



**TÜRKİYE BİLİMSEL VE
TEKNİK ARAŞTIRMA KURUMU**

**THE SCIENTIFIC AND TECHNICAL
RESEARCH COUNCIL OF TURKEY**

**KARACASU NEOJEN HAVZASI ÇÖKELLERİNİN
SEDİMANTOLOJİK, MİNERALOJİK VE
JEOKİMYASAL İNCELEMESİ:
PALEOCOĞRAFİK VE PALEOKLİMSEL
GELİŞİM İÇİN YAKLAŞIMLAR
(GB ANADOLU, TÜRKİYE)**

PROJE NO: 108Y097

**Çevre, Atmosfer, Yer ve Deniz Bilimleri
Araştırma Grubu**

Environment, Atmospheric, Earth and Marine Sciences
Research Grant Group

**KARACASU NEOJEN HAVZASI ÇÖKELLERİNİN
SEDİMANTOLOJİK, MİNERALOJİK VE
JEOKİMYASAL İNCELEMESİ:
PALEOCOĞRAFİK VE PALEOİKLİMSEL
GELİŞİM İÇİN YAKLAŞIMLAR
(GB ANADOLU, TÜRKİYE)**

PROJE NO: 108Y097

**YRD. DOÇ. DR. HÜLYA ALÇİÇEK
DR. SERDAR MAYDA**

**EYLÜL 2009
DENİZLİ**

Önsöz

Karacasu Neojen tortullarının stratigrafisi, sedimentolojisi, mineralojisi ve jeokimyasını konu eden bu çalışma Türkiye Bilimsel ve Teknik Araştırma Kurumu (TÜBİTAK) Hızlı Destek Programı kapsamında desteklenmiştir (ÇAYDAG 108Y097). Güneybatı Anadolu'da yeralan BKB-DGD doğrultulu Karacasu Neojen havzasında yüzeyleyen Üst Miyosen-Pleyistosen yaşlı graben dolgusu karasal tortulların çalışılması; 2008-bahar döneminde literatür incelemeleri ile başlamış, 2008-güz döneminde saha çalışmaları ile sürmüştür, 2008-güz ve 2009-bahar dönemlerinde laboratuvar ve büro çalışmaları ile tamamlanmıştır.

Karacasu havzası tortul dolgusu; Neojen devrinde güneybatı Anadolu'nun jeolojik gelişimine ilişkin bilgiler içerir. Bu çalışmada elde edilen bulgular bölgenin Neojen devri paleocoğrafyasının ve paleoikliminin anlaşılmasına önemli katkılar sağlamıştır. Çalışmanın başlatılması ve sürdürülmesi sırasında yönlendirici eleştiri ve önerileri ile destek olan Prof. Dr. Baki VAROL'a (Ankara Üniv.) teşekkür ederim. Doğrudan Karacasu Havzası'nı konu alan bir yüksek lisans çalışması gerçekleştiren Arş. Gör. Sanem AÇIKALIN (Eskişehir Osmangazi Üniversitesi) ile yapılan tartışmalar çalışmanın şekillenmesine önemli katkı getirmiştir. Dr. Gerçek SARAÇ (MTA, Ankara) memeli, Dr. Frank WESSELINGH (Hollanda Ulusal Doğa Tarihi Müzesi) mollusk toplulukları, Dr. Gonzalo JIMÉNEZ-MORENO (Granada Üniversitesi, İspanya) polen toplulukları ve Francesco GROSSI (Roma Tre Üniversitesi, İtalya) ostrakod topluluklarına dayalı paleocoğrafya yorumlarında önemli katkılar sağlamışlardır. Dr. Neşat KONAK (MTA, Ankara) ise bölgesel jeoloji konusundaki birikimlerini bizlerle paylaşarak proje çalışmalarına önemli destek vermiştir.

Yrd. Doç. Dr. Hülya ALÇİÇEK

Proje Yürütücüsü

İÇİNDEKİLER

ŞEKİLLER LİSTESİ.....	IV
TABLolar LİSTESİ.....	IX
ÖZET	X
ABSTRACT	XII
1. GİRİŞ	1
1.1. Çalışmanın amacı ve kapsamı	1
1.2. Materyal ve metod.....	3
1.2.1. Saha çalışmaları.....	3
1.2.2. Laboratuvar çalışmaları.....	3
1.3. Önceki çalışmalar	7
2. GENEL JEOLojİ.....	11
2.1. Stratigrafi.....	11
2.1.1. Temel birimler.....	12
2.1.1.1. Menderes Masifi	13
2.1.1.2. Likya Napları	13
2.1.2. Neojen yaşlı havza dolgusu birimleri.....	14
2.1.2.1. Damdere Formasyonu	14
2.1.2.2. Karacaören Formasyonu	17
2.1.2.3. Karacasu Formasyonu	22
2.1.3. Holosen birimleri.....	23
3. SEDİMANTOLOJİ.....	26
3.1. Giriş.....	26
3.2. Damdere Formasyonu`nu oluşturan fasiyeler.....	37
3.2.1. Matriks-destekli konglomera fasiyesi (Gma1)	38
3.2.2. Tane destekli konglomera (Gca1)	39
3.2.3. Masif (çakıllı) kumtaşı fasiyesi (Sma1)	41
3.2.4. Masif çamurtaşı fasiyesi (Fma1)	42
3.2.5. Laminallı silttaşı-çamurtaşı fasiyesi (Fla1)	43
3.2.6. Organik çamurtaşı fasiyesi (C)	44
3.3. Karacaören Formasyonu`nu oluşturan fasiyeler.....	46
3.3.1. Masif (çakıllı) kumtaşı fasiyesi (Sm)	48
3.3.2. Laminallı marn fasiyesi (F11)	49
3.3.3. Killi marn fasiyesi (F12)	50
3.3.4. Masif çamurtaşı fasiyesi (F13)	50
3.3.5. Killi kireçtaşı fasiyesi (Lm1)	51
3.3.6. Killi dolomit fasiyesi (Lm2)	54
3.3.7. Siyah şeyl fasiyesi (F14)	57
3.3.8. Gri laminallı marn fasiyesi (F15)	61
3.3.9. Biyoklastik kireçtaşı fasiyesi (Lm3)	62
3.3.10. Çörtlü marn (F16)	64
3.3.11. Çörtlü diatomit fasiyesi (F17)	65
3.3.12. Çörtlü kireçtaşı fasiyesi (Lm4)	66
3.4. Karacasu Formasyonu`nu oluşturan fasiyeler.....	69
3.4.1. Matriks-destekli konglomera fasiyesi (Gma2)	71
3.4.2. Tane destekli konglomera (Gca2)	72
3.4.3. Düzlemsel çapraz tabakallı konglomera (Gpa)	73
3.4.4. Masif (çakıllı) kumtaşı fasiyesi (Sma2)	75

3.4.5. Düzlemsel çapraz tabakalı kumtaşı (Spa)	76
3.4.6. Teknemsî çapraz tabakalı kumtaşı (Sta)	77
3.4.7. Laminall silttaşı-çamurtaşı (Fla2)	79
3.4.8. Masif çamurtaşı fasiyesi (Fma2)	79
3.5. Fasiyes toplulukları ve depolanma ortamları	82
3.5.1. Damdere Formasyonu`nu oluşturan fasiyes toplulukları	83
3.5.2. Karacaören Formasyonu`nu oluşturan fasiyes toplulukları	85
3.5.3. Karacasu Formasyonu`nu oluşturan fasiyes toplulukları	90
4. MAJOR, İZ ELEMENT VE DURAYLI İZOTOP JEOKİMYASI	93
4.1. Karacasu Neojen İstifinin Mineralojik Özellikleri	93
4.2. Karacasu Neojen İstifinin Ana (Major) Element Özellikleri	98
4.3. Karacasu Neojen İstifinin İz Element Özellikleri	105
4.4. Duraylı İzotop Çalışmaları	110
4.5. Karacasu Neojen istifinin Duraylı İzotop, Ana (major) ve İz Element Jeokimyası açısından değerlendirilmesi	114
4.5.1. Eski iklim ve su kimyası göstergeleri	115
4.5.2. Tuzluluk ve alkalinite göstergeleri	116
4.5.3. Kıvrıntılı malzeme gelimi göstergeleri	116
4.5.4. İndirgen koşul göstergeleri	116
4.5.5. Organik üretkenlik göstergeleri	117
5. TARTIŞMA	118
5.1. Karacasu Havzası`nın Paleocoğrafik Gelişimi ve Depolanma Tarihçesi	118
5.1.1. Havza Öncesi Durum	118
5.1.2. Havzanın Oluşumu ve Tortullaşması	119
5.2. Karacasu Havzası Gelişiminin Diğer Akdeniz Neojen Havzalarının Gelişimiyle Karşılaştırılması	135
6. SONUÇLAR	142
YARARLANILAN KAYNAKLAR	144

ŞEKİL LİSTESİ

Şekil 1.1A. Çalışma alanının yer bulduru haritası (Koçyiğit ve Özacar, 2003`den alınmıştır), B. Karacasu havzası ve diğer Batı Anadolu havzalarını gösteren jeolojik harita (Bozkurt 2001, 2003`ten değiştirilerek hazırlanmıştır)	2
Şekil 1.2. Karacasu Havzası`nda yapılan önceki çalışmalar ve Karacasu Havzası`nın Bozdoğan Havzası ile karşılaştırılması. Bozdoğan Havzası stratigrafisinde gösterilen memeli bulguları SICKENBERG vd. (1975) ve SARAÇ (2003)`e aittir. Kronostratigrafi birimleri GRADSTEIN vd. (2004)`dan alınmıştır.....	10
Şekil 2.1. Çalışma alanının jeoloji haritası (KONAK ve GÖKTAŞ`tan (baskıda) yararlanılarak hazırlanmıştır)	11
Şekil 2.2. Çalışma alanının stratigrafik kesiti (OKAY, 1989; SUN, 1990; SARAÇ, 2003; AÇIKALIN, 2005 esas alınmıştır). Açıklama için Bölüm 2.1.2`ye bakınız. Kronostratigrafi birimleri GRADSTEIN vd. (2004)`dan alınmıştır	12
Şekil 2.3. Damdere Formasyonu`nun alt seviyesini oluşturan matriks- ve tane-destekli konglomera ve masif çamurtaşı ar dalanması (Ataköy, havzanın kuzeydoğusu)	16
Şekil 2.4. Damdere Formasyonu`nun en üst seviyesini oluşturan kırmızımsı sarı masif kumtaşı, laminalı silttaşı-çamurtaşı ve organik çamurtaşı ar dalanması (Ataköy, havzanın kuzeydoğusu)	16
Şekil 2.5. Damdere Formasyonu`nun en üst seviyesini oluşturan laminalı silttaşı-çamurtaşı çökelleri içerisinde bulunan gastropodlar (Ataköy, havzanın kuzeydoğusu).	17
Şekil 2.6. Temel üzerine uyumsuz olarak gelen Damdere Formasyonu ile bu formasyon üzerine uyumlu olarak gelen Karacaören Formasyonu`nun arazi görünümü (Eskidamdere köyü, havzanın kuzeydoğusu)	17
Şekil 2.7. Temel üzerine uyumsuz olarak gelen Karacaören Formasyonu`nun alt seviyesini oluşturan Ataköy üyesi (Hacıhırdırlar köyü, havzanın kuzeydoğusu)	19
Şekil 2.8. Karacaören Formasyonu`nun alt kısmını oluşturan Ataköy üyesine ait killi kireçtaşı ve marn ar dalanması (Hacıhırdırlar köyü, havzanın kuzeydoğusu)	19
Şekil 2.9. Karacaören Formasyonu`nun orta kısmını oluşturan Dandalas üyesine ait siyah şeyl, killi kireçtaşı, marn ve çamurtaşı ar dalanması (Dandalas köyü, havzanın güneybatısı)	20
Şekil 2.10. Karacaören Formasyonu`nun orta seviyesini oluşturan laminalı marnların içerisinde bulunan <i>Planorbarius corneus</i> gastropod türü (Dandalas mahallesi, havzanın güneybatısı)	20
Şekil 2.11. Karacaören Formasyonu`nun üst kısmını oluşturan Dedeler üyesine ait killi kireçtaşı ve marn ar dalanması (Karacaören, havzanın kuzeydoğusu)	21
Şekil 2.12. Karacaören Formasyonu`nun üst kısmını oluşturan Dedeler üyesine ait çört yumruları içeren bej ve kahverengi diatomit ar dalanması (Karacaören, havzanın kuzeydoğusu)	21
Şekil 2.13. Karacaören Formasyonu`nun en üst kısmını oluşturan ve temel üzerine uyumsuzlukla gelen sarı çamurtaşı ve gri-yeşil marn ar dalanması (Dedeler köyü, havzanın kuzeydoğusu)	22
Şekil 2.14. Karacasu Formasyonu`nun alt kısmını oluşturan Alemler üyesine ait matriks-destekli konglomera ve çamurtaşı ar dalanması (Alemler köyü, havzanın GB`sı)	23
Şekil 2.15. Karacasu Formasyonu`nun alt-orta kısımlarını oluşturan Işıklar üyesine ait konglomera, kumtaşı ve çamurtaşı ar dalanması (Güzelbeyli köyü, havzanın	

