relationship among Soil Carbon Distribution and Biophysical Factor and Nested Spatial Scales in Rain Forests of Northeastern Costa Rica. *Geoderma* 109; 165 – 190.
- PRENTICE, I. C. 2001. The Carbon Cycle and the Atmospheric Carbon Dioxide. In: *Climate Change 2001: The Scientific Basis*. Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge Univ. Press, UK, pp. 183 – 237.
- PUSTOVOYTOV, K., SCHMIDT, K and TAUBALD, H., 2007. Evidence for Holocene Environmental Changes in the Northern Fertile Crescent Provided by Pedogenic Carbonate Coatings. *Quaternary Research*, 67; 315 – 327.
- RABENHORST, M. C., WILDING, L. P and WEST, L. T., 1984b. Identification of Pedogenic Carbonates Using Stable Carbon Isotope and Microfabric Analyses. *Soil. Sci. Soc. Am.* 48; 125 – 132.
- RASTIGO, M., SINGH, S and PATHAK H., 2002. Emission of Carbondioxide from Soil. *Current Sci.*, 82; (5); 510 – 515.
- RAICH, J. W and SCHLESINGER, W. H., 1992. The Global Carbondioxide in Soil Respiration and Its Relation on Ship to Vegetation and Climate. *Tellus*, 44 B; 81 – 99.
- RAICH, J. W and POTTER, C. S., 1995. Global Patterns of Carbondioxide Emission from Soils. *Global Biogeochem Cycle*, 9; 23 – 36.
- RAO, D. L. N and PATHAK, H., 1996. Ameliorative Influence of Organic Matter on Biological Bctivity of Salt Affected Soils. *Arid Soil Research and Rehabilitation*, 10; 311 - 319.
- REILLY, J., PRINN, R., HARNISCH, J and WANG, C., 1999. Multi – Gas Assessment of the Kyoto Protocol. *Nature*, 401; 549 – 555.
- REICOSKY, D. C., 2003. Tillage - Induced CO₂ Emissions and Carbon Sequestration: Effect of Secondary Tillage and Compaction. In: Garcia - Torres, L., Benites, J., Martinez-Vilela, A., Holgado - Cabrera, A. (eds.). *Conservation Agriculture*. Kluwer Acad. Pub., pp. 291 – 300, Dordrecht, The Netherlands.
- REICOSKY, D. C., LINDSTROM, M. J., SCHUMACHER, T. E., LOBB, D. E and MALO, D. D., 2005. Tillage - Induced CO₂ Loss Across an Eroded Landscape. *Soil Tillage Res.*, 81; 183 – 194.
- RICHARDS, L. A., 1954. Diagnosis and Improvement of Saline and Alkali Soils. Paul U.S. Dep. Agric. Handbook 60.

- RIGNOT, E. J., 1998. Fast Recession of a West Antarctic Glacier. *Science*, 281; 549 – 551.
- RINGIUS, L., 2002. Soil Carbon Sequestration and the CDM: Opportunities and Challenges for Africa. *Climatic Change*, 54; 471 – 495.
- RYSKOV, Y. G., DEMKIN, V. A., OLEYNIK, S. A and RYSKOVA, E. A., 2008. Dynamics of Pedogenic Carbonate for the last 5000 years and Its Role as a Buffer Reservoir for Atmospheric Carbon dioxide in Soils of Russia. *Global and Planetary Change* 61; 63 – 69.
- ROSELL, R. A and GALANTINI, J. A. 1997. Soil Organic Carbon Dynamics in Native and Cultivated Ecosystem of South America. In: Lal, R., Kimble, J. M., Follet, R. F and Stewart, B. A. 1997. *Management of Carbon Sequestration in Soil*. Chapter 2, Pres by Boca Raton New York, pp. 11 – 33, USA.
- ROWLEY, R. J., KOSTELNIC, J. C., BRAATEN, D., LI, X and MEISEL, J., 2007. Risk of Rising Sea Level to Population and Land Area. *EOS*, 88; 105 – 107.
- SACHS, J. D and REID, W. V., 2006. Investments toward Sustainable Development. *Science*, 312; 5 776 – 1002.
- SALOMON, M and MOOK, W. G, 1976. Isotope Geochemistry of Carbonate Dissolution and Reprecipitation in Soils. *Soil Sci.*, 122; 15 – 24.
- SALIHI, M. H., KHADEMI, H., EGHBAL, M. K and MERMUT, A. R., 2004. Stable Isotope Geochemistry of Carbonates and Organic Carbon in Selected Soils from Charmahal Bakhtiari Province, Iran. *Commu. Soil Sci. and Plant Anal.*, 35; 1681 - 1697.
- SAMPSON, R. N and SCHOLLES, R. J. 2001. Additional Human - Induced Activities – Article 3.4. In: Watson, R. T., Noble, I. R., Bolin, B., Ravindranath, N. H., Verardo, D. J and Dokken, D. J. (ed.). *Land Use, Land - Use Change, and Forestry*, Cambridge, Published for the Intergovernmental Panel on Climate Change by Cambridge University Press, pp. 183 – 281, Cambridge.
- SAPAROV, A., PACHIKIN, K., EROKHINA, O and NASYROV, R. 2007. Dynamic of Soil Carbon and Recommendation on Effective Sequestration of Carbon in the Stepe Zone of Kazakhstan. In: Lal, R., Suleimenov, M., Stewart, B. A., Hansen, D. O and Dorais, W. 2007. *Climate Change and Terrestrial Carbon Sequestration in Central Asia*. Taylor and Francis Pres, Chapter 13, pp. 177 – 188, London, UK.
- SCHIMEL, D., ENTING, I. G., HEIMANN, M., WIGLEY, T. M. L., RAYNAUND, D., ALVES, D and SIEGENTHALER, U. 1994. CO₂ and the Carbon Cycle. In: Wigley, T. M. L and Schimel, D. S. (ed.). *The Carbon Cycle*. Cambridge University Pres, pp. 7 - 36, UK.
- SCHIMEL, D. S., HOUSE, J. I and HILBARD, K. A., 2001. Recent Pattern and Mechanisms of carbon Exchange by Terrestrial Ecosystems. *Nature*, 414; 169 – 172.
- SCHLESINGER, W. H., 1977. Carbon Balance in Terrestrial Detritus. *Ann. Rev. Ecol. Systematics*, 8; 51 - 81
- SCHLESINGER, W. H., 1982. Carbon Storage in the Caliche of Arid Soils: A Case Study from Arizona *Soil Sci.*, 133; 247 - 255.
- SCHLESINGER, W.H. 1984. Soil Organic Matter: a Source of Atmospheric CO₂. In: *The Role of Terrestrial Vegetation in the Global Carbon Cycle: Measurement by Remote Sensing* (ed. G.M. Woodwell), pp. 111 – 129. Wiley, Chichester.

- SCHLESINGER, W. H., 1985. The Formation of Caliche in Soils of Mojave Desert, California. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 49; 57 – 66.
- SCHLESINGER, W. H., MARINO, G. M and FONTEYN, P. J. 1989. Stable Isotope Ratios and the Dynamics of Caliche in Desert Soils. In: Randel, P. W., Ehleringer, J. R., Nagy, K. (ed.). *Stable Isotopes in Ecological Research*. Springer – Verlag Publisher, pp. 309 – 317, Berlin.
- SCHLESINGER, W. H., 1990. Evidence from Chronosequence Studies for a Low Carbon - Storage Potential of Soils. *Nature*, 348; 232 – 234.
- SCHLESINGER, W. H., 1991. *Biogeochemistry: An Analysis of Global Change*. Academic Pres, San Diego, 580p.
- SCHLESINGER, W. H. 1997. *Biogeochemistry: An Analysis of Global Change*. Second Ed., Academic Pres, New York, USA, 588p.
- SCHLESINGER, W. H and ANDREWS, J. F., 2000. Soil Respiration and the Global Carbon Cycle. *Biogeochemistry*, 48; 7 - 20.
- SCHLESINGER, W. H., 2000. Carbon Sequestration in Soils: Some Cautions Amidst Optimism. *Agric. Ecosyst. Environ.*, 82; 121 – 127.
- SCHOLES, M and ANDREAE, M. O., 2000. Biogenic and Pyrogenic Emissions from Africa and their Impact on the Global Atmosphere. *Ambio*, 29; 23 – 29.
- SCHLECHT - PIETSCH, S., WAGNER, U and ANDERSON, T. H., 1994. Changes in Composition of Soil Polysaccharides and Aggregate Stability after Carbon Amendments to Different Textured Soils. *Appl. Soil Ecol.*, 1; 145 – 154.
- SCHRAG, D. P., 2007. Confronting the Climate Energy Challenge. *Elements*, 3; 171 – 178.
- SCHWARTZ, D and NAMRI, M., 2002. Mapping the Total Organic Carbon in the Soils of the Congo. *Global and Planetary Change*, 33 (1 – 2); 77 – 93.
- SHEPHERD, T. G., SAGGAR, S., NEWMAN, R. H., ROSS, C. W and DANDO, J. L., 2001. Tillage Induced Change to Soil Structure and Soil Organic Carbon Fraction in New Zealand soils. *Australian Journal of Soil Research*, 39; 465–489.
- SHYAMPURA, R. L., GIRI, J. D., SINGH, S. K., DAS, K., 1994. Soil Physiographic Relationship in Southern Rajasthan. *Journal of the Indian Society of Soil Science*, 42; 623 – 625.
- SISTI, C. P. J., SANTOS, H. P., KOHHAN, R., ALVES, B. J. R., URQUIAGA, S and BODDEY, R. M., 2004. Change Carbon and Nitrogen Stocks in Soil under 13 Years of Conventional or Zero Tillage in Southern Brazil. *Soil Til. Res.*, 76; 39 – 58.
- SITLAULA, B. K., BAKKEN, L. R and ABRAHAMSEN, G., 1995. N - Fertilization and Soil Acidification Effects on N₂O and CO₂ Emission from Temperature Pine Forest Soil. *Soil Biol. Biochem.*, 27 (11); 1401 - 1408.
- SINGH, S. K., BASER, B. L., SHYAMPURA, R. L and NARAIN, P., 2003a. Chemical Composition and Charge Behavior of Smectites in Vertisols of Rajasthan. *Journal of the Indian Society of Soil Science*, 50; 106 – 111.
- SINGH, S. K., BASER, B. L., SHYAMPURA, R. L and NARAIN, P., 2003b. Genesis of Lime Nodules in Vertisols of Rajasthan. *Journal of the Indian Society of Soil Science*, 51; 273 – 278.
- SINGH, S. K., SINGH, A. K., SHARMA, B. K and TARAFDAR, J. C., 2007. Carbon Stock and Organic Carbon Dynamics in Soils of Rajasthan, India. *Journal of Arid Environments*, 68; 408 – 421.

- SIX, J., ELLIOT, E. T and PAUSTIAN, K., 1999. Aggregate and Soil Organic Matter Dynamic under Conventional and No – Tillage System. *Soil Soc. Am. J.*, 63; 1350 – 1358.
- SIX, J and JASTROW J. D. 2002. Organic Matter Turnover. In: Lal, R. (ed). *Encyclopedia of Soil Science*, Marcel Dekker Press, pp 936 – 942, New York.
- SKJEMSTAD, J. O., SPOUNCER, L. R., COWIE, B and SWIFT, R. S., 2004. Calibration of the Rothamsted Organic Carbon Turnover Model (RothC ver. 26.3), Using Measurable Soil Organic Carbon Pools. *Aust. J. Soil Res.*, 42; 79 – 88.
- SMIL, V. 2002. *The Earth Biosphere: Evolution Dynamics and Change*. MIT Pres, Cambridge, MA, England, 356p.
- SMITH, P., POWLSON, D. S., GLENDINING, M. J and SMITH, J. U., 1997. Potential for Carbon Sequestration in European Soils: Preliminary Estimates for Five Scenarios Using Results From Long - Term Experiments, *Global Change Biol.*, 3; 67 – 79.
- SMITH, P., AMBUS, P and AMEZQUITA, M. C. 2004. *CarboEurope GHG: Greenhouse Gas Emissions from European Croplands*. University of Tuscia, Viterbo, Italy, 216p.
- SMITH, W. N., GRANT, B. B., DESJARDINS, R. L., QIAN, B., HUTCHINSON, J and GAMEDA, S., 2009. Potential Impact of Climate Change on Carbon in Agricultural Soils in Canada 2000 – 2099. *Climate Change*, 93; 319 – 333.
- SOHI, S. P., MAHIEU, N., ARAH, J. R. M., POWLSON, D. S., MADARI, B and GAUNT, J. L., 2001. A procedure for Isolating Soil Organic Matter Fractions Suitable for Modeling. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 65; 1121 – 1128.
- SOIL SURVEY STAFF, 1975. *Soil Taxonomy. A Basic System of Soil Classification for Making and Interpreting Soil Surveys* USDA Soil Cons. Service, Apr. Handbook No: 436, 754p.
- SOIL SURVEY STAFF. 2006. *Soil Taxonomy*. USDA Government Printing Office Washington D.C.
- SOMBROEK, W. G., NACHTERGALE, F. O and HEBLE A., 1993. Amounts Dynamics, and Sequestration of Carbon in Tropical and Subtropical Soil. *Ambio*, 22; 417 - 426.
- SONG, G. H., L. Q. LI., G..X., PAN and Q. ZHANG. 2005. Topsoil Organic Carbon Storage of China And its Loss by Cultivation, *Biogeochemistry* 74, pp. 47–62.
- STEVENSON, F. J. 1994. *Humus Chemistry – Genesis Composition, Reaction*. John & Willey Sons, Inc. U.S.A.
- STOLBOVOI, V., 2002. Carbon in Russian Soils. *Climatic Change*, 55; 131 – 156.
- STOTT, P. A., JONES, G. S and THUNELL, R., 2007. Southern Hemisphere and Deep Sea Warming Led Deglacial Atmospheric CO₂ Rise and Tropical Warming. *Science*, 318; 435 – 438.
- SUAREZ, D. L. 2000. Impact of Agriculture on CO₂ as Affected by Changes in Inorganic Carbon. In: Lal, R. (ed.). *Global Climate and Pedogenic Carbonates*. Lewis Publ., pp. 257 – 272, Boston, New York, USA.
- TARNOCAI, C and LACELLE, B. 1997. *The SOC Digital Database of Canada*. Research Branch, Agriculture Canada, Ottawa, Canada.
- TARNOCAI, C. 1997. The Amount of Organic Carbon in Various Soil Orders and Ecological Provinces in Canada. In: Lal, R., Kimble, J. M., Follet, R and

- Stewart, B. A. (ed). Soil Processes and the Carbon Cycle. Chapter 6, CRC Pres, pp. 81 – 91, Boston New York, USA.
- TITAN, H., MELILO, J. M., KICKLIGHTER, D. W., McGUIRE, A. D and HELFRICH, J., 1999. Sensitivity of Terrestrial Carbon Storage to Historical Climate Variability and Atmospheric CO₂ in the United States. *Tellus* 51B; 414 – 452.
- TITAN, H., MELILO, J. M., KICKLIGHTER, D. W., McGUIRE, A. D and HELFRICH III, J., MOORE, I. B. and VOROSMARTY, C. F., 2000. Climatic and Biomatic Controls on Annual Carbon Storage in Amazonian Ecosystems. *Global Ecology and Biogeography*, 9; 315 – 335.
- TITAN, H., MELILO, J. M., KICKLIGHTER, D. W., PAN. S., LIU. J., McGUIRE, A. D and MOORE, I. B., 2003. Regional Carbon Dynamics in Monsoon Asia and Its Implications to the Global Carbon Cycle. *Global and Planetary Change*, 52; 23 – 56.
- TRENBERTH, K. E., CHRISTY, J. R and OLSON, J. G., 1988. Global Atmospheric Mass, Surface Pressure, and Water Vapor Variations. *Journal of Geophysical Research*, 93D; 10 – 25.
- TRUMBORE, S. E and HARDEN, J. W., 1997. Accumulation and Turnover of Carbon in Organic and Minerals Soils of the Boreas Northern Study Area. *J. Geophys. Res.*, 102; 2 8817 – 2 8830
- TRUMBORE, S. E. 2000. Age of Soil Organic Matter and Soil Respiration: Radiocarbon Constraints on Belowground C Dynamics. *Ecol. Appl.*, 10: 399 – 411.
- TOMLINSON, R. W., 2005. Soil Carbon Stocks and Changes in the Republic of Ireland. *J. Environ Manag.*, 76; 77 – 93.
- TOMLINSON, R. W and MILNE, R. M., 2006. Soil Carbon Stocks and Land Cover in Northern Ireland from 1939 to 2000. *Appl Geogr.*, 26; 18 – 39.
- TOPRAK SU GENEL MÜDÜRLÜĞÜ. 1978. Türkiye Arazi Varlığı, Ankara.
- UNEP. 2007. Global Environmental Outlook: Environment for Development (GEO-4). United Nations Environment Programme, Nairobi.
- U.S. DEPARTMENT OF ENERGY. 1999. Working Paper on Carbon Sequestration Science and Technology; Office of Science, Office of Fossil Energy.
- VAGEN, T. G., LAL, R and SINGH, B. R., 2005. Soil Carbon Sequestration in Sub-Saharan Africa: a Review. *Land Degradation & Development*, 16 (1); 53 – 71.
- VANDENBYGAART, A. J., GREGORICH, E. G and ANGERS, D. A., 2003. Influence of Agricultural Management on Soil Organic Carbon: a Compendium and Assessment of Canadian Studies. *Canadian J. Soil Sci.*, 83; 363 - 380.
- VELAYUTHAM, M., PAL, D. K., BHATTACHARYA, T. 2002. Organic Carbon Stock in Soils of India. In: Lal, R., Kimble, J.M., Stewart, B.A. (ed.). *Global Climate Change and Tropical Ecosystem*. CRC / Lewis Publishers, Boca Raton, New York, 93p.
- VOLKOVINSTER, V. I., 1967. Soil Formasyon in the Stepe Basins of Southern Siberia. *Sov. Soil Sci.*, 4; 383 - 391.
- WALKER, B. D., HAUGEN-KOZYRA, K., COEN, G. M., WANG, C. 2000. Comparison of Cultivated and Native Soils in a Morainal Landscape in East Central Alberta. Research Branch, Agriculture Canada and Agriculture Food

- Canada, Semiarid Prairie Agriculture Research Center Swift Current, SK. SPARC Miscellaneous Publication No: 379, Canada, 50p.
- WALL, A and HEISKANEN, J., 2003. Water - Retention Characteristics and Related Physical Properties of Soil on Afforested Agricultural Land in Finland. *Ecol. Manage.*, 186; 21 – 32.
- WALKLEY, A and BLACK, L. A., 1934. An Examination of the Determining Method for Determining Organic Soil Matter and an Proposed Modification of the Chromic Acid Titration Method. *Soil Sci.*, 37; 29 – 38.
- WALKLEY, A., 1935. An Examination of Method for Determining Organic Carbon and Nitrogen in Soils. *J. Agric Sci.*, 25; 589 - 609.
- WALKLEY, A., 1947. A Critical Examination of a rapid Method for Determining Organic Carbon of Soils. *Soil Sci.*, 63; 251 - 263.
- WALTMAN, S. W and BLISS, N. B. 1997. Estimates of Soil Organic Carbon Content. NSSC, Lincoln, NE.
- WANG, D and ANDERSON, D. W., 2000. Pedogenic Carbonate in Chernozomic Soils and Landscape of Southeastern Saskatchewan. *Can. J. Soil Sci.*, 80; 251 – 261.
- WANG, S. Q., YU, G. R., ZHAO, Q. J., NIU, D., CHEN, M, Q and WU, Z. F., 2005. Spatial Characteristics Of Soil Organic Carbon Storage In China's Croplands, *Pedosphere*, 15; 417 – 423.
- WANG, X. B., CAI, D. X., HOOGMOED, W. B., OENEMA, O and PERDOK. U. D., 2005. Scenario Analysis Of Tillage, Residue And Fertilization Management Effects on Soil Organic Carbon Dynamics. *Pedosphere*, 15; 473 – 483.
- WANG, Z. P., HAN, X. G and LI, L. H., 2008. Effects of Grassland Conversion to Croplands on Soil Organic Carbon in the Temperate Inner Mogolia. *J. Environmental Management*, 86; 529 – 534.
- WATSON, R. T., NOBLE, I. R., BOLIN, B., RAVINDRAMATH, N. H., VERARDO, D. J and DOKKEN, D. J. 2000. Land Use, Land-Use Change, and Forestry (a special Report of the IPCC). Cambridge University Pres, Cambridge, 377p.
- WASHINGTON ADVISORY GROUP LLC. 2002. Sequestering Carbon Emissions in the Terrestrial Biosphere. The Energy Information Administration, Office of Integrated Analysis and Forecasting, US. Department of Energy, Washington, DC (Available at [http://www.eia.doe.gov/oiof/1605/vrrpt/pdf/0608\(00\).pdf](http://www.eia.doe.gov/oiof/1605/vrrpt/pdf/0608(00).pdf)).
- WEISS, H., COURTY, M. A., WETTERSTROM, W., GUICHARD, F., SENIOR, J., MEADOW, R and CURNOW, A., 1993. The Genesis and Collapse of Third Millenium North Mesopotamian Civilization. *Science*, 261; 995 – 1004.
- WEST, T. O and POST, W. M., 2002. Soil Organic Carbon Sequestration Rates by Tillage and Crop Rotation. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 66; 19 - 30.
- WHITE, A., CANNELL, M. G. R and FRIEND, A. D., 1999. Climate Change Impacts on Ecosystems and the Terrestrial Carbon Sink: A New Assessment, 65; 489 - 490.
- WIEDER, M and YAALON, D. H., 1974. Effect of Matrix Composition on Carbonate Nodule Crystalization. *Geoderma*, 11; 95 – 121.
- WIEDER, M and YAALON, D. H., 1982. Micromorphological Fabrics and Developmental Stage of Carbonate Nodular Forms Related to Soil Characteristics. *Geoderma*, 28; 203 – 220.

- WU, H., GUO, Z., PENG, C., 2003. Distribution and Storage of Soil Organic Carbon in China. *Glob. Biogeochem. Cycles*, 17; 1048 – 1055.
- WU, H. B., GUO, Z. T and PENG C. H., 2003. Land Use Induced Changes Of Organic Carbon Storage In Soils of China, *Global Change Biol.*, 9; 305 – 315.
- WYTHERS, K. R., REICH, P. B., TJOELKER, M. G and BOLSTAD, P. B., 2005. Foliar Respiration Acclimation to Temperature Variable Q10 Alter Ecosystem Carbon Balance. *Glob. Chang. Biol.*, 11; 435 – 439.
- XIE, Z., ZHU, J., LIU, G., CADISCH, G., 2007. Soil Organic Carbon Stocks in China and Changes from 1980s to 2000s. *Global Change Biology*, 13; 1989 – 2007.
- YAN, H., CAO, M., LIU, J and TAO, B., 2007. Potential and Sustainability for Carbon Sequestration with Improved Soil Management in Agricultural Soils China. *Agriculture, Ecosystems and Environment*, 121; 325 – 335.
- ZANATTA, J. A., BAYER, J., DIECKOW, C., VIEIRA, F. C. B and MEILNICZUK, J., 2007. Soil Organic Carbon Accumulation and Carbon Costs Related to Tillage Cropping System and Nitrogen Fertilization in a Subtropical Acrisol. *Soil and Tillage Research*, 94; 510 – 519.

ÖZGEÇMİŞ

Araştırmacı 1974 yılında Derik ilçesine bağlı Boyaklı Köyünde doğdu. İlk ve Orta Öğrenimini Mazıdağı Yatılı İlköğretim Bölge Okulunda tamamladı. Mardin Lisesini bitirdikten sonra 1996 yılında Harran Üniversitesi Ziraat Fakültesi Toprak Bölümüne girdi. Eylül 2000’de Yüksek Lisansa başladı. Ekim 2001 yılında bölüme Araştırma Görevlisi sınavlarını kazanarak atandı. Eylül 2004’te aynı bölümde doktora başladı. Halen Toprak Bölümünde çalışmaktadır.

ÖZET

Küresel karbon stokları ve döngüsü bugün insanlığın önemseydiği çok önemli konulardan biri olmuştur. Bilindiği gibi bitki örtüsü atmosferdeki CO₂ artmasının yeniden düzenlenmesinde önemli bir rol oynamaktadır. Geçen 40 yılda atmosferik karbondioksit artışının fark edilmesi ve küresel ısınma tehdidi bilim adamlarının CO₂'ı azaltma yollarını bulma konusunda cesaretlendirmiştir. Tarım yönetim tekniklerinin toprak organik maddesi kaybında nasıl etkili olacağı bilinmekle birlikte yoğun sürüm sistemlerinin kayıplarda etkin olduğu sanılmaktadır. Buna karşılık, kireçli ve killi topraklarda karbonun organo-mineral komplekslere dönüşerek toprakta daha uzun bir süre kalacağı da bilinmektedir.

Karbon stokları konusunda ülkemizde ciddi çalışmalar bulunmamaktadır. Dünyanın 149 milyon km² olduğu göz önüne alınırsa, bunun yaklaşık olarak %0.53'ünü (1/189) Türkiye'nin (788 000 km²) ve yaklaşık olarak Türkiye'nin %9,6'sını, yani toplam 7 579 805.2 ha alan, Güneydoğu Anadolu da bulunmaktadır. Bu sayılar dünyanın başka yerlerinde yapılan araştırmalardan elde edilen sonuçlarla çalışma alanından ortaya çıkan verileri karşılaştırmak amacı ile göz önüne alınmıştır.

Çalışmanın esas amacı Güneydoğu Anadolu Bölgesinde bulunan topraklarda organik ve inorganik karbon stoklarını ve kullanılan toprak yönetim tekniklerinin bu stoklara nasıl etki ettiğini belirlemek amacıyla yapılmıştır. Çalışma bölgede konusunda yapılan ilk çalışma niteliği taşımaktadır. Bu amaçla kurak ve yarı kurak olan Güney Doğu Anadolu bölgesinde yaygın toprak gruplarından toplam 37 profil incelenmiş ve 100, 120 ve 160 cm derinlik bazlarında genetik horizonlardan alınan 350 toprak örneklerinde, rutin analizlerle birlikte karbon stokları yani TOK, TİK, ve ikincil karbonatlar (pedojenik karbonatlar, PK) belirlenmiştir. Elde bulunan sayısallaştırılmış toprak haritası kullanılarak karbon stoklarının alansal dağılımları hesaplanmıştır.

Güney Doğu Anadolu bölgesi, Akdeniz yağış rejiminin etkisi altında olup, kış dönemi yağışlı yaz dönemi ise yağışsız geçmektedir. Yıllık ortalama yağış miktarı 400 – 1200 mm arasında değişmektedir. Bölgenin en kurak yeri güneyde Ceylanpınar olup burada yağış ortalaması 400 mm civarındadır. Yağış Antep, Urfa platoları ve Diyarbakır havzasında 400 – 600 mm arasındadır. Toros dağlarında ve eteklerinde yağış artarak 1 200 mm'ye ulaşmaktadır.

Profillerin 120 cm kalınlığında TOK miktarları sırasıyla Kireçsiz Kahverengi Orman toprakları 18.54, Kestanerengi topraklar 13.01, Kahverengi Orman toprakları 12.39, Bazaltik topraklar 11.18, Vertisoller 7.88, Kahverengi topraklar 7.86, Kırmızı ve Kırmızı Akdeniz toprakları 7.72, Kolüviyal topraklar 7.23, Kırmızımsı Kahverengi topraklar 7.22, Alüviyal topraklar 6.15 ve Kireçsiz Kahverengi topraklar 5.65 kg C m⁻² arasında değişmektedir. TOK miktarları lokal alanlarda bulunan organik topraklar hariç tutulursa, en fazla karbon miktarı genel olarak orman topraklarında görülmektedir. TOK stokları 120 cm toprak kalınlığında 0.73 Pg C'dir.

Toprakların organik karbon birikme hızları, 120 cm kalınlık göz önüne alındığında, sırasıyla Kireçsiz Kahverengi Orman topraklarında 4.39, Kestanerengi topraklarda 3.10, Kahverengi Orman topraklarında 2.95, Bazaltik topraklarda 2.66, Vertisollerde 1.88, Kahverengi topraklarda 1.87, Kırmızı Akdeniz topraklarında 1.84, Kırmızımsı Kahverengi topraklarda 1.72, Kolüviyal topraklarda 1.72, Alüviyal topraklarda 1.46, ve Kireçsiz Kahverengi topraklarda ise 1.35 g C m⁻² yıl⁻¹ bulunmuştur. İncelenen bir organik toprak profilinde ise birikme hızı 18.44 g C m⁻² yıl⁻¹ dir. Bu verilere göre, organik toprak dışında, en hızlı organik madde biriktiren topraklar ormanlık alanlarda bulunmaktadır. Eğimin fazlalığına rağmen değerler yüksek çıkması çoğunlukla yağışın fazlalığından ve sıcaklığın de azalmasından kaynaklanmaktadır.

Profillerin 120 cm kalınlığında TİK miktarları sırasıyla Kırmızımsı Kahverengi topraklarda 44.30, Kahverengi topraklarda 40.94, Kolüviyal topraklarda 40.30, Vertisollerde 39.48, Alüviyal topraklarda 38.77, Organik topraklarda 9.07, Bazaltik

topraklarda 5.43 ve Kestanerengi topraklarda 5.12 kg C m⁻². İnorganik karbonatların, 120 cm kalınlık bazında toplam miktarı 1.73 Pg C dur. Bu da toplam organik karbonun yaklaşık 2.4 katına denk gelmektedir. Bölge ovalarında, kireçli tortul kayaçların çevreden devamlı olarak ovalara taşınması dolayısıyla, toprakların daha da kireçli olmasına sebep olmaktadır. Bu değerler GAP bölgesi topraklarının aşırı kireçli olarak sınıflandırılmasına neden olmaktadır.

GAP Bölgesi topraklarında pedojenik karbon genel olarak 9.53 – 10.80 kg m⁻² arasında değişmektedir. Toprak oluşumunun 4 200 yıl içinde olduğu varsayılırsa, 120 cm toprak katı için, pedojenik karbon birikim hızları ise 2.27 – 2.57 g C m⁻² yıl⁻¹ arasında hesaplanmıştır ve bu hız, günümüz iklim koşulları göz önüne alındığında, beklenenin üstündedir. Arkeolojik bulgular bölgede zamanımızdan 4 200 yıl önce iklimin kurak yöne doğru değiştiğini işaret etmektedir. Kireçsiz olan topraklar dışında, yukarıda belirtilen organik karbonun birikme hızı ile karşılaştırıldığında, ikincil karbonatların birikme hızı organik karbonun yaklaşık iki katı olduğu görülmektedir. Kanada gibi kışın soğuk bölgelerde bu oran 1.4 tür. Buzulların Kanada'yı terk ettiği 17 000 yıl göz önüne alınırsa, toprakta ikincil karbonatlarının birikme hızı çalışma alanımıza göre daha azdır. Kanımızca bu durum iklim ve zaman farklarından kaynaklanmaktadır.

Hiç işlenmemiş topraklarda bulunan organik karbon miktarları göz önüne alındığında, tarım organik karbon stoklarının yaklaşık olarak %58'inin kaybına neden olmuştur. Buna aşırı sürüm, hasat sonrası artıkların hayvan yemi için toplatılması veya yakılması gibi olayların neden olduğu sanılmaktadır. Bu duruma göre, hesapladığımız toplam organik karbonun esas miktarı, kayıplar düşünmeden 1.50 Pg olarak bulunmuştur. Bütün bu sonuçlar organik ve ikincil karbonatların birikmesiyle ilgili yeni çalışmaların yapılmasını gerektirmektedir. Toprakların killi ve kireçli olması kayıpların daha da yüksek olmasını, büyük bir olasılıkla, önlemiş bulunmaktadır. Ayrıca GAP alanında bulunan ovalarda toprak kalınlığının fazla olması TOK stoklarının bir ölçüde artmasına neden olmaktadır. Toprak organik maddesini artırmak için, birçok ülkede kabul gören korumalı toprak sürümünü öne

ıkarmak, toprak yüzeyinde biyoması arttırmak ve bitkisel kalıntılarını toprağa karıştırmak gibi toprak yönetim tekniklerini kullanmak zorundayız.

SUMMARY

Global carbon stocks and balances have become very important topics in recent years. The role of vegetation in the regulation of the atmospheric CO₂ level is well known. Discovery of the increasing CO₂ concentration in the atmosphere and threat of global warming in the last two decades have encouraged the scientists to find ways and means to control it. While scientists have some ideas about the impact of the soil management systems on CO₂ losses from the soil, it is believed that intensive cultivation has likely more influence than other controlling factors. Studies suggest that in soils with heavy texture and high contents of carbonates, organic carbon constituents are strongly bound to mineral particles forming organo-mineral complexes. This results in an increase in mean residence time of organic carbon in the soil.

Information about carbon stocks and flux is rather limited in Turkey. The country occupies 788 000 km² area which makes it 0.53% of the world land masses. About 9.6% of Turkish territories, about 7 579 805 ha land, occur in the Southeast region. These numbers are important to compare research findings with soils occurring in similar parts of the world.

Objectives of our research were to: 1) determine total organic, inorganic carbon and secondary carbonate stocks and 2) find out the influence of management practices on these stocks in the soils of Southeast region of Turkey. This is a first of its kind research carried out for the region. Majority of the research area could be classified as arid and semi-arid. Total of 37 profiles were examined for the research, considering 100, 120, and 160 cm depths, a total of 350 samples were taken from the genetic horizons of the profiles for routine soil characterization and total organic (SOC), inorganic (SIC), and pedogenic carbon (PC) analyses. Existing digital generalized soil map was used to calculate the areal distribution of carbon stocks.

Majority of the research area receives about 400 mm annual rainfall and towards the Taurus Mountain in the north precipitation increases up to 1200 mm. The area has a climate similar to Mediterranean. The driest part of the area is in Ceylanpınar with annual rainfall of about 400 mm. Antep, Şanlıurfa plateau, and Diyarbakır basin receives between 400 to 600 mm of rainfall. Starting from foothills the rainfall gradually increases up to 1 200 mm.

Considering the 120 cm depth, TOK contents of the Great Soil Group in descending order were Non-calcic Brown Forest soil 18.54, Chestnut 13.01, Brown Forest 12.39, Bazaltic 11.18, Vertisols 7.88, Brown 7.86, Red Mediterranean 7.72, Colluvial 7.23, Reddish Brown 7.22, Alluvial 6.15 and Non-calcic Brown soils 5.65 kg C m⁻². Except the organic soil, soils under forest, sloppy high latitudes and relatively cooler areas have the maximum carbon contents.

The rate of organic carbon accumulation in the 120 cm thick soil layer of the soils in the region from high to low are: Noncalcic Brown Forest 4.39, Chestnut 3.10, Brown Forest 2.95, Bazaltic 2.66, Vertisolls 1.88, Brown 1.87, Red Mediterranean 1.84, Reddish Brown 1.72, Colluvial 1.72, Alluvial 1.46 and Non-calcic Brown soils 1.35 g C m⁻² yr⁻¹. In an organic soil it was 18.44 g C m⁻² yr⁻¹. Excluding this soil, the highest amount of organic carbon accumulation rate was found in forested areas with high elevation. Despite the high slope angle in the hilly and mountainous zones, high accumulation rate was closely related to high precipitation and biomass production in the area studied.

Considering the 120 cm depth, TİK contents of the Great Soil Group in descending order were Reddish Brown 44.30, Brown 40.94, Colluvial 40.30, Vertisols 39.48, Alluvial 38.77, Organic 9.07, Basaltic 5.43 and Chestnut soils 5.12 kg C m⁻². Taking into account of the 120 cm soil depth, the total content of inorganic soil carbon was 1.73 Pg. This amount is almost 2.4 times more than that of organic carbon content. High inorganic carbon contents of the soils that are associated with the carbonatic sedimentary rocks suggest that soils are formed mainly from

transported materials that were brought from higher elevations. Therefore, soils in the GAP region are classified as calcareous soils.

The amounts of pedogenic carbonates in the area studied were between 9.53 and 10.80 kg m⁻². Considering the time soils were started to form 4 200 yr BP, based on the discovery made in an archeological site in the area that signifies a distinct shift towards a drier climate, the rates of pedogenic carbon accumulation were between 2.27 and 2.57 g C m⁻² yr⁻¹, which is somewhat higher than expected. It was suggested that the area became drier in the last 42000yr. Except the non-carbonatic soils, the rate of accumulation of pedogenic carbonates is almost twice as the rate of organic carbon. In Boreal region of Canada, where the soils are de-glaciated 17 000 years ago, i.e. they are older than the soils in depressions of the area studied, the rate of pedogenic carbonate formation is 1.4 times more than that of the organic carbon. This ratio is still less than the one in our area. This is mainly due to the short residence time of organic carbon when compared to the pedogenic carbonates. This was likely due to the difference in climate and time between the two sites.

Comparing the soils under native conditions with those used for agriculture, it was found that about 58% of soil carbon lost in cultivated lands. This was possibly due to heavy tillage operation, burning of the stubble, and using the plant residue as animal feed. If the soils in the area were never cultivated, the total organic carbon in the area would have been as 1.50 Pg. All these findings provide conditions to develop a new vision regarding the organic and pedogenic carbonate accumulations in the soils of dry regions. High amounts of clay, carbonates, and Fe-oxyhydroxide in the soils cause a considerable reduction in the rate of organic matter oxidation. The use of zero or conservative tillage techniques that are now in use in many countries in the world could encourage more biomass production and consequently more retention of organic carbon in the dryland soils of Southeast Turkey and this is very important for reduction of CO₂ in the atmosphere and sequestration of carbon in the soil.

EKLER

EK - A

Çizelge A.1.Harran Ovası topraklarının bazı fiziksel ve kimyasal özellikleri

Derinlik (cm)	pH (Doygunluk süzüğünde)	Elektriksel İletkenlik EC (dS m ⁻¹)	Tekstür			Tekstür sınıfı	Değişebilir Katyonlar (cmol kg ⁻¹)			KDK (cmol kg ⁻¹)
			% Kum	% Silt	% Kil		Ca ⁺⁺ + Mg ⁺⁺	K ⁺	Na ⁺	
KISAS 1 SERİSİ										
0 – 15	7.61	1.11	14.00	28.00	58.00	C	36.61	1.20	1.46	41.77
15 – 39	7.53	1.00	12.00	22.00	64.00	C	38.22	1.21	2.86	43.19
39 – 74	7.91	0.71	8.00	27.00	65.00	C	34.90	1.63	3.06	40.09
74 – 102	7.95	0.65	9.00	26.00	65.00	C	34.61	1.27	2.82	39.17
102 – 139	7.40	0.72	7.00	27.00	66.00	C	27.90	1.80	1.37	33.27
139 – 178	7.66	0.66	8.00	32.00	60.00	C	30.42	1.62	3.21	36.05
178 – 210	7.70	0.53	12.00	34.00	54.00	C	33.63	1.91	4.94	39.38
210 – 250	8.14	0.36	13.00	39.00	48.00	C	32.92	1.82	3.85	39.79
ÇEKÇEK SERİSİ										
0 – 15	8.22	1.05	31.00	39.00	30.00	L	38.20	1.10	2.40	43.40
15 – 33	8.23	0.73	31.00	41.00	28.00	L	36.12	0.91	2.21	41.74
33 – 55	8.14	0.66	28.00	39.00	33.00	L	35.60	0.90	2.32	39.02
55 – 76	8.20	0.69	24.00	39.00	37.00	CL	33.83	0.82	2.00	38.15
76 – 120	8.09	0.44	20.00	39.00	41.00	CL	33.52	0.82	1.91	37.05
120 – 182	8.08	0.56	20.00	34.00	46.00	C	30.31	0.91	2.01	35.23
182 – 240	8.38	0.57	27.00	30.00	43.00	CL	34.90	0.90	1.72	38.32
HARRAN 1 SERİSİ										
0 – 12	8.44	1.16	20.00	29.00	51.00	C	43.40	1.70	2.10	48.40
12 – 30	8.34	0.79	15.00	29.00	56.00	C	38.32	0.86	1.91	40.09
30 – 56	8.36	0.93	11.00	27.00	62.00	C	35.91	1.21	2.34	40.16
56 – 86	8.30	0.99	15.00	23.00	65.00	C	38.01	1.03	1.90	41.64
86 – 113	8.23	0.82	17.00	25.00	57.00	C	38.04	1.12	1.71	42.07
113 – 142	8.19	0.66	21.00	28.00	51.00	C	35.62	1.14	1.52	39.28
142 – 200	7.92	0.63	16.00	27.00	56.00	C	34.00	0.80	1.20	37.60

KISAS 2 SERİSİ										
0 – 25	7.70	0.73	9.00	39.00	52.00	C	33.41	0.91	2.20	38.92
25 – 50	8.26	0.60	8.00	30.00	62.00	C	33.02	1.10	1.83	37.15
50 – 83	8.21	0.68	11.00	27.00	62.00	C	31.03	1.14	2.32	35.09
83 – 127	8.12	0.81	14.00	30.00	55.00	C	27.01	1.43	1.70	32.74
127 – 192	8.06	0.72	16.00	32.00	52.00	C	31.10	0.90	1.61	34.21
192 – 210	8.28	0.94	31.00	21.00	48.00	C	29.30	1.10	1.70	32.83
210 – 225	8.27	0.68	22.00	27.00	51.00	C	33.21	1.01	1.52	36.02
225 – 245	8.18	0.66	12.00	28.00	60.00	C	27.00	0.93	1.25	32.27
245 – 275	7.93	0.50	16.00	37.00	47.00	C	25.01	0.92	1.42	29.33
275 – 295	8.18	0.56	15.00	32.00	53.00	C	25.00	0.75	1.17	28.39
BELLİTAŞ SERİSİ										
0 – 10	8.35	1.22	24.00	36.00	40.00	CL	35.20	1.32	2.20	41.52
10 – 28	8.45	0.75	20.00	32.00	48.00	C	34.90	1.10	2.40	39.90
28 – 60	8.22	0.80	18.00	32.00	50.00	C	32.22	0.90	1.91	36.63
60 – 94	7.60	0.90	13.00	31.00	56.00	C	36.13	0.82	1.82	40.07
94 – 125	7.95	0.92	23.00	22.00	55.00	C	40.15	1.32	1.43	44.19
125 – 187	7.96	0.66	16.00	24.00	58.00	C	35.21	1.11	1.50	40.33
187 – 236	7.87	0.49	15.00	27.00	58.00	C	31.80	1.00	1.91	35.41
236 – 256	7.71	0.47	20.00	30.00	50.00	C	26.80	0.81	1.22	32.23
GÜRGELEN 1 SERİSİ										
0 – 30	7.14	1.66	23.00	24.00	53.00	C	27.70	1.30	2.41	33.21
30 – 47	8.08	0.97	21.00	22.00	57.00	C	29.28	1.10	2.70	35.08
47 – 72	7.97	0.84	21.00	30.00	49.00	C	32.82	0.91	2.27	37.09
72 – 110	7.68	0.92	26.00	32.00	42.00	C	38.33	1.01	2.04	42.18
110 – 130	7.10	0.83	20.00	31.00	48.00	C	34.50	1.15	2.24	39.19
130 – 175	7.92	0.87	17.00	30.00	51.00	C	33.82	1.14	1.90	36.96
175 – 241	8.05	0.90	18.00	31.00	50.00	C	25.30	0.90	2.00	30.00
241 – 321	8.00	0.80	21.00	32.00	45.00	C	32.21	0.82	2.21	35.74

321 – 350	7.95	0.96	31.00	32.00	35.00	C	29.26	1.00	2.43	33.23
İKİZCE SERİSİ										
0 – 14	7.62	0.69	18.00	34.00	47.00	C	37.21	1.10	2.10	42.11
14 – 30	7.62	0.44	17.00	35.00	46.00	C	39.02	0.90	1.91	43.41
30 – 60	7.40	0.40	17.00	32.00	50.00	C	35.70	1.09	1.70	39.99
60 – 103	7.53	0.43	21.00	34.00	45.00	C	35.06	0.91	1.90	39.27
103 – 130	7.73	0.58	22.00	30.00	48.00	C	38.20	0.92	1.61	41.23
130 – 168	7.43	0.40	23.00	39.00	38.00	CL	40.21	1.00	1.62	43.83
168 – 190	7.45	0.39	29.00	41.00	30.00	CLS	35.70	1.10	2.20	40.20
190 – 249	7.89	0.49	28.00	36.00	36.00	CL	37.32	0.81	1.90	41.23
249 – 269	7.82	0.45	31.00	30.00	39.00	CL	33.33	0.90	2.33	38.16
SIRRIN SERİSİ										
0 – 20	8.40	0.61	12.00	38.00	50.00	C	30.10	1.20	2.30	34.90
20 – 38	8.00	0.64	7.00	40.00	53.00	C	32.22	1.09	2.10	36.31
38 – 51	8.09	0.60	8.00	42.00	50.00	C	30.09	0.80	1.91	34.10
51 – 97	7.99	0.69	12.00	30.00	58.00	C	34.31	1.11	2.09	38.91
97 – 150	8.33	0.82	11.00	30.00	59.00	C	37.31	1.30	1.80	41.21
150 – 190	8.10	0.83	11.00	32.00	57.00	C	32.50	1.04	2.14	37.08
190 – 250	8.21	0.80	13.00	29.00	58.00	C	38.80	1.22	1.71	43.23
250 – 295	8.20	0.60	10.00	34.00	56.00	C	35.23	1.26	1.90	39.99
295 – 315	8.09	0.57	10.00	40.00	50.00	C	32.20	1.02	2.09	36.21
İRİCE SERİSİ										
0 – 20	7.90	1.50	10.00	30.00	60.00	C	34.16	1.12	1.70	38.88
20-40	8.15	0.57	11.00	32.00	57.00	C	30.30	0.90	1.42	33.22
40 – 65	7.85	0.55	12.00	32.00	56.00	C	32.33	1.30	1.35	36.08
65 – 100	8.20	0.66	10.00	33.00	57.00	C	26.70	1.11	1.61	31.12
100 – 150	8.05	0.77	12.00	32.00	56.00	C	33.50	1.21	1.30	37.41
150 – 200	7.95	0.75	13.00	32.00	55.00	C	30.11	0.80	1.11	34.12
200 – 220	7.79	0.60	15.00	36.00	59.00	C	31.80	1.09	1.20	35.40

BEĞDEŞ SERİSİ										
0 – 20	8.48	0.65	11.00	39.00	48.00	C	35.31	0.84	1.40	39.0
20 – 55	7.70	0.49	13.00	36.00	50.00	C	31.90	1.01	1.22	35.2
55 – 88	7.80	0.73	11.00	38.00	51.00	C	29.33	0.80	1.01	32.0
88 – 120	7.91	0.72	11.00	36.00	53.00	C	33.80	1.10	1.40	37.0
120 – 160	7.76	0.89	14.00	38.00	48.00	C	29.71	0.81	1.40	32.9
160 – 192	7.80	0.85	12.00	38.00	49.00	C	35.23	0.90	1.18	39.0
192 – 246	7.87	0.72	11.00	39.00	50.00	C	32.80	0.74	1.33	35.2
246 – 280	7.98	0.77	13.00	37.00	50.00	C	38.09	0.70	1.09	40.9
280 – 313	7.88	0.74	12.00	36.00	52.00	C	40.09	1.07	1.21	43.2
313 – 333	7.71	0.70	13.00	39.00	48.00	C	38.22	1.05	1.15	41.4
HARRAN 2 SERİSİ										
0 – 12	8.40	0.92	10.00	36.00	54.00	C	40.34	0.93	1.34	43.79
12 – 30	8.20	1.08	8.00	36.00	56.00	C	39.90	1.11	1.32	43.33
30 – 66	7.77	0.90	7.00	38.00	55.00	C	37.20	1.04	1.06	40.22
66 – 112	8.05	0.91	5.00	37.00	58.00	C	33.81	0.72	1.44	38.97
112 – 140	8.10	1.00	4.00	39.00	57.00	C	40.23	1.09	1.17	43.09
GÜRGELEN 2 SERİSİ										
0 – 22	7.40	5.62	22.00	33.00	45.00	C	38.80	1.20	2.20	43.50
22 – 46	7.61	4.90	22.00	36.00	42.00	CL	38.14	1.14	1.90	42.28
46 – 80	7.69	4.17	25.00	28.00	47.00	C	37.21	0.81	1.90	41.83
80 – 105	7.68	5.10	20.00	31.00	49.00	C	35.42	0.73	2.05	39.28
105 – 150	7.42	4.46	17.00	29.00	54.00	C	33.20	1.09	2.14	37.37
150 – 225	7.56	4.31	21.00	29.00	50.00	C	31.80	0.90	2.33	35.93
225 – 245	7.55	3.60	24.00	33.00	45.00	C	34.24	0.90	2.00	38.24
AKÖREN SERİSİ										
0 – 20	7.78	1.00	21.00	35.00	44.00	CL	35.24	1.21	1.90	39.35
20 – 40	8.43	0.62	20.00	34.00	46.00	CL	33.71	1.10	2.16	37.97
40 – 70	8.41	0.62	19.00	36.00	45.00	CL	31.20	0.90	2.34	35.44

70 – 100	8.29	0.54	18.00	38.00	44.00	C	29.90	1.22	2.23	34.05
100 – 155	8.08	0.31	17.00	40.00	43.00	C	27.21	1.14	2.40	31.65
155 – 190	8.12	0.55	15.00	41.00	44.00	C	38.12	0.90	1.40	41.12
190 – 220	7.84	0.93	10.00	40.00	50.00	C	29.23	1.20	2.20	33.63
220 – 260	7.87	0.91	9.00	39.00	52.00	C	27.65	1.33	2.11	32.08
260 – 280	8.14	0.90	12.00	38.00	50.00	C	36.09	0.90	2.11	39.95
EKİNYAZI SERİSİ										
0 – 20	7.45	1.71	20.00	33.00	47.00	CL	30.12	1.10	1.32	33.34
20 – 40	7.28	1.50	22.00	30.00	48.00	C	33.20	0.92	1.18	36.20
40 – 100	7.14	1.52	17.00	38.00	44.00	C	31.24	0.80	0.92	33.26
100 – 115	7.43	1.16	18.00	36.00	44.00	C	29.32	1.04	1.33	32.27
115 – 125	7.58	1.12	17.00	31.00	51.00	C	27.50	0.92	1.06	30.48
125 – 150	7.43	1.35	17.00	33.00	49.00	C	21.81	0.83	1.53	25.17
150 – 160	8.84	1.31	18.00	35.00	46.00	C	20.42	1.07	1.51	23.38
160 – 180	7.65	0.97	17.00	31.00	52.00	C	20.80	0.85	1.70	24.35
AKÇAKALE SERİSİ										
0 – 30	8.52	7.41	5.00	39.00	56.00	C	29.12	1.13	4.10	35.95
30 – 50	7.92	9.02	3.00	35.00	61.00	C	30.09	0.91	5.91	37.29
50 – 100	7.76	8.63	3.00	36.00	61.00	C	25.24	0.84	4.03	31.27
100 – 130	8.50	8.39	4.00	38.00	58.00	C	22.19	1.20	5.20	30.29
130 – 150	8.30	9.21	4.00	45.00	51.00	C	21.80	1.11	6.14	29.06
150 – 185	8.16	8.10	5.00	39.00	56.00	C	30.11	0.90	4.90	36.61
185 – 215	7.98	8.92	4.00	36.00	60.00	C	26.23	1.10	4.10	32.28
215 – 250	7.72	6.22	6.00	34.00	60.00	C	25.03	0.84	5.12	31.19
GÜRGELEN 3 SERİSİ										
0 – 30	8.30	2.06	23.00	36.00	40.00	CL	30.20	1.00	2.31	34.51
30 – 60	8.68	0.59	15.00	34.00	50.00	C	33.42	0.94	2.12	37.38
60 – 110	8.07	0.76	15.00	29.00	54.00	C	29.90	1.14	1.90	34.24
110 – 140	8.11	0.70	13.00	30.00	55.00	C	26.11	0.73	2.26	30.29

140 – 170	7.98	0.67	13.00	32.00	53.00	C	32.91	0.71	1.93	36.45
170 – 192	8.17	0.60	12.00	27.00	60.00	C	30.40	0.64	2.00	34.04
192 – 230	8.35	0.55	9.00	29.00	61.00	C	28.24	1.10	2.00	32.25
230 – 253	8.45	0.60	9.00	37.00	52.00	C	33.33	1.20	1.81	37.04
253 – 296	8.51	0.52	11.00	32.00	57.00	C	30.90	0.91	1.51	34.12
296 – 316	7.98	0.43	12.00	36.00	52.00	C	30.90	0.74	1.00	33.24

Çizelge A.2. Diyarbakır Ovaları topraklarının bazı fiziksel ve kimyasal özellikleri

Derinlik (cm)	pH (Doygunluk süzüğünde)	Elektriksel İletkenlik EC ($\mu\text{mhos m}^{-1}$)	Tekstür			Tekstür sınıfı	Değişebilir Katyonlar (cmol kg^{-1})			KDK (cmol kg^{-1})
			% Kum	% Silt	% Kil		Na ⁺	K ⁺	Ca ⁺⁺ + Mg ⁺⁺	
HAZRO SERİSİ										
0 – 30	8.15	440	45.00	26.00	29.00	SCL	1.90	1.11	43.85	46.00
30 – 75	8.12	427	42.00	24.00	32.00	SCL	1.67	0.91	42.02	44.70
75 – 140	7.95	448	44.00	26.00	30.00	SCL	1.11	0.86	42.40	44.80
140 – 160	8.08	444	40.00	40.00	18.00	L	1.00	0.80	42.00	44.00
BİSMİL SERİSİ										
0 – 20	8.50	513	28.00	30.00	42.00	C	1.70	1.23	44.19	47.22
20 – 60	8.31	515	28.00	24.00	48.00	C	1.42	0.98	44.10	47.00
60 – 105	8.03	467	30.00	30.00	40.00	C	1.00	0.88	40.89	42.70
105 – 200	8.08	683	30.00	22.00	48.00	C	0.98	0.74	38.40	39.00
200 – 250	8.02	643	28.00	22.00	50.00	C	0.67	0.76	41.21	42.00
250 – 310	8.14	612	26.00	24.00	50.00	C	0.77	0.56	38.46	40.00
310 – 350	8.09	453	26.00	26.00	48.00	C	0.65	0.45	40.01	41.11
350 – 370	8.00	327	24.00	39.00	37.00	CL	0.45	0.36	31.00	32.30
SİLVAN SERİSİ										
0 – 15	8.30	397	38.00	19.00	43.00	C	1.32	1.01	39.56	41.97
15 – 45	8.34	377	38.00	22.00	40.00	CL	1.11	0.89	37.19	39.33
45 – 90	8.51	430	40.00	24.00	36.00	CL	0.89	0.77	41.78	43.19

90 – 120	8.40	411	38.00	26.00	34.00	CL	0.77	0.76	40.68	42.50
120 – 150	8.28	389	32.00	43.00	25.00	L	0.57	0.55	38.11	39.90
DİYARBAKIR SERİSİ										
0 – 15	8.10	255	28.00	24.00	48.00	C	0.95	0.60	25.25	27.25
15 – 50	7.85	315	24.00	32.00	44.00	C	0.84	0.49	31.20	33.50
50 – 90	7.93	377	26.00	36.00	48.00	CL	0.75	0.42	38.22	39.77
90 – 150	7.98	365	18.00	26.00	56.00	C	0.55	0.39	37.34	38.59

Çizelge A.3. Mardin Ovaları topraklarının bazı fiziksel ve kimyasal özellikleri

Derinlik (cm)	pH (Doygunluk süzüğünde)	Elektriksel İletkenlik EC ($\mu\text{mhos m}^{-1}$)	Tekstür			Tekstür sınıfı	Değişebilir Katyonlar (cmol kg^{-1})			KDK (cmol kg^{-1})
			% Kum	% Silt	% Kil		Na ⁺	K ⁺	Ca ⁺⁺ + Mg ⁺⁺	
BEŞKABAK 1 SERİSİ										
0 – 22	7.64	478	24.00	21.00	55.00	C	1.52	0.81	42.33	45.33
22 – 54	8.32	490	28.00	19.00	53.00	C	1.12	0.79	45.21	47.21
54 – 90	8.20	356	26.00	22.00	50.00	C	0.92	0.65	36.00	37.57
90 – 160	8.20	248	21.00	35.00	44.00	C	0.79	0.49	25.02	26.98
160 – 200	8.13	309	22.00	47.00	31.00	CL	0.66	0.37	31.01	32.22
BEŞKABAK 2 SERİSİ										
0 – 30	8.30	446	27.00	25.00	48.00	C	1.42	0.90	42.04	44.54
30 – 70	8.37	363	29.00	28.00	43.00	C	1.21	0.87	36.11	38.45
70 – 120	8.15	307	30.00	27.00	43.00	C	0.92	0.73	31.20	32.70
120 – 160	8.10	312	30.00	33.00	37.00	CL	0.81	0.53	30.00	31.22
NUSAYBİN SERİSİ										
0 – 20	8.39	632	26.00	28.00	46.00	C	2.11	1.10	44.11	47.56
20 – 44	8.20	532	21.00	35.00	44.00	C	1.78	1.00	42.23	45.23
44 – 75	8.25	386	24.00	28.00	48.00	C	1.56	0.93	26.19	28.13
75 – 120	8.21	508	24.00	28.00	48.00	C	1.01	0.78	38.92	40.92
120 – 160	8.04	470	24.00	28.00	48.00	C	0.98	0.67	43.00	45.02
160 – 210	7.99	466	50.00	26.00	24.00	SCL	0.82	0.70	42.78	44.19

Çizelge A.4. Batman Ovası topraklarının bazı fiziksel ve kimyasal özellikleri

Derinlik (cm)	pH (Doygunluk süzüğünde)	Elektriksel İletkenlik EC ($\mu\text{mhos m}^{-1}$)	Tekstür			Tekstür sınıfı	Değişebilir Katyonlar (cmol kg^{-1})			KDK (cmol kg^{-1})
			% Kum	% Silt	% Kil		Na ⁺	K ⁺	Ca ⁺⁺ + Mg ⁺⁺	
KÖSETARLA SERİSİ										
0 – 15	8.03	348	32.00	30.00	38.00	CL	1.42	1.1	33.06	36.68
15 – 30	8.15	435	32.00	32.00	36.00	L	1.12	0.98	41.40	43.54
30 – 70	8.23	337	32.00	30.00	36.00	CL	0.80	0.78	33.67	35.37
70 – 150	8.09	342	36.00	30.00	34.00	CL	0.91	0.73	35.80	36.24
150 – 250	8.04	332	34.00	37.00	29.00	L	0.77	0.62	34.00	35.33
250 – 310	8.13	302	34.00	39.00	27.00	L	0.77	0.63	30.32	32.21
310 – 410	8.08	307	42.00	37.00	21.00	L	0.70	0.57	31.22	32.70
KİRADAĞI SERİSİ										
0 – 10	7.25	641	32.00	26.00	42.00	C	1.39	1.00	29.34	32.35
10 – 30	7.73	566	38.00	24.00	38.00	CL	1.00	0.87	25.78	27.43