ortası)	24
Şekil 2.16. Karacasu Formasyonu'nun üst kısmını oluşturan Çamarası üyesine ait kalıpli kırmızı çamurtaşları (Çamarası köyü, havzanın güneybatısı)	24
Şekil 2.17. Karacasu fayının dokanak oluşturduğu temel ve Karacasu Formasyonu (Alemler köyü, havzanın güneybatısı)	25
Şekil 2.18. Karacaören Formasyonu'nun üzerine uyumsuz olarak gelen Karacasu Formasyonu'nun arazi görünümü (Karacaören köyünün yaklaşık 5 km kuzeyi)	25
Şekil 3.1. Havza istifinden ölçülen stratigrafik kesitlerin litostratigrafik korelasyonu (kesit yerleri için Şekil 1.2'ye bakınız)	30
Şekil 3.2. Damdere Formasyonu'ndan ölçülen Işıklar ve Eskidamdere ölçülü stratigrafik kesitleri	31
Şekil 3.3. Damdere Formasyonu'ndan ölçülen Ataköy ölçülü stratigrafik kesiti	32
Şekil 3.4. Karacaören Formasyonu'ndan ölçülen Hacıhıdırlar ölçülü stratigrafik kesiti	33
Şekil 3.5. Karacaören Formasyonu'ndan ölçülen Dandalas ve Karacaören-1 ölçülü stratigrafik kesitleri	34
Şekil 3.6. Karacaören Formasyonu'ndan ölçülen Karacaören-2 ve Dedeler ölçülü stratigrafik kesitleri	35
Şekil 3.7. Karacaören Formasyonu'ndan ölçülen Alemler, Kızılyarbaşı ve Çamarası ölçülü stratigrafik kesitleri	36
Şekil 3.8. Damdere Formasyonu'na ait normal derecelenmeli matriks-destekli konglomera (Gm1) fasiyesi (Ataköy'ün (Damdere) 3 km kuzeydoğusu, havzanın kuzeydoğusu)	39
Şekil 3.9. Damdere Formasyonu'na ait tane-destekli konglomera (Gc1) fasiyesi (Ataköy'ün (Damdere) 2 km kuzeyi, havzanın kuzeydoğusu)	40
Şekil 3.10. Damdere Formasyonu'na ait masif (çakıllı) kumtaşı (Sma1) fasiyesi (Işıklar köyü, havzanın kuzeydoğusu)	41
Şekil 3.11. Damdere Formasyonu'na ait masif çamurtaşı fasiyesi (Fma) (Ataköy'ün (Damdere) 2 km kuzeyi, havzanın kuzeydoğusu)	43
Şekil 3.12. Damdere Formasyonu'nun Dedeler-1 üyesine ait laminalı silttaşı-çamurtaşı fasiyesi (Fla) ile organik çamurtaşı fasiyesi (C) ardalanması (Ataköy'ün (Damdere) 3 km kuzeyi, havzanın kuzeydoğusu)	44
Şekil 3.13. Karacaören Formasyonu'nun alt seviyesini oluşturan Ataköy üyesine ait masif (çakıllı) kumtaşı fasiyesi (Sm) (Hacıhıdırlar köyü, havzanın kuzeydoğusu)	48
Şekil 3.14. Karacaören Formasyonu'nun alt seviyesini oluşturan Ataköy üyesine ait laminalı marn fasiyesi (Fl1) (Hacıhıdırlar köyü, havzanın kuzeydoğusu)	49
Şekil 3.15. Karacaören Formasyonu'nun alt seviyesini oluşturan Ataköy üyesine ait killi marn fasiyesi (Fl2) (Hacıhıdırlar köyü, havzanın kuzeydoğusu)	50
Şekil 3.16. Karacaören Formasyonu'nun alt seviyesini oluşturan Ataköy üyesine ait masif çamurtaşı fasiyesi (Fl3) (Hacıhıdırlar köyü, havzanın kuzeydoğusu)	51
Şekil 3.17. Karacaören Formasyonu'nun alt seviyesini oluşturan Ataköy üyesine ait killi kireçtaşı fasiyesi (Lm1) (Hacıhıdırlar köyü, havzanın kuzeydoğusu)	52
Şekil 3.18. Karacaören Formasyonu'nun alt seviyesini oluşturan killi kireçtaşı fasiyesinin (Lm1) ince kesit fotoğrafları; (A) Mikritik killi kireçtaşları içerisindeki ostrakodlar (tek nikol); (B) Killi kireçtaşları içerisindeki su yosunları (Chara) ve spartile doldurulmuş ostrakod ve gastropodlar (tek nikol); (C) Düzlemsel çatlaklar içeren mikritik killi kireçtaşı (tek nikol); (D) İri taneli	

	sparikalsitlerden oluşan tanetaşı (çift nikol); (E) Mikritik killi kireçtaşları içerisinde gözlenen düzlemsel ve dairesel kuruma çatlakları (tek nikol); (F) Mikritik killi kireçtaşlarında görülen breşik doku (tek nikol) (Ölçek: 1 mm) ...	53
Şekil 3.19.	Karacaören Formasyonu'nun alt seviyesini oluşturan Ataköy üyesine ait killi dolomit fasiyesi (Lm2) (Hacılıdırlar köyü, havzanın kuzeydoğusu)	54
Şekil 3.20.	Karacaören Formasyonu'nun alt seviyesini oluşturan killi dolomit fasiyesinin (Lm2) ince kesit fotoğrafları; (A-C) Jipsli kireçtaşlarındaki mikritik matriks içinde görülen düzlemsel kuruma çatlakları ve birleşik jips kristalleri (tek ve çift nikol); (D) Jipsli kireçtaşlarında mikrit matriks içerisinde bulunan bireysel jips kristalleri ve su yosunları (Chara) (Ölçek: 1 mm)	55
Şekil 3.21.	Karacaören Formasyonu'nun alt seviyesini oluşturan killi dolomit fasiyesinin (Lm2) taramalı elektron mikroskobu fotoğrafları; (A-B) Özşekilli dolomit kristalleri arasında görülen lifsi illit kristalleri; (B) Bu illit kristallerinin yakından görünümü; (D-E) Özşekilli romboedrik dolomit kristalleri; (F) Bu dolomit kristallerinin yakından görünümü	56
Şekil 3.22.	Karacaören Formasyonu'nun orta seviyesini oluşturan Dandalas üyesine ait sarı renkli kükürt yumruları içeren siyah şeyl fasiyesi (F14) (Dandalas köyü, havzanın güneybatısı)	58
Şekil 3.23.	Karacaören Formasyonu'nun orta seviyesini oluşturan siyah şeyl fasiyesinin (F14) taramalı elektron mikroskobu fotoğrafları; (A-B) Kükürt kristalleri; (C) Özşekilli jips kristalleri; (D-E) Diyatomlar; (F) Alg oluşumları.....	59
Şekil 3.24.	İnceleme örneklerin kerojen tipleri (Espitalie vd., 1977).	60
Şekil 3.25.	İnceleme örneklerinin köken zenginliği (HI-TOC) diyagramı (Jackson vd., 1985).	60
Şekil 3.26.	İnceleme örneklerinin Tmax-HI diyagramı (Mukhopadhyay vd. 1995)	61
Şekil 3.27.	Karacaören Formasyonu'nun orta seviyesini oluşturan Dandalas üyesine ait gri laminalı marn fasiyesi (F15) (Dandalas köyü, havzanın güneybatısı)	62
Şekil 3.28.	Karacaören Formasyonu'nun orta seviyesini oluşturan Dandalas üyesine ait biyoklastik kireçtaşı fasiyesi (Lm3) (Dandalas köyü, havzanın güneybatısı)	63
Şekil 3.29.	Karacaören Formasyonu'nun orta seviyesini oluşturan ve istiftaşı olarak tanımlanan biyoklastik kireçtaşı fasiyesinin (Lm3) ince kesit fotoğrafları; (A) Mikritik kireçtaşları içerisinde bol miktarda bulunan ostrakodlar (tek nikol); (B) Kireçtaşları içerisinde sparitle doldurulmuş ostrakodlar (tek nikol); (C-D) Mikritik matriks içerisinde yığın halinde bulunan ostrakod kavkıları (tek ve çift nikol)	63
Şekil 3.30.	Karacaören Formasyonu'nun üst seviyesini oluşturan Dedeler-2 üyesine ait çörtlü marn fasiyesi (F16) (Karacaören köyünün 2 km güneybatısı, havzanın kuzeydoğusu)	64
Şekil 3.31.	Karacaören Formasyonu'nun üst seviyesini oluşturan Dedeler-2 üyesine ait bej ve kahverenkli çörtlü diyatomit fasiyesi (F17) (Dedeler köyünün 1 km kuzeyi, havzanın kuzeydoğusu)	65
Şekil 3.32.	Karacaören Formasyonu'nun üst seviyesini oluşturan Dedeler-2 üyesine ait çörtlü kireçtaşı fasiyesi (Lm4) (Karacaören köyünün 2 km güneybatısı, havzanın KD'su)	67
Şekil 3.33.	Karacaören Formasyonu'nun üst seviyesini oluşturan çörtlü kireçtaşlarının ince kesit fotoğrafları; (A) Çamurtaşı dokusu (tek nikol); (B) Breşik dokuya sahip çörtler (tek nikol); (C-D) İnce taneli dokuya sahip çörtler (tek nikol)	67
Şekil 3.34.	Karacaören Formasyonu'nun üst seviyesini oluşturan çörtlü kireçtaşlarındaki	