Çizelge A.5. Şırnak Ovası topraklarının bazı fiziksel ve kimyasal özellikleri

Derinlik (cm)	pH (Doygunluk süzüğünde)	Elektriksel İletkenlik EC ($\mu\text{mhos m}^{-1}$)	Tekstür			Tekstür sınıfı	Değişebilir Katyonlar (cmol kg^{-1})			KDK (cmol kg^{-1})
			% Kum	% Silt	% Kil		Na ⁺	K ⁺	Ca ⁺⁺ + Mg ⁺⁺	
TAŞHÖYÜK SERİSİ										
0 – 15	8.48	396	37.00	28.00	45.00	C	1.34	1.00	39.11	41.67
15 – 30	8.35	458	30.00	24.00	46.00	C	1.22	0.92	45.02	47.54
30 – 65	8.30	322	28.00	26.00	46.00	C	0.90	0.87	33.00	34.73
65 – 110	8.37	285	36.00	20.00	45.00	C	1.00	0.87	28.37	30.36
110 – 200	8.04	270	30.00	20.00	50.00	C	0.87	0.76	26.98	29.15

Çizelge A.6. Siirt Ovası topraklarının bazı fiziksel ve kimyasal özellikleri

Derinlik (cm)	pH (Doygunluk süzüğünde)	Elektriksel İletkenlik EC ($\mu\text{mhos m}^{-1}$)	Tekstür			Tekstür sınıfı	Değişebilir Katyonlar (cmol kg^{-1})			KDK (cmol kg^{-1})
			% Kum	% Silt	% Kil		Na ⁺	K ⁺	Ca ⁺⁺ + Mg ⁺⁺	
KURTALAN SERİSİ										
0 – 15	8.25	310	32.00	16.00	52.00	C	1.10	0.79	30.30	33.30
15 – 35	8.14	260	18.00	22.00	60.00	C	0.93	0.57	26.69	28.71
35 – 70	8.13	255	22.00	22.00	56.00	C	1.00	0.57	26.43	27.92
70 – 110	8.11	206	22.00	22.00	56.00	C	0.76	0.44	21.00	22.50
110 – 150	8.05	204	22.00	22.00	56.00	C	0.65	0.40	20.59	22.63

Çizelge A.7. Gaziantep Ovası topraklarının bazı fiziksel ve kimyasal özellikleri

Derinlik (cm)	pH (Doygunluk süzüğünde)	Elektriksel İletkenlik EC ($\mu\text{mhos m}^{-1}$)	Tekstür			Tekstür sınıfı	Değişebilir Katyonlar (cmol kg^{-1})			KDK (cmol kg^{-1})
			% Kum	% Silt	% Kil		Na ⁺	K ⁺	Ca ⁺⁺ + Mg ⁺⁺	
NURDAĞI SERİSİ										
0 – 25	7.42	440	58.00	3.00	39.00		1.11	0.82	42.79	44.72
25 – 50	7.50	400	50.00	5.00	45.00		0.98	0.65	39.49	41.12
50 – 90	7.60	430	48.00	7.00	45.00		1.02	0.67	40.90	42.59
90 – 140	7.50	440	60.00	3.00	37.00		0.76	0.55	43.69	45.00
140 – 160	7.45	450	46.00	23.00	31.00		0.65	0.47	44.88	46.00
ELBİSTANHÖYÜK SERİSİ										
0 – 45	7.78	400	48.00	7.00	45.00		3.28	1.01	39.69	43.98
45 – 75	7.83	663	47.00	6.00	47.00		4.00	0.97	41.03	46.00
75 – 90	7.92	882	58.00	2.00	40.00		3.99	1.00	42.11	47.10
90 – 160	8.09	1 220	57.00	21.00	22.00		4.12	1.20	50.68	56.00
ZİNCİRLİHÖYÜK SERİSİ										
0 – 25	7.52	564	60.00	15.00	25.00		1.00	0.90	41.38	43.28
25 – 50	7.62	320	64.00	5.00	31.00		1.09	0.70	37.78	39.57

50 – 120	7.50	320	62.00	1.00	37.00		1.02	0.69	33.39	35.10	
120 – 180	7.50	318	48.00	23.00	29.00		0.78	0.57	30.55	31.90	
180 – 275	7.48	236	44.00	27.00	29.00		0.65	0.49	28.76	29.90	
275 – 300	7.39	233	62.00	1.00	37.00		0.64	0.50	28.86	30.00	
	NİZİP SERİSİ										
0 – 25	7.51	407	64.00	15.00	21.00		1.00	1.11	38.89	41.00	
25 – 35	7.51	431	64.00	17.00	19.00		0.94	0.91	41.15	43.00	
35 – 60	7.48	430	58.00	23.00	19.00		1.14	0.86	42.10	44.10	
60 – 70	7.51	443	48.00	35.00	17.00		0.73	0.80	42.47	44.00	
70 – 130	7.24	459	40.00	33.00	27.00		0.71	0.79	43.50	45.00	
130 – 200	7.18	465	40.00	43.00	17.00		0.64	0.57	42.79	44.00	

EK - B

B.1. Harran Ovası profillerinin genel özellikleri

Harran ovası

Kıyas 1 serisi topraklarında pH Bw3ss ve Ccass horizonlarında 7.40 – 8.14 arasında değişmekte olup, organik madde içeriği yüzeyden aşağıya doğru azalmakta ve Ap horizonunda % 1.37 iken Ccass horizonunda % 0.52 arasında değişmektedir. KDK tüm profilde en yüksek değer Ap₁ horizonunda 43.19 Cmol kg⁻¹ iken en düşük değer Bw3ss horizonunun 33.27 Cmol kg⁻¹ ve değişebilir katyonlar arasında Ca⁺⁺ + Mg⁺⁺ en büyük paya sahip olup Ap₁ horizonun da 38.22 Cmol kg⁻¹ iken Bw3ss horizonun da 27.90 Cmol kg⁻¹ olarak belirlenmiştir. Kireç oranı Bw3 horizonunda % 34.23 ile BC2ss horizonunda ise 19.40 arasında değişmektedir. Elektriksel iletkenlik Ap horizonunda 1.1 ve Ccass horizonunda 0.3 dS m⁻¹ arasındadır.

Derinlik(cm)	Horizon	Tanımlama
0 – 15	Ap	10 YR, kuru iken 4 / 4, nemli iken 3 / 4; granüler, zayıf, yarı köşeli blok strüktür; killi; seyrek saçak ve kazık kök; çok kireçli; kayma yüzeyleri var; az belirgin düz sınır.
15 – 39	Ap ₁	10 YR, kuru iken 5 / 4, nemli iken 4 / 4; orta kuvvette, zayıf, yarı köşeli blok strüktür; killi; çok zayıf kayma yüzeyleri; kazık ve saçak kök; çok kireçli; az belirgin düz sınır.
39 – 74	Bw ₁	10 YR, kuru iken 5 / 4, nemli iken 4 / 4; orta kuvvette, orta büyüklükte, yarı köşeli blok strüktür; killi; çok zayıf kayma yüzeyleri; çok seyrek kazık kök; çok kireçli; az belirgin düz sınır.
74 – 102	Bw ₂ ss	10 YR, kuru iken 5 / 4, nemli iken 4 / 4; köşeli blok, orta büyüklükte zayıf strüktür; killi; kayma yüzeyleri var ama az; çok seyrek kazık kök; çok kireçli; az belirgin düz sınır.
102 – 139	Bw ₃ ss	10 YR, kuru iken 5 / 4, nemli iken 4 / 4; büyük kuvvette, köşeli blok strüktür; killi; kayma yüzeyleri var; kök yok; çok kireçli; az belirgin düz sınır.
139 – 178	BC ₁ ss	10 YR, kuru iken 5 / 4, nemli iken 4 / 4; büyük kuvvette, köşeli blok strüktür; killi; kil miktarı çok; kayma yüzeyleri belirgin olup daha geniş alanlara yayılmış; kök yok; oksidasyon ve redüksiyon az, kireç benekleri var; kireçli; redoksomorfik oluşumlara rastlanılmaktadır (Buda kahverengi - gri beneklerden anlaşılmaktadır); dalgalı sınır.
178 – 210	BC ₂ ss	10 YR, kuru iken 5 / 4, nemli iken 4 / 4; Köşeli blok, orta büyüklükte, çok sert strüktür; killi; geniş alana yayılmış kayma yüzeyleri var; kök yok; kireçli; dalgalı sınır.
210 – 250	Ck _{ss}	10 YR, kuru iken 5 / 4, nemli iken 3 / 5; Köşeli, yumuşak, orta büyüklükte strüktür blok strüktür; killi; geniş alana yayılmış kayma yüzeyleri var; kök yok; en alt horizonta kireç birikmesi görülüyor; kireçli; dalgalı sınır.

Çekçek serisi topraklarında Bkb₁ss ve Bkb₂ss horizonlarında pH 8.08 – 8.38 arasında değişmekte olup, organik madde içeriği yüzeyden aşağıya doğru azalmakta,

Ap1 horizonunda % 1.25 iken Bkb2ss horizonunda ise % 0.35 arasında değişmektedir. KDK Ap horizonunda 43.40 Cmol kg⁻¹ iken Bkb1 horizonun da ise 35.23 Cmol kg⁻¹ olup, profilde değişebilir katyonlar arasında Ca⁺⁺ + Mg⁺⁺ Ap1 horizonunda 38.20 Cmol kg⁻¹ ile Bkb1 horizonunda 30.31 Cmol kg⁻¹ olarak belirlenmiştir. Kireç oranı Bkb1ss horizonunda % 45.13, Bw3 horizonunda 23.80 arasında değişmektedir. Elektriksel iletkenlik Ap horizonunda 1.1 ve Bw3 horizonunda 0.44 dS m⁻¹ arasındadır.

Derinlik (cm)	Horizon	Tanımlama
0 – 15	Ap	10 YR, kuru iken 6 / 4, nemli iken 4 / 4; granüler strüktür; yoğun kök; biyolojik aktivite var; kireçli; belirgin dalgalı sınır.
15 – 33	Ap1	10 YR, kuru iken 6 / 4, nemli iken 4 / 4; zayıf, küçük, yarı köşeli blok strüktür; yoğun kök; biyolojik aktivite var; kireçli; geçişli dalgalı sınır.
33 – 55	Bw1	10 YR, kuru iken 6 / 4, nemli iken 4 / 4; orta ve büyük, kuvvetli, yarı köşeli blok strüktür; kök var; biyolojik aktivite var; kireçli; sınır belirgin değil.
55 – 76	Bw2	10 YR, kuru iken 6 / 4, nemli iken 4 / 4; orta ve büyük, orta kuvvette, köşeli blok strüktür; kök var; biyolojik aktivite var; kireçli; sınır belirgin değil.
76 – 120	Bw3	10 YR, kuru iken 6 / 4, nemli iken 4 / 4; kuvvetli, orta ve büyük, köşeli blok strüktür; kök var; biyolojik aktivite var; kireçli; sınır belirgin değil.
120 – 182	Bkb1ss	7.5 YR, kuru iken 5 / 4, nemli iken 4 / 6; kuvvetli, köşeli blok strüktür; killi; kayma yüzeyleri var; az sayıda kök; manganez ve birikimleri var; biyolojik aktivite var ama az; çok kireçli; sınır belirgin değil.
182 – 240	Bkb2ss	7.5 YR, kuru iken 4 / 6, nemli iken 4 / 4; büyük, kuvvetli, köşeli blok strüktür; killi; kayma yüzeyleri mevcut olup killi oranı fazladır; manganez birikim var; az miktarda kök; biyolojik aktivite var ama az; çok kireçli; sınır belirgin değil.

Harran 1 serisi topraklarında pH Ap ve BC3 horizonlarında 8.44 – 7.92 arasında olup, organik madde içeriği yüzeyden aşağıya doğru azalmakta, Ap ve BC3 horizonlarında % 1.35 - % 0.31 arasında değişmektedir. KDK Ap horizonun da 48.40 Cmol kg⁻¹ iken BC3 horizonunda 37.60 Cmol kg⁻¹ olup, değişebilir katyonlar arasında Ca⁺⁺ + Mg⁺⁺ en büyük paya sahip Ap horizonunda 43.40 Cmol kg⁻¹ iken BC3 horizonunda 34.00 Cmol kg⁻¹ arasında değişmektedir. Kireç oranı BC3 horizonunda % 33.41 ve BC1 horizonunda 25.35 arasında değişmektedir. Elektriksel iletkenlik Ap ve BC3 horizonlarında sırasıyla 1.16 – 0.63 dS m⁻¹ arasındadır.

Derinlik (cm)	Horizon	Tanımlama
0 – 12	Ap	10 YR, kuru iken 5 / 4, nemli iken 4 / 4; çok büyük, çok sert, köşeli blok strüktür; HCI ile muamele edildiğinde kuvvetli köpürme görülmektedir; kök var; biyolojik aktivite var; horizon sınırları geçişli dalgali.
12 – 30	Ap1	10 YR, kuru iken 5 / 4, nemli iken 4 / 3; orta büyüklükte, orta zayıf (sert değil), köşeli blok strüktür; bitki kökleri yok; biyolojik aktivite az; kuvvetli köpürme var; geçişli dalgali sınır.
30 – 56	Bw1	10 YR, kuru iken 4 / 4, nemli iken 3 / 4; daha yumuşak, orta büyüklükte, orta zayıf (kırılması kolay) köşeli blok strüktür; köpürme var; kök gelişimi yok; geçişli dalgali sınır.
56 – 86	Bw2	7.5 YR, kuru iken 4 / 6, nemli iken 3 / 4; daha büyük, kaba (20 - 50 mm), orta sertlikte, köşeli blok strüktür; kök gelişimi yok; kuvvetli köpürme var; geçişli dalgali sınır.
86 – 113	BC1	7.5 YR, kuru iken 5 / 4, nemli iken 4 / 4; orta sert, orta kaba (10 – 35 mm), köşeli blok strüktür; köpürme yukarı horizonlara nazaran daha azdır; kök gelişimi yok; geçişli dalgali sınır.
113 – 142	BC2	10 YR, kuru iken 5 / 4, nemli iken 4 / 6; orta sert, orta kaba, köşeli blok strüktür; 2 - 5 mm arasında değişen oranlarda yaygın bir şekilde orta büyüklükte çakıl taşları var; küçük sileks parçaları var; kök gelişimi yok; kireç oranı BC1 horizonu ile aynı oranlarda; geçişli dalgali sınır.
142 – 200	BC3	7.5 YR, kuru iken 5 / 4, nemli iken 4 / 6; köşeli blok, kaba (20 - 50 mm), orta sert strüktür; sekonder kireç birikimleri var ve % 2 – 3 arası yoğunlukta; yer yer kireç nodülleri var; kil miktarı daha fazla; çakılımsı yapı mevcut, bu yapı üst tabakaya göre daha yoğundur; kök gelişimi yok; geçişli dalgali sınır.

Kıyas 2 serisi topraklarında pH BC ve Ap horizonlarında 8.28 – 7.70 arasında olup, organik madde içeriği yüzeyden aşağıya doğru azalmakta, Ap horizonunda % 1.34 ve IIC2 horizonunda ise % 0.29 olarak belirlenmiştir. KDK Ap horizonunda 38.92 Cmol kg⁻¹ iken IIC2 horizonunda 28.39 Cmol kg⁻¹ ve değişebilir katyonlar arasında Ca⁺⁺ + Mg⁺⁺ en büyük paya sahip olup Ap horizonunda 33.41 Cmol kg⁻¹ iken IIC2 horizonunda 25.00 Cmol kg⁻¹ arasında değişmektedir. Kireç oranı IC1 horizonunda % 44.70 ve IIC2 horizonunda ise % 33.43 olarak belirlenmiştir. Elektriksel iletkenlik ise BC ve IIC1 horizonlarında 0.92 – 0.50 dS m⁻¹ arasında değişmektedir.

Derinlik(cm)	Horizon	Tanımlama
0 – 25	Ap	10 YR, kuru iken 6 / 3, nemli iken 5 / 4; yarı köşeli blok, orta büyüklükte (10 – 30 mm) strüktür; yaygın bitki kök (kılcal ve kazık) gelişimi vardır; biyolojik aktivite var; HCI ile kuvvetli köpürme var; horizon siltli killi; horizon sınırı geçişli düz sınır.
25 – 50	Ap1	10 YR, kuru iken 6 / 3, nemli iken 5 / 4; köşeli blok (10 – 30 mm), orta kuvvette (sertlik) strüktür; kökler bir üste nazaran az; kılcal kökler var; siltli killi fakat kil oranı daha fazla; köpürme üstteyle hemen hemen aynı; horizon sınırı az belirgin.
50 – 83	Bw1	10 YR, kuru iken 6 / 3, nemli iken 5 / 4; köşeli blok (10 – 40 mm), az kuvvetli strüktür; kil oranı üstte nazaran fazladır; siltli kil;

83 – 127	Bw2	köpürme üst horizonlarla aynı; kılcal kökler var fakat nispetten üstte göre daha az; horizon sınırı az belirgin. 10 YR, kuru iken 6 / 3, nemli iken 5 / 4; köşeli blok (10 – 45 mm), kırılğan, orta kuvvette strüktür; kılcal kökler var bir üst horizonla aynı; köpürme var; kum oranı yüksek, siltli; horizon sınırı az belirgin.
127 – 192	Bw3	10 YR, kuru iken 6 / 3, nemli iken 5 / 4; köşeli blok, kırılğan (20 – 50 mm) strüktür; oksidasyon ve redüksiyon olayları var; silt oranı yüksek; seyrek kılcal kökler var; siltli kil; horizon sınırı az belirgin.
192 – 210	BC	10 YR, kuru iken 6 / 3, nemli iken 5 / 4; fazla kırılğan, çok zayıf, köşeli blok, kaba (20 – 55 mm) strüktür; yeryer midye kabuklarına rastlanılmakta; belli bir dönemde taşınmış kum katmanı ve kumlu tabaka (kum fonksiyonları 1 ~ 3 mm) var; kumlu killi tın, kılcal kök yok, horizon sınırı belirgin.
210 – 225	IC1	10 YR, kuru iken 6 / 3, nemli iken 5 / 3; köşeli blok, zayıf, (10 – 40 mm), dağılğan strüktür; kum fraksiyonları (1 ~ 2 mm) incelmekte ve artmakta; midye kabukları üstte nazaran daha yoğun; oldukça sık kömür birikimlerine rastlanılmakta; kumlu killi tın; kılcal kök yok; horizon sınırı belirgin.
225 – 245	IC2	10 YR, kuru iken 6 / 3, nemli iken 5 / 4; orta sertlikte, köşeli blok (20 – 50 mm) zayıf, kırılğan strüktür; kumlu kum fraksiyonları 1 – 3 mm arasında değişmekte; kök yok; killi tın (kil oranı yüksek); horizon sınırı belirgin.
245 – 275	IIC1	10 YR, kuru iken 6 / 3, nemli iken 5 / 4; köşeli blok, orta sertlikte (20 – 50 mm) kırılğan strüktür; kum fonksiyonları yok, kil fazla, kumlu kil; yer yer redoks olayları görülmekte; kök gelişimi yok; horizon sınırı belirgin.
270 – 290	IIC2	10 YR, kuru iken 6 / 3, nemli iken 5 / 4; köşeli blok, orta sertlik (20 – 50 mm), kırılğan strüktür; çok zayıf kayma yüzeyleri var; en altta redoks olayları var; kum fraksiyonları (1 – 4 mm) artmakta; kök yok; horizon sınırı belirgin.

Bellitaş serisi topraklarında Ap1 ve IIC horizonlarında pH 8.45 – 7.71 arasında olup, organik madde içeriği yüzeyden aşağıya doğru azalmakta, Ap horizonunda % 1.33 ve IIC horizonunda % 0.37 arasında değişmektedir. KDK Ap horizonunda 44.19 Cmol kg⁻¹ iken IIC horizonunda 32.23 Cmol kg⁻¹'a düşmektedir. Değişebilir katyonlar arasında Ca⁺⁺ + Mg⁺⁺ en büyük paya sahip olup Ap horizonunda 35.20 Cmol kg⁻¹ iken IIC horizonunda 26.80 Cmol kg⁻¹'dir. Kireç oranı IIBC ve IIC horizonlarında % 44.64 – 26.26 arasında değişmektedir. Elektriksel iletkenlik Ap ve IIC horizonlarında 1.22 – 0.47 dS m⁻¹ arasındadır.

Derinlik (cm)	Horizon	Tanımlama
0 – 10	Ap	7.5 YR kuru iken 4 / 6, nemli iken 3 / 4; ince, granüller strüktür; kök gelişimi var; biyolojik aktivite var; çok kireçli; killi; geçişli dalgalı sınır.
10 – 28	Ap1	7.5 YR kuru iken 4 / 6, nemli iken 3 / 4; çok ince ve ince, büyük, yarı köşeli blok (0 – 2 mm) strüktür; kök gelişimi var; çok kireçli; killi; geçişli dalgalı sınır.
28 - 60	Bw	7.5 YR kuru iken 4 / 6, nemli iken 3 / 4; ince ve orta, zayıf, yarı köşeli blok (5 – 20 mm) strüktür; kök gelişimi var; çok kireçli;

60 – 94	BC	killi; geçişli dalgalı sınır. 7.5 YR kuru iken 4 / 6, nemli iken 3 / 4; orta, kaba (10 - 35 mm), dağınık yarı köşeli blok strüktür; kök var; kireç oranı yüksek; killi; belirgin düz sınır.
94 – 125	IIBw	7.5 YR kuru iken 4 / 6, nemli iken 3 / 4; yarı köşeli blok, orta kuvvette, orta, kaba (10 – 40 mm) strüktür; kök gelişimi var; bir üst horizonuna göre daha kuvvetli köpürme ve kireç miselleri var; belirgin düz sınır.
125 – 187	IIIBC	7.5 YR kuru iken 4 / 6, nemli iken 3 / 4; yarı köşeli blok, orta kuvvetli, kuvvetli kaba (20 – 50 mm) strüktür; çok kireçli; kuvvetli köpürme; belirgin düz sınır.
187 – 236	IIIBw	7.5 YR kuru iken 4 / 6, nemli iken 3 / 4; yarı köşeli orta kuvvette (15 – 45 mm) strüktür; kök yok; çok kireçli; köpürme var; belirgin düz sınır.
236 – 256	IIIC	7.5 YR kuru iken 5 / 6, nemli iken 4 / 4; çakıl katı.

Gürgelen 1 serisi topraklarında Ap₂ ve BC horizonlarında pH 8.08 – 7.10 arasında olup, organik madde içeriği yüzeyden aşağıya doğru azalmakta, Ap ve C₁ horizonlarında % 1.32 ve % 0.27 arasında değişmektedir. KDK Bw₂ horizonunda 42.18 Cmol kg⁻¹ iken IIBw₂ horizonunda 30.00 Cmol kg⁻¹ ve değişebilir katyonlar arasında Ca⁺⁺ + Mg⁺⁺ en büyük paya sahip olup Bw₂ horizonunda 38.33 Cmol kg⁻¹ iken IIBw₂ horizonunda 25.30 Cmol kg⁻¹'dir. Kireç oranı Bw₂ ve Ap₁ horizonlarında % 34.90 - 25.62 arasında değişmektedir. Elektriksel iletkenlik Ap ve C horizonlarında 1.66 – 0.80 dS m⁻¹ arasındadır.

Derinlik (cm)	Horizon	Tanımlama
0 – 30	Ap	7.5 YR, kuru iken 5 / 6, nemli iken 4 / 4; granüller strüktür; bitki kökleri var; biyolojik aktivite var; çok kireçli; killi; horizon sınırları belirgin değil.
30 – 47	Ap ₁	7.5 YR, kuru iken 5 / 6, nemli iken 3 / 4; çok kaba (50 mm), köşeli blok strüktür; kökler var; biyolojik aktivite var; çok kireçli; killi; horizon sınırları belirgin değil.
47 – 72	Bw ₁	7.5 YR, kuru iken 6 / 6, nemli iken 4 / 6; kaba (50 - 10 mm) arasında, köşeli blok strüktür; kökler var; kireçli, horizon sınırları belirgin değil.
72 – 110	Bw ₂	7.5 YR, kuru iken 5 / 6, nemli iken 4 / 4; orta büyüklükte, yarı köşeli blok, orta sertlikte strüktür; kökler var; kireçli; geçişli horizon sınırı.
110 – 130	BC	7.5 YR, kuru iken 5 / 4, nemli iken 4 / 4; orta (10 - 20 mm), orta kuvvette, yarı köşeli blok, bir üste göre daha kırılkan ve dağınık strüktür; bitki kökleri var; çok kireçli; sınır horizonu dalgalı.
130 – 175	IIBw ₁	7.5 YR, kuru iken 4 / 6, nemli iken 4 / 4; yarı köşeli blok, orta kuvvette, kaba (20 - 40 mm) strüktür, bir üst horizonuna göre biraz daha dağınık; kökler var; çok kireçli; killi; dalgalı sınır.
175 – 241	IIBw ₂	7.5 YR, kuru iken 5 / 6, nemli iken 4 / 4; az kuvvetli, orta kaba (10 - 40 mm) strüktür bir üst tabaka göre daha dağınık; kök yok; çok kireçli; killi, dalgalı sınır.
241 – 321	C	7.5 YR, kuru iken 5 / 6, nemli iken 4 / 4; orta ince (10 - 20 mm), çok dağınık, zayıf yarı köşeli blok strüktür; kök yok; çok kireçli; killi; dalgalı horizon sınır.

321 – 350	C1	7.5 YR, kuru iken 5 / 6, nemli iken 4 / 4; zayıf, orta ince, çok çakıl (5 – 20 mm) strüktür; kök yok; kil içeriği diğerlerine göre az, silt fazla; çok kireçli; dalgalı sınır.
-----------	----	--

İkizce serisi topraklarında BC ve Bwk1 horizonlarında pH 7.89 – 7.40 arasında olup, organik madde içeriği yüzeyden aşağıya doğru azalmakta, Ap ve C horizonlarında % 1.34 ve % 0.39 arasında değişmektedir. KDK Bwkss horizonunda 43.83 Cmol kg⁻¹ iken C horizonunda 38.16 Cmol kg⁻¹ ve değişebilir katyonlar arasında Ca⁺⁺ + Mg⁺⁺ en büyük paya sahip olup Bwkss horizonunda 40.21 Cmol kg⁻¹ iken C horizonunda 33.33 Cmol kg⁻¹ arasındadır. Kireç oranı Bwkss ve C horizonlarında % 38.09 - 28.444 arasında değişmektedir. Elektriksel iletkenlik Bwk1, BC ve Bwk1 horizonlarında 0.99 – 0.40 dS m⁻¹ arasındadır.

Derinlik (cm)	Horizon	Tanımlama
0 – 14	Ap	7.5 YR, kuru iken 6 / 4, nemli iken 4 / 4; granüller strüktür; bitki kökleri var; biyolojik aktivite var; çok kireçli, HCl ile yüksek derecede köpürme; killi; geçişli dalgalı sınır.
14 – 30	Ap1	7.5 YR, kuru iken 6 / 4, nemli iken 4 / 6; köşeli blok, iri, orta kuvvette, kaba (20 - 60 mm), strüktür; kökler var; çok kireçli; biyolojik aktivite var; killi; geçişli dalgalı sınır.
30 – 60	Bwk1	7.5 YR, kuru iken 4 / 6, nemli iken 4 / 4; köşeli blok, zayıf kuvvette, orta irilikte (10 - 40 mm) strüktür; kılcak kökleri var; çok kireçli; killi, üste göre kil miktarı daha az; geçişli dalgalı sınır.
60 – 103	Bwk2	7.5 YR, kuru iken 4 / 4, nemli iken 4 / 4; köşeli blok, orta büyüklükte (20 - 40 mm), orta kuvvette strüktür; yoğun şekilde kireç var; kök var ama üst horizonlara oranla az; killi; geçişli dalgalı sınır.
103 – 130	Bwk3	7.5 YR, kuru iken 4 / 4, nemli iken 4 / 4; köşeli blok, kaba, (20 - 60mm), orta kuvvette strüktür; HCl ile yüksek derecede köpürme var; çok az kılcak kökleri var; yer yer yuvarlak çakıl taşlarına rastlanılmakta; killi; geçişli dalgalı sınır.
130 – 168	Bwkss	7.5 YR, kuru iken 4 / 6, nemli iken 3 / 4; köşeli blok, kaba (20 - 70 mm), orta kuvvette strüktür; bitki kökleri yok; kireç % 2 - 3 arasında değişmekte, bölgesel bazda yoğun olarak kireç miselleri görülmekte; biyolojik aktivite var; siltli killi; zayıf, küçük ve nadir olarak kayma yüzeyleri var; belirgin olmayan sınır.
168 – 190	Bwk1	7.5 YR, kuru iken 3 / 4, nemli iken 3 / 4; köşeli blok, orta kuvvetli, kaba (20 - 50 mm) strüktür; kılcak kök yok; köpürme az ve üst horizonlara göre daha az kireç modüllerine rastlanılmakta ve nadiren misel oluşumu görülmekte; kireç taşı çakı boyutunda 2 mm'den büyük, yuvarlak (2 - 30mm); siltli kil, kil silte göre fazla; sınır belirgin değil.
190 – 249	BC	7.5 YR, kuru iken 4 / 4, nemli iken 4 / 4; köşeli blok, çok kaba (30 – 80 mm) strüktür; bitki kökleri yok; çok kireçli; kireç miselleri çok yoğun, köpürme az; kil oranı üstte aynı, kum fazla, siltli kil; çakıllar var; yer yer mangan benekleri görülmekte; sınır belirgin.
249 – 269	C	7.5 YR, kuru iken 4 / 6, nemli iken 4 / 4; yarı köşeli, kaba (20 -

50 mm), orta zayıf strüktür; kılcal kök yok; 2 – 30 mm arasında değişen çakıllar var ve yukarıdan farklı olarak çakıllar yoğun; yoğun köpürme var; mangan oksitler var; kum oranı fazla, killi; belirgin sınır.

Sırrın serisi topraklarında profilde Ap ve Bwk1 horizonlarında pH 8.40 – 7.99 arasında olup, organik madde içeriği yüzeyden aşağıya doğru azalmakta, Ap ve Bk2 horinlarında % 1.71 ve % 0.29 arasında değişmektedir. KDK Bwkss2 horizonunda 43.28 Cmol kg⁻¹ iken Bw horizonunda 34.10 Cmol kg⁻¹ ve değişebilir katyonlar arasında Ca⁺⁺ + Mg⁺⁺ en büyük paya sahip olup Bwkss2 horizonunda 38.80 Cmol kg⁻¹ iken Ap horizonunda 30.10 Cmol kg⁻¹'dir. Kireç oranı Bwk2 ve Ap horizonlarında % 39.60 - 28.01 arasında değişmektedir. Elektriksel iletkenlik 0.8 – 0.5 dS m⁻¹ arasındadır.

Derinlik (cm)	Horizon	Tanımlama
0 – 20	Ap	7.5 YR, kuru iken 5 / 3, nemli iken 4 / 4; köşeli blok, çok kaba, kuvvetli strüktür; yoğun şekilde kazık ve kılcal kökler var; kireçli; en üstte bol miktarda sileks var; kuvvetli köpürme var; killi; horizon sınırı belirgin değil.
20 – 38	Ap1	7.5 YR, kuru iken 5 / 4, nemli iken 4 / 4; yarı köşeli blok, orta kuvvetli, kaba strüktür; bitki kökleri var; biyolojik aktivite var; çok kireçli, kuvvetli köpürme var; sileksler (çakmak taşı) aynı şekilde kendini göstermekte ve muhtemelen üst horizonla aynı; killi; sınır belirgin değil.
38 – 51	Bw	7.5 YR, kuru iken 4 / 6, nemli iken 4 / 4; köşeli blok, orta kaba, orta kuvvetli strüktür; kılcal kökler; çok kireçli, kuvvetli köpürme var; yaklaşık 3 cm boyutunda sileksler var; killi; az belirgin düz.
51 – 97	Bwk1	7.5 YR, kuru iken 5 / 6, nemli iken 4 / 6; köşeli blok, kaba, orta kuvvette strüktür; kılcal kökler nispete yukarıya göre daha az; çok kireçli ve kireç nodülleri ~ % 1 - 2 arasında değişmekte; 2 – 5 m çapında sileksler var; 1 – 2 mm arasında değişen çakıllar var; killi; az belirgin düz sınır.
97 – 150	Bwk2	7.5 YR, kuru iken 5 / 4, nemli iken 4 / 6; köşeli blok, kuvvetli kaba strüktür; kılcal kökler çok seyrek; çok kireçli; bu katmana özgü kireç nodülleri ~ % 2 - 3 arasında değişmekte; köpürme çok; 1 mm'den büyük, 2 - 10mm arasında değişen sileksler var; killi; az belirgin düz sınır.
150 – 190	Bwkss1	7.5 YR, kuru iken 5 / 4, nemli iken 5 / 6; köşeli blok, orta kuvvette strüktür; çok nadir kılcal kökler var; çok kireçli; kuvvetli köpürme; kireç nodülleri ~ % 1 - 2 arasında değişmekte; boyutları ~ 2 - 15 mm arasında değişen sileksler var; kayma yüzeyleri var; killi; az belirgin sınır.
190 – 250	Bwkss2	7.5 YR, kuru iken 6 / 3, nemli iken 4 / 6; köşeli blok, orta kuvvetli, kaba strüktür; bitki kökleri yok; çok kireçli; 2 mm'den büyük çakıl taşına benzeyen kireç taşları var; kireç nodülleri % 2 – 4 mm arasında değişmekte; HCl ile köpürme fazla; 2 – 3 mm arasında yaygın dağılmış kayma yüzeyleri var; sileksler 2 – 4 mm arasında yaygın şekilde kendini göstermekte; yaygın şekilde mangan oksitler var; killi; az belirgin düz sınır.

250 – 295	BKss2	7.5 YR, kuru iken 5 / 4, nemli iken 4 / 6; köşeli blok, orta kuvvetli, kaba strüktür; kök yok; % 5 - 6 arasında değişen kireç nodülleri; kuvvetli köpürme; çok yoğun şekilde manganez oksit benekleri var; sileksler var ama az; killi; az belirgin düz sınır.
295 - 315	Bk2	7.5 YR, kuru iken 5 / 4, nemli iken 4 / 6; köşeli blok, orta kuvvetli, kaba strüktür, % 6 - 8 arasında kireç var, kuvvetli köpürme, manganez oksitler var; killi; az belirgin düz sınır.

İrice serisi topraklarında Bwk2 horizonunda pH 8.20, Bwk1 horizonunda ise 7.79 olup, organik madde içeriği yüzeyden aşağıya doğru azalmakta, Ap ve C horizonlarında % 1.70 ve % 0.54 arasında değişmektedir. KDK Ap horizonun da 38.88 Cmol kg⁻¹ iken Bwk2 horizonunda 31.12 Cmol kg⁻¹ ve değişebilir katyonlar arasında Ca⁺⁺ + Mg⁺⁺ en büyük paya sahip olup Ap1 horizonunda 34.16 Cmol kg⁻¹ iken Bwk2 horizonunda 26.70 Cmol kg⁻¹'dir. Kireç oranı Bwk3 ve Ap horizonlarında % 38.09 - 30.41 arasında değişmektedir. Elektriksel iletkenlik Ap horizonunda 1.50 ve Bwk1 horizonunda 0.55 dS m⁻¹ olarak belirlenmiştir.

Derinlik (cm)	Horizon	Tanımlama
0 – 20	Ap	7.5 YR, kuru iken 4 / 4, nemli iken 3 / 4; yarı köşeli blok, kaba kuvvetli strüktür; yoğun şekilde kazık ve kılcal kökler var; biyolojik aktivite var; çok kireçli; kuvvetli köpürme; killi; belirgin olmayan düz sınır.
20 – 40	Ap1	7.5 YR, kuru iken 5 / 4, nemli iken 4 / 4; prizmatik strüktür; bitki kökleri var; çok kireçli; kuvvetli köpürme; killi; belirgin olmayan düz sınır.
40 – 65	Bwk1	7.5 YR, kuru iken 4 / 6, nemli iken 4 / 4; köşeli blok, orta kuvvette, kaba strüktür; kılcal kökler var; çok kireçli; ~ % 2 - 3 arasında değişen kireç nodülleri var; kuvvetli köpürme; yer yer kireç taşları var; boyutları ~ 3 - 10 mm arasında değişen sileksler var; killi; az belirgin düz sınır.
65 – 100	Bwk2	7.5 YR, kuru iken 5 / 4, nemli iken 4 / 4; köşeli blok, orta büyüklükte, kaba strüktür; kılcal kök var ama üst horizona göre az; çok kireçli; kireç nodülleri var; boyutları 2 – 10 mm arasında değişen sileksler var; killi; az belirgin düz sınır.
100 – 150	Bwk3	7.5 YR, kuru iken 5 / 4, nemli iken 4 / 6; köşeli blok, orta büyüklükte strüktür (10 – 40 mm arasında); kılcal kökler çok az; çok kireçli; % 5 - 7 arasında değişen kireç nodülleri var; HCl ile kuvvetli köpürme; sileksler var; killi; az belirgin düz sınır.
150 – 200	Ckm	7.5 YR, kuru iken 6 / 4, nemli iken 4 / 6; mikro bazda kireç taşlarının arasına mangan beneklerine rastlanılmakta; bitki kökleri yok; çok kireçli; köpürme çok; kireç taşı ve sileksler var; ayrışmaya maruz kalmış horizon.
200 – 220	CR	7.5 YR, kuru iken 6 / 4, nemli iken 3 / 4; kalsit kireç taşından oluşmuş anakaya var.

Beğdeş serisi topraklarında Ap ve IIBw4 horizonlarında pH 8.48 – 7.71 arasında olup, organik madde içeriği yüzeyden aşağıya doğru azalmakta, Ap ve

IIBw4 horizonlarında % 1.4 ve % 0.19 arasında değişmektedir. KDK IIBw3 horizonunda 43.20 Cmol kg⁻¹ iken Bwk1 horizonunda 30.00 Cmol kg⁻¹ ve değişebilir kanyonlar arasında Ca⁺⁺ + Mg⁺⁺ en büyük paya sahip olup IIBw3 horizonunda 40.09 Cmol kg⁻¹ iken Bwk1 horizonunda 29.33 Cmol kg⁻¹'dir. Kireç oranı IIBw3 ve Bwk2 horizonlarında % 41.61 – 33.61 arasında değişmektedir. Elektriksel iletkenlik Bwk3 horizonunda 0.89 ve Ap1 horizonunda 0.49 dS m⁻¹ arasındadır.

Derinlik (cm)	Horizon	Tanımlama
0 – 20	Ap	10 YR, kuru iken 5 / 4, nemli iken 3 / 4; masif, çok kuvvetli, çok kaba, kuvvetli strüktür; bitki kökleri var; çok kireçli; kuvvetli köpürme; killi; az belirgin düz sınır.
20 – 55	Ap1	7.5 YR, kuru iken 5 / 4, nemli iken 4 / 4; yarı köşeli blok, orta kuvvette, kaba strüktür; yoğun kılcak kök; çok kireçli; içinde irili ufaklı 2 mm'den büyük kireç taşları var; kuvvetli köpürme; killi; az belirgin düz sınır.
55 – 88	Bwk1	7.5 YR, kuru iken 5 / 4, nemli iken 4 / 4; yarı köşeli blok, kaba, orta kuvvette strüktür; kılcak kökleri var; çok kireçli; kuvvetli köpürme; yoğun şekilde sertleşmiş (katılaşmış) yumuşaktan sertte doğru değişen kireç nodülleri var; killi; az belirgin düz sınır.
88 – 120	Bwk2	7.5 YR, kuru iken 7 / 4, nemli iken 5 / 6; yarı köşeli blok, orta kuvvetli, orta büyüklükte strüktür; yer yer kılcak kökleri var; çok kireçli; kuvvetli köpürme; % 5 – 6 arasında değişen zayıf kireç nodülleri var; 2 mm'den büyük kireç taşları var; killi; az belirgin düz sınır.
120 – 160	Bwk3	7.5 YR, kuru iken 5 / 4, nemli iken 4 / 6; yarı köşeli blok, kaba, orta kuvvette strüktür; bitki kökleri yok; çok kireçli; 2 mm'den büyük kireç taşlarına yoğun bir şekilde rastlanılmakta; Kireç nodülleri % 2-4 boyutlarında; killi; belirgin düz sınır.
160 – 192	Bwk4	7.5 YR, kuru iken 5 / 4, nemli iken 4 / 6; köşeli blok, zayıf, orta büyüklükte strüktür; bitki kökleri yok; çok kireçli; kuvvetli köpürme; 2 mm'den büyük kireç taşlarına rastlanılmakta; kireç nodülleri 2 ile 25 mm arasında değişmekte; % 2 ile 3 arasında kireç nodülleri var; seyrek olarak mangan benekleri var; killi; belirgin düz sınır.
192 – 246	IIBw1	7.5 YR, kuru iken 5 / 4, nemli iken 4 / 6; köşeli blok, zayıf, orta kuvvette strüktür; bitki kökleri yok; çok kireçli; kuvvetli köpürme; 2 ile 30 mm boyutlarında yoğun kireç nodülleri; yoğun şekilde mangan benekleri var; killi; belirgin düz sınır.
246 – 280	IIBw2	7.5 YR, kuru iken 6 / 4, nemli iken 5 / 6; köşeli blok, zayıf, orta kuvvette strüktür; bitki kökleri yok; çok kireçli; kuvvetli köpürme var; 2 – 25 mm arasında değişen kireç taşları var; mangan benekleri var; killi; belirgin düz sınır.
280 – 313	IIBw3	7.5 YR, kuru iken 6 / 4, nemli iken 5 / 6; yarı köşeli blok strüktür; bitki kökleri yok; çok kireçli; kuvvetli köpürme; 2 – 5 mm arasında değişen kireç nodülleri; nodüller çok sert (taşlaşmış); yere yer kireç misellerine rastlanılmakta; mangan oksitler var; kalsit misellerine daha yoğun rastlanılmakta; killi; belirgin düz sınır.
313 – 333	IIBw4	7.5 YR, kuru iken 7 / 4, nemli iken 5 / 6; köşeli ve yarı köşeli blok strüktür; bitki kökleri yok; çok kireçli; kuvvetli köpürme; % 10 – 15 arasında değişen kireç taşları; yer yer 60 mm'yi geçen kireç nodülleri; mangan oksitler var; killi; belirgin düz sınır.

Harran 2 serisi topraklarında Ap ve Bw1k horizonlarında pH 8.40 – 7.77 arasında olup, organik madde içeriği yüzeyden aşağıya doğru azalmakta, Ap ve Bw3k horizonlarında % 1.24 ve % 0.56 arasında değişmektedir. KDK Ap horizonunda 43.79 Cmol kg⁻¹ iken Bw2kss horizonunda 38.97 Cmol kg⁻¹ ve değişebilir katyonlar arasında Ca⁺⁺ + Mg⁺⁺ en büyük paya sahip olup Ap horizonunda 40.34 Cmol kg⁻¹ iken Bw2kss horizonunda 33.81 Cmol kg⁻¹'dir. Kireç oranı Bw3k ve Ap horizonlarında % 35.34 - 22.32 arasında değişmektedir. Elektriksel iletkenlik Pp1 ve Bw1k 1.08 – 0.24 dS m⁻¹ arasındadır.

Derinlik (cm)	Horizon	Tanımlama
0 – 12	Ap	7.5 YR, kuru iken 5 / 4, nemli iken 4 / 4; çok kaba, orta kuvvette, yarı köşeli blok strüktür; kazık kökler ve kılcal kökler var; kireçli; kuvvetli köpürme; kil; geçişli dalgali sınır.
12 – 30	Ap1	7.5 YR, kuru iken 5 / 4, nemli iken 4 / 4; yarı köşeli blok, kaba, orta kuvvette strüktür; kılcal kökler yoğun yer yer kazık kökler var; kireçli; kuvvetli köpürme; killi; geçişli dalgali sınır.
30 – 66	Bw1k	7.5 YR, kuru iken 4 / 4, nemli iken 3 / 4; yarı köşeli blok, zayıf kuvvette, kaba strüktür; kılcal kökler var; çok kireçli; kuvvetli köpürme; yer yer kireç nodüllerine rastlanılmakta; killi; geçişli dalgali sınır.
66 – 112	Bw2kss	7.5 YR, kuru iken 5 / 4, nemli iken 4 / 4; köşeli blok, kuvvetli, kaba strüktür; bitki kökleri var; çok kireçli; kuvvetli köpürme; kireç nodülleri Bw1k'ya göre daha fazla; kayma yüzeyleri var; killi; geçişli dalgali sınır.
112 – 140	Bw3k	7.5 YR, kuru iken 5 / 4, nemli iken 4 / 4; köşeli blok, kaba strüktür; kılcal kökler; çok kireçli; kuvvetli köpürme; kireç nodülleri var; kayma yüzeyleri var; killi; geçişli dalgali sınır.

Gürgelen 2 serisi topraklarında Bw1k horizonunda pH 7.69 iken Ap horizonunda 7.40 olup, organik madde içeriği yüzeyden aşağıya doğru azalmakta, Ap ve Ckm horizonlarında % 1.12 ve % 0.45 arasında değişmektedir. KDK Ap horizonun da 43.50 Cmol kg⁻¹ iken Bw4k horizonunda 35.93 Cmol kg⁻¹ ve değişebilir katyonlar arasında Ca⁺⁺ + Mg⁺⁺ en büyük paya sahip olup Ap horizonunda 38.80 Cmol kg⁻¹ iken Bw4k horizonunda 31.80 Cmol kg⁻¹'dir. Kireç oranları Bw4k ve Ap horizonlarında % 33.74 - 22.13 arasında değişmektedir. Elektriksel iletkenlik Ap horizonunda 15.62 ve Bw1k 4.17 dS m⁻¹ arasındadır.

Derinlik (cm)	Horizon	Tanımlama
0 – 22	Ap	7.5 YR, kuru iken 4 / 6, nemli iken 4 / 4; yarı köşeli blok, kaba, orta kuvvette strüktür; bitki kökleri az; kireçli; kuvvetli köpürme; killi; tam belirgin olmayan sınır.

22 – 46	Bw	7.5 YR, kuru iken 4 / 6, nemli iken 4 / 4; yarı köşeli blok, orta büyüklükte, orta kuvvette strüktür; kök yok; biyolojik aktivite yok; kireçli, kuvvetli köpürme var; killi; tam belirgin olmayan sınır.
46 – 80	Bw1k1	7.5 YR, kuru iken 5 / 4, nemli iken 4 / 4; köşeli blok, kaba, orta kuvvette strüktür; bitki kökleri yok; biyolojik aktivite var; kireçli; kuvvetli köpürme var; 3 - 12 mm arasında değişen % 4 – 5 oranında yaygın şekilde kireç nodülleri var; 2 – 10 mm arasında değişen kireç taşları var; killi; tam belirgin olmayan sınır.
80 – 105	Bw2k	7.5 YR, kuru iken 6 / 4, nemli iken 4 / 6; köşeli blok, kaba, orta kuvvette strüktür; kök yok; çok kireçli; kuvvetli köpürme var; çapları 2 - 8 mm olup % 1 – 2 arasında değişen kireç nodülleri var; büyüklüğü 2 - 10 mm arasında değişen kireç taşlarına rastlanılmakta; mikrobiyal aktivite yer yer görülmekte; killi; tam belirgin olmayan sınır.
105 – 150	Bw3k	7.5 YR, kuru iken 6 / 4, nemli iken 4 / 6; köşeli, yarı köşeli blok, kaba, orta kuvvette strüktür; kök yok; biyolojik aktivite var, Bw2'ye göre az; çok kireçli; kuvvetli köpürme var; kireç taşları var ve 2 - 10 mm büyüklüğünde; % 5 - 8 arasında değişen kireç nodülleri yer yer 15 mm'ye kadar çıkmakta; killi; tam belirgin olmayan sınır.
150 – 225	Bw4k	7.5 YR, kuru iken 6 / 4, nemli iken 4 / 6; köşeli blok, orta kuvvet, orta büyüklükte strüktür; kök yok; çok kireçli; kuvvetli köpürme; aralarında büyüklükleri 50 mm arasında değişen ve % 15 – 25 oranında kireç nodülleri var; yer yer kireç miselleri var; 2 m derinliğinde 2 - 10 mm arasında yoğun bir şekilde horizonu kaplamış kireç taşları bulunmakta; killi; tam belirgin olmayan sınır.
225 – 245	Ckm	7.5 YR, kuru iken 7 / 4, nemli iken 6 / 4; yarı köşeli blok, orta kaba, orta kuvvette strüktür; kök yok; çok kireçli; kuvvetli köpürme; jips var; killi; tam belirgin olmayan sınır.

Akören serisi topraklarında Bw1k ve Ap horizonlarında pH 8.41 – 7.78 arasında olup, organik madde içeriği yüzeyden aşağıya doğru azalmakta, Ap ve Ckm2 horizonlarında % 1.14 ve % 0.19 arasında değişmektedir. KDK Bw5k horizonun da 41.12 Cmol kg⁻¹ iken Cmk1 horizonunda 32.08 Cmol kg⁻¹ ve değişebilir katyonlar arasında Ca⁺⁺ + Mg⁺⁺ en büyük paya sahip olup Bw5k horizonunda 38.12 Cmol kg⁻¹ iken Bw4k horizonunda 27.21 Cmol kg⁻¹'dir. Kireç oranı Bw5k ve Ap % 43.90 - 30.81 arasında değişmektedir. Elektriksel iletkenlik Ap horizonunda 1.5 ve Bw1 horizonunda 0.31 dS m⁻¹ arasındadır.

Derinlik (cm)	Horizon	Tanımlam
0 – 20	Ap	10 YR, kuru iken 4 / 4, nemli iken 3 / 6; yarı köşeli blok, kaba, orta kuvvette strüktür; kazık ve kılcal kökler var; biyolojik aktivite var; çok kireçli; yüksek köpürme var; siltli kil; belirgin dalgalı sınır.
20 – 40	Bw1k	10 YR, kuru iken 6 / 4, nemli iken 4 / 4; yarı köşeli blok, orta kaba, orta kuvvette strüktür; kılcal kökler var; çok kireçli; kuvvetli köpürme; % 1 - 2 arasında kireç nodülleri var; % 20'lik bir alana denk gelen ve 2 – 10 cm arasında değişen kireç taşları

40 – 70	Bw2k	bulunmakta; killi; belirgin dalgalı sınır. 10 YR, kuru iken 5 / 4, nemli iken 4 / 4; yarı köşeli blok orta kuvvette strüktür; kök yok; çok kireçli, kuvvetli köpürme; zayıf kireç nodülleri var; nodüller sert (% 2 -3 arasında değişen kireç kongresyonları var); killi; belirgin dalgalı sınır.
70 – 100	Bw3k	10 YR, kuru iken 7 / 4, nemli iken 6 / 6; yarı köşeli blok strüktür; kök yok; çok kireçli; kuvvetli köpürme; 5 cm'ye kadar çıkan zayıf, orta, kaba kireç taşları var ve % 10 – 15 arasında; yer yer kireç misellerine rastlanılmakta; kongresyonlar üzerinde mangan benekleri var; killi; belirgin dalgalı sınır.
100 – 155	Bw4k	10 YR, kuru iken 6 / 4, nemli iken 4 / 6; köşeli, yarı köşeli blok strüktür; kök yok; çok kireçli; kuvvetli köpürme; manganezoksit benekleri var; kireç taşları kırılmamış haliyle 4 cm boyutunda; kil; belirgin dalgalı sınır.
155 – 190	Bw5k	10 YR, kuru iken 6 / 4, nemli iken 4 / 6; köşeli, yarı köşeli blok, orta büyüklükte strüktür; kök yok; çok kireçli; kuvvetli köpürme; kireç strüktürü Bw4k ile aynı, % 50 - 60 arasında değişen kireç var; mangan benekleri yer yer görülmekte ve üst horizona göre daha fazla; killi; belirgin dalgalı sınır.
190 – 220	Bw6k	10 YR, kuru iken 8 / 4, nemli iken 6 / 4; yarı köşeli blok, orta kuvvette strüktür; kök yok; çok kireçli; kuvvetli köpürme; tahmini olarak kireç miktarı % 80'lere kadar çıkabilmekte; mangan oksitler var; killi; belirgin dalgalı sınır.
220 – 260	Ckm1	10 YR, kuru iken 7 / 3, nemli iken 6 / 4; yarı köşeli blok strüktür; kök gelişimi yok; çok kireçli; kuvvetli köpürme var; yer yer çatlakların arasında oluşmuş toprak materyalleri bulunmakta ve oransal bazda % 2 - 3 arasında ayrışmaya tabi olmuştur.
260 – 280	Ckm2	10 YR, kuru iken 8 / 2, nemli iken 8 / 3; Yarı köşeli blok strüktür; kök yok; çok kireçli; kuvvetli köpürme var; yer yer çatlakların arasında oluşmuş toprak materyalleri bulunmakta ve oransal bazda % 2 - 3 arasında ayrışmaya tabi olmuştur; mangan oksit benekleri var.

Ekinyazı serisi topraklarında Bw4 ve Bwk horizonlarında pH 8.84 – 7.14 arasında olup, organik madde içeriği yüzeyden aşağıya doğru azalmakta, yüzey horizonunda % 1.22 ve IIBwk horizonunda % 0.2 belirlenmiştir. KDK Ap1 horizonunda 36.20 Cmol kg⁻¹ iken Bw4 horizonunda 23.38 Cmol kg⁻¹ ve değişebilir katyonlar arasında Ca⁺⁺ + Mg⁺⁺ en büyük paya sahip olup Ap1 horizonunda 33.20 Cmol kg⁻¹ iken Bw4 horizonunda 20.42 Cmol kg⁻¹'dir. Kireç oranı IIBwk ve Bw1 horizonlarında % 29.70 - 20.19 arasında değişmektedir. Elektriksel iletkenlik Ap horizonunda 1.7 ve IIBwk horizonunda ise 0.97 dS m⁻¹'dir.

Derinlik (cm)	Horizon	Tanımlama
0 – 20	Ap	10 YR, kuru iken 4 / 6, nemli iken 3 / 6; yarı köşeli blok, kaba, orta kuvvette strüktür; kazık ve kılcal kökler var; biyolojik aktivite var; kireçli; kuvvetli köpürme; 2 - 4 mm arasında kireç taşları var; siltli kil; belirgin düz sınır.
20 – 40	Ap1	10 YR, kuru iken 4 / 6, nemli iken 3 / 6; yarı köşeli blok, orta kaba kuvvette strüktür; kazık ve kılcal kök var; kireçli; kuvvetli köpürme; 2 – 4 mm çapında kireç taşları var; siltli kil; belirgin

		düz sınıır.
40 – 100	Bwk	7.5 YR, kuru iken 4 / 6, nemli iken 4 / 4; köşeli, yarı köşeli blok, çok kaba orta kuvvette strüktür; kılcal ve kazık kökler yoğun; kireçli; kuvvetli köpürme; kireç nodülleri ve boyutları 2 mm'den büyük kireç taşları var; siltli kil; belirgin düz sınıır.
100 – 115	Bw1	7.5 YR, kuru iken 4 / 6, nemli iken 4 / 4; yarı köşeli blok strüktür; kökler var; kireçli; kuvvetli köpürme; % 1 – 2 arasında kireç nodüllerine rastlanılmakta; siltli kil; belirgin düz sınıır.
115 – 125	Bw2b	7.5 YR, kuru iken 5 / 6, nemli iken 4 / 6; çok zayıf köşeli blok strüktür; kökler var; kireçli; kuvvetli köpürme var; boyutları 2 - 5 mm arasında büyük kireç taşı, yer yer 10 mm'ye kadar çıkmakta; kumlu silt; belirgin düz sınıır.
125 – 150	Bw3	7.5 YR, kuru iken 6 / 6, nemli iken 4 / 6; yarı köşeli blok, orta kaba, orta kuvvette strüktür; kökler var; kireçli; kuvvetli köpürme var; 2 – 3 mm arasında değişen kireç taşları ve arasıra büyüklükleri 40 mm'ye varan kireç taşlarına rastlamak mümkün; kumlu silt; belirgin düz sınıır.
150 – 160	Bw4	7.5 YR, kuru iken 5 / 6, nemli iken 4 / 6; teksele strüktür; kökler var; kireçli; kuvvetli köpürme var; akarsu yatağının getirmiş olduğu kum taşları var; kireç taşları ovalımsı, yuvarlak olup buda akarsuyunun varlığını göstermekte; 2 – 40 mm arasında değişen kireç taşları görülmekte; kum tekstürlü; belirgin düz sınıır.
160 – 180	IIBwk	7.5 YR, kuru iken 6 / 4, nemli iken 5 / 4; zayıf yarı köşeli blok, orta kuvvette strüktür; kök yok; kireçli; kuvvetli köpürme var; kireç birikimleri ve % 1 - 3 arasında değişen kireç nodülleri var; kumlu silt; belirgin düz sınıır.

Akçakale serisi topraklarında Ap ve Bw1 horizonlarda pH 8.52 – 7.76 arasında olup, organik madde içeriği yüzeyden aşağıya doğru azalmakta, Ap horizonunda % 1.12 ve BCjca % 0.27 arasında değişmektedir. KDK Ap1 horizonunda 37.29 Cmol kg⁻¹ iken Bw3ss horizonunda 29.06 Cmol kg⁻¹ ve değişebilir katyonlar arasında Ca⁺⁺ + Mg⁺⁺ en büyük paya sahip olup Bw4ss horizonunda 30.11 Cmol kg⁻¹ iken Bw3ss horizonunda 21.80 Cmol kg⁻¹'dir. Kireç oranı BCjca horizonunda % 20.82 ve Ap horizonunda 15.44 arasında değişmektedir. Elektriksel iletkenlik Bw3ss ve BCjca horizonlarında 9.0 – 6.2 dS m⁻¹ arasında değişmektedir.

Derinlik (cm)	Horizon	Tanımlama
0 – 30	Ap	7.5 YR, kuru iken 4 / 6, nemli iken 3 / 4; granüller strüktür; kök var; kireçli; kuvvetli köpürme var; kireç benekleri yok; killi; tam belirgin olmayan düz sınıır.
30 – 50	Ap1	7.5 YR, kuru iken 4 / 4, nemli iken 4 / 3; granüller strüktür; kök var; kireçli; kuvvetli köpürme; killi; tam belirgin olmayan düz sınıır.
50 – 100	Bw1	7.5 YR, kuru iken 4 / 4, nemli iken 3 / 4; küçük, orta, yarı köşeli blok strüktür; seyrek kök var; kireçli; kuvvetli köpürme var; killi; tam belirgin olmayan düz sınıır.
100 – 130	Bw2ss	7.5 YR, kuru iken 4 / 4, nemli iken 3 / 4; köşeli blok strüktür; kök yok; kireçli; kuvvetli köpürme var; kayma yüzeyleri var; killi; tam belirgin olmayan düz sınıır.
130 – 150	Bw3ss	7.5 YR, kuru iken 4 / 6, nemli iken 4 / 4; yarı köşeli blok strüktür;

		kök yok; kireçli; kuvvetli köpürme; kayma yüzeyleri var; killi; tam belirgin olmayan düz sınır.
150 – 185	Bw4ss	7.5 YR, kuru iken 4 / 6, nemli iken 4 / 4; orta köşeli blok strüktür; kök yok; kireçli; kuvvetli köpürme var; kayma yüzeyleri var; killi; tam belirgin olmayan düz sınır.
185 – 215	Bw5ss	7.5 YR, kuru iken 5 / 4, nemli iken 4 / 4; yarı köşeli blok strüktür; kök yok; kireçli; kuvvetli köpürme; çapları 2 – 3 mm arasında değişen az miktarda çakıllar var; kayma yüzeyleri var; kumlu killi; belirgin olmayan düz sınır.
215 – 250	BCyca	7.5 YR, kuru iken 6 / 4, nemli iken 4 / 6; köşeli blok strüktür; kök yok; kireçli; kuvvetli köpürme; % 1 – 2 arasında değişen kireç benekleri var; jips birikimi var.