dolomit kristalleri (A-B), illit oluşumları (C) ve bu kireçtaşlarının içerdiği yumrulu çörtllerdeki böbreğimsi yapıya sahip silis küreciklerinin taramalı elektron mikroskobu görüntüleri.	68
Şekil 3.35. Karacasu Formasyonu'nun alt-orta seviyesini oluşturan Alemler üyesine ait kırmızı renkli matriks-destekli konglomera fasiyesi (Gma2) (Kızılyarbaşı köyü civarı, havzanın güneybatısı)	72
Şekil 3.36. Karacasu Formasyonu'nun alt-orta seviyesini oluşturan Alemler üyesine ait tane-destekli konglomera fasiyesi (Gca2) (Alemler köyü civarı, havzanın güneybatısı)	73
Şekil 3.37. Karacasu Formasyonu'nun alt-orta seviyesini oluşturan Alemler üyesine ait kırmızı renkli masif (çakıllı) kumtaşı (Sma2), düzlemsel çapraz tabakalı ve tane-destekli konglomera (Gpa ve Gca2) ardalanması (Karacasu ilçesi civarı, havzanın güneybatısı)	74
Şekil 3.38. Karacasu Formasyonu'nun alt-orta seviyesini oluşturan Alemler üyesine ait kırmızı renkli masif (çakıllı) kumtaşı (Sma2) ardalanması (Kızılyarbaşı köyü civarı, havzanın güneybatısı)	75
Şekil 3.39. Karacasu Formasyonu'nun üst seviyesini oluşturan Çamarası üyesine ait düzlemsel ve teknemsi çapraz tabakalı kumtaşı (Spa ve Sta), masif (çakıllı) kumtaşı (Sma2), laminalı silttaşı-çamurtaşı (Fla2) ve kalış içeren masif çamurtaşı (Fma2) ardalanması (Güzelbeyli köyü, havzanın güneybatısı)	77
Şekil 3.40. Karacasu Formasyonu'nun üst seviyesini oluşturan Çamarası üyesine ait düzlemsel ve teknemsi çapraz tabakalı kumtaşı (Spa ve Sta) ve laminalı silttaşı-çamurtaşı (Fla2) ardalanması (Güzelbeyli köyü, havzanın güneybatısı)	78
Şekil 3.41. Karacasu Formasyonu'nun üst seviyesini oluşturan Çamarası üyesine ait kırmızı renkli çakıl içeren masif çamurtaşı fasiyesi (Fma2) (Kızılyarbaşı köyü civarı, havzanın güneybatısı)	80
Şekil 3.42. Karacasu Formasyonu'nun üst seviyesini oluşturan Çamarası üyesine ait kırmızı renkli kalış yumruları içeren masif çamurtaşı fasiyesi (Fma2) (Çamarası köyünün yaklaşık 3 km, havzanın güneybatısı)	81
Şekil 3.43. Damdere Formasyonu'nun alt-orta seviyelerini oluşturan ve yakınsak-ortaç alüvyon yelpazesi fasiyes topluluğunu (FT1: Işıklar üyesi) temsil eden matriks- ve tane-destekli konglomera, masif kumtaşı ve çamurtaşı ardalanması (Ataköy, havzanın kuzeydoğusu)	83
Şekil 3.44. Damdere Formasyonu'nun üst seviyelerini oluşturan ve iraksak alüvyon yelpazesi fasiyes topluluğunu (FT2: Dedeler-1 üyesi) temsil eden masif kumtaşı, laminalı silttaşı-çamurtaşı ve organik çamurtaşı ardalanması (Ataköy, havzanın kuzeydoğusu)	84
Şekil 3.45. Damdere Formasyonu'nun üst seviyelerini oluşturan ve iraksak alüvyon yelpazesi fasiyes topluluğunu (FT2: Dedeler-1 üyesi) temsil eden kalış yumruları içeren kırmızı renkli masif çamurtaşı çökelleri (Dedeler köyü, havzanın kuzeydoğusu)	85
Şekil 3.46. Karacaören Formasyonu'nun alt kısmını oluşturan ve sığ göl fasiyes topluluğunu (FT3: Ataköy üyesi) temsil eden killi kireçtaşı ve marn ardalanması (Hacıhıdırlar köyü, havzanın kuzeydoğusu)	86
Şekil 3.47. Karacaören Formasyonu'nun orta kısmını oluşturan ve derin göl fasiyes topluluğunu (FT4: Dandalas üyesi) temsil eden siyah şeyl, killi kireçtaşı, marn ve çamurtaşı ardalanması ve bunun üzerine uyumsuz olarak gelen Karacasu Formasyonu'nun alt seviyesini oluşturan konglomera ve kumtaşı	

	ardalanmasından oluşan yakınsak-ortaç alüvyon yelpazesi fasiyes topluluğu (FT6: Alemler üyesi) (Dandalas köyü, havzanın güneybatısı)	87
Şekil 3.48.	Karacaören Formasyonu'nun üst kısmını oluşturan ve göl kenarı fasiyes topluluğunu (FT5: Dedeler-2 üyesi) temsil eden çörtlü killi kireçtaşı ve marn ardalanması (Karacaören, havzanın kuzeydoğusu)	88
Şekil 3.49.	Karacaören Formasyonu'nun üst kısmını oluşturan ve göl kenarı fasiyes topluluğunu (FT5: Dedeler-2 üyesi) temsil eden çört yumruları içeren bej ve kahverengi diyatomit ardalanması (Karacaören, havzanın kuzeydoğusu)	89
Şekil 3.50.	Karacasu Formasyonu'nun alt kısmını oluşturan ve yakınsak-ortaç alüvyon yelpazesi fasiyes topluluğunu (FT6: Alemler üyesi) temsil eden matriks-destekli konglomera ve çamurtaşı ardalanması (Alemler köyü, havzanın güneybatısı)	91
Şekil 3.51.	Karacasu Formasyonu'nun alt-orta kısımlarını oluşturan ve yakınsak-ortaç alüvyon yelpazesi fasiyes topluluğunu (FT6: Alemler üyesi) temsil eden konglomera, kumtaşı ve çamurtaşı ardalanması (Güzelbeyli köyü, havzanın ortası)	92
Şekil 3.52.	Karacasu Formasyonu'nun üst kısmını oluşturan ve ıraksak alüvyon yelpazesi fasiyes topluluğunu (FT7: Çamarası üyesi) temsil eden kalışli kırmızı çamurtaşları (Çamarası köyü, havzanın güneybatısı)	92
Şekil 4.1.	Karacasu havzası istifindeki karbonat fasiyeslerinin $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^{13}\text{C}$ diyagramı.....	111
Şekil 4.2.	Sedimanter istiflerin kimyasal bileşimleri üzerinde oluşan muhtemel yörüngesel kontroller (Milankovitch döngüsü) (Rachold and Brumsack 2001)	114
Şekil 5.1.	Havzanın Geç Miyosen'de açılması, Üst Miyosen yaşlı Damdere Formasyonu'nun Işıklar ve Dedeler-1 üyesine ait alüvyon yelpazesi çökellerinin depolanması.....	122
Şekil 5.2.	Alt Pliyosen yaşlı Karacaören Formasyonu'nun Ataköy üyesine ait sığ göl çökellerinin depolanması.....	124
Şekil 5.3.	Üst Pliyosen yaşlı Karacaören Formasyonu'nun Dandalas ve Dedeler-2 üyelerine ait derin göl ve göl kenarı çökellerinin depolanması	127
Şekil 5.4.	Kuvaterner'de yeni fayların oluşumu, Karacasu Formasyonu'nun ve güncel alüvyon yelpazesi, yamaç molozu ve akarsu çökellerinin depolanması	132
Şekil 5.5.	Karacasu Neojen istifindeki fasiyesler, fasiyes toplulukları, depolanma ortamı, göreceli göl seviyesi ve iklim değişimleri.....	134
Şekil 5.6.	Karacasu havzası ve diğer Batı Anadolu genişlemeli havzaların stratigrafik olarak karşılaştırılması	140

TABLO LİSTESİ

Tablo 3.1. Ölçülü stratigrafik kesitlerin adları, numaraları, koordinatları ve kalınlıkları.....	28
Tablo 3.2. Karacasu Havzası tortul dolgusunda ayırtlanan fasiyesler, fasiyes toplulukları ve depolanma ortamları	29
Tablo 3.3. Damdere Formasyonu`nu oluşturan fasiyeslerin tanım ve yorumları	37
Tablo 3.4. Karacaören Formasyonu`nu oluşturan fasiyeslerin tanım ve yorumları	46
Tablo 3.5. Karacasu Formasyonu`nu oluşturan fasiyeslerin tanım ve yorumları.....	69
Tablo 4.1. Damdere Formasyonu Dedeler-1 üyesinin mineralojik bileşimi.....	93
Tablo 4.2. Karacaören Formasyonu Ataköy üyesinin mineralojik bileşimi.....	94
Tablo 4.3. Karacaören Formasyonu Dandalas üyesinin mineralojik bileşimi.....	95
Tablo 4.4. Karacaören Formasyonu Dedeler-2 üyesinin mineralojik bileşimi.....	96
Tablo 4.5. Karacasu Formasyonu Çamarası üyesinin mineralojik bileşimi	97
Tablo 4.6. Damdere Formasyonu Dedeler-1 üyesinin ana (major) element istatistiksel parametreleri.....	100
Tablo 4.7. Karacaören Formasyonu Ataköy üyesinin ana (major) element değerleri	101
Tablo 4.8. Karacaören Formasyonu Dandalas üyesinin ana (major) element değerleri	102
Tablo 4.9. Karacaören Formasyonu Dedeler-2 üyesinin ana (major) element değerleri.	103
Tablo 4.10. Karacasu Formasyonu Çamarası üyesinin ana (major) element değerleri ...	104
Tablo 4.11. Damdere Formasyonu Dedeler-1 üyesinin iz element değerleri	106
Tablo 4.12. Karacaören Formasyonu Ataköy üyesinin iz element değerleri.....	107
Tablo 4.13. Karacaören Formasyonu Dandalas üyesinin iz element değerleri	108
Tablo 4.14. Karacaören Formasyonu Dedeler-2 üyesinin iz element değerleri	108
Tablo 4.15. Karacasu Formasyonu Çamarası üyesinin iz element değerleri.....	109
Tablo 4.16. Damdere Formasyonu`nun Dedeler-1 üyesine ait karbonatların oksijen-18 ve karbon-13 izotop değerleri.....	112
Tablo 4.17. Karacaören Formasyonu`nun alttan üste doğru Ataköy, Dandalas ve Dedeler-2 üyelerine ait karbonatların oksijen-18 ve karbon-13 izotop değerleri.....	112
Tablo 4.18. Karacasu Formasyonu`nun Çamarası üyesine ait karbonatların oksijen-18 ve karbon-13 izotop değerleri.....	113
Tablo 5.1. Karacasu Neojen istifinde fasiyes topluluklarına göre paleoiklim-su kimyası ve tuzluluk-alkalinite gösterge değerlerinin dağılımı	133
Tablo 5.2. Karacasu Neojen istifinde fasiyes topluluklarına göre kırıntılı malzeme gelimi, redoks koşulları ve organik üretkenlik gösterge değerlerinin dağılımı	133