Gürgelen 3 serisi topraklarında Ap ve C3y horizonlarında pH 8.68 – 7.98 arasında olup, organik madde içeriği yüzeyden aşağıya doğru azalmakta, Ap ve C3y horizonlarında % 1.23 ve % 0.19 arasında değişmektedir. KDK Ap1 horizonunda 37.38 Cmol kg⁻¹ iken Bwk2 horizonunda 30.29 Cmol kg⁻¹ ve değişebilir katyonlar arasında Ca⁺⁺ + Mg⁺⁺ en büyük paya sahip olup Ap1 horizonunda 33.42 Cmol kg⁻¹ iken Bwk2 horizonunda 26.11 Cmol kg⁻¹'dir. Kireç oranı Bw1k % 40.01 ve C3y 22.70 arasında değişmektedir. Elektriksel iletkenlik Ap ve C3y horizonlarında 2.05 – 0.43 dS m⁻¹ arasındadır.

Derinlik (cm)	Horizon	Tanımlama
0 – 30	Ap	7.5 YR, kuru iken 5 / 4, nemli iken 4 / 4; granüller strüktür; bitki kökleri var; çok kireçli; köpürme var; killi; belirgin olmayan düz sınır.
30 – 60	Ap2	7.5 YR, kuru iken 5 / 4, nemli iken 4 / 6; granüller strüktür; kök var; çok kireçli; köpürme var; % 2 - 3 oranında kireç benekleri var; killi; belirgin olmayan düz sınır.
60 – 110	Bw1k	7.5 YR, kuru iken 6 / 4, nemli iken 5 / 6; yarı köşeli blok strüktür; kök var; çok kireçli; köpürme var; % 15 oranında kireç benekleri var; killi; belirgin olmayan düz sınır.
110 – 140	Bw2k	7.5 YR, kuru iken 6 / 4, nemli iken 5 / 6; yarı köşeli blok strüktür; kök var; çok kireçli; köpürme var; % 7 oranında kireç benekleri var; 4 - 5 cm büyüklüğünde kireç taşları var; killi; belirgin olmayan düz sınır.
140 – 170	Bw3k	7.5 YR, kuru iken 6 / 4, nemli iken 5 / 6; yarı köşeli blok strüktür; kök var; çok kireçli; köpürme var; % 10 oranında kireç benekleri var; çapları 1 - 2 mm arasında değişen küçük taş parçaları var; killi; belirgin olmayan düz sınır.
170 – 192	Bw4k	7.5 YR, kuru iken 5 / 4, nemli iken 4 / 6; küçük köşeli blok, kuvvetli strüktür; kök var; çok kireçli; köpürme var; % 2 - 3 oranında kireç benekleri var; killi; belirgin olmayan düz sınır.
192 – 230	BC	7.5 YR, kuru iken 5 / 4, nemli iken 4 / 6; küçük köşeli blok strüktür; kök var; çok kireçli; köpürme var; % 1 - 2 arasında değişen kireç benekleri var; killi; belirgin olmayan düz sınır.
230 – 253	C1y	7.5 YR, kuru iken 6 / 4, nemli iken 5 / 4; küçük köşeli blok strüktür; çok kireçli; köpürme var; jips var; mangan benekleri var.
253 – 296	C2y	7.5 YR, kuru iken 6 / 4, nemli iken 5 / 4; büyük köşeli blok strüktür; çok kireçli; köpürme var; jips birikimi daha yoğun;

296 – 316 C3y

çatlakların üstünde jips birikimleri var; yoğun mangan benekleri var.
7.5 YR, kuru iken 6 / 4, nemli iken 5 / 4; büyük köşeli blok; çok kireçli; mangan benekleri var.

Harran Ovası, Güneydoğu Anadolu Bölgesinde 36° 74' ve 39° 15' doğu boylamları, 36° 40' ve 37° 41' kuzey enlemleri arasında bulunmaktadır. Ovanın büyüklüğü 235 000 ha alandan oluşmaktadır. Çalışma alanı Güneydoğu iklim Bölgesine girmektedir. Ortalama yıllık yağış 330 ile 473 mm arasında değişmektedir. Toprak Taksonomisine göre (SSS, 1975), toprak nem rejimleri aridic, toprak sıcaklık rejimleri ise thermic'tir.

Çizelge B.1.1. Harran Ovası topraklarının Toprak Taksonomisi (SSS, 1975; FAO / UNESCO, 1974; Dinç ve ark., 1988)

Toprak Taksonomisi				Toprak serileri	FAO / UNESCO	
Ordo	Alt ordo	Büyük Grup	Alt Grup			
Entisol	Fluvent	Torrifluvent	Vertic Torrifluvent	İkizce	Calcic Fluvisol	
			Typic Torrifluvent	Bellitaş Çekçek Urfa		
	Orthent	Torriorthent	Lithic Torriorthent	Fatik		Litosol
Vertisol	Torrert	-----	Typic Torrert	Beğdeş Bozyazı Akçakale Kıyas	Chromic Vertisol	
			Paleustollic Torrert	Uğurlu		
Aridisol	Orthid	Gypsiorthid	Typic Gypsiorthid	Cepkenli	Gypsic Xeresol	
		Paleorthid	Typic Paleorthid	Gülveren Kap	Calcic Xeresol	
		Calciorthid	Typic Calciorthid	Meydankapı Gündaş Hancıgaz Ekinyazı Akören İrice Gürgelen		
				Vertic Camborthid		Sultantepe Harran Karabayır
						Sırrın
						Konuklu
				Camborthid		Typic Camborthid

B.2. Mardin Ovaları Profillerinin Genel Özellikleri

Derik ovası

Beşkabak 1 serisi, Derik'in güneyinde Dumanlı köyünün Beşkabak (Hofi) mezrasında 118 nolu parselde açılmıştır. Profil 40° 12' 19,997" doğu boylamları ile 37° 11' 59,888" kuzey enlemleri arasında Beşkabak mezrasının 500 m güneyinde buğday tarlasında açılmış ve 50 yıldan beri tarım yapılmaktadır. Tüm profil killi ve nemli olup, nemli iken dayanıksızdır. Bölge toprakları bazalt akıntısı üzerinde oluşmuştur. 160 cm'den sonra çakıl tabakası başlamakta ve aşağılara doğru inmektedir. Varolan çakıl tabakası ile Harran Ovasında bulunan tabaka benzer olup, üst kısmın bundan 4200 yıl önce taşındığı tahmin edilmektedir. 1990 yılına kadar bölgede yağışların normal olduğu belirtilmiştir. Bölgede yıllık ortalama yağış miktarı 583 mm olarak belirtilmiştir. Bölgenin denizden yüksekliği 780 m'dir.

Bölge topraklarının Bw1ss ve Ap horizonlarında pH 8.32 – 7.64 arasında değişmekte olup, organik madde miktarı yukardan aşağıya doğru azalmakta, Ap ve BC horizonlarında % 1.46 - 0.65 arasında değişmektedir. KDK Bw1ss horizonunda 47.21 Cmol kg⁻¹ ve Bw3ss horizonunda 26.98 Cmol kg⁻¹, değişebilir katyonlar arasında en fazla Ca⁺⁺ + Mg⁺⁺ sahipken Bw1ss horizonunda 45.21 Cmol kg⁻¹ ve Bw3ss horizonunda 25.02 Cmol kg⁻¹ arasında değişmektedir. Elektriksel ilekkenlik Bw1ss ve Bw3ss horizonlarda 490 – 248 µmhos cm⁻¹ arasında değişmektedir.

Derinlik (cm)	Horizon	Tanımlama
0 – 22	Ap	Sürüm katmanı, 10 YR kuru 4 / 4 nemli 4 / 4, köpürme az, pulluk altında büyük kesekler var, granüller strüktür, üstü kuru, killi, bitki kökleri var, horizon sınırı düz ve belirgin.
22 – 54	Bw1ss	Nemli ve dayanıksız orta derecede blok strüktür, vertisollerden vertis alt grubu yarı köşeli blok, 10 YR kuru 3 / 4, nemli 3 / 4, köpürme az, kayma yüzeyleri var, killi, horizon sınırı belirgin değil.
54 – 90	Bw2	10 YR kuru 3 / 4, nemli 3 / 4, köpürme az, horizon sınırı belirgin değil, nemli ve üste göre biraz daha dayanıklı, killi,
90 – 160	Bw3ss	Sınır belirgin değil, 10 YR kuru 3 / 3, nemli 3 / 4, nemli ve dayanıklı, kayma yüzeyleri var, killi, köpürme az.
160 – 200	BC	10 YR kuru 4 / 4, nemli 4 / 3, köpürme var, çakıl tabakası var ve tabaka devam etmekte, deniz canlıları var, masif strüktür, killi.

Beşkabak 2 serisi, Dumanlı köyünün 40° 41' 19,997" doğu boylamı ile 37° 21' 59,999" kuzey enlemleri arasında Beşkabak mezrasının 3. km batısında 5 nolu

parselde, buğday ekili alanda açılmıştır. Yıllık ortalama yağış 583 mm olup, bazalt akıntısı üzerinde oluşmuştur. Profilde çatlak olup Bw1'e kadar devam etmektedir. 120 cm'den sonra eolit materyallerle karışık bazalt taşları görülmektedir. Profil mollisol (çernozem) toprakları olduğu tahmin edilmektedir.

Profil toprakları Bw1 ve Bw3 horizonlarında pH 8.37 – 8.10 arasında değişmektedir. Organik madde miktarları Bw1 horizonunda % 1.89 ve Bw3 horizonunda % 0.75 olarak belirlenmiştir. KDK Ap horizonunda 44.54 Cmol kg⁻¹ ile Bw3 horizonunda 31.22 Cmol kg⁻¹ ve değişebilir katyonlar arasında en fazla Ca⁺⁺ + Mg⁺⁺ sahipken Ap ve Bw3 horizonlarında 42.04 – 30.00 Cmol kg⁻¹ arasında değiştiği görülmektedir. Elektriksel iletkenlik Ap horizonunda 446 ve Bw2 horizonunda ise 307 µmhos cm⁻¹ arasında ölçülmüştür.

Derinlik (cm)	Horizon	Tanımlama
0 – 30	Ap	10 YR, kuru 4 / 2 koyu kahverengi, buğday ekili, bitki kökleri var, kılcal kökler bol, köpürme var, küçük orta büyükte yarı köşeli blok strüktür, horizon sınırı belirgin değil.
30 – 70	Bw1	10 YR, kuru 4 / 2 koyu kahverengi, bazaltlarla karışık aşırı derecede büyük kolumnar strüktür, horizon sınırı belirgin değil.
70 – 120	Bw2	10 YR, kuru 4 / 2 koyu kahverengi, masif strüktür, çok sayıda kireç benekleri var, horizon sınırı belirgin değil.
120 – 160	Bwc	10 YR, nemli 6 / 6 koyu kahverengimsi sarı, masif strüktür, kireç miselleri var, eolit materyalle karışık bazalt taşları var, horizon sınırı belirgin.

Nusaybin Ovası

Nusaybin (Arıhan); profil ilçe merkezinde Arıhan petrol tesislerinin 500 m batısında 41° 12' 59,269" doğu boylamları ile 37° 06' 25,454" kuzey enlemleri arasında Kızıltepe – Nusaybin karayolunun (ipek yolu) 500 m güneyinde yer almaktadır. Profilde 3 – 3.5 m derinliğinde taşımış materyaller görülmektedir. 120 – 160 cm'ler arasında Tel Leylan (Akatlar dönemi) dönemine ait materyal ve 160 cm'den sonra laküstrin malzemeler görülmüştür.

Bölge topraklarının Ap ve BC2ca horizonlarında pH 8.39 – 7.99 arasında olup, organik madde içeriği Bw1 ve BCca horizonlarında % 1.13 – 0.70 arasında değişmektedir. KDK Ap horizonunda 47.56 Cmol kg⁻¹ ve Bw2 horizonunda 28.13

Cmol kg⁻¹ ve değişebilir katyonlar arasında en büyük orana Ca⁺⁺ + Mg⁺⁺ sahipken Ap horizonunda 44.11 Cmol kg⁻¹ ve Bw2 26.19 Cmol kg⁻¹ olarak ölçülmüştür. Elektriksel iletkenlik ise Ap horizonunda 632 ve Bw2 horizonunda 386 µmhos cm⁻¹ arasında değişmektedir.

Derinlik (cm)	Horizon	Tanımlama
0 – 20	Ap	7.5 YR kuru 5 / 3 nemli 4 / 3, köpürme fazla, zayıf orta ve küçük blok strüktür (yuvarlak), bitki kökleri var.
20 – 44	Bw1	10 YR kuru 5 / 3 nemli 4 / 3, köpürme fazla, çok büyük çok sert kolumnar strüktür.
44 – 75	Bw2	10 YR kuru 6 / 4 nemli 6 / 4, köpürme var, açık olmamakla birlikte orta büyüklükte sert köşeli blok strüktür.
75 – 120	BC	7.5 YR kuru 6 / 4 nemli 6 / 3, köpürme fazla, küçük sert yarı köşeli blok strüktür, kireç benekleri var.
120 – 160	BC1ca	10 YR kuru 8 / 2, nemli 7 / 4, köpürme var, masif strüktür, çok sert kalış var, 4200 yıl öncesine ait malzeme var (Tel Leylan dönemi), şişme büzülmeden dolayı kırmızımsı kahverengi materyal profilin alt katmanlarına akmış.
160 – 210	BC2ca	10 YR kuru 8 / 2 nemli 7 / 4, köpürme fazla, orta ve iri büyüklükte yarı köşeli blok strüktür, laküstrin malzeme var.

B.3. Diyarbakır Ovaları Profillerinin Genel Özellikleri

Bismil Ovası

Bismil – Diyarbakır karayolunun hemen sağında 40° 32' 59,997" doğu boylamları ile 37° 46' 39,997" kuzey enlemleri arasında Üçtepe köyünün doğusunda 1 km mesafede yamaç arazide (eski nehir taracası) açılmıştır. Profil toprağı muhtemelen laküstrin malzemedan oluşmuştur. Bw1t horizonunda kil birikimi olduğu tahmin edilmektedir. Bw2 horizonunda yoğun kireç cepleri görülmekte ve alt horizonlarda azalmaktadır. Bw3ca horizonunda paleosol bir horizon ve konkresyonlar görülmektedir.

Seri toprakların toprak reaksiyonu Ap ve Bw5ca horizonlarında 8.50 ve 8.00 arasında olup, organik madde miktarları A11 horizonunda % 1.53 ve Bw5ca horizonunda % 0.27 olarak belirlenmiştir. KDK Ap ve Bw5ca horizonlarında 47.22 – 32.30 Cmol kg⁻¹ arasında değişmekte olup, değişebilir katyonlar arasında ise Ap horizonunda 44.19 Cmol kg⁻¹ ve Bw5ca horizonunda 31.00 Cmol kg⁻¹'dir. Elektriksel iletkenlik Bw1t ve Bw5ca horizonlarında 883 – 327 µmhos cm⁻¹ arasında değişmektedir.

Derinlik (cm)	Horizon	Tanımlama
0 – 20	Ap	7.5 YR kuru 4 / 3 nemli 4 / 3, köpürme var, zayıf granüller strüktür, kuruyunca orta derecede yarı köşeli blok strüktür, kireçli, kireç benekleri yok, az miktarda çakıl ve yuvarlaklaşmış çakıllar var.
20 – 60	A11	10 YR kuru 4 / 3 nemli 4 / 4, köpürme az, büyük kuvvetli yarı köşeli blok strüktür, daha küçük strüktür elementlerine bölünmekte, kireçli, kireç benekleri yok.
60 – 105	A12	7.5 YR kuru 4 / 3 nemli 4 / 3, köpürme var, 3 – 4 cm çok kuvvetli kolumnar strüktür, kırılınca orta kuvvette büyük strüktüre dönüşmekte, kireçli, kireç benekleri yok.
105 – 200	Bw1t	10 YR kuru 5 / 4 nemli 4 / 4, köpürme var, kireç benekleri var.
200 – 250	Bw2	7.5 YR kuru 5 / 3, nemli 5 / 3, köpürme normal, çok kuvvetli çok büyük kolumnar strüktür, kırılınca büyük köşeli blok strüktürüne dönüşmekte, kireç benekleri çok.
250 – 310	IIBw3ca	7.5 YR kuru 5 / 3 nemli 4 / 3, köpürme var, büyük çok kuvvetli kolumnar strüktür, parçalanınca büyük köşeli blok strüktüre dönüşmekte, kireç benekleri az,
310 – 350	Bw4ca	7.5 YR kuru 5 / 3 nemli 4 / 3, köpürme var, küçük kuvvetli köşeli blok strüktür, kireç benekleri az, Ca var, parlak kayma yüzey belirtileri var, çakıllar var ve genellikle kuvars şeklinde, kireç benekleri az.
350 – 370	Bw5ca	7.5 YR kuru 5 / 3 nemli 5 / 3, köpürme var, orta büyüklükte yarı köşeli blok strüktür, kireç cepleri az, Ca var,

Diyarbakır Ovası

Diyarbakır – Siverek karayolunun 40 km'sinde yolun sağında 40° 04' 55,27" doğu boylamları ile 37° 50' 50,36" kuzey enlemleri arasında açılmıştır. Profilin bulunduğu alan çayır mera olarak kullanılmakta ve tamamen bazalt taşlarla örtülü olup çakıllar ve taş blokları vardır. Eğim % 10 olarak belirlenmiştir. R horizonu ana kaya özelliğini taşımakta ve yüzeyde ayrışma olayları olduğu görülmektedir. Toprak yıkandığı için üste bakıldığında toprak belirtisi yoktur. Profilin denizden yüksekliği 980 m'dir.

Seri topraklarının toprak reaksiyonu Ap ve B1 horizonlarında 8.10 – 7.85 arasında olup, organik madde içeriği A1 ve R horizonlarında 2.35 ve 0.41 arasında değişmektedir. KDK Bwss horizonunda 39.77 Cmol kg⁻¹ ve Ap horizonunda 27.25 Cmol kg⁻¹ olup, değişebilir katyonlar arasında en fazla Ca⁺⁺ + Mg⁺⁺ sahipken Bwss ve Ap horizonlarında 38.22 ve 25.25 Cmol kg⁻¹ arasında olduğu görülmektedir. Elektriksel iletkenlik Ap horizonunda 255 µmhos cm⁻¹ ve Bwss horizonunda 377 µmhos cm⁻¹'dir.

Derinlik (cm)	Horizon	Tanımlama
0 – 15	A1	10 YR kuru 3/2 nemli 2 / 2, köpürme yok, granüller strüktür,
15 – 50	B1	10 YR kuru 3/1 nemli 3 / 1, köpürme yok, çok kuvvetli küçük köşeli blok strüktür.
50 – 90	Bwss	10 YR kuru 3/2 nemli 2/2, köpürme yok, büyük çok kuvvetli büyük kolumnar strüktür, kırılınca orta kuvvetli büyük köşeli blok strüktür, kayma yüzeyleri var, çok az miktarda bitki kökleri var.
90 - 150	R	Bazalt kayası

Hazro ovası

Hazro'nun Sarıçanak köyünün Düzevler mezrasında Poçak petrolün güneyinde tarım yapılmayan bir alanda bulunan doğal bir profilde alınmıştır. Düzevler serisi topraklarının toprak reaksiyonu 0 – 30 cm derinliğide 8.15 ve 75 – 140 cm derinliğinde ise 7.95 olarak belirlenmiştir. Organik madde miktarı ise yüzeyde % 2.45 ve en alt horizontunda % 0.31 arasında değişmektedir. KDK yüzey horizontunda 46.00 Cmol kg⁻¹ ve en alt horizontunda 44.00 Cmol kg⁻¹ olup, değişebilir katyonlar arasında en fazla Ca⁺⁺ + Mg⁺⁺ en fazla orana sahipken en üst horizontunda 43.85 Cmol kg⁻¹ ve 42.00 Cmol kg⁻¹ arasında değişmektedir. Elektriksel iletkenlik 8.15 ve 7.95 µmhos cm⁻¹ olarak belirlenmiştir.

Derinlik (cm)	Tanımlama
0 – 30	7.5 YR kuru 3 / 1 nemli :
30 – 75	7.5 YR kuru 3 / 2 nemli :
75 – 140	7.5 YR kuru 3 / 2 nemli :
140 - ++	7.5 YR kuru 7 / 4 nemli :

Silvan Ovası

Diyarbakır - Silvan karayolunda Bağdere köyünün 500 m güneyinde 40° 35' 55,271" doğu boylamları ile 38° 04' 56,36" kuzey enlemleri arasında ve yolun sağında açılmıştır. Profil konglomera ana materyali üzerinde oluşmuştur. Profilin aşağısında 100 – 150 m mesafede 3 m derinliğinde pleiosten dönemine ait konglomera katmanı olup sekonder kireç benekleriyle pekişmiştir. Konglomera tabakası arasında paleosol toprak görülmüştür. BC₁ horizonu ile Harran ovası arasında benzer materyal olduğu tahmin edilmekte ve materyalin Tel Leylan dönemine ait olduğu tahmin edilmektedir. Yüksekliği 766 m'dir.

Seri topraklarının toprak reaksiyonu 49 – 90 cm’de 8.51 ve 120 – 150 cm’de 8.28 olup, organik madde içeriği 15 – 45 cm’derinliğinde % 2.85 ve 120 – 150 cm’de % 0.18 arasında değişmektedir. KDK 45 – 90 cm’de 43.19 Cmol kg⁻¹ ve 15 – 45 cm’de 39.33 Cmol kg⁻¹ ve değişebilir katyonlar ise Ca⁺⁺ + Mg⁺⁺ en fazla orana sahiptir. Elektriksel iletkenlik 430 ve 377 μ mhos cm⁻¹ arasında değişmektedir.

Derinlik (cm)	Horizon	Tanımlama
0 – 15	A1	10 YR kuru 3 / 2 nemli 3 / 2, köpürme var, zayıf küçük granüller strüktür, orta zenginlikte çayırlar var, horizon sınırı belirgin değil.
15 – 45	A12	10 YR kuru 3 / 2 nemli 3 / 2, köpürme fazla, zayıf köşeli blok strüktür, horizon sınırı belli ve dalgalı, saçak kök var, çayırlar.
45 – 90	BC	7.5 YR kuru 3 / 2 nemli 3 / 2, köpürme az, zayıf köşeli blok strüktür, horizon sınırı belli ve dalgalı, saçak kökleri var, çayırlar var.
90 – 120	BC1	7.5 YR kuru 3 / 2 nemli 3 / 2, köpürme az, zayıf köşeli blok strüktür, horizon sınırı düz ve keskin, kökleri var, çayırlar var.
120 - ++	BC2	7.5 YR kuru 8 / 3 nemli 7 / 3, aşırı köpürme var, orta köşeli blok strüktür, düz ve belirgin horizon sınırı.

B.4. Batman Ovası Profillerinin Genel Özellikleri

Batman ovası

Kösetarla serisi, Batman – Organize sanayi bölgesi karayolunun 12. km’sinde yolun hemen sağında 4.1 m derinliğinde açılmıştır. 4.1 m derinliğinin altında ise C horizonu ve bunun altında R katmanı bulunmaktadır. Toprak bazalt ana materyali üzerinde oluşmuştur. 1.5 – 2.5 m derinliklerinde 4200 yıl dönemine ait çakıl taşları ve paleosol toprak görülmektedir. 3.1 – 4.1 m derinliğinde Tel Leylan döneminde meydana gelen yağışlarla taşınmış az malzeme bulunmaktadır. Harran ovası ile benzerlikler vardır. Harran ovasında bazaltlar görülürken, batman ovasında ise tortul oluşumlar vardır. 41° 19' 23,635" doğu boylamları ile 37° 56' 54,542" kuzey enlemleri arasında yer almaktadır.

Kösetarla serisi topraklarını toprak reaksiyonları Bw2ca ve Ap horizonlarında 8.23 – 8.04 arasında, organik madde oranları Ap horizonunda % 1.23 ve IIIB horizonunda % 0.20 arasında değişmektedir. KDK Bw ve IIBw2 horizonları arasında 43.54 – 32.21 Cmol kg⁻¹ ve değişebilir katyonlar arasında da Ca⁺⁺ + Mg⁺⁺ en büyük paya sahip olup, Bw horizonunda 41.40 Cmol kg⁻¹ ve IIBw2 horizonunda 30.32

Cmol kg⁻¹ arasında değiştiği görülmektedir. Elektriksel iletkenlik Bw ve IIBw1 horizonlarında 435 – 302 μmhos cm⁻¹ arasında değişmektedir.

Derinlik (cm)	Horizon	Tanımlama
0 – 15	Ap	7.5 YR kuru 5 / 3 nemli 4 / 3, köpürme fazla, granüller, zayıf küçük yarı köşeli blok strüktür, daha küçük bloklara bölünmekte, az killi, kireçli, horizon sınırı düz, zayıf kökler var.
15 – 30	Bw	Gevşek orta büyüklükte yarı köşeli blok daha küçük parçalara ayrılmakta, horizon sınırı belirgin değil, zayıf kökler var, hafif kireç benekleri var.
30 – 70	Bw2ca	7.5 YR kuru 5 / 3 nemli 4 / 3, aşırı köpürme var, büyük kuvvetli köşeli blok strüktür, dalgalı ve geçişli horizon sınırı, çok fazla kireç benekleri var, zayıf kökler var.
70 – 1500	Bw3ca	7.5 YR kuru 5 / 3 nemli 4 / 3, aşırı köpürme var, büyük kuvvetli köşeli blok strüktür, bol miktarda kireç benekleri var, kil miktarı fazla ve kil birikimi (t) olabilir, horizon sınırı düz ve belirgin.
1500 – 2500	IIBw1	10 YR kuru 4 / 4 nemli 4 / 4, köpürme fazla, büyük kuvvetli köşeli blok strüktür, paleosol, horizon sınırı belirgin ve düz, üstü kireç benekleriyle kaplanmış çakıl taşları var,
2500 – 3100	IIBw2	10 YR kuru 4 / 4 nemli 4 / 4, köpürme fazla, orta büyüklükte kuvvetli ve çok kuvvetli köşeli blok strüktür, horizon sınırı düz, paleosol, kireç benekleri var, kil çok fazla.
3100 – 4100	IIIB	7.5 YR kuru 5 / 4 nemli 5 / 4, köpürme normal, kuvvetli çok kuvvetli büyük yarı köşeli blok strüktür, çok kuvvetli kireç benekleri var.

Kıradağı

Kıradağı, Organize sanayi bölgesi (OSB) ile Kıradağı arasında OSB'nin üstünde 1 km mesafede tepe üzerinde açılmıştır. 41° 19' 23,635" doğu boylamları ile 37° 57' 54,542" kuzey enlemleri arasında yer almaktadır. Kıradağı serisi toprakların toprak reaksiyonu 7.73 – 7.25 arasında değişmektedir. Organik madde miktarı % 1.34 – 1.29 arasında olduğu görülmektedir. KDK yüzey horizontunda 32.35 Cmol kg⁻¹ iken alt horizontunda 27.43 Cmol kg⁻¹ ve değişebilir katyon ise Ca⁺⁺ + ⁺⁺Mg yüzey horizontunda 29.34 Cmol kg⁻¹ ve alt horizontunda 25.78 Cmol kg⁻¹ arasında değişmektedir. Elektriksel iletkenlik 641 – 566 μmhos cm⁻¹'dir.

Derinlik (cm)	Horizon	Tanımlama
0 – 10	Ap	10 YR kuru 3 / 1 nemli 2 / 1, köpürme yok.
10 – 30	A1	10 YR kuru 3 / 1 nemli 3 / 2, köpürme yok.

B.5. Şırnak Ovası Profillerinin Genel Özellikleri

Cizre Ovası

Taşhöyük serisi profili; köyün 2 km doğusunda hiç tarım yapılmamış, taşları yeni toplatıldığı alanda açılmıştır. Profilde kuvvetli çeti (Ğurnub) kökleri bol miktarda görülmektedir. Tarlada organik tarım yapılmak için temizlenmektedir. 65 – 110 cm'ler arasında sarı renkli materyal görüldüğü ve bunun 4200 dönemine (Tel Leylan) ait olduğu tahmin edilmektedir. Profilin oluştuğu materyal bazalt olmasına rağmen kireç benekleri olduğu görülmektedir. Kirecin yüksek olması organik maddenin parçalanması sonucu oluşan CO₂'in su ile birleşerek karbonik asit ve bikarbonat oluşturması, karbonatların kalsiyum ile birleşerek kalsiyum karbonatları oluşturmaktadır. 41° 49' 13,725" doğu boylamları ile 37° 10' 25,454" kuzey enlemleri arasında yer almaktadır.

Taşhöyük serisi topraklarının toprak reaksiyonu Ap ve C horizonlarında 8.48 – 8.04 olup, organik madde içeriği yüzyeden alt katlara doğru azalmakta ve Ap ve C horizonlarında % 3.02 – 0.12 arasında değişmektedir. KDK A1 horizonunda 47.54 Cmol kg⁻¹ ve C horizonunda 29.15 Cmol kg⁻¹, değişebilir katyonlar ise en fazla Ca⁺⁺ + Mg⁺⁺ olup, A1 ve C horizonlarında 45.02 – 26.98 Cmol kg⁻¹ arasındadır. Elektriksel iletkenlik A1 horizonunda 458 µmhos cm⁻¹ ve C horizonunda 270 µmhos cm⁻¹ arasında değişmektedir.

Derinlik (cm)	Horizon	Tanımlama
0 – 15	Ap	10 YR kuru 3 / 4 nemli 3 / 2, köpürme yok, granüller strüktür, killi, horizon sınırı belirgin değil.
15 – 30	A1	7.5 YR kuru 3 / 2 nemli 3 / 2, köpürme yok, masif strüktür, killi, horizon sınırı belirgin değil.
30 – 65	Bw1ss	10 YR kuru 3 / 4 nemli 3 / 2, köpürme yok, kolumnar strüktür kurduğunda sert köşeli blok strüktür, kayma yüzeyleri var, killi, horizon sınırı belirgin değil.
65 – 110	Bw2ss	10 YR kuru 3/4 nemli 3/3, köpürme çok az, orta derecede büyük çok kuvvetli paralel epiped strüktür, kayma yüzeyleri çok fazla, kireç benekleri var ve 2 m'ye kadar inmekte, killi, horizon sınırı belirgin.
110 – 200	C	Taşlar var ve taşların büyük bir kısmı ayrılmış, taş toprak karışımı var ve aralarında kireç benekleri var, taşların altında toprak var, sınır belirgin değil.

B.6. Siirt Ovası Profillerinin Genel Özellikleri

Kurtalan Ovası

Kurtalan ilçe merkezinin batısında 2 km mesafede açılmıştır. $41^{\circ} 32' 36,362''$ doğu boylamları ile $37^{\circ} 57' 43,633''$ kuzey enlemleri arasında yer almaktadır. Kurtalan serisi toprakların toprak reaksiyonu A1 ve C horizonları arasında 8.25 – 8.05 arasında olup, organik madde içeriği yüzey katmankardan alt katmanlara doğru azalmakta ve A1 ve C horizonlarında % 1.51 – 0.19 arasında değişmektedir. KDK A1 horizonunda $33.30 \text{ Cmol kg}^{-1}$ ve AC horizonunda $22.50 \text{ Cmol kg}^{-1}$ arasında değişmektedir. Elektriksel iletkenli ise A1 horizonunda $301 \mu\text{mhos cm}^{-1}$ ve C horizonunda $204 \mu\text{mhos cm}^{-1}$ 'dir.

Derinlik (cm)	Horizon	Tanımlama
0 – 15	A1	10 YR kuru 6 / 3 nemli 5 / 4, köpürme az, granüller strüktür, dalgalı horizon sınırı.
15 – 35	Bw1	10 YR kuru 6 / 3 nemli 4 / 3, köpürme var, zayıf küçük yarı köşeli blok strüktür, geçişli horizon sınırı.
35 – 70	Bw2	10 YR kuru 6 / 4 nemli 4 / 4, köpürme fazla, orta büyüklükte orta sağlam strüktür, geçişli horizon sınırı.
70 – 110	AC	10 YR kuru 6 / 4 nemli 5 / 4, köpürme az, büyük kuvvetli köşeli blok strüktür, hemen hemen düz sınır.
110 – 150	C	10 YR kuru 6 / 4 nemli 5 / 4, köpürme az, 5 cm'den büyük çok kuvvetli kolumnar strüktür, horizon sınırı düz, kireç az veya hiç yok, belirgin sınır.

B.7. Gaziantep Ovaları Profillerinin Genel Özellikleri

Gavurdağı (Nurdağı) Ovası

Gaziantep / Nurdağı (06.09.2008)

Nurdağı profili, ilçenin 10 km doğusunda otoyolun solunda bazalt taşı üzerinde oluşmuş kireçsiz kahverengi topraklarda açılmıştır. Yamaç üzerinde eğim % 15 civarındadır. Tüm profil killi ve kireç görünmüyor. Çevredeki topraklar koyu renkli ve düz olup, vertisol olma ihtimali yüksektir.

Derinlik (cm)	Horizon	Tanımlama
0 – 25	A	Granüller strüktür; strüktür yapı olarak vertisollere benzemektedir; 2.5 YR kuru 4 / 4, nemli 3 / 3; şiddetli köpürme var; üstte vejetasyon bol; bol miktarda zayıf ince kılcal ve az

25 – 50	B1	miktarda kalın kök var; belirgin olmayan sınır. Yarı köşeli blok strüktür; ufalandığında orta derecede sağlam küçük blok strüktür; 2.5 YR kuru 4 / 4, nemli 3 / 3; şiddetli köpürme var; az miktarda kılcal kök var; belirgin olmayan sınır.
50 – 90	B2ss	Kuvvetli orta büyüklükte prizmatik strüktür; kırılınca orta derecede kuvvetli granüller strüktür; 2.5 YR kuru 4 / 4, nemli 3 / 3; şiddetli köpürme var; kayma yüzeyleri var; kil miktarı artmakta; belirgin olmayan sınır.
90 – 140	BC	Büyük prizmatik strüktür; kırıldığında daha büyük köşeli blok strüktür oluşmakta; 2.5 YR kuru 4 / 5, nemli 3 / 3; şiddetli köpürme var; kaya parçacıklarıyla karışık; kayma yüzeyleri var; belirgin olmayan sınır.

Zincirlihöyük profili

Gaziantep / Nurdağı / Zincirli köyü (06.09.2008)

Zincirli köyü profili, köyün 500 m doğusunda laküstrin ana materyali üzerinde bulunan profilden alınmıştır.

Derinlik (cm)	Horizon	Tanımlama
0 - 25	A11	Granüller strüktür; 10 YR kuru 6 / 4, nemli 4 / 2; köpürme var; ince orta derecede yaygın ince kök; belirgin olmayan horizon sınırı.
25 – 50	A12	Küçük ve orta büyüklükte köşeli blok strüktür; 10 YR kuru 6 / 4, nemli 4 / 2; köpürme var; ince ve orta derecede yaygın kök var; belirgin olmayan horizon sınırı.
50 – 120	Bw1	Çok kuvvetli büyük köşeli blok strüktür; 10 YR kuru 6 / 4, nemli 4 / 2; köpürme var; ince orta derecede yaygın kök; belirgin olmayan horizon sınırı.
120 – 180	Bw2	Çok büyük çok kuvvetli kolumnar strüktür (5 – 10 cm çapında); 10 YR kuru 6 / 4, nemli 4 / 2; köpürme var; siltli kil; kök yok; organik madde az; belirgin olmayan horizon sınırı.
180 – 275	Bw3	Çok iyi strüktür oluşumu var; çok kuvvetli orta derecede büyük kolumnar strüktür; 10 YR kuru 6 / 4, nemli 4 / 2; köpürme var; kök yok; jarositler var; oksidasyon var; tipik laküstrin malzeme; sülfürün sülfata dönüştüğü horizon; organik madde az; belirgin olmayan horizon sınırı.
275 – 300	C	Masif strüktür; 5 YR kuru 7 / 3, nemli 6 / 3; şiddetli köpürme var; oksidasyon – redüksiyon benekleri var, redüksiyon olayı daha fazla; organik madde az; ped yüzeylerinde kil kaplamaları var; pedlerin iç rengi dış rengine göre daha koyu; laküstrin olmasına rağmen iyi strüktür gelişimi var; inceptisol ordosuna girebilir; belirgin olmayan horizon sınırı.

Elbistanhöyük profili

Gaziantep / Nurdağı / Elbistanhöyük köyü (07.09.2008)

Elbistanhöyük serisi, köyün 1 km batısında yer almaktadır. Sodyum birikmesinden dolayı köşeli blok strüktür oluşumu vardır. Smektitten kaynaklanan çatlaklar görülmektedir.

Derinlik (cm)	Horizon	Tanımlama
0 – 45	A	Masif strüktür; GL1 kuru 5 / 1, nemli 2.5 / 1; şiddetli köpürme var; difyuz; ince kök var, geçişli horizon sınırı.
45 – 75	B	Kolumnar strüktür, kırılınca orta büyüklükte yarı köşeli blok strüktür; GL1 kuru 5 / 1, nemli 2 / 1; şiddetli köpürme var; ince kök var; geçişli horizon sınırı.
75 – 90	BC	Strüktür olma özeliğini kaybetmekte, köşe yapısı kaybolmakta; GL1 kuru 7 / 6, nemli 6 / 1; şiddetli köpürme var; ince kök var; geçişli horizon sınırı.
90 – 150	C	Zayıf orta büyüklükte kolumnar strüktür; 10 YR kuru 8 / 1, nemli 7 / 1; şiddetli köpürme var; difyuz; ince kök var; geçişli horizon sınırı.

Nizip ovası

Gaziantep / Nizip (07.06.2008)

Nizip serisi, Nizip – Gaziantep karayolunun 5. km'sinde yolun sağında kalış katmanından alınmıştır. Yaşlı bir toprak profili ve profilde yalancı miseller görülmektedir.

Derinlik (cm)	Profil	Tanımlama
0 – 25	Ap	Çok ince granüller; 7.5 YR kuru 4 / 5, nemli 3 / 4; şiddetli köpürme var.
25 – 35	B1	Kuvvetli küçük yarı köşeli blok strüktür; 7.5 YR kuru 4 / 4, nemli 4 / 5; şiddetli köpürme var.
35 – 60	B2ca	Orta büyüklükte orta kuvvette köşeli blok strüktür; 7.5 YR kuru 6 / 5, nemli 5 / 5; şiddetli köpürme var.
60 – 70	k	Masif strüktür; sertleşmiş k horizonu; 10 YR kuru 8 / 3, nemli 6 / 5; şiddetli köpürme var.
70 – 130	BC1k	Orta kuvvette, küçük ve orta büyüklükte köşeli blok strüktür; 7.5 YR kuru 6 / 5, nemli 5 / 5; şiddetli köpürme var; Bt olabilir; Koyu renkli killi ve açık renkli siltli malzemelerin karışımı; opalin malzeme var.
130 – 200	BC2k	Kuvvetli orta büyüklükte yarı köşeli blok strüktür; 7.5 YR kuru 6 / 5, nemli 5 / 5; şiddetli köpürme var.

EK - C

C.1. Şanlıurfa topraklarının organik ve inorganik karbon miktarları

Çizelge C.1.1. Harran Ovası topraklarının organik ve inorganik karbon miktarları (kg m⁻²)

Derinlik (cm)	Horizon	Organik madde (%)	Hacim Ağırlığı (Mg m ⁻³)	CaCO ₃ (%)	Organik Karbon (kg C m ⁻²)	Inorganik karbon (kg C m ⁻²)
KISAS 1 SERİSİ						
0 – 15	Ap	1.37	1.20	32.71	1.45	7.18
15 – 39	Ap1	1.34	1.22	32.70	2.28	11.49
39 – 74	Bw1	1.07	1.25	34.23	2.72	17.97
74 – 102	Bw2ss	1.03	1.25	31.01	2.09	13.02
102 – 139	Bw3ss	0.90	1.25	30.35	2.41	16.84
139 – 178	BC1ss	0.73	1.29	27.20	2.13	16.42
178 – 210	BC2ss	0.54	1.31	19.40	1.31	9.76
210 – 250	Ccass	0.52	1.31	25.71	1.58	16.17
Toplam					15.97	108.86
ÇEKÇEK SERİSİ						
0 – 15	Ap	1.18	1.26	29.61	1.29	6.72
15 – 33	Ap1	1.25	1.25	28.00	1.63	7.56
33 – 55	Bw1	1.00	1.26	24.90	1.61	8.28
55 – 76	Bw2	1.01	1.28	25.32	0.82	4.28
76 – 120	Bw3	0.90	1.29	23.83	2.96	16.23
120 – 182	Bkb1	0.35	1.30	45.13	1.64	43.65
182 – 200	Bkb2ss	0.35	1.31	43.90	0.48	12.42
Toplam					10.04	99.14
HARRAN 1 SERİSİ						
0 – 12	Ap	1.35	1.27	32.32	1.19	5.91
12 – 30	Ap1	1.33	1.30	29.70	1.81	8.34
30 – 56	Bw1	1.11	1.30	30.52	2.18	12.38
56 – 86	Bw2	1.10	1.32	29.50	2.53	14.02
86 – 113	BC1	0.80	1.30	25.35	1.63	10.68
113 – 142	BC2	0.34	1.30	30.72	0.74	13.90
142 – 200	BCc	0.31	1.31	33.41	1.37	30.46
Toplam					11.45	95.68
KISAS 2 SERİSİ						
0 – 25	Ap	1.34	1.27	35.15	2.47	13.39
25 – 50	Ap1	1.23	1.30	38.40	2.32	14.98
50 – 83	Bw1	1.20	1.31	36.70	3.01	19.04
83 – 127	Bw2	1.01	1.29	39.51	3.33	26.91
127 – 192	Bw3	0.92	1.31	40.35	4.54	41.23
192 – 210	BC	0.90	1.30	43.51	1.22	12.22
210 – 225	IC1	0.72	1.30	44.70	0.81	10.46
225 – 245	IC2	0.54	1.34	41.42	0.83	13.32
245 – 275	IIC1	0.46	1.34	34.21	1.07	16.50
275 – 295	IIC2	0.29	1.29	33.43	0.43	10.35
Toplam					20.05	178.40
BELLİTAŞ SERİSİ						
0 – 10	Ap	1.33	1.29	31.50	1.00	4.88
10 – 28	Ap1	1.12	1.31	35.90	1.53	10.16
28 – 60	Bw	1.11	1.31	34.44	2.70	17.32

60 – 94	IIBw	1.11	1.31	39.91	2.87	21.33
94 – 125	IIBC	0.72	1.32	44.64	1.71	21.92
125 – 187	IIIBw	0.54	1.30	40.90	2.53	39.56
187 – 236	IIIBC	0.37	1.31	34.37	1.38	26.47
236 – 256	IIIC	0.37	1.29	26.26	0.55	8.13
Toplam					14.26	149.77
GÜRGELEN 1 SERİSİ						
0 – 30	Ap	1.32	1.26	26.37	2.89	11.96
30 – 47	Ap1	1.32	1.27	25.62	1.65	6.64
47 – 72	Bw1	1.23	1.31	31.80	2.34	12.50
72 – 110	Bw2	1.22	1.33	34.90	3.58	21.17
110 – 130	BC	1.00	1.32	33.81	1.53	10.71
130 – 175	IIBw1	0.84	1.32	34.09	2.89	24.30
175 – 241	IIBw2	0.55	1.32	30.51	2.70	31.90
241 – 321	C	0.27	1.31	31.63	1.64	39.78
321 – 350	C	0.27	1.33	27.36	0.60	12.66
Toplam					19.91	171.61
İKİZCE SERİSİ						
0 – 14	Ap	1.34	1.29	32.43	1.4	7.03
14 – 30	Ap1	1.33	1.29	35.09	1.59	8.69
30 – 60	Bw1k	1.21	1.28	34.70	2.70	15.99
60 – 103	Bw2k	1.21	1.31	34.83	3.95	23.54
103 – 130	Bw3k	0.92	1.31	36.09	1.89	15.32
130 – 168	Bw4kss	0.76	1.32	38.09	2.21	22.93
168 – 190	Bw5k	0.84	1.33	35.91	1.43	12.61
190 – 249	BC	0.57	1.34	33.90	2.61	32.16
249 – 269	C	0.39	1.35	28.44	0.61	9.21
Toplam					18.39	147.47
SIRRIN SERİSİ						
0 – 20	Ap	1.71	1.30	28.01	2.58	8.77
20 – 38	Ap1	1.61	1.31	32.42	2.20	9.17
38 – 51	Bw	1.61	1.30	31.71	1.58	6.43
51 – 97	Bw1k	1.34	1.31	35.24	4.68	25.48
97 – 150	Bw2k	1.23	1.31	39.60	4.95	32.99
150 – 190	Bw3kss	0.72	1.30	33.70	2.17	21.03
190 – 250	Bw4kss	0.71	1.30	38.81	3.21	36.33
250 – 295	Bk1ss	0.28	1.31	36.90	0.96	26.10
295 – 315	Bk2	0.29	1.31	33.72	0.44	10.60
Toplam					22.78	176.91
İRİCE SERİSİ						
0 – 20	Ap	1.70	1.28	30.41	2.52	9.34
20 – 40	Ap1	1.41	1.29	33.09	2.11	10.24
40 – 65	Bw1k	1.24	1.29	35.80	2.32	13.86
65 – 100	Bw2k	1.24	1.31	35.32	3.30	19.43
100 – 150	Bw3k	1.13	1.32	38.09	4.33	30.17
150 – 200	Ckm	0.80	1.31	36.70	3.04	28.85
200 – 220	R	0.54	1.34	33.20	0.84	10.68
Toplam					18.46	122.56
BEĞDES SERİSİ						
0 – 20	Ap	1.40	1.30	34.90	2.11	10.89

20 – 55	Ap1	1.30	1.30	35.41	3.43	19.33
55 – 88	Bw1k	1.30	1.33	37.09	3.31	19.53
88 – 120	Bw2k	1.22	1.33	33.61	3.01	17.16
120 – 160	Bw3k	0.81	1.34	37.20	2.52	23.93
160 – 192	Bw4k	0.67	1.33	38.12	1.65	19.47
192 – 246	IIBw1	0.45	1.34	36.41	1.89	31.61
246 – 280	IIBw2	0.27	1.33	39.33	0.71	21.34
280 – 313	IIBw3	0.28	1.34	41.61	0.72	22.08
313 – 333	IIBw4	0.19	1.29	39.14	0.28	12.12
Toplam					19.64	197.46
HARRAN 2 SERİSİ						
0 – 12	Ap	1.24	1.30	22.32	1.12	4.18
12 – 30	Ap1	1.23	1.30	26.91	1.67	7.55
30 – 66	Bw1k	0.81	1.31	29.80	2.22	16.86
66 – 112	Bw2kss	0.62	1.31	33.61	2.26	25.36
112 – 140	Bw3k	0.56	1.29	35.34	1.17	15.32
Toplam					8.44	69.27
GÜRGELEN 2 SERİSİ						
0 – 20	Ap	1.12	1.31	22.13	1.70	6.96
20 – 46	Bw	0.90	1.31	24.90	1.78	10.18
46 – 80	Bw1k	0.81	1.33	28.91	2.12	15.69
80 – 105	Bw2k	0.81	1.34	29.80	2.20	16.77
105 – 150	Bw3k	0.63	1.35	31.52	2.22	22.98
150 – 225	Bw4k	0.62	1.34	33.74	3.61	40.69
225 – 245	Ckm	0.45	1.30	33.40	0.68	10.42
Toplam					14.32	123.68
AKÖREN SERİSİ						
0 – 20	Ap	1.14	1.33	30.81	1.76	9.83
20 – 40	Bw1k	1.03	1.33	33.81	1.59	10.79
40 – 70	Bw2k	0.90	1.34	33.32	2.10	16.07
70 – 100	Bw3k	0.72	1.35	37.41	1.69	18.18
100 – 155	Bw4k	0.63	1.37	39.51	2.75	35.73
155 – 190	Bw5k	0.44	1.35	43.90	1.21	24.89
190 – 220	Bw6k	0.27	1.31	40.82	0.62	19.25
220 – 260	Ckm1	0.26	1.30	39.51	0.78	24.65
260 – 280	Ckm2	0.19	1.30	42.70	0.29	13.32
Toplam					12.78	172.72
EKİNYAZI SERİSİ						
0 – 20	Ap	1.22	1.31	21.80	1.85	6.85
20 – 40	Ap1	1.22	1.33	25.32	1.88	8.08
40 – 100	Bwk	0.83	1.35	22.40	3.90	21.77
100 – 115	Bw1	0.71	1.36	20.19	0.84	4.94
115 – 125	Bw2	0.54	1.30	23.00	0.41	3.60
125 – 150	Bw3	0.55	1.24	25.64	0.99	9.54
150 – 160	Bw4	0.37	1.25	27.51	0.27	4.13
160 – 180	IIBwk	0.28	1.28	29.70	0.42	9.12
Toplam					10.56	68.04
AKÇAKALE SERİSİ						
0 – 30	Ap	1.12	1.31	15.44	2.56	7.28
30 – 50	Ap1	0.90	1.32	18.81	1.38	5.96

50 – 100	Bw1	0.62	1.33	16.61	2.39	13.26
100 – 130	Bw2ss	0.53	1.32	20.44	1.22	9.71
130 – 150	Bw3ss	0.53	1.34	17.28	0.82	5.56
150 – 185	Bw4ss	0.45	1.35	16.70	1.23	9.47
185 – 215	Bw5ss	0.45	1.31	18.30	1.03	8.63
215 – 235	BCyca	0.27	1.32	20.82	0.41	6.60
Toplam					11.04	66.46
GÜRGELEN 3 SERİSİ						
0 – 30	Ap	1.23	1.33	29.33	2.85	14.04
30 – 60	Ap1	0.92	1.34	33.34	2.15	16.08
60 – 110	Bw1k	1.02	1.34	40.01	3.96	32.16
110 – 140	Bw2k	0.83	1.35	37.73	1.95	18.34
140 – 170	Bw3k	0.75	1.36	33.75	1.77	16.52
170 – 192	Bw4k	0.57	1.36	31.01	0.99	11.13
192 – 230	BC	0.36	1.37	31.60	1.09	19.74
230 – 253	C1y	0.29	1.38	29.32	0.53	11.17
253 – 296	C2y	0.28	1.39	25.70	0.97	18.43
296 – 316	C3y	0.19	1.37	22.70	0.30	7.46
Toplam					16.56	165.09

C.2. Mardin topraklarının organik ve inorganik karbon miktarları

Çizelge C.2.1. Derik Ovası topraklarının organik ve inorganik karbon miktarları (kg m^{-2})

Derinlik (cm)	Horizon	Hacim ağırlığı (Mg m^{-3})	Organik madde (%)	CaCO_3 (%)	Organik karbon (kg m^{-2})	İnorganik karbon (kg m^{-2})
BEŞKABAK I SERİSİ						
0 – 22	Ap	1.22	1.46	9.12	2.27	2.94
22 – 54	Bw1ss	1.43	0.97	11.4	2.59	6.26
54 – 90	Bw2	1.40	0.92	11.4	2.69	6.89
90 – 160	Bw3ss	1.47	0.97	11.4	5.76	14.08
160 – 200	BC	1.77	0.65	32.68	2.66	27.76
Toplam					15.97	57.93
BEŞKABAK II SERİSİ						
0 – 30	Ap	1.07	1.21	7.60	2.26	2.93
30 – 70	Bw1	1.45	1.89	10.64	6.35	7.41
70 – 120	Bw2	1.35	1.31	22.04	5.12	17.85
120 – 160	Bw3	1.30	0.75	44.08	2.28	27.51
Toplam					16.01	55.69

Çizelge C.2.2. Nusaybin Ovası (Nusaybin serisi) topraklarının organik ve inorganik karbon miktarları (kg m^{-2})

Derinlik (cm)	Horizon	Hacim ağırlığı (Mg m^{-3})	Organik madde (%)	CaCO_3 (%)	Organik karbon (kg m^{-2})	İnorganik karbon (kg m^{-2})
0 – 20	Ap	1.20	1.01	44.08	1.40	12.70
20 – 44	Bw1	1.09	1.13	45.60	1.71	14.31
44 – 75	Bw2	1.48	1.01	47.12	2.68	25.94
75 – 120	BC	1.25	0.70	72.20	2.28	48.74
120 – 160	BC1ca	1.49	0.72	75.24	2.48	53.81
160 – 210	BC2ca	1.13	0.70	75.24	2.29	51.01
Toplam					12.84	206.51

C.3. Diyarbakır Ovalarının organik ve inorganik karbon miktarları

Çizelge C.3.1. Bismil Ovası topraklarının organik ve inorganik karbon miktarları (kg C m⁻²)

Derinlik (cm)	Horizon	Hacim ağırlığı (Mg m ⁻³)	Organik madde (%)	CaCO ₃ (%)	Organik karbon (kg m ⁻²)	İnorganik karbon (kg m ⁻²)
0 – 20	Ap	0.84	1.18	10.64	1.15	2.15
20 – 60	A11	1.23	1.53	10.64	4.36	6.28
60 – 105	A12	0.95	0.75	12.16	1.85	6.24
105 – 200	Bw1t	1.20	0.42	20.52	2.76	28.07
200 – 250	Bw2	1.49	0.26	14.44	1.12	12.91
250 – 310	Bw3	1.55	0.23	17.22	1.24	15.60
310 – 350	Bw4ca	1.55	0.25	22.12	0.89	30.07
350 – 370	Bw5ca	1.60	0.27	25.45	0.50	36.50
Toplam					13.87	137.82

Çizelge C.3.2. Diyarbakır Ovası topraklarının organik ve inorganik karbon miktarları (kg C m⁻²)

Derinlik (cm)	Horizon	Hacim ağırlığı (Mg m ⁻³)	Organik madde (%)	CaCO ₃ (%)	Organik karbon (kg m ⁻²)	İnorganik karbon (kg m ⁻²)
0 – 15	A1	0.99	2.32	-	2.00	-
15 – 50	B1	1.18	1.50	-	1.54	-
50 – 90	Bwss	1.66	1.48	-	5.70	-
90 – 150	R	1.70	0.41	0.76	2.43	0.90
Toplam					11.66	0.90

Çizelge C.3.3. Hazro Ovası topraklarının organik ve inorganik karbon miktarları (kg C m⁻²)

Derinlik (cm)	Horizon	Hacim ağırlığı (Mg m ⁻³)	Organik madde (%)	CaCO ₃ (%)	Organik karbon (kg m ⁻²)	İnorganik karbon (kg m ⁻²)
0 – 30		1.25	2.45	19.00	5.34	8.55
30 – 75		1.25	1.90	9.88	6.19	6.67
75 – 140		1.25	1.90	12.92	8.95	12.60
140 – 160		1.25	0.31	75.24	0.45	22.57
Toplam					20.92	50.39

Çizelge C.3.4. Silvan Ovası topraklarının organik ve inorganik karbon miktarları (kg C m⁻²)

Derinlik (cm)	Horizon	Hacim ağırlığı (Mg m ⁻³)	Organik madde (%)	CaCO ₃ (%)	Organik karbon (kgm ⁻²)	İnorganik karbon (kgm ⁻²)
0 – 15		1.00	1.61	11.4	1.40	2.05
15 – 45		1.05	2.80	11.4	5.12	4.31
45 – 90		1.44	1.09	11.4	4.09	8.86
90 – 120		1.41	0.57	26.6	1.41	13.50
120 – 150		1.31	0.18	60.8	0.40	28.67
Toplam					12.43	57.40

C.4. Şırnak Ovasının organik ve inorganik karbon miktarları

Çizelge C.4.1. Cizre Ovası topraklarının organik ve inorganik karbon miktarları (kg C m⁻²)

Derinlik (cm)	Horizon	Hacim ağırlığı (Mg m ⁻³)	Organik madde (%)	CaCO ₃ (%)	Organik karbon (kg m ⁻²)	Inorganik karbon (kg m ⁻²)
0 – 15	Ap	1.07	3.02	-	2.81	-
15 – 30	A1	1.34	2.32	-	2.70	-
30 – 65	Bw1ss	1.46	1.21	-	3.59	-
65 – 110	Bw2ss	1.47	1.21	-	4.65	-
110 – 200	C	1.44	0.12	7.6	0.90	11.82
Toplam					14.77	11.82

C.5. Siirt Ovasının organik ve inorganik karbon miktarları

Çizelge C.5.1. Kurtalan Ovası topraklarının organik ve inorganik karbon miktarları (kg C m⁻²)

Derinlik (cm)	Horizon	Hacim ağırlığı (Mg m ⁻³)	Organik madde (%)	CaCO ₃ (%)	Organik karbon (kg m ⁻²)	Inorganik karbon (kg m ⁻²)
0 – 15	A1	1.08	1.51	15.20	1.42	2.95
15 – 35	Bw1	0.99	0.98	17.48	1.12	4.15
35 – 70	Bw2	1.17	0.93	21.28	2.20	10.46
70 – 110	AC	1.28	0.97	14.44	2.88	8.87
110 – 150	C	1.19	0.19	14.44	0.53	8.25
Toplam					8.15	34.69

C.6. Batman Ovasının organik ve inorganik karbon miktarları

Çizelge C.6.1. Batman Ovası topraklarının organik ve inorganik karbon miktarları (kg C m⁻²)

Derinlik (cm)	Horizon	Hacim ağırlığı (Mg m ⁻³)	Organik madde (%)	CaCO ₃ (%)	Organik karbon (kg m ⁻²)	Inorganik karbon (kg m ⁻²)
0 – 15	Ap	0.95	1.23	21.28	1.01	3.64
15 – 30	Bw	1.15	1.10	22.80	1.10	4.72
30 – 70	Bw2ca	1.32	0.96	26.60	2.94	16.85
70 – 150	Bw3ca	1.37	0.94	37.24	5.96	48.98
150 – 250	IIBw1	1.40	0.50	42.56	4.05	71.50
250 – 310	IIBw2	1.50	0.42	44.08	2.18	47.61
310 – 410	IIIB	1.21	0.20	21.28	1.41	30.90
Toplam					18.65	224.20
KIRADAĞI SERİSİ						
0 – 10	Ap	1.29	1.10	-	0.83	-
10 – 30	A1	1.34	1.25	-	1.94	-
Toplam					2.77	-

C.7. Gaziantep Ovaları topraklarının organik ve inorganik karbon miktarları

Çizelge C.7.1. Gaziantep – Gavurdağı Ovası topraklarının organik ve inorganik karbon miktarları (kg m^{-2})

Derinlik (cm)	Horizon	Hacim ağırlığı (Mg m^{-3})	Organik madde (%)	CaCO ₃ (%)	Organik karbon (kg m^{-2})	İnorganik karbon (kg m^{-2})
0 – 25	A1	0.83	3.32	-	3.99	-
25 – 50	B1	1.01	3.22	-	4.72	-
50 – 90	B2	1.27	1.68	-	4.95	-
90 – 140	BC	1.18	1.25	-	4.26	-
140 – 160	R	1.20	0.86	-	1.20	-
Toplam			10.33	-	19.12	-

Çizelge C.7.2. Gaziantep – Zincirlihöyük Ovası topraklarının organik ve inorganik karbon miktarları (kg m^{-2})

Derinlik (cm)	Horizon	Hacim ağırlığı (Mg m^{-3})	Organik madde (%)	CaCO ₃ (%)	Organik karbon (kg m^{-2})	İnorganik karbon (kg m^{-2})
0 – 25	A11	1.44	2.91	-	6.07	-
25 – 50	A12	1.36	2.50	-	9.86	-
50 – 120	BW1	1.54	1.68	-	10.51	-
120 – 180	BW2	1.76	1.40	-	8.59	-
180 – 275	BW3	1.78	0.97	-	9.49	-
275 – 300	C	1.76	0.86	-	2.20	-
Toplam			10.32	-	46.71	-