Özet

Karacasu Havzası başlıca kırıntılı, karbonat ve evaporit depolanmaları ile temsil edilen, Batı Anadolu genişlemeli karasal Neojen havzalarından biridir. Havzanın temeli Menderes Masifi'ne ait metamorfik birimler ve bunları tektonik olarak üzeleyen Likya Napları'na ait birimlerden oluşur. Üst Miyosen-Pleyistosen yaşlı havza dolgusu ölçülü sedimantolojik kesitler boyunca ayrıntılı fasiyes analizleri ve oluşturulan fasiyes toplulukları, havzadaki depolanma rejiminin, paleocoğrafik ve paleoklimsel gelişimin yorumuna olanak vermiştir. Havza dolgusu istifinden elde edilen mineralojik, jeokimyasal ve izotopik veriler; sedimantolojik ve paleontolojik verilerle uyumludur. Tüm bu veriler; Neojen süresince Karacasu Havzası'nın yer aldığı bölgenin iklimsel değişimlerini yansıtmakla beraber, paleohidrolojik ve paleolimnolojik değişimlerin havza çökel sistemlerine yansıyan etkilerine yaklaşımda bulunmaya olanak sağlamıştır.

Havzanın ilk ürünleri, Üst Miyosen yaşlı Damdere Formasyonu'nun yakınsak-ortaç ve ıraksak alüvyon yelpazesi ortamını simgeleyen tortullarıdır. Göreceli yarıkurak iklim koşullarında depolanan bu alüvyon yelpazeleri, güneybatıda normal faylarla sınırlı bir yarı-grabenin kenarından kuzey-kuzeydoğuya doğru ilerlemişlerdir. Erken Pliyosen'de daha yarıkurak koşullara ve bunu takiben kurak koşullara değişen iklimsel dönemlerle birlikte Damdere Formasyonu üzerine uyumlu olarak Karacaören Formasyonu'nun sığ göl, derin göl ve göl kenarı çökelleri depolanmıştır. Havza dolgusu, Geç Pliyosen'in sonunda, BKB-DGD doğrultulu normal faylarla parçalanmıştır. Pliyo-Pleyistosen'de az-çok bugünkü morfolojisini kazanan havzanın eski nehir yataklarında konglomera, kumtaşı ve çamurtaşı ar dalanmasından oluşan, günümüzde havza kenarlarında yükselmiş halde bulunan ve göreceli tekrar yarıkurak bir iklimsel dönemi simgeleyen Karacasu Formasyonu'nun yakınsak-ortaç ve ıraksak alüvyon yelpazesi çökelleri depolanmıştır. Günümüzde, çalışma konusu edilen havza dolgusu, Pliyosen sonrası tektonik aktivitelerle yükselerek, güncel çöküntü alanının kuzey ve güney kenarlarında yüzeylemekte ve alçak alanlarda ise Dandalas nehrinin tortulları, havza tabanını kısmen doldurmaktadır.

Karacasu Neojen istifindeki karbonatlı kayaçların sedimantolojik, paleontolojik ve jeokimyasal veriler ışığında, ortam, iklim, tektonik, hidroloji ve kaynak alan gibi parametrelerin birlikte değerlendirilmesiyle havzanın depolanma tarihçesi ayrıntılı olarak açıklanmıştır. Al_2O_3/K_2O , Na_2O/Al_2O_3 , Na_2O/TiO_2 , Na_2O/K_2O , $[MgO/(MgO+CaO)]$ ile $\delta^{18}O$ duraylı izotop verileri kullanılarak havzanın eski iklim ve göl seviyesi değişimleri; Mg/Ca ve Sr/Ca elementer oranları ile göl suyunun tuzluluğu ve alkalitesi; SiO_2/Al_2O_3 , SiO_2/Al_2O_3 ,

CaO/Al₂O₃ ve Sr/Ba oranları ile havzaya gelen kırıntılı malzeme miktarı ve bileşimi; Mn konsantrasyonu ve Co/Al, Ni/Al, V/Al, Zn/Al elementer oranları ile depolanma ortamının indirgen koşulları; ve $\delta^{13}\text{C}$ duraylı izotop verileri ve Ba/Al ve P/Al elementer oranları ile depolanma ortamındaki organik üretkenlik hakkında bilgiler sağlanarak havzanın gelişimi ayrıntılı olarak ortaya çıkarılmıştır. Özellikle Damdere, Karacaören ve Karacasu formasyonlarına ait karbonatların oksijen-18 izotop ve jeokimyasal analizleri tatlı su ortamlarının yağışlı iklim koşullarını, tuzlu su ortamlarının ise kurak iklim periyotlarını işaret ettiğini göstermiştir. Buna göre, Karacasu Havzası'ndaki Neojen sedimantasyonu, havzanın güney kenarında aktif olan BKB-DGD doğrultulu ana normal faylar ile birlikte iklimsel değişimlerin kontrolü altında gerçekleşen göl seviyesi değişimlerinin etkisi altında depolanmıştır.

Anahtar kelimeler: Karacasu Havzası, GB Türkiye, Neojen, paleohidroloji, paleoiklim, duraylı izotoplar, alüvyon yelpazeleri, akarsu, göl.

Abstract

The Karacasu Basin, one of the Neogene basins of the southwestern Turkey, represents clastic, carbonate and evaporitic sedimentation in a long-lived continental graben. The Early Miocene to Pleistocene basin-fill succession exposed on the flank of the present full-graben due to post-Pliocene tectonic activity. The detailed facies analysis enables to subdivide the entire Neogene basin-fill into distinct formations representing palaeogeographic changes and sedimentation pattern throughout the basin evolution. Sedimentation commenced in the Late Miocene with the deposition of proximal-medial and distal alluvial-fan facies (Damdere Formation). At this stage, alluvial fans sourced from elevated areas to the south prograded towards the basin centre. The Early Pliocene time saw the establishment of shallow lake, deep lake environments followed by the development of a marginal lake shallow lake (Karacaören Formation). In the Early Quaternary, the Karacasu Basin was transformed into a graben by the activation of ESE-trending normal faults. Alluvial fans were active at the basin margins, whereas a meandering river system occupied the basin central part.

The aim of the present study is to reconstruct the depositional history of the Karacasu Basin, using sedimentological, palaeontological and geochemical data combined with parameters of palaeoenvironment, palaeoclimate, tectonic, hydrology and source area. Development of the Karacasu Basin were explained in detail on the base of palaeoclimatic and lake level fluctuations of the basin are used to reveal $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$, $\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{Na}_2\text{O}/\text{TiO}_2$, $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$, $[\text{MgO}/(\text{MgO}+\text{CaO})]$ ratios and $\delta^{18}\text{O}$ stable isotope data; the lake salinity and alkalinity are used to reveal Mg/Ca , Sr/Ca and Rb/K ratios; detrital input and composition are used to reveal $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{Zr}/\text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ and Sr/Ba ; palaeoredox conditions of the basin are used to reveal Mn concentrations and Co/Al , Ni/Al , V/Al , Zn/Al ratios; and organic productivity are used to reveal $\delta^{13}\text{C}$ stable isotope data, and Ba/Al and P/Al ratios. Oxygen-18 isotope and geochemical data from carbonates in the Damdere, Karacaören and Karacasu formations show an alternation of humid climatic periods, when freshwater settings predominated, and arid periods, when the basin hosted saline lakes. The Neogene sedimentation was controlled by an active, ESE-trending major normal fault along the basin southern margin and by climatically induced lake-level changes. The unconformable base of the overlying Quaternary deposits reflects the basin's transformation from a half-graben into a graben system.

Keywords: Karacasu Basin, SW Turkey, Neogene, palaeohydrology, palaeoclimate, stable isotopes, alluvial fans, fluvial, lacustrine.

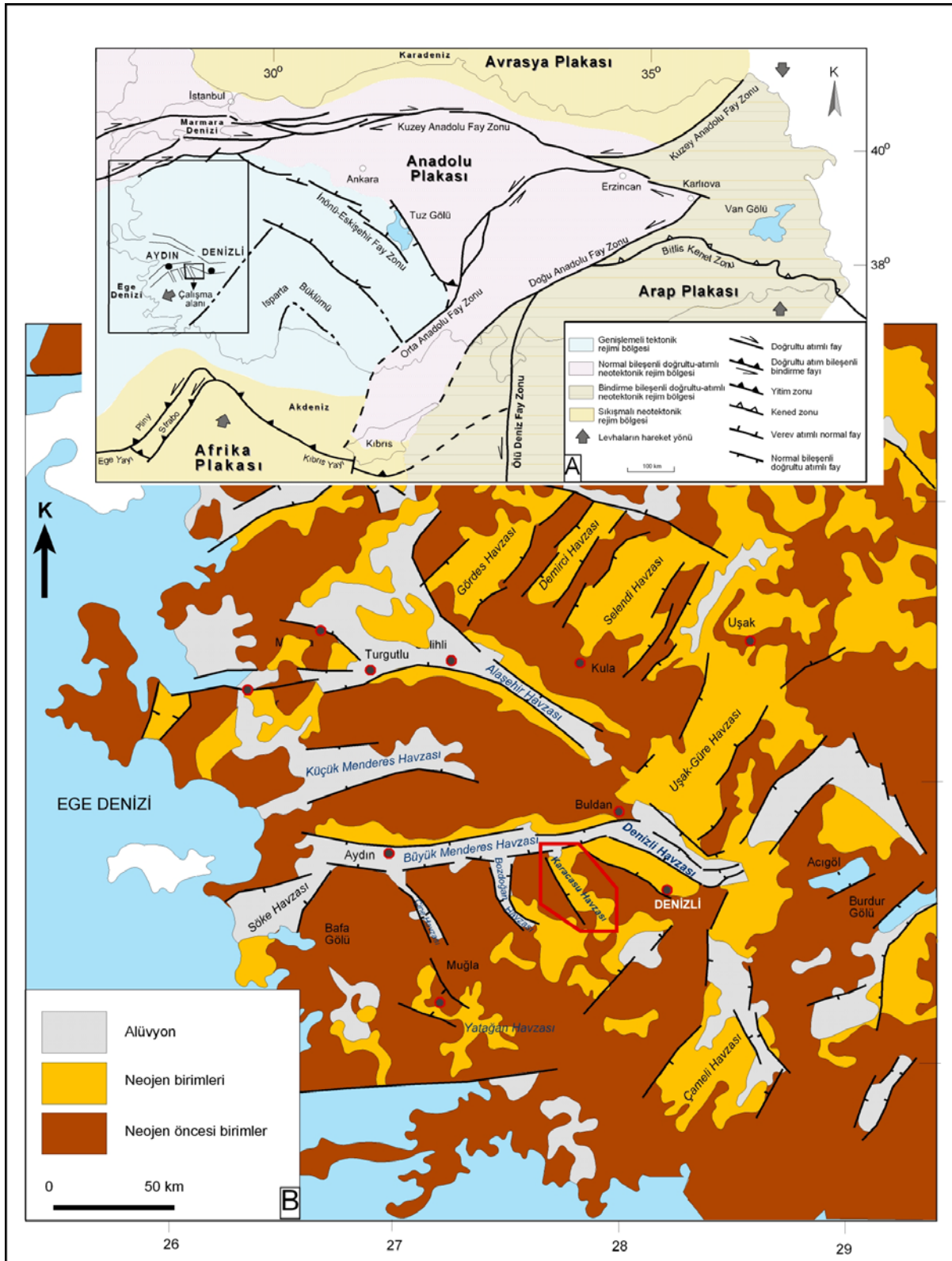
1. GİRİŞ

1.1. Çalışmanın Amacı ve Kapsamı

Batı Anadolu, Miyosen dönemi ile birlikte, yaklaşık K-G yönlü genişleme etkisinde kalmış, dünyanın en aktif genişlemeli bölgelerinden birisidir (DEWEY ve ŞENGÖR, 1979; ŞENGÖR, 1987; YILMAZ vd., 2000; BOZKURT, 2001). Bölgede; genişlemeli rejim ile oluşan ve normal faylarla kontrol edilen çok sayıda KB-GD gidişli (Karacasu, Bozdoğan, Denizli, Çine ve Yatağan) ve yaklaşık D-B gidişli (Gediz (Alaşehir), Büyük Menderes ve Küçük Menderes), KD-GB gidişli Çameli, Uşak-Güre, Gördes, Demirci ve Selendi) graben havzaları bulunmaktadır (Şekil 1.1). Çalışma konusu edilen Karacasu Neojen Havzası, Batı Anadolu'da yer alan; 30 km uzunluğa ve 20 km genişliğe sahip BKB-DGD uzanımlı bir yapıya sahiptir (Şekil 1.1). Havza; Aydın ili sınırları içinde kalır ve Türkiye 1/100.000 ölçekli Denizli M21-a topoğrafik paftasında yer alır. Havzanın temelini; Prekambriyen-Paleozoyik yaşlı Menderes Masifi metamorfikleri ve Mesozoyik yaşlı Likya Napları'na ait birimler oluşturur. Bu temel kayalar üzerine uyumsuzlukla yerleşen ve geniş bir alanda yüzeyleyen Üst Miyosen-Pleyistosen yaşlı havza dolgusu çökelleri gelir.

Bu çalışmada; erken Geç Miyosen'de bir yarı graben şeklinde açılan Karacasu Havzası dolgusunun depolanma özellikleri ve eski iklim koşulları ayrıntılı sedimantolojik, mineralojik ve jeokimyasal yöntemler kullanılarak ele alınmıştır. Bunun yanı sıra, söz konusu çökellerin depolandığı havzanın zaman içindeki gelişimi ile birlikte depolanmayı etkileyen iklimsel koşullar paleontolojik ve palinolojik bulgularla desteklenmiştir. Havza dolgusu birimlerinin bu şekilde farklı yöntemlerle incelenmesi, Batı Anadolu'daki bölgesel tektonik gelişim, paleocoğrafik evrim ve paleoklimatoloji ilişkileri ile birlikte havza gelişiminin ortaya çıkarılmasına olanak vermektedir. Havza çökellerini oluşturan her birimin stratigrafisi, önceden yapılmış çalışmaların göz önünde bulundurulmasıyla birlikte (bölgede bulunan veya önceden bilinen başlıca ostrakod, gastropod, polen ve memeli toplulukları) yeniden ele alınarak değerlendirilmiştir. Elde edilen verilerle, Neojen birimlerinin stratigrafik konumlarının desteklenmesinin yanında, duraylı izotoplar, havza çökel sistemlerinin su kimyası (acısü, tatlısü vb.) değişimlerinin ortaya çıkarılmasında önemli katkılar sağlamıştır. Böylece, Batı Anadolu'da genişlemeli Neotektonik ile şekillenen Karacasu Neojen Havzası'ndaki depolanma dinamikleri ve zaman içindeki gelişimleri çok daha anlaşılır bir hale gelmiştir. Bu bilgilerin bölgesel ölçekte değerlendirilmesi ise bölgesel denestirme

yapabilmeye olanak sağlamış ve Batı Anadolu Neojen devri için çıkarımlar yapabilmemenin yolunu açmıştır.



Şekil 1.1A. Çalışma alanının yer bulduru haritası (Koçyiğit ve Özacar, 2003`den alınmıştır), B. Karacasu Havzası ve diğer Batı Anadolu havzalarını gösteren jeolojik harita (Bozkurt 2001, 2003`ten değiştirilerek hazırlanmıştır)

1.2. Materyal ve Metod

İnceleme materyali, GB Anadolu'da Aydın ili içerisinde yer alan Neojen yaşlı havza dolgusu çökelleridir. Çalışma, saha ve laboratuvar çalışmaları olmak üzere iki aşamada yürütülmüştür. Aşağıda ayrıntılı olarak belirtildiği gibi, saha çalışmaları doğrudan arazide yapılan gözlem ve ölçümlerden oluşmakla birlikte, laboratuvar çalışmaları araziden toplanan kayaç ve fosil örneklerinin incelenmesinden oluşmaktadır.

1.2.1. Saha çalışmaları

Saha incelemeleri, çalışmanın önemli bir bölümünü oluşturur. Başlangıç aşamasında önceki çalışmacılar tarafından hazırlanmış olan 1/25.000 ölçekli Denizli M21a3-a4 ve M21d1-d2 1/25000 ölçekli dört adet topoğrafik harita sahada denetlenmiş ve gerekli bazı revizyonlar tamamlanmıştır (Şekil 1.1). Harita revizyonu çalışmalarının ardından, çalışmanın esas konusu olan havza dolgusu birimleri ele alınmıştır. Sedimentolojik çalışmalara temel olan, havza dolgusu tortullarının tabandan tavana kadar en kalın ve en iyi yüzeyletiği ve bu tortullara ait fasiyeslerin yanal ve düşey yöndeki ilişkilerinin en iyi gözlemlendiği Yenice-Karacasu bölgesinde, kalınlıkları 20-120 m arasında değişen 11 adet ölçülü stratigrafik kesit boyunca çalışmalar gerçekleştirilmiştir. Bu kesitlerin yer seçiminde önceki çalışmacılar (BECKER-PLATEN, 1970 ve AÇIKALIN, 2005) izlenmiş, bunlara ek olarak yeni kesit hatları da belirlenmiştir. Kesit sıklığı fasiyeslerin yanal yöndeki değişimleri göz önüne alınarak belirlenmiş, her bir tabakanın özelliği yerinde gözlenerek kaydedilmiştir. Bu ölçülü kesitleri karakterize eden fasiyesler ve fasiyes topluluklarının belirlenmesinin yanında bunları temsil eden paleontolojik veriler sistematik olarak derlenmiş ve kesitler üzerine işlenmiştir. Fasiyes topluluklarının tanımı, fasiyeslerin birarada bulunmaları ve kökensel ilişkileri esas alınarak yapılmıştır. Ayrıca ölçümler sırasında kalınlık, litoloji, doku, sedimanter yapı özellikleri not edilmiş ve sedimanter petrografik ve jeokimyasal çalışmalar için örnek gruplar oluşturulmuştur. Bu şekilde havza genelinde fasiyeslerin dikey-yanal geçişleri ve bunun sonucunda da havza dolgusunun stratigrafisi ve paleocoğrafyasının ayrıntılı olarak ortaya çıkarılması aşamasına geçilmiştir.

1.2.2. Laboratuvar çalışmaları

Bu çalışmaları petrografik çalışmalar (polarizan ve elektron mikroskobu çalışmaları), XRD, major/iz element, duraylı izotop, organik jeokimya ve paleontoloji çalışmaları olmak üzere 6 kısımda yürütülmüştür. Bu analizler ölçülü stratigrafik kesitlerin alındığı, özellikle

karbonatlı ve evaporitik istiflerin tipik olduğu hatlar boyunca alınan sistematik örnekler üzerinde gerçekleştirilmiştir.

Petrografik çalışmalar: Havza dolgusuna ait kireçtaşı ve silis örneklerinin depolanma ortamı hakkında ayrıntılı bilgiler elde etmek için petrografik çalışmalar gerçekleştirilmiştir. Bunun için sistematik olarak toplanan kireçtaşı ve silis örneklerinden Pamukkale Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü ince kesit laboratuvarında 75 adet ince kesit yapılmış ve bu kesitlerin Leica DM EP marka polarizan mikroskopta petrografik tayinleri yapılmıştır. Ayrıca petrografik tayinlerin yetersiz olduğu durumlarda karbonat, evaporit ve silis örneklerinin depolanma ortamı hakkında daha ayrıntılı ve sağlıklı bilgiler toplamak amacıyla elektron mikroskobunda mikrodoku çalışmaları gerçekleştirilmiştir. Örnekleri mineralojik olarak tayin etmek için elektron mikroskobu sistemine bağlı EDAX (Energy Dispersive X-Ray) analizleri yapılmıştır. Bu çalışmalar Hacettepe Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü elektron mikroskobu laboratuvarında Zeiss EVO 50 marka taramalı elektron mikroskobunda (Scanning Electron Microscope) gerçekleştirilmiştir.

XRD çalışmaları: Karacasu Havzası dolgusuna ait Damdere Formasyonu'ndan 6 adet, Karacaören Formasyonu'nun Ataköy üyesinden 102 adet ve Karacasu Formasyonu'nun Çamarası üyesinden ise 13 adet örnekte mineralojik bileşimin belirlenmesi amacıyla tüm kayaç ve kil analizi (X-ışını difraktometresi, XRD) yapılmıştır. Bu analiz Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı (TPAO) Araştırma Merkezi'nde Rigaku D-max 2200 marka, Cu hedefli $\lambda = 1.54\text{\AA}$ olan X-ışını tüplü difraktometre aleti kullanılarak yapılmıştır. Tüm kayaç mineral parajenezlerinin saptanmasında ASTM (1972) kartotekslerinden yararlanılmış ve Gündoğdu (1982)'ye göre bu minerallerin yan nicel yüzdeleri belirlenmiştir. Tüm kayadan santrifüjleme, sedimantasyon ve çeşitli asitler (özellikle seyreltik HCl, NO_3 kullanılarak elde edilen 2 mikrondan küçük kil boyu fraksiyon üzerinde numunedeki mevcut kil minerallerini belirlemek için bazı özel çekimler yapılmıştır. Kil mineralleri normal, etilen glikollü ve 500°C de fırınlanmış olmak üzere üç ayrı çekim yapılarak CARROLL (1970), THOREZ (1975) ve BROWN ve BRINDLEY (1980)'ye göre değerlendirilmiştir.