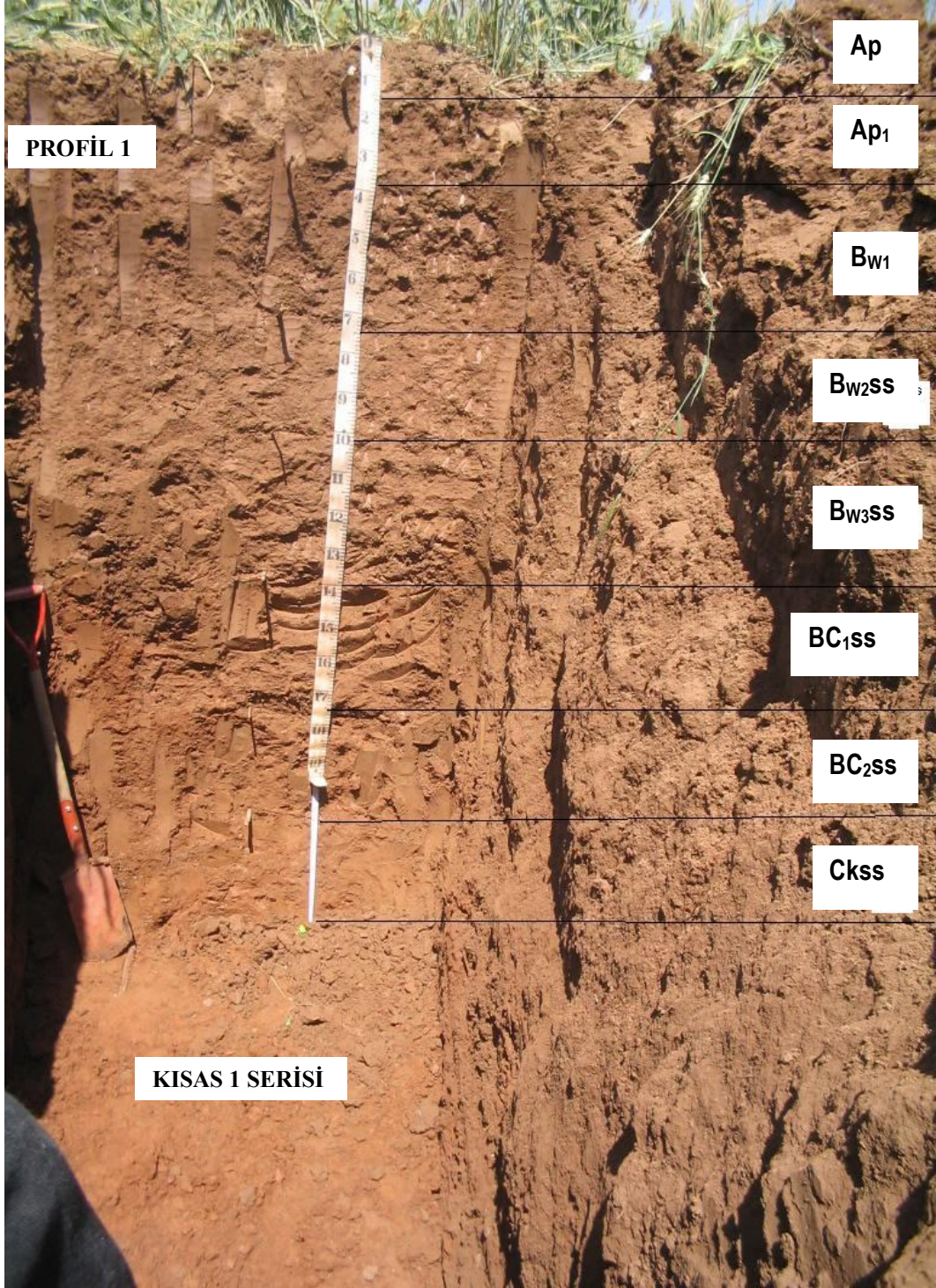
Çizelge C.7.3. Gaziantep – Elbistanhöyük Ovası topraklarının organik ve inorganik karbon miktarları (kg m^{-2})

Derinlik (cm)	horizon	Hacim ağırlığı (Mg m^{-3})	Organik madde (%)	CaCO ₃ (%)	Organik karbon (kg m^{-2})	İnorganik karbon (kg m^{-2})
0 – 45	A	0.90	13.96	7.45	32.80	3.62
45 – 75	B	0.83	10.69	12.41	15.44	3.71
75 – 90	BC	0.99	9.21	27.30	13.22	8.11
90 – 160	C	1.24	7.41	62.05	31.99	55.39
Toplam					93.45	70.83

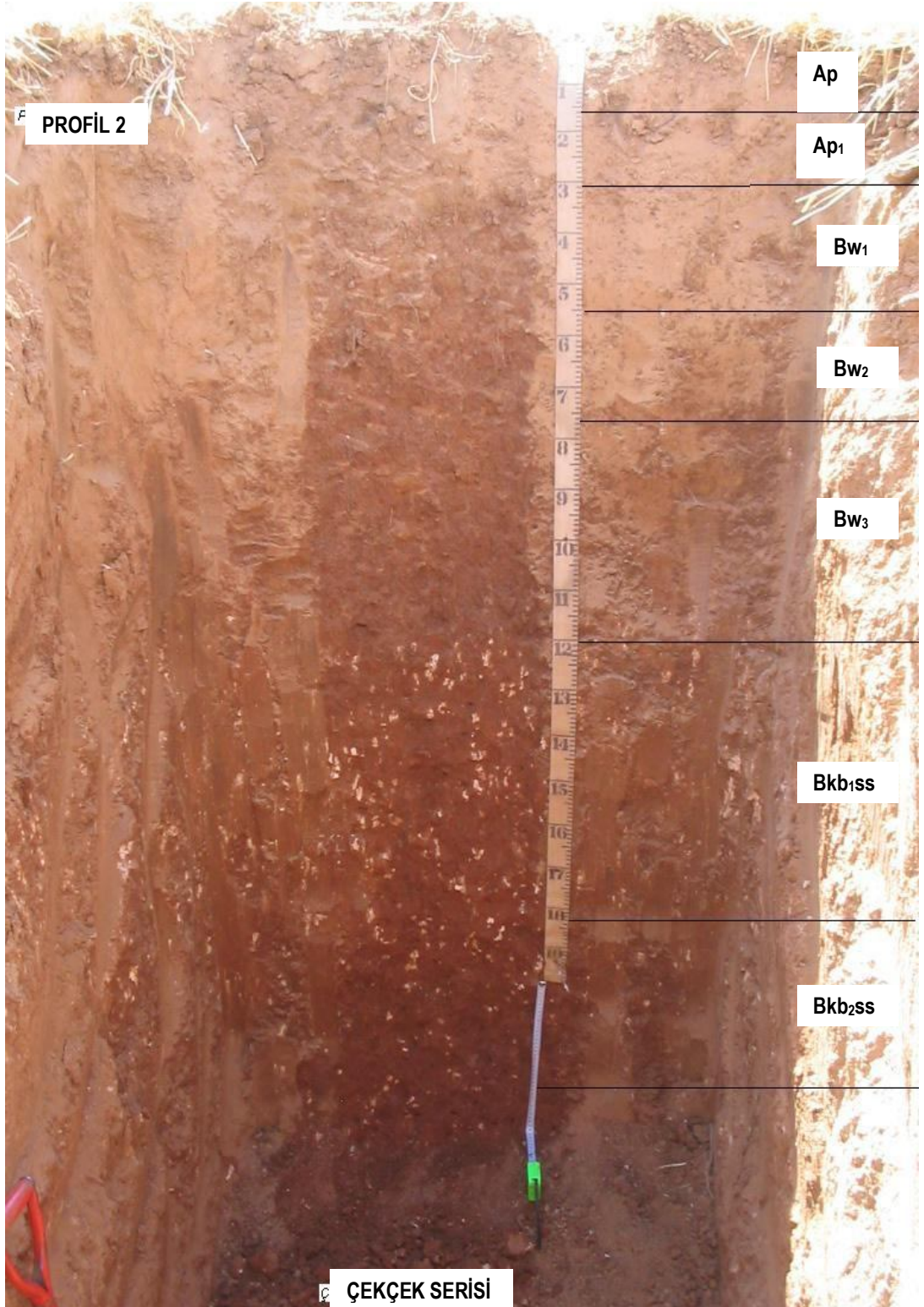
Çizelge C.7.4. Gaziantep – Nizip Ovası topraklarının organik ve inorganik karbon miktarları (kg m^{-2})

Derinlik (cm)	Horizon	Hacim ağırlığı (Mg m^{-3})	Organik madde (%)	CaCO ₃ (%)	Organik karbon (kg m^{-2})	İnorganik karbon (kg m^{-2})
0 – 25	Ap	1.20	2.22	15.51	3.86	5.58
25 – 35	B1	1.24	1.84	19.85	1.33	2.95
35 – 60	B2ca	1.22	1.68	40.33	2.97	14.76
60 – 70	K	1.21	1.27	50.88	0.89	11.70
70 – 130	BC1k	1.37	0.94	31.02	4.50	30.60
130 – 200	BC2k	1.40	0.86	27.30	4.90	32.10
Toplam					18.45	97.72

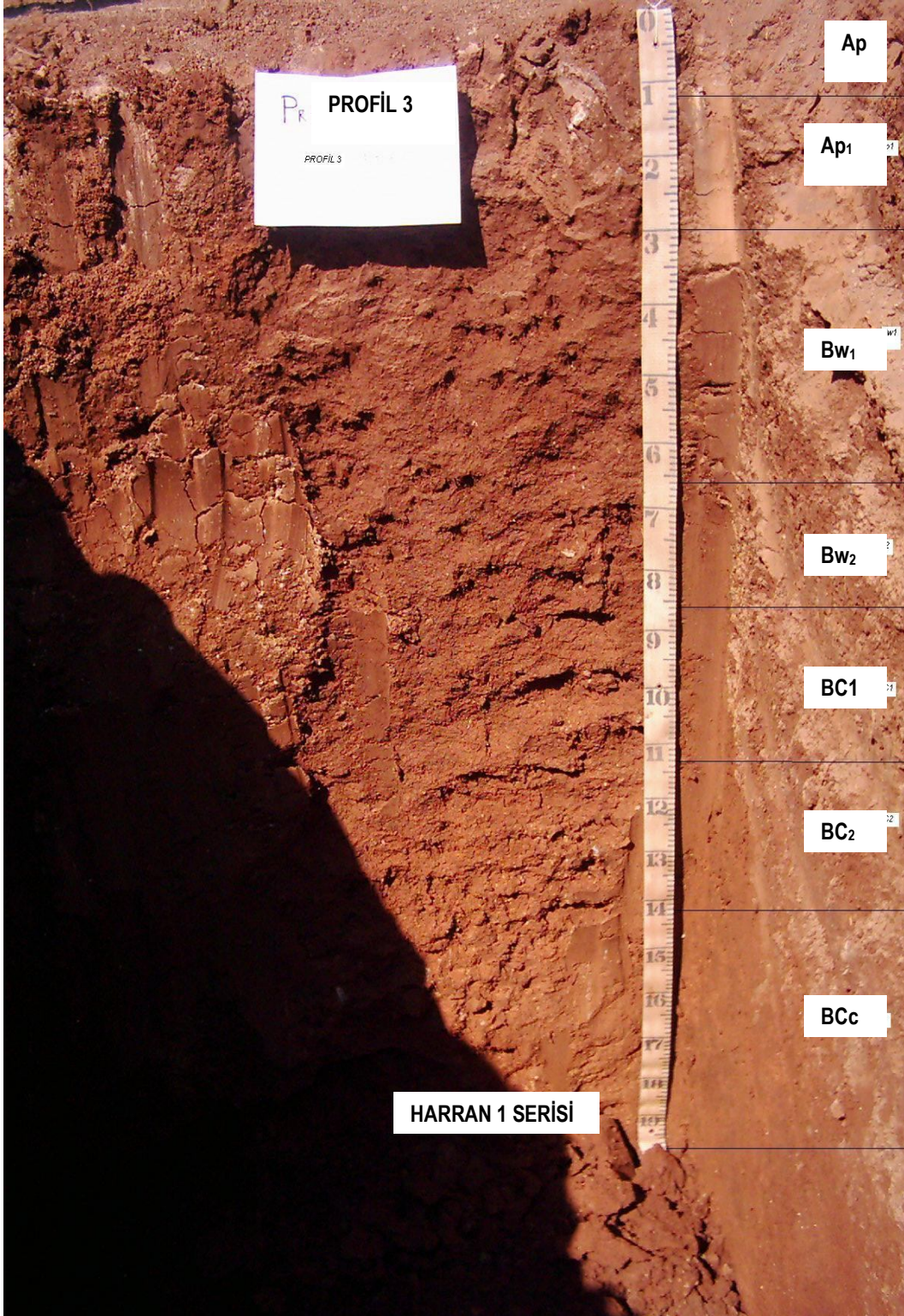
EK - D



Şekil 1. Kısas 1 Serisi profilin görüntüsü
N: 36° 58' 00,3"
E: 38° 55' 42,3"



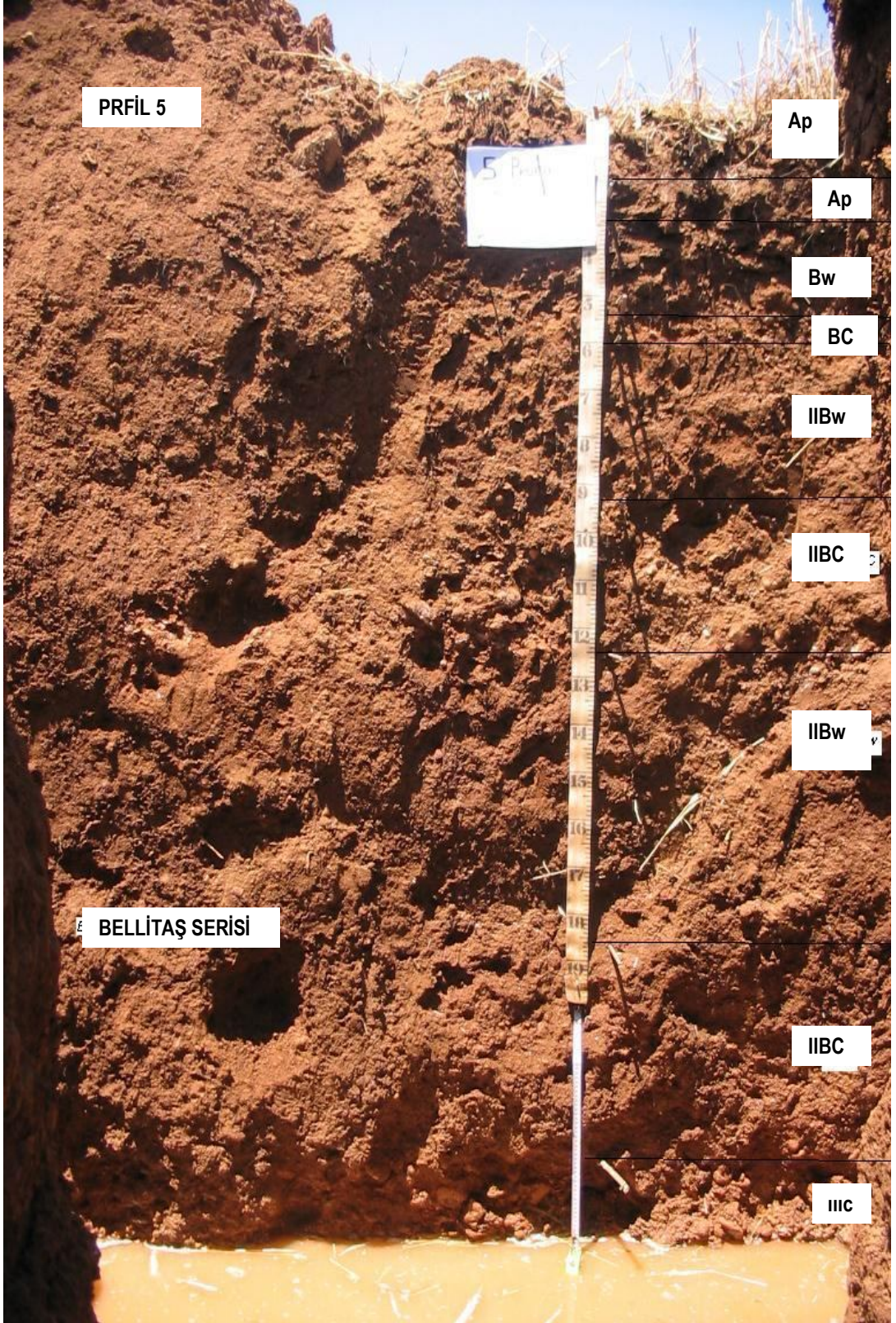
Şekil 2. Çekçek Serisi profilin görüntüsü
N: 36° 56' 49,9"
E: 38° 54' 05,8"



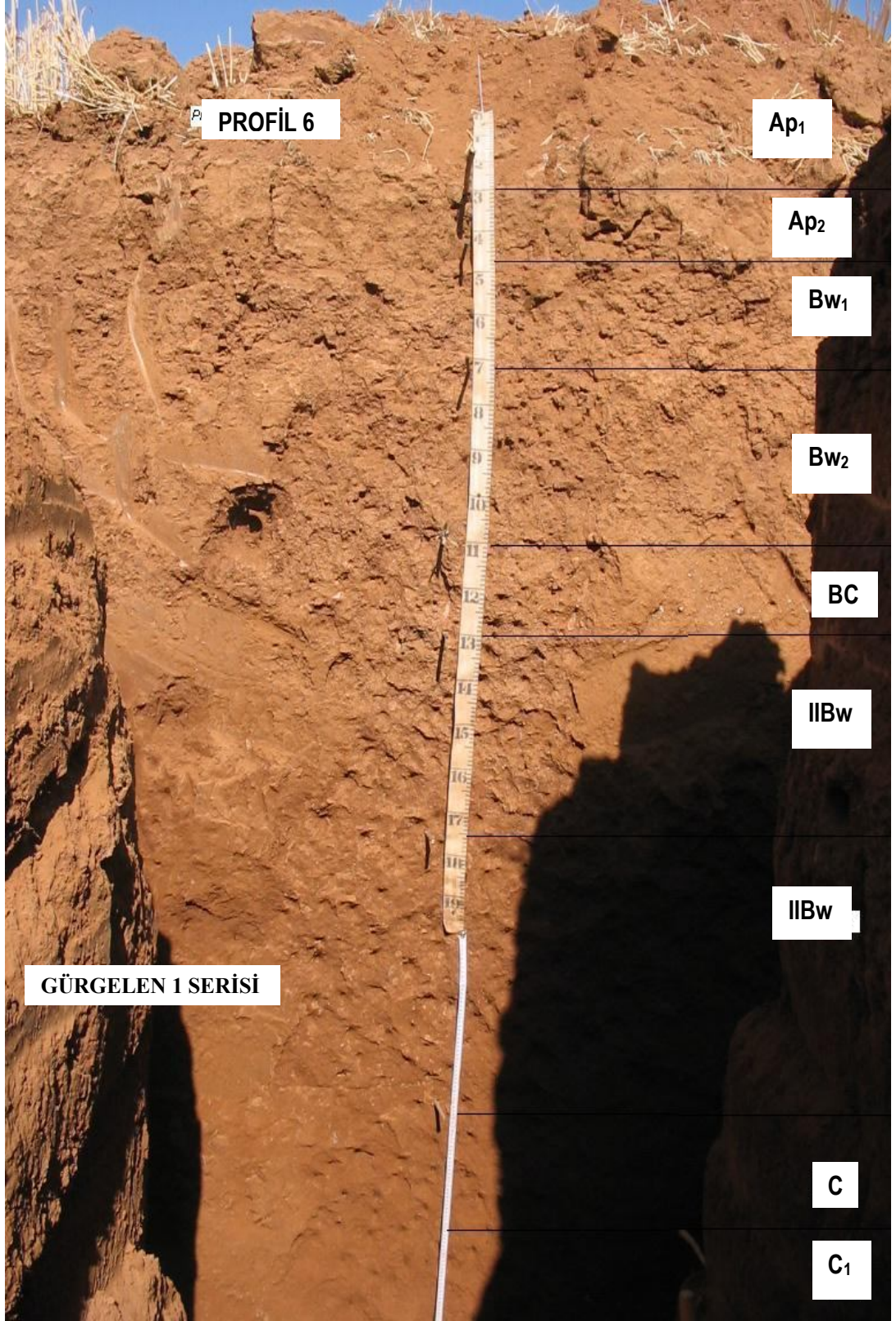
Şekil 3. Harran 1 Seris profil görüntüsü
N: 37° 00' 06.2"
E: 38° 58' 57.3"



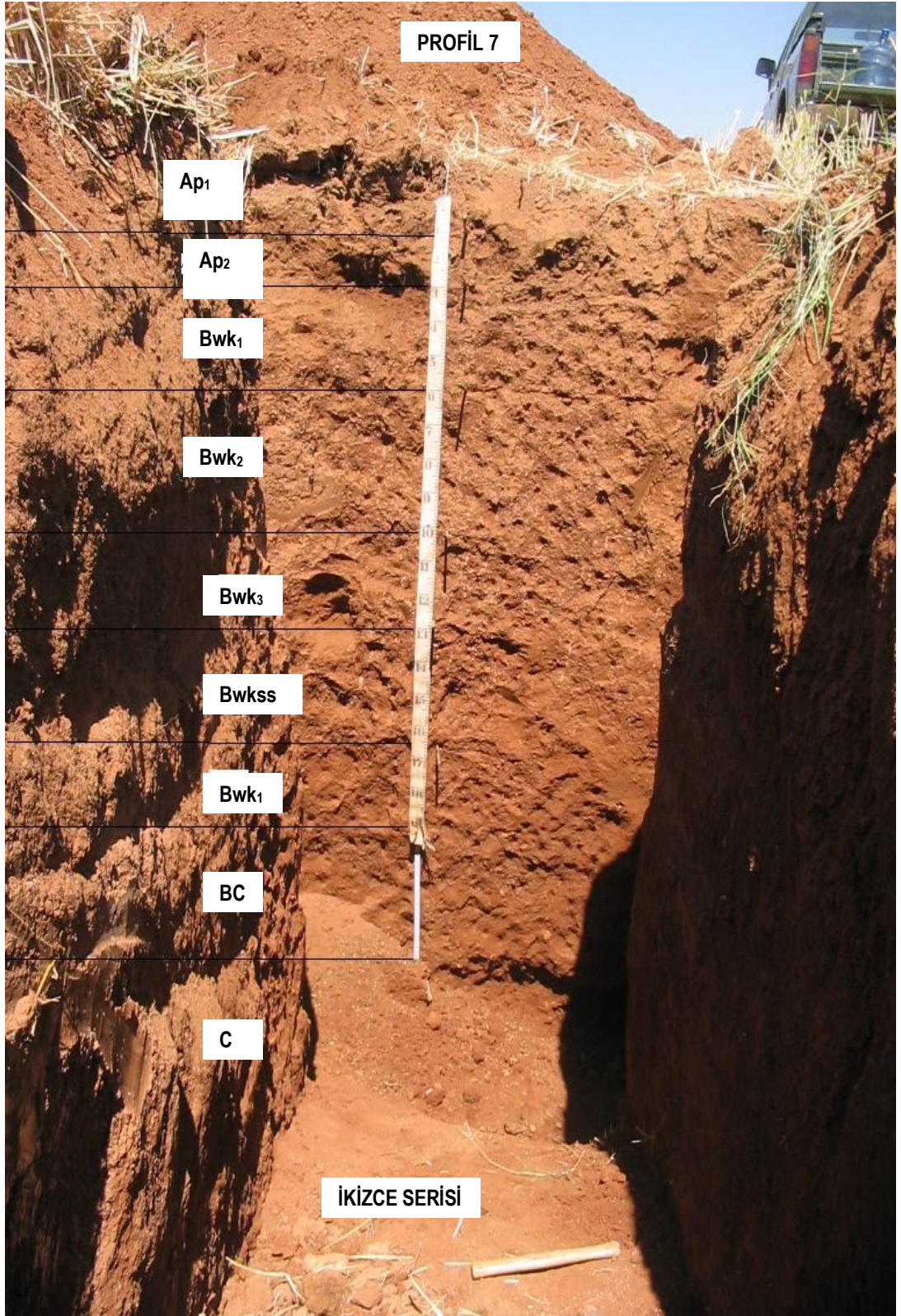
Şekil 4. Kıyas II Seris profil görüntüsü
N: 39° 01' 09.5"
E: 36° 58' 05.6"



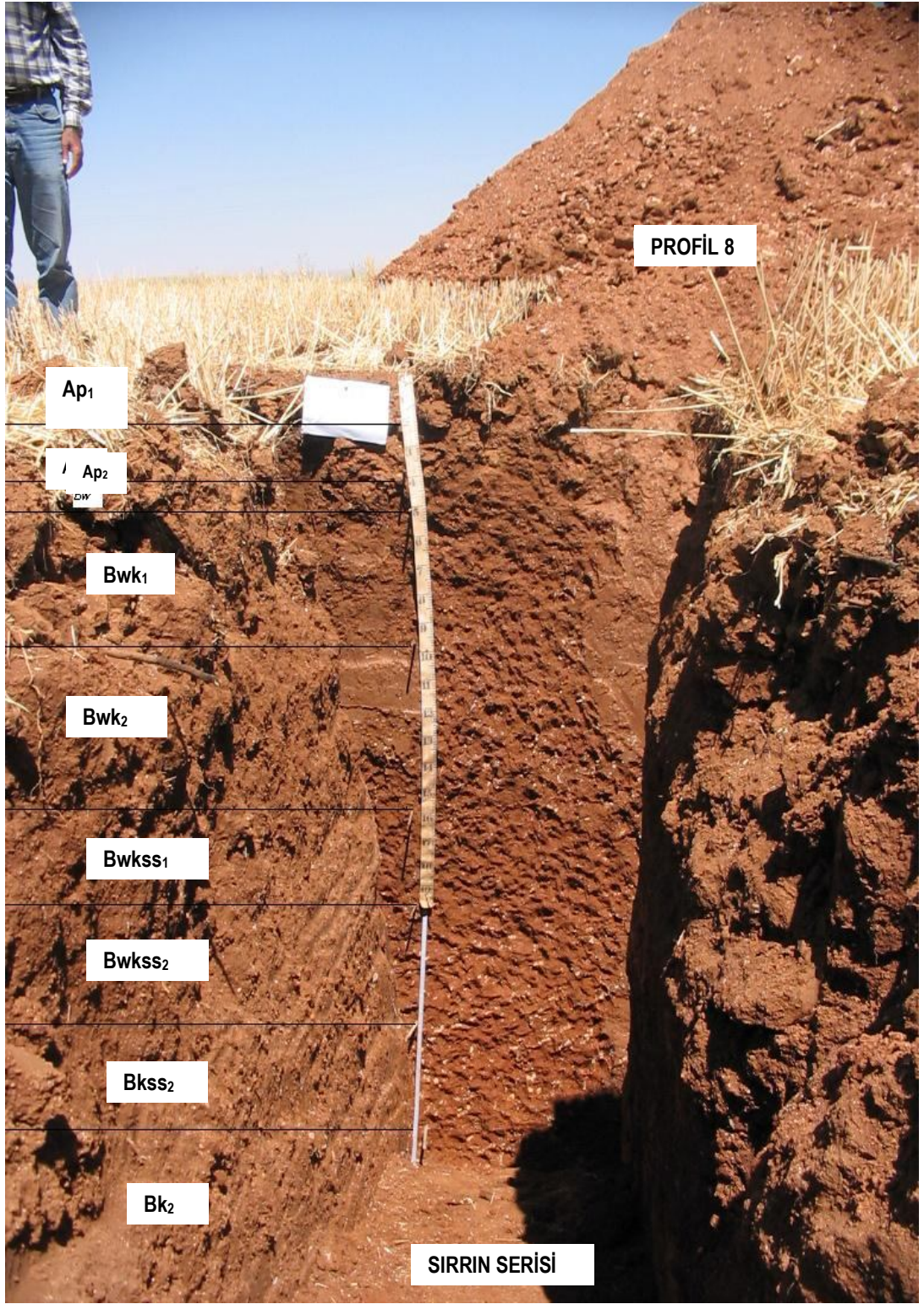
Şekil 5. Bellitaş Serisi profil görüntüsü
N: 37° 01' 09,6"
E: 39° 09' 13,2"



Şekil 6. Gürgele 1 Serisi profil görüntüsü
N: 37° 00' 504"
E: 39° 09' 632"



Şekil 7. İkizce Serisi profil görüntüsü
N: 37° 01'.501"
E: 39° 07'.299"