Major ve iz element çalışmaları: Tüm kayaç analizleri Acme Laboratuvarlarında (Kanada) gerçekleştirilmiştir. Damdere Formasyonu'ndan 6 adet, Karacaören Formasyonu'nun Ataköy üyesinden 102 adet ve Karacasu Formasyonu'nun Çamarası üyesinden ise 13 adet örnekte yapılmıştır. Bu örneklerdeki SiO_2 içeriği için tüm kaya ICP tekniği ile toz haline getirilmiş 0.2 mg'lık örnekler LiO_2 ile eritilerek element içerikleri bulunmuştur. Mo, Cu, Pb, Zn, Ag, Ni, Co, Mn, Fe, As, U, Au, Th, Sr, Cd, Sb, Bi, V, Ca, P,

La, Cr, Mg, Ba, Ti, B, Al, Na, K, W element içeriklerinin saptanması amacıyla ICP-MS tekniği uygulanmıştır. 0.5 mg toz haline getirilmiş örnek 3 ml 2-2-2 HCl-HNO₃-H₂O ile tepkimeye sokularak 95°C'de bir saat bekletilmiş ve 10 ml su ile sulandırılarak bu örnekler analiz edilmiştir.

Duraylı izotop çalışmaları: Karbonatlı kayaçların depolanma ortamlarını (tatlısu, acısu vb.) ve farklı diyajenez ortamı koşullarının kökenini (oksidasyon, redüksiyon) ve sıcaklığını ortaya çıkarmak amacıyla 6 tane Damdere, 66 tane Karacaören ve 8 tane Karacasu Formasyonu'ndan olmak üzere toplam 80 adet karbonat örneğindeki kalsit ve dolomitlerin ¹⁸O/¹⁶O ve ¹³C/¹²C izotop analizleri yapılmıştır. Bu analizler Iso-Analytical Laboratories Ltd.'de (İngiltere) gerçekleştirilmiştir. $\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^{13}\text{C}$ duraylı izotop oranları Iso-Analytical laboratuvarında (İngiltere) kütle spektrometresi yöntemiyle ölçülmüştür. Karbon-13 ve Oksijen-18 analizi için pudra haline getirilmiş 2 mg'lık karbonat örneği saf helyumla (% 99.995) yıkanmıştır. Yıkama işleminden sonra ~0.5 ml saf fosforik asit toz halindeki örneklerle karıştırılmıştır (Iso-Analytical karbonat örneklerinin izotop analizi için uygun olan fosforik asiti COPLIN vd. (1983)'ne göre hazırlamıştır). Bu örnekler 12 saat ortam sıcaklığında bekletilmiş ve serbest bırakılan karbon dioksitten izotop değerleri elde edilmiştir. Kalsiyum karbonat için kullanılan bu standart Pee Dee Bee (PDB) olup, IA-R022 ($\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}} -28.63 \text{ ‰}$ ve $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-PDB}} -22.69 \text{ ‰}$), NBS-19 (kireçtaşı, $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}} +1.95 \text{ ‰}$ ve $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-PDB}} -2.2 \text{ ‰}$), ve NBS-18 ($\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}} -5.01 \text{ ‰}$ ve $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-PDB}} -23.20 \text{ ‰}$) ayarlama ve düzeltme için kullanılmıştır.

Organik jeokimya çalışmaları: İnceleme alanında, Karacaören Formasyonu'ndan ölçülü stratigrafik kesitler boyunca sistematik örnekleme yapılmıştır. Özellikle organik madde içeriğinden dolayı koyu renkli ince taneli sedimanter kayaçlardan sık aralıklarla, alterasyon etkilerinin en az olduğu taze kırılma yüzeylerinden örnek alınmıştır. Bu örneklerden kaynak kaya potansiyeli ve organik fasiyes özelliklerinin belirlenebilmesi için Toplam Organik Karbon (TOK) ve Piroliz analizleri gerçekleştirilmiştir. Kaynak kaya çalışmaları sırasında başlıca üç tür parametre belirlenmiş ve herbiri diğer özelliklerle karşılaştırılarak değerlendirilmiştir. Bunlar ana kaya içerisindeki organik madde miktarı, organik madde türü ve organik maddenin olgunluk derecesidir.

Organik Madde Miktarı: Sedimanter kayaçlar içindeki organik madde yoğunluğu havzanın petrol potansiyelini gösteren en önemli parametrelerden birisidir. Bir kayanın kaynak kaya olabilmesi için içermesi gereken en az TOK değeri karbonatlar için %0.3, şeyler

için ise %0,5' dir (TISSOT ve WELTE, 1984). Toplam Organik Karbon (TOK) analizinin diğer analizlere göre daha ucuz, kısa zamanda sonuçlanan, pratik ve özellikle organik zenginliğin kolayca belirlenebilir bir yöntem olası petrol kaynak kaya çalışmalarında sıkça kullanılmasına neden olmaktadır. Bu çalışma sırasında analizler TPAO Araştırma Merkezi Laboratuvarı'ndaki (Ankara) Rock-Eval-6 (RE-6) cihazında, IFP 160000 (Institut Francais du Petrole) standardı kullanılarak gerçekleştirilmiştir. TOK değerlerinin yorumlanmasında THOMAS (1979) sınıflaması kullanılmıştır. Karacaören Formasyonu'ndan toplam 10 örnekte TOK değerleri belirlenmiştir.

Organik Madde Türleri: Petrografik değerlendirmeler veya piroliz verilerinin yorumlanması ile belirlenen kerojen tipleri oluşacak hidrokarbonun tipini belirleyen en önemli parametredir. Kerojenler kimyasal olarak Tip I, II ve III, mikroskopik özelliklerine göre de amorf, otsu, odunsu ve kömürsü olarak sınıflanır.

Organik Olgunlaşma: Petrol kaynak kaya değerlendirmelerinde organik maddelerin olgunlaşma düzeylerinin belirlenmesi hidrokarbon dönüşüm sürecinde oldukça önemlidir. Rock-Eval pirolizleri sırasında elde edilen ve pirolizin en yüksek ısını gösteren Tmax değeri ve kayanın içinde hazır halde bulunan sıvı hidrokarbon oranını gösteren Üretim İndeksi (PI; $S1/S1+S2$) olgunluk göstergesi olarak kullanılabilir. Artan derinlikle birlikte Tmax ve PI değerleri artmaktadır (ESPITALIE vd., 1977). İncelenen birime ait örneklerin Tmax ve PI değerleri belirlenerek örneklerin organik olgunlaşma düzeyleri belirlenmiştir.

Paleontolojik çalışmalar: Her kayaç örneği ufak parçalara ayrılarak yaklaşık 100 gram kuru sediman bir beher içerisine konulur. Bunun üzerine bir miktar sıcak su ve % 20'lik hidrojen peroksit eklenir ve örnek, sedimanın çözünmesi için 24 saat bekletildikten sonra 125 µm'lik eleklerde basınçlı su ile yıkanır. Daha sonra örnekler etüvde kurutulur. Son olarak kurutulmuş numuneler binoküler mikroskopta incelenerek ostrakodlar seçilip tanımlaması yapılır.

Polen analizi için oluk numune alımı metodu izlenmiştir. Bunun için araziden alınan koyu gri-siyah renkli ince taneli örneklerden tabakalanma yüzeyine dik, 10-20 cm uzunluğunda, bir oluk açılarak yaklaşık 200 gr örnek alınır. Örneklerdeki organik maddeyi çıkarmak için, ilk önce hidroklorik asitle karbonat, daha sonra hidroflorik asitle silikatlar örnekten uzaklaştırılır. Bu işlemden sonra geriye kalan organik kalıntıdan preparatlar hazırlanarak mikroskop altında incelenir ve son olarak polen tayini yapılır.

1.3. Önceki Çalışmalar

Karacasu bölgesinde, yakın çevresine oranla az sayıda ve değişik konularda jeoloji çalışmaları mevcuttur. Karacasu Havzası'nı da içine alan önceki çalışmaların önemli bir kısmı bölgenin başlıca jeotermal enerji ve kömür gibi ekonomik potansiyeline yoğunlaşmıştır (NEBERT, 1955; BRENNICH, 1967; BECKER-PLATEN, 1970; KASTELLİ, 1971; ŞİMŞEK ve YILMAZER; 1977; AYGÜN ve TEKİN, 1985; ROBERTS, 1988; DAĞ, 1989a,b, 1990). Son yıllarda OCAKOĞLU vd. (2004), OCAKOĞLU vd. (2005), AÇIKALIN (2005), AÇIKALIN ve OCAKOĞLU (2006) tarafından doğrudan Karacasu Havzası ve yakın çevresi ile ilgili ayrıntılı jeomorfolojik, stratigrafik ve sedimantolojik çalışmaları yapılmıştır. Tüm Batı Anadolu ile birlikte Karacasu ve yakın çevresinin tektonik gelişimi ile ilgili, ayrıntılar özellikle BOZKURT (2001, 2003) ve KOÇYİĞİT (2005)'de etraflı olarak verilen birçok çalışma bulunmaktadır. Aşağıda özellikle Karacasu Havzası ve yakın çevresini doğrudan konu eden çalışmalardan sözedilmiştir (ayrıca bkz. Şekil 1.2).

NEBERT (1955), ilk kez Karacasu ve Bozdoğan grabenlerindeki Neojen yaşlı tortul dolgusunun litostratigrafisini çalışmıştır. Yazar Neojen sedimanlarının Pliyosen yaşlı taban konglomerası, kireçtaşı ve marnlardan oluştuğunu ve bunların üzerine uyumsuz olarak en Geç Pliyosen-Kuvaterner yaşlı blok molozlarının geldiğini ifade etmiştir.

BRENNICH (1967) ve AYGÜN ve TEKİN (1985), Karacasu ilçesi yakınlarında Dandalas`ın 500 m güneyinde, Dandalas nehri boyunca 20 m yüksekliğe varan ve havza dolgusunun orta kısmını oluşturan marnların içerisindeki kükürt oluşumlarını incelemiştir. Bu oluşumların 1-2 cm`lik kristalli olmayan kısa kükürt bantlarından oluştuğunu ve görünür rezervin bir tonun altında olduğunu belirtmişlerdir.

BECKER-PLATEN (1970), Karacasu bölgesinde yaptığı litostratigrafi çalışmasında havzadaki tortulları Gri Seri, Alt Karacasu ve Üst Karacasu Tabakaları ile Geyre Klastikleri olarak dörde ayırmıştır. Yazar en altta bulunan Üst Miyosen yaşlı Gri Seri`nin kumtaşı, siltaşı ve kiltaşından, Alt Pliyosen yaşlı Alt Karacasu Tabakaları`nın silisleşmiş kireçtaşı, marntaşı, kiltası, siltaşı ve jipsten, bunun üzerine uyumlu olarak gelen Üst Pliyosen yaşlı Üst Karacasu Tabakaları`nın bol ostrakodlu marn ve organik çamurtaşlarından (gijta) ve ayrıca bunların üzerine uyumsuzlukla gelen Pleyistosen yaşlı Geyre Klastikleri`nin ise çakıltaşı, kumtaşı, siltaşı ve kiltaşından oluştuğunu ifade etmiştir. Bu çalışmada yazar Karacasu Havzası ile Bozdoğan Havzası istifinin birbirine benzer özelliklere sahip olduğunu ve havzadaki tortullaşmanın Üst Miyosen`den Pleyistosen`e kadar sürdüğünü belirtmiştir.