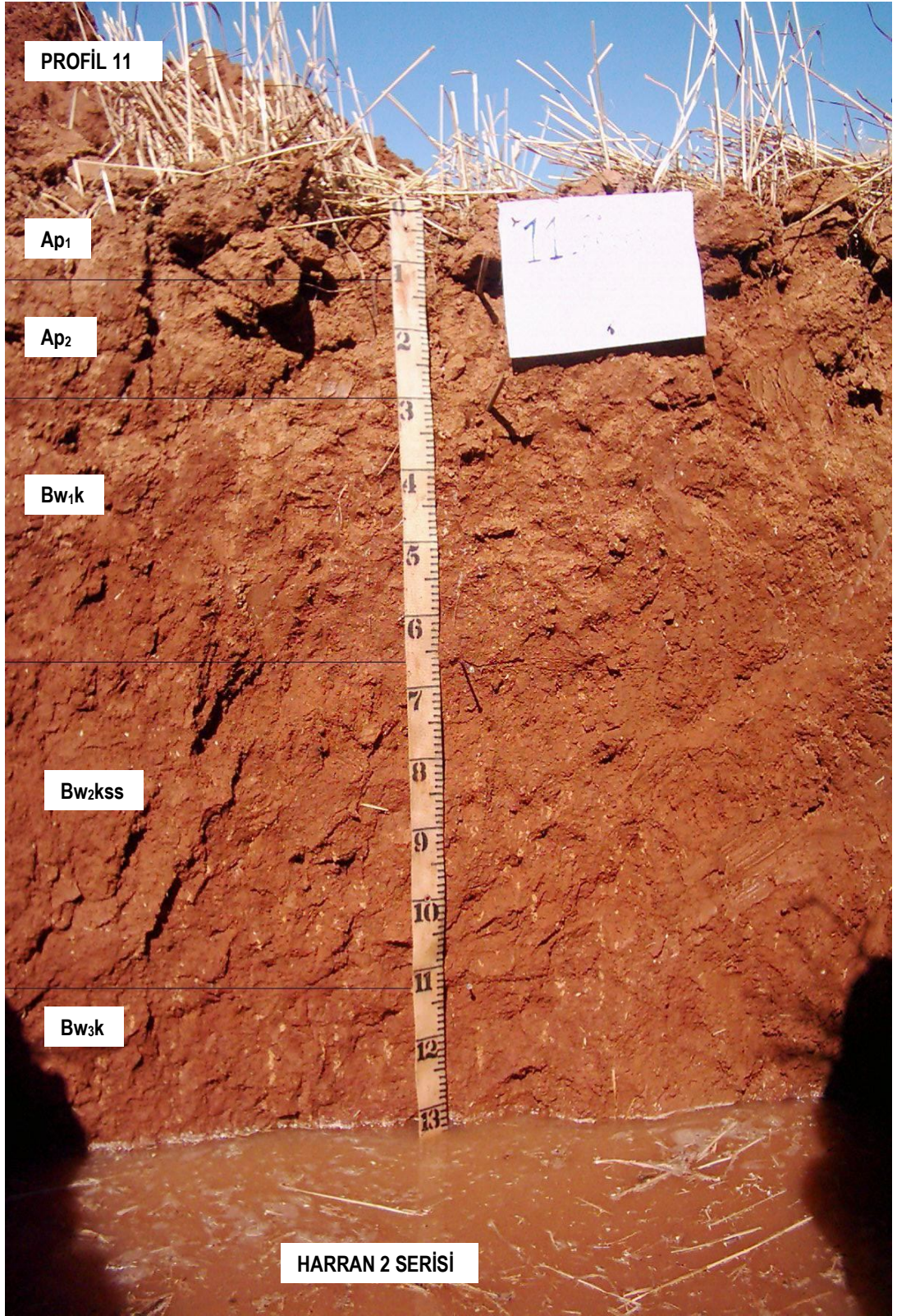
Şekil 8. Sırrın Serisine profil görüntüsü
N: 37° 01'.501"
E: 39° 07'.299"



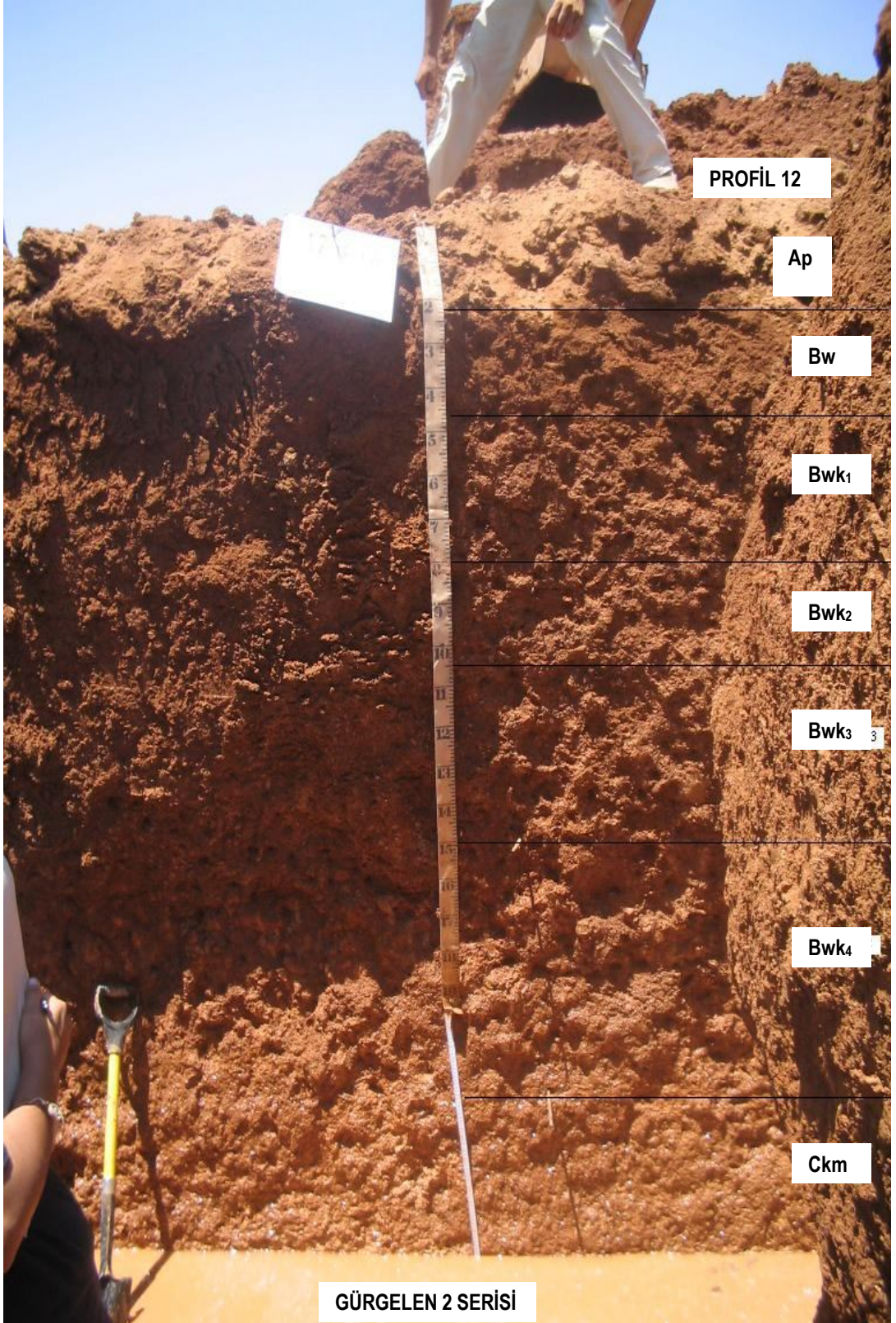
Şekil 9. İrice Serisine profil görüntüsü
N: 37° 06' 062"
E: 39° 03' 766"



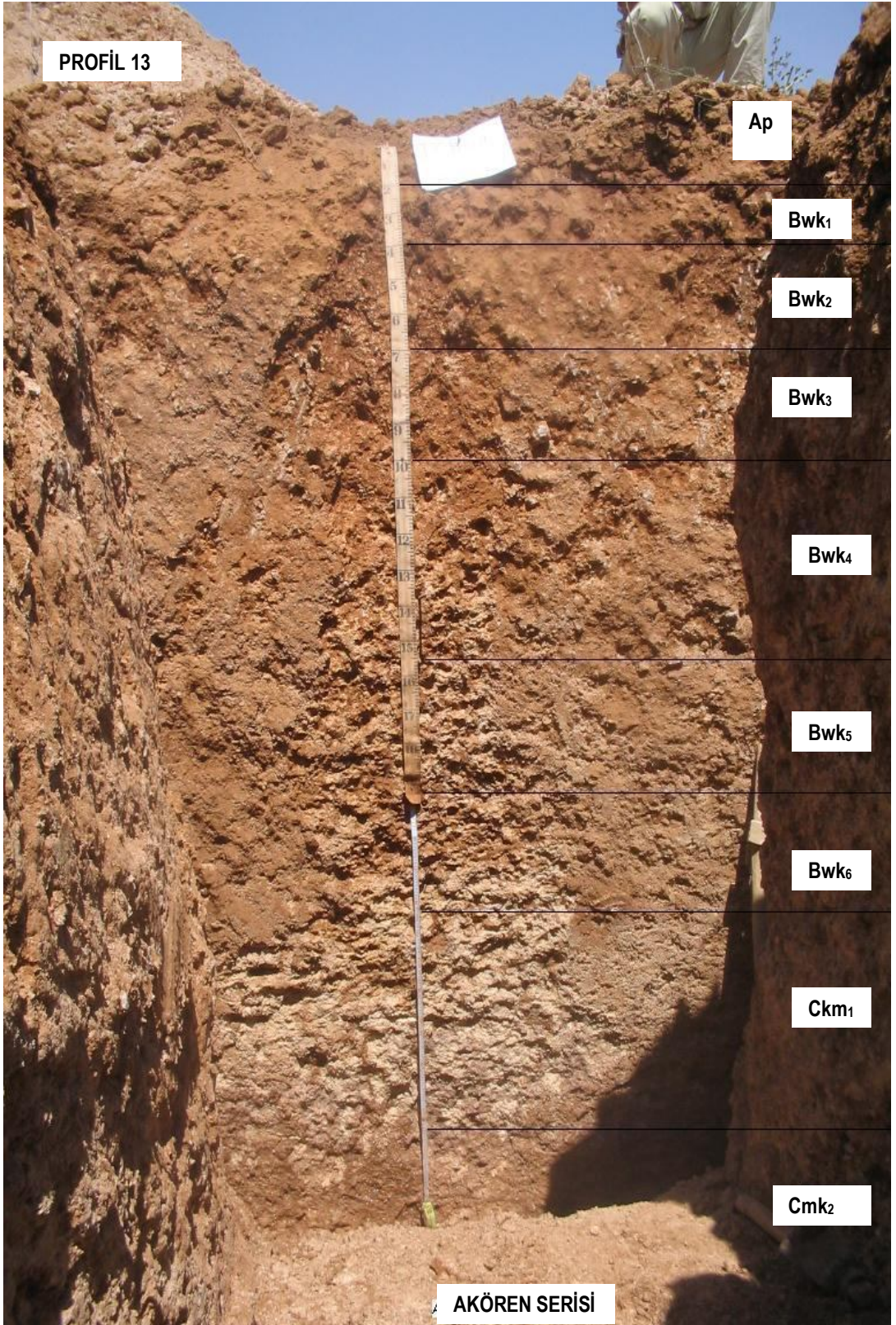
Şekil 10. Beğdeş Serisi profil görüntüsü
N: 36° 50' 491"
E: 38° 54' 169"



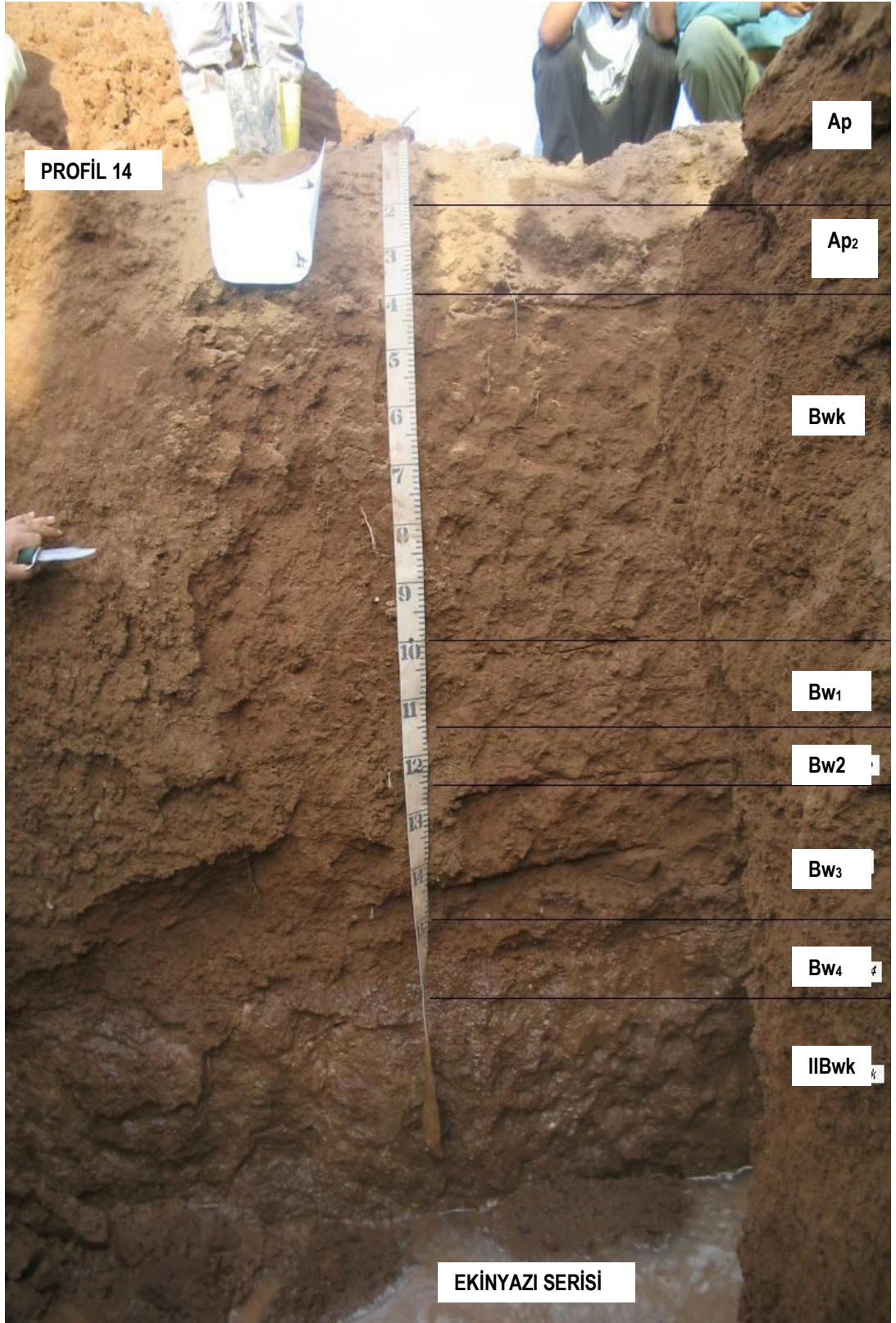
Şekil 11. Harran 2 Serisi profil görüntüsü
N: 36° 53' 034"
E: 38° 57' 567"



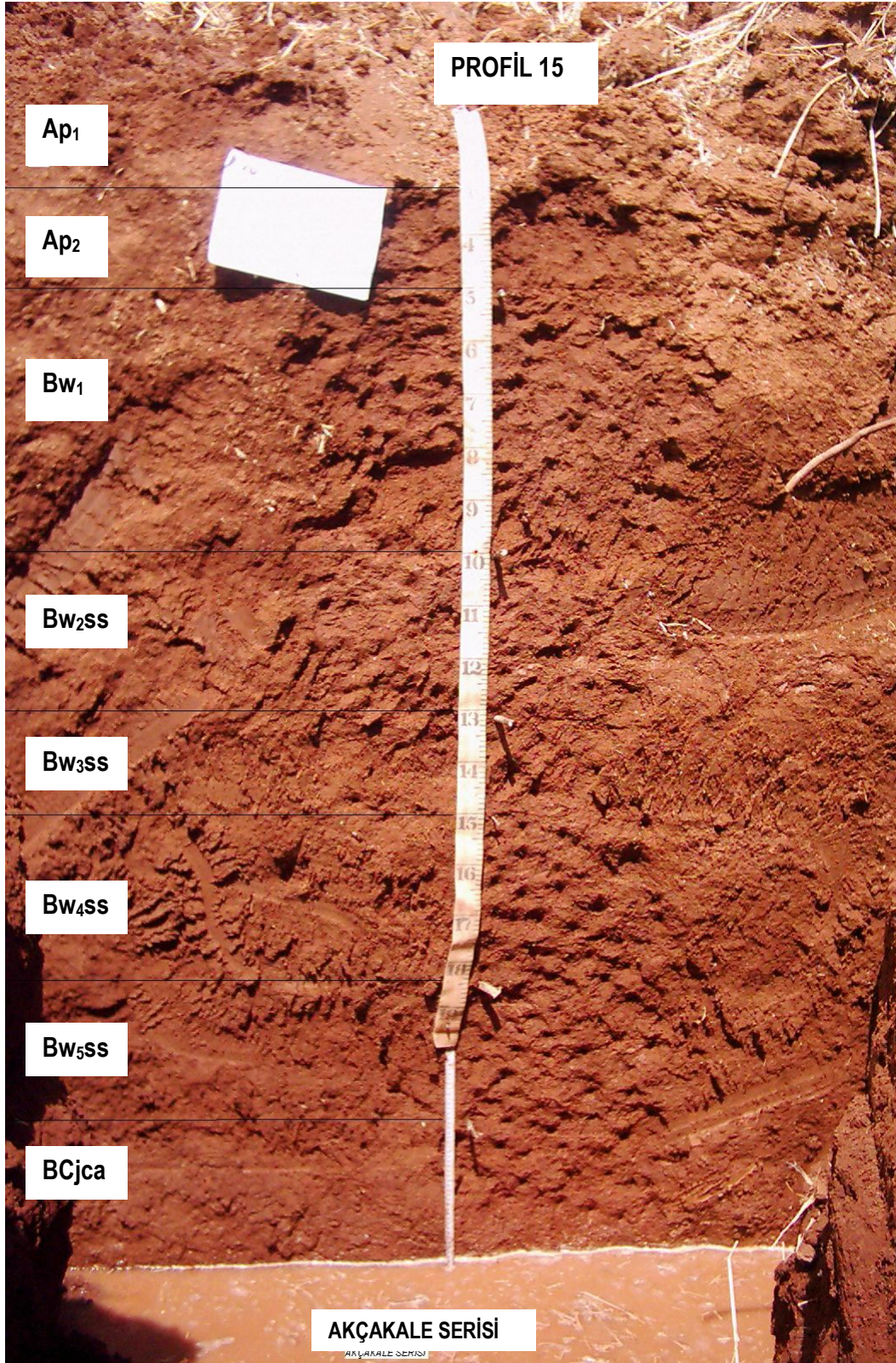
Şekil 12. Gürgele 2 Serisi profil görüntüsü
N: 36° 47' 136"
E: 39° 05' 258"



Şekil 13. Akören Serisi profil görüntüsü
N: 36° 46' 353"
E: 39° 04' 529"



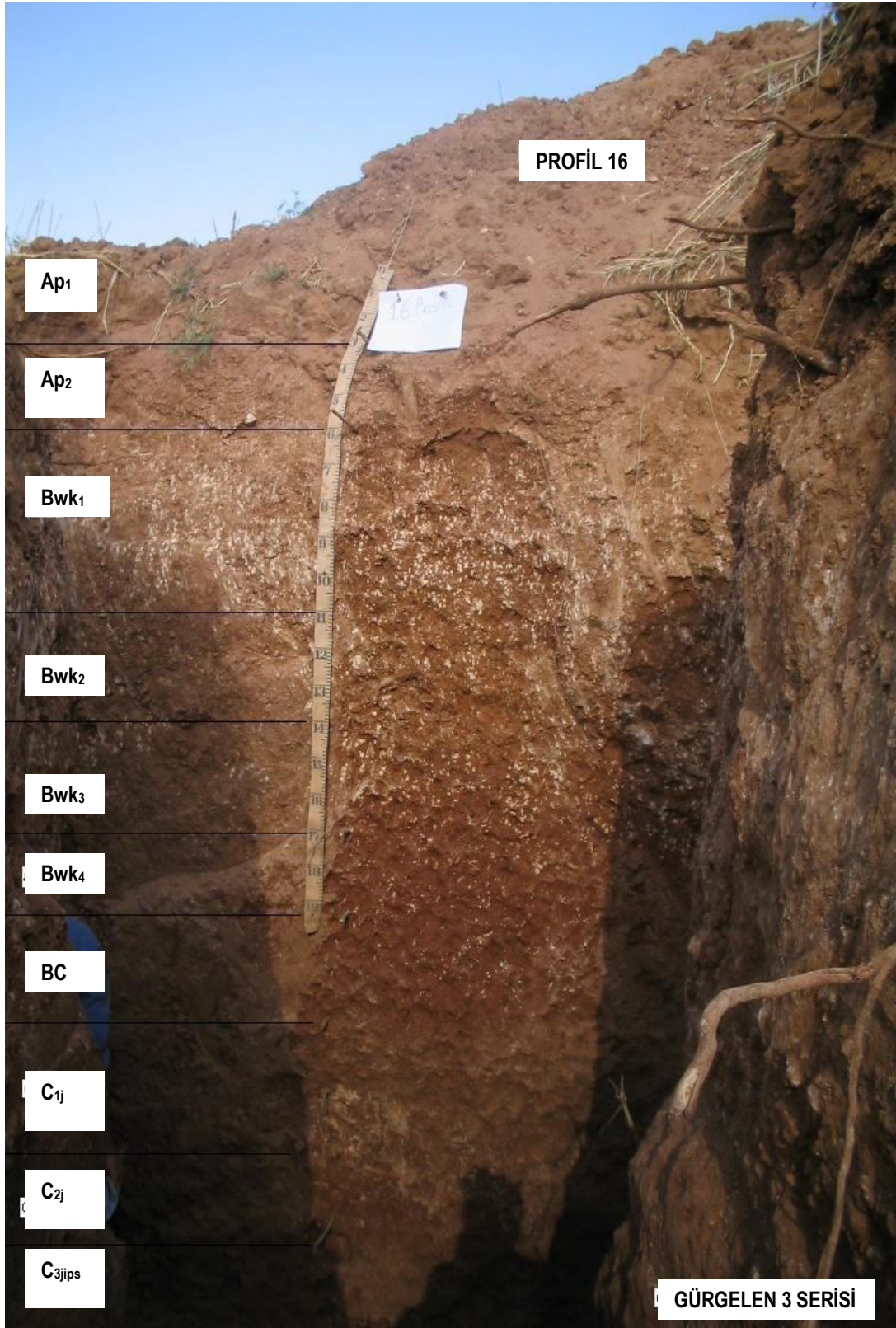
Şekil 14. Ekinyazı Serisi profil görüntüsü
N: 36° 43' 374"
E: 39° 06' 811"



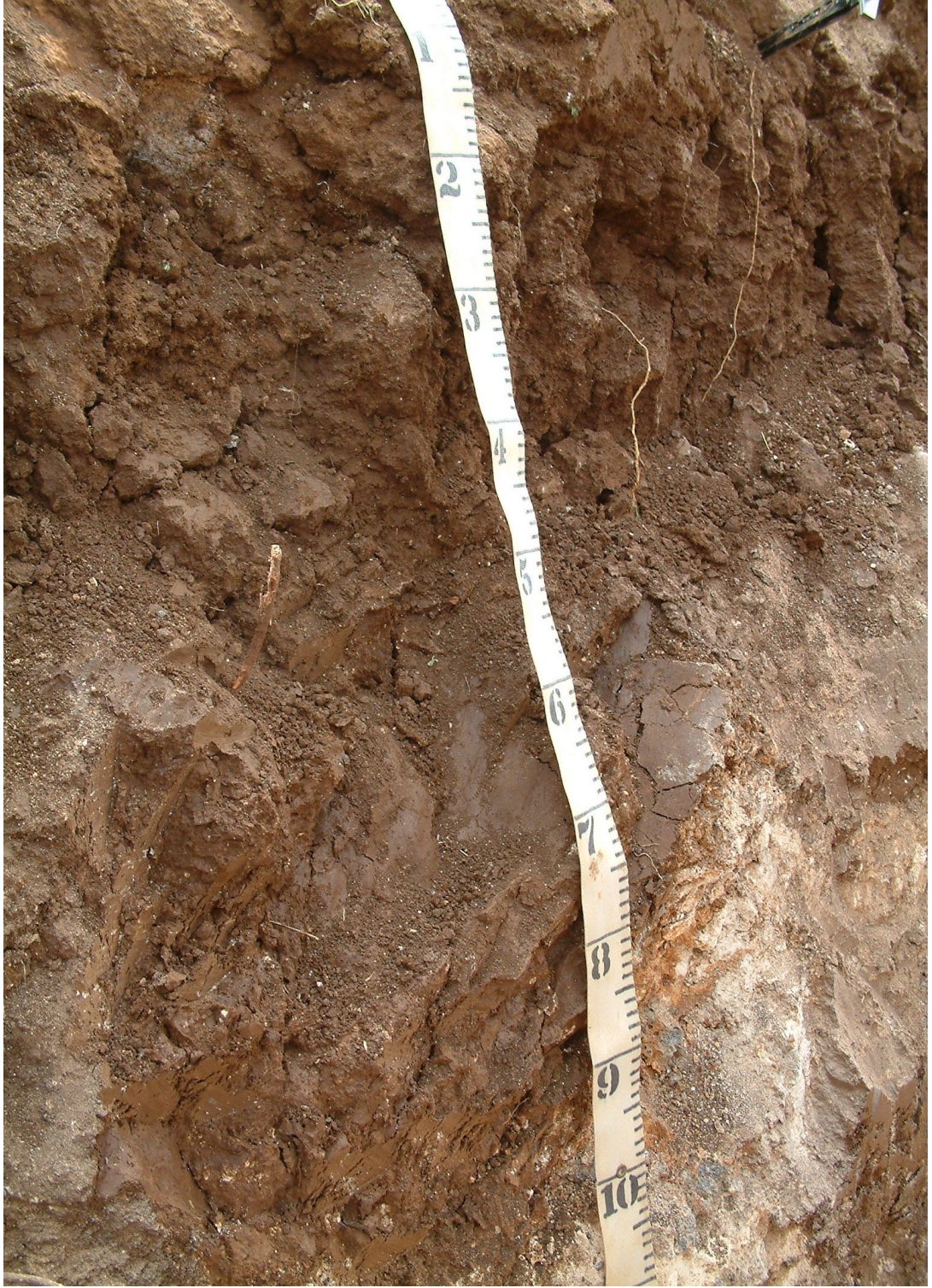
Şekil 15. Akçakale Serisi profil görüntüsü

N: 36° 45' 370"

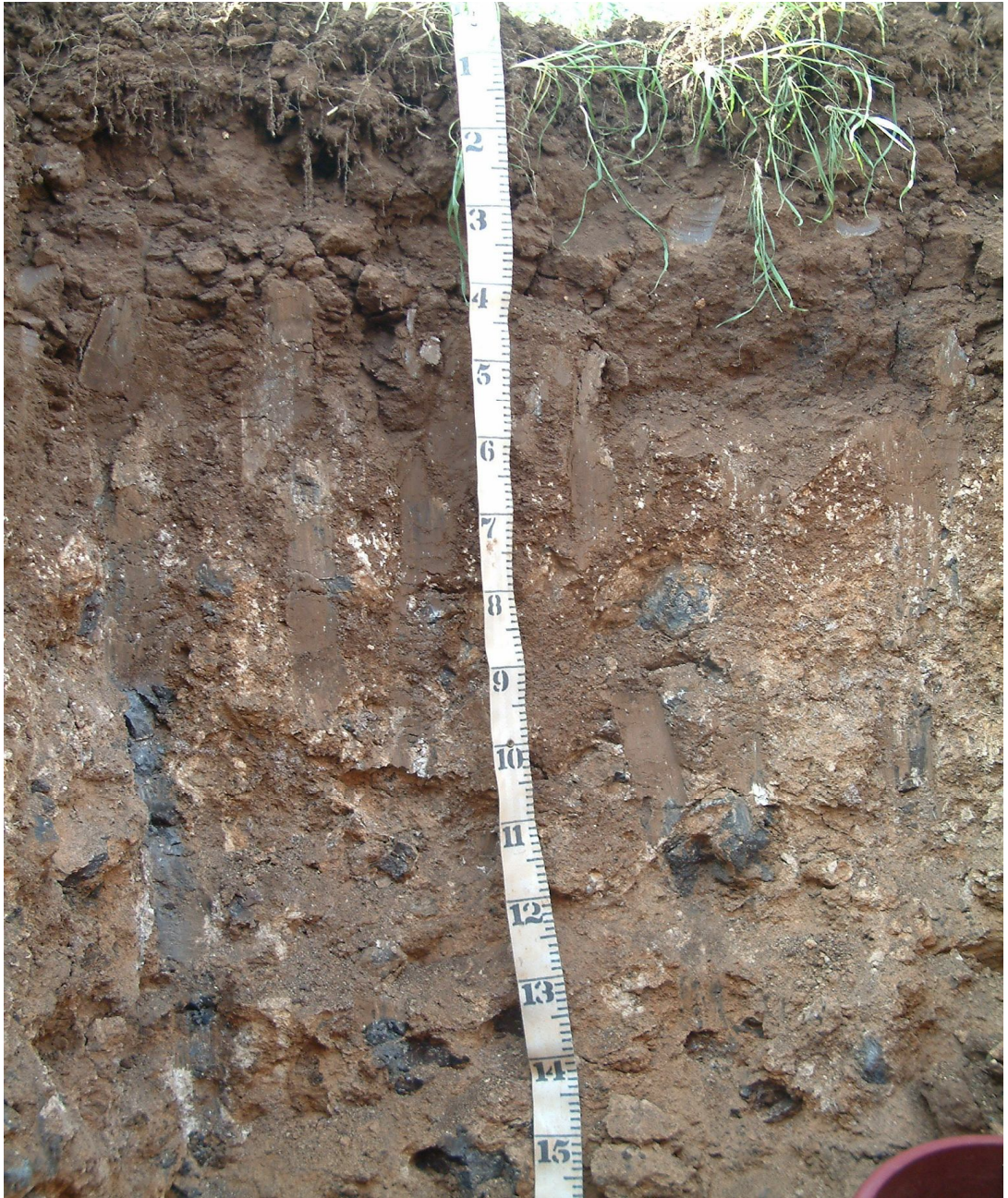
E: 39° 58' 538"



Şekil 16. Gürgele 3 Serisi profil görüntüsü
N: 36° 44' 370"
E: 38° 52' 343"



Şekil 17. Cizre Taşhöyük profili



Şekil 18. Derik II Profili



Şekil 19. Nusaybin profili



Şekil 20. Batman profili