KASTELLİ (1971) ve ŞİMŞEK ve YILMAZER (1977), Karacasu Havzası'nın (Nazilli-Kuyucak-Yenice alanı) stratigrafisini ve jeotermal enerji olanaklarını inceleyerek bölgede temel kayalar üzerine Alt Pliyosen yaşlı kırmızı renkli konglomeraların uyumsuz olarak geldiğini ifade etmiştir. Yazar bu çökelleri, gre-marn karmaşığının izlediğini daha üstte ise birinci rezervuar olarak bilinen kalkerlerin geldiğini ve en üstte de örtü kaya olarak bilinen marnların bulunduğunu ifade etmiş ve bölgedeki Üst Pliyosen serilerinin Alt Pliyosen serileri üzerine hafif bir uyumsuzlukla yerleştiğini ve kalkerli konglomeralardan oluştuğunu belirtmiştir.

ROBERTS (1988), Karacasu Havzası'nı Yenice Havzası olarak adlandırmış ve havzanın tortul dolgusunun en altta alüvyon yelpazesi çökelleri ile başladığını üste doğru gösel birimlere geçtiğini ve tekrar alüvyon yelpazesi birimleri ile sona erdiğini belirtmiştir. Ayrıca yazar, Karacasu ve çevresindeki havzalardaki depolanmanın Geç Miyosen'de olduğunu ve ana normal fayların oluşumundan önce gerçekleştiğini ileri sürmüştür. DAĞ (1989a,b, 1990), Karacasu-Dandalas bölgesindeki kükürt oluşuklarını ekonomik jeolojisini ayrıntılı olarak incelemiştir.

OCAKOĞLU vd. (2004), Karacasu çapraz grabeninin Pliyo-Kuvaterner evrimini ortaya koymuşlardır. Yazarlar havza dolgusunun bir uyumsuzlukla ayrılan iki istiften oluştuğunu ve alttaki istifin kızıl renkli moloz akışı ve yer yer akarsu ürünü kaba kırıntılılardan kurulu olduğunu ve bu kızıl renkli birimin üzerine dereceli olarak çamurtaşı, marn ve kireçtaşıdan oluşan gösel istife geçtiğini belirtmişlerdir. Üstteki istifin ise yukarı doğru kabalaşan kırıntılı istiflerden meydana geldiğini belirtmişlerdir. Ayrıca, havzada, Karacasu fayı boyunca gözlenen üçgen façetaşlarla yelpazeler üzerindeki sondaj verilerini birlikte değerlendirerek fay üzerinde en az 450 m'lik bir düşey atımın varlığını saptamışlardır.

AÇIKALIN (2005), Karacasu Havzası tortul dolgusu ile ilgili olarak oldukça ayrıntılı sedimantolojik ve mineralojik incelemesini yaptığı çalışmada; Neojen yaşlı havza istifini Üst Miyosen?-Alt Pliyosen olarak yaşlandırmış ve bu istifi ilk kez Dandalas grubu olarak adlandırmıştır. Havzadaki Neojen ve Kuvaterner tortullarını ilk kez bu çalışmada; Damdere, Karacaören ve Karacasu olmak üzere üç formasyona ayırarak isimlendirilmiştir. Ayrıca, bu çalışmalara göre havza dolgusunun iki farklı tektonik evrede çökeldiği belirtilmiştir. Buna göre; ilk evrede Damdere Formasyonu'nun alüvyon yelpazesi ve akarsu çökellerinin ve bu çökeller üzerine uyumlu olarak gelen Karacaören Formasyonu'nun gösel çökellerinin depolandığını, ikinci evrede ise Karacasu Formasyonu'nun alüvyon yelpazesi ve akarsu

çökellerinin depolandığını belirlemiştir. İlk kez bu çalışmada Karacasu Formasyonu'nun yaşı birim içinde bulunan omurgalı fosil topluluklarına dayandırılmıştır.

OCAKOĞLU vd. (2005), başlıca Karacasu çapraz grabeni dolgusunun morfosedimanter özelliklerinin, yaşının ve bölgesel tektonik açıdan değerlendirmişlerdir. Havzayı sınırlayan Karacasu Fayı'na komşu düzlüklerde yaptıkları morfolojik gözlemlere göre, Karacasu Yelpeze Kompleksi olarak isimlendirilen Erken Pleyistosen sedimanlarının, çapları 4 km'yi bulan 10 kadar yelpazenin yanal ve düşey yöndeki yığışimlardan oluştuğunu belirtmişlerdir. Bu yelpaze kompleksi içindeki her bir yelpazenin geometrisinin, Karacasu Fayı'nın yükselen bloğu üzerine yerleşen drenaj havzalarıyla uyum içinde olduğunu ve yelpaze fasiyeslerinin karakteri ve paleoakıntı yönlerinin de, bu kompleksin yarı graben gelişiminin erken evrelerine ait olduğunu belirtirler. Sonuç olarak, bu çalışmada havzanın Erken Pleyistosen'den önce gelişmeye başladığını ve havza dolgusunu oluşturan Karacasu Yelpeze Kompleksinin Büyük Menderes grabenine göre daha az çöktüğünü ve deşilmekte olduğu açıkça ortaya konulmuştur.

AÇIKALIN ve OCAKOĞLU (2006), Karacasu çapraz grabenine ait Pliyo-Kuvaterner yaşlı çökellerin ayrıntılı sedimantolojik incelemesinde, graben dolgusunun iki farklı tektonik fazda çökeldiğini ileri sürmüşlerdir. Üst Miyosen (?)-Alt Pliyosen yaşlı Dandalas grubunun depolanmasının yarı kurak/sıcak bir iklimin kontrolünde alanın doğusundaki ultramafiklerden, batısında ise metamorfiklerden oluşan kaynak bölgeden beslenen genellikle kuzeye doğru akan örgülü akarsular tarafından çökeltildiğini belirtmişlerdir. Havza istifinin üst seviyelerinin ise benzer iklim koşullarında tuzluluğu fazla olmayan bir göl ortamında depolandığını ve çökeltme ortamı ve paleo-akıntı verilerine göre güncel havza geometrisine uyan Karacasu Formasyonu'nun bugünkü havzayı biçimlendiren faylar denetiminde gelişmiş alüvyal yelpazeler şeklinde çökeldiğini ortaya koymuşlardır. Bu çalışmayla AÇIKALIN (2005) tarafından omurgalı fosil topluluklarına dayanılarak Kuvaterner yaşlı Karacasu Formasyonu'nun havzanın asıl dolgusu olarak kabul edilebileceğini ileri sürmüşlerdir.

OCAKOĞLU vd. (2006), Karacasu ve Bozdoğan çapraz grabenlerinin paleocoğrafik evrimini konu etmişlerdir. Yazarlar bu çalışmada, Karacasu ve Bozdoğan grabenlerinin aynı jeolojik evrimi geçirdiklerini ve bu havzaların tortul dolgusunun Büyük Menderes grabeni ile benzerlik gösterdiğini ileri sürmüşlerdir. Ayrıca Büyük Menderes grabeninin Karacasu ve Bozdoğan çapraz grabenleri ile kökensel olarak ilişkisi olmadığını ve bu çapraz grabenlerin Büyük Menderes grabeni tarafından kesilip deşildiğini ve ayrıca batı kenarının küçük düşey atımlı faylarla yeniden etkinleştiğini ortaya koymuşlardır.

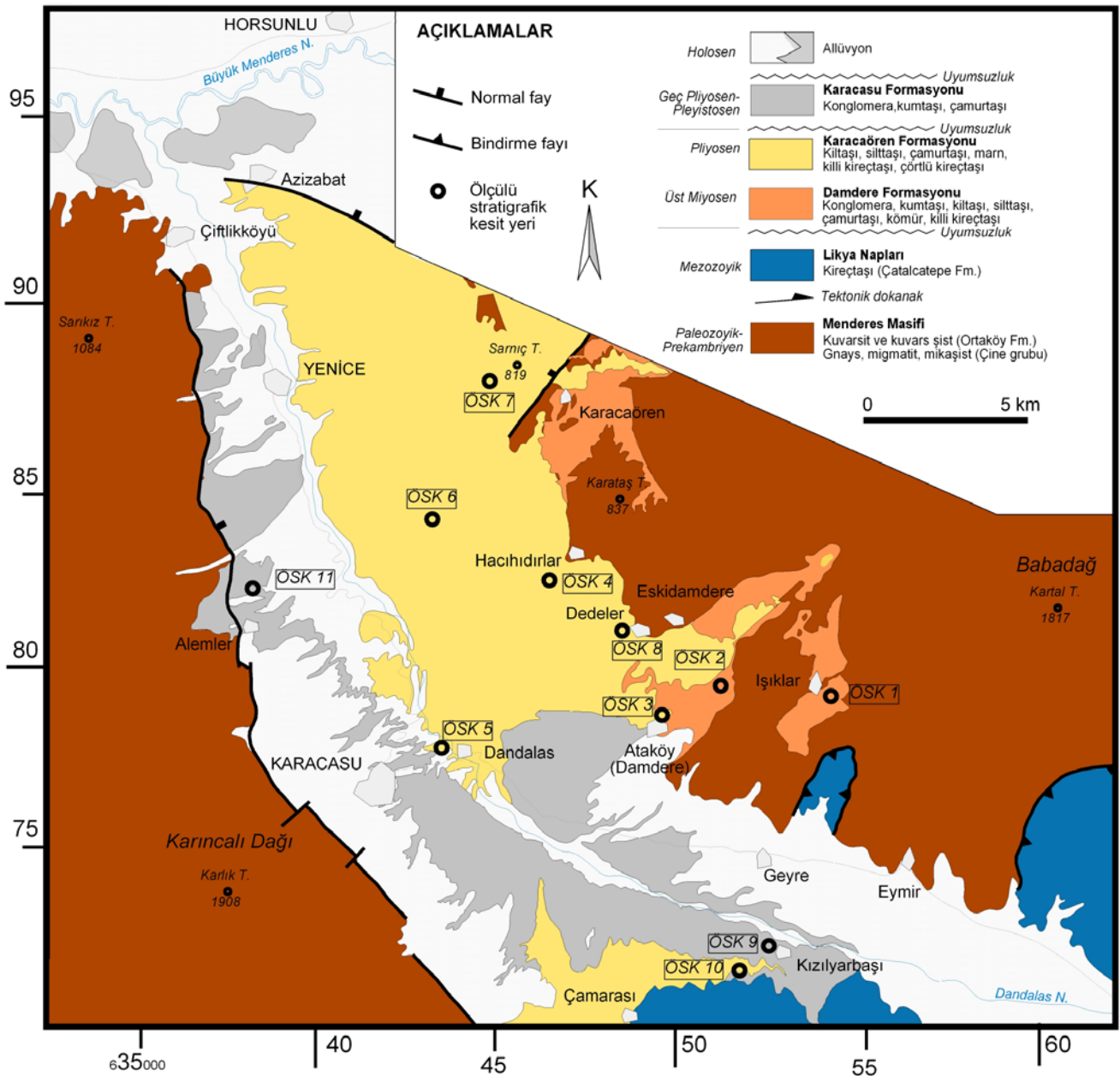
Zaman (My) Devir	Devre	Kat	Orta Avrupa kara memelleri		KARACASU HAVZASI						BOZDOĞAN HAVZASI			
			"Mega-Zon"	MN-Zon	Nebert (1955)	Becker-Platen (1970)		Kastelli (1971)	Açıklın (2005)		Bu çalışma		Becker-Platen (1970)	
			Litoloji	Birim	Litoloji	Litoloji	Birim	Litoloji	Birim	Litoloji	Birim	Litoloji	Birim	Litoloji
0	PLEYİST.	ORTA	Iyoniyen	Toringiyen	Alüvyon	Alüvyon	Konglomera, kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı	Alüvyon	Alüvyon	Konglomera, kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı	Alüvyon	Konglomera, kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı	Alüvyon	Konglomera, kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı
0.95					Bihariyen	Konglomera, kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı	Geyre kırntılılan	Konglomera, kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı				Karacasu Fm.	Kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı	?
1	ERKEN	GEÇ	Kalabriyen	Bihariyen	Konglomera, kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı	Marn, kili kireçtaşı, kilttaşı	Konglomera, kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı	Konglomera, kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı	Karacasu Fm. (35m)	Makro omurgalı fosil toplulukları (Açıklın, 2005)	MN17	Konglomera, kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı	Konglomera, kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı	Konglomera, kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı
1.805														
2	ORTA	ERKEN	Gelasiyen	Villaniyen	Konglomera, kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı	Marn, kili kireçtaşı, kilttaşı	Konglomera, kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı	Konglomera, kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı	Karacasu Fm. (35m)	Makro omurgalı fosil toplulukları (Açıklın, 2005)	MN17	Konglomera, kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı	Konglomera, kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı	Konglomera, kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı
2.568														
3	ORTA	ERKEN	Piyazensiyen	Villaniyen	Konglomera, kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı	Marn, kili kireçtaşı, kilttaşı	Konglomera, kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı	Konglomera, kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı	Karacasu Fm. (35m)	Makro omurgalı fosil toplulukları (Açıklın, 2005)	MN17	Konglomera, kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı	Konglomera, kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı	Konglomera, kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı
3.600														
4	ORTA	ERKEN	Zankleyen	Rusiniyen	Konglomera, kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı	Marn, kili kireçtaşı, kilttaşı	Konglomera, kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı	Konglomera, kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı	Karacasu Fm. (35m)	Makro omurgalı fosil toplulukları (Açıklın, 2005)	MN17	Konglomera, kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı	Konglomera, kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı	Konglomera, kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı
5.332														
5	ORTA	ERKEN	Zankleyen	Rusiniyen	Konglomera, kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı	Marn, kili kireçtaşı, kilttaşı	Konglomera, kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı	Konglomera, kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı	Karacasu Fm. (35m)	Makro omurgalı fosil toplulukları (Açıklın, 2005)	MN17	Konglomera, kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı	Konglomera, kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı	Konglomera, kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı
5.332														
6	ORTA	ERKEN	Messiniyen	Turoliyen	Konglomera, kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı	Marn, kili kireçtaşı, kilttaşı	Konglomera, kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı	Konglomera, kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı	Karacasu Fm. (35m)	Makro omurgalı fosil toplulukları (Açıklın, 2005)	MN17	Konglomera, kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı	Konglomera, kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı	Konglomera, kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı
7.248														
7	ORTA	ERKEN	Messiniyen	Turoliyen	Konglomera, kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı	Marn, kili kireçtaşı, kilttaşı	Konglomera, kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı	Konglomera, kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı	Karacasu Fm. (35m)	Makro omurgalı fosil toplulukları (Açıklın, 2005)	MN17	Konglomera, kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı	Konglomera, kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı	Konglomera, kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı
7.248														
8	ORTA	ERKEN	Tortoniyen	Vallesiyen	Konglomera, kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı	Marn, kili kireçtaşı, kilttaşı	Konglomera, kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı	Konglomera, kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı	Karacasu Fm. (35m)	Makro omurgalı fosil toplulukları (Açıklın, 2005)	MN17	Konglomera, kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı	Konglomera, kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı	Konglomera, kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı
11.600														
9	ORTA	ERKEN	Tortoniyen	Vallesiyen	Konglomera, kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı	Marn, kili kireçtaşı, kilttaşı	Konglomera, kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı	Konglomera, kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı	Karacasu Fm. (35m)	Makro omurgalı fosil toplulukları (Açıklın, 2005)	MN17	Konglomera, kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı	Konglomera, kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı	Konglomera, kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı
11.600														
10	ORTA	ERKEN	Tortoniyen	Vallesiyen	Konglomera, kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı	Marn, kili kireçtaşı, kilttaşı	Konglomera, kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı	Konglomera, kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı	Karacasu Fm. (35m)	Makro omurgalı fosil toplulukları (Açıklın, 2005)	MN17	Konglomera, kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı	Konglomera, kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı	Konglomera, kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı
11.600														
11	ORTA	ERKEN	Tortoniyen	Vallesiyen	Konglomera, kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı	Marn, kili kireçtaşı, kilttaşı	Konglomera, kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı	Konglomera, kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı	Karacasu Fm. (35m)	Makro omurgalı fosil toplulukları (Açıklın, 2005)	MN17	Konglomera, kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı	Konglomera, kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı	Konglomera, kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı
11.600														
12	ORTA	ERKEN	Serravaliyen	Astarasiyen	Konglomera, kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı	Marn, kili kireçtaşı, kilttaşı	Konglomera, kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı	Konglomera, kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı	Karacasu Fm. (35m)	Makro omurgalı fosil toplulukları (Açıklın, 2005)	MN17	Konglomera, kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı	Konglomera, kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı	Konglomera, kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı
13.820														
13	ORTA	ERKEN	Serravaliyen	Astarasiyen	Konglomera, kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı	Marn, kili kireçtaşı, kilttaşı	Konglomera, kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı	Konglomera, kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı	Karacasu Fm. (35m)	Makro omurgalı fosil toplulukları (Açıklın, 2005)	MN17	Konglomera, kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı	Konglomera, kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı	Konglomera, kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı
13.820														
14	ORTA	ERKEN	Langlyen	MN5	Konglomera, kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı	Marn, kili kireçtaşı, kilttaşı	Konglomera, kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı	Konglomera, kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı	Karacasu Fm. (35m)	Makro omurgalı fosil toplulukları (Açıklın, 2005)	MN17	Konglomera, kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı	Konglomera, kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı	Konglomera, kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı
15.974														
15	ORTA	ERKEN	Langlyen	MN5	Konglomera, kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı	Marn, kili kireçtaşı, kilttaşı	Konglomera, kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı	Konglomera, kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı	Karacasu Fm. (35m)	Makro omurgalı fosil toplulukları (Açıklın, 2005)	MN17	Konglomera, kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı	Konglomera, kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı	Konglomera, kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı
15.974														
16	ORTA	ERKEN	Langlyen	MN5	Konglomera, kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı	Marn, kili kireçtaşı, kilttaşı	Konglomera, kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı	Konglomera, kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı	Karacasu Fm. (35m)	Makro omurgalı fosil toplulukları (Açıklın, 2005)	MN17	Konglomera, kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı	Konglomera, kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı	Konglomera, kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı
15.974														

Şekil 1.2. Karacasu Havzası'nda yapılan önceki çalışmalar ve Karacasu Havzası'nın Bozdoğan Havzası ile karşılaştırılması. Bozdoğan Havzası stratigrafisinde gösterilen memeli bulguları SICKENBERG vd. (1975) ve SARAÇ (2003)'e aittir. Kronostratigrafi birimleri için GRADSTEIN vd. (2004) esas alınmıştır.

2. GENEL JEOLJİ

2.1. Stratigrafi

Karacasu Havzası'nda yüzeyleyen kaya birimleri, bu çalışmanın amacı ve kapsamı esas alınarak; (1) Temel birimler (Prekambriyen-Paleozoyik yaşlı Menderes Masifi ve Mezozoyik yaşlı Likya Napları), (2) Üst Miyosen-Pleyistosen yaşlı havza dolgusu birimleri (Damdere, Karacaören ve Karacasu formasyonları) ve (3) Holosen birimleri (Güncel çökeller) olarak ele alınmıştır (Şekil 2.1 ve 2.2).



Periyod	Yaş	Grup	Formasyon	Kalınlık	Üye	Litoloji	Açıklamalar
NEOJEN	Holosen		Allüvyon yelpazesi, alüvyon				Konglomera, kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı
	Üst Pliyosen-Pleyistosen		Karacasu Formasyonu	70 m	Çamarası		AÇISAL UYUMSUZLUK Memeli fosili; MN 17 (Açıklın, 2005) Kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı
					Alemler		Konglomera, kumtaşı, çamurtaşı AÇISAL UYUMSUZLUK
	Üst Pliyosen	DANDALASGRUBU	Karacaören Formasyonu	210 m	Dedeler-2		Kumtaşı, marn, çörtlü-diyatomitli marn, çörtlü kireçtaşı ar dalanması
					Dandalas		Siyah şeyl, marn, çamurtaşı, biyoklastik kireçtaşı ar dalanması Geç Pliyosen gastropodları
					Ataköy		Erken Pliyosen gastropodları (Kastelli, 1971) Kumtaşı, marn, çamurtaşı, killi kireçtaşı, jipsli kireçtaşı ar dalanması
	Üst Miyosen		Damdere Formasyonu	110 m	Dedeler-1		Kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı
					Işıklar		Konglomera, kumtaşı, silttaşı, çamurtaşı ar dalanması
	Mezozoyik	Likya napları	Çatalca tepe Formasyonu	750 m			UYUMSUZLUK Yumrulu kireçtaşı Tektonik dokanak
	Paleozoyik	Menderes masifi	Ortaköy Formasyonu	1000m			Kuarsit ve kuvars şist
Prekambriyen		Çine grubu	>1000m			Gnays, migmatit, mikaşist	

Şekil 2.2. Çalışma alanının stratigrafik kesiti (OKAY, 1989; SUN, 1990; SARAÇ, 2003; AÇIKALIN, 2005 esas alınmıştır). Açıklama için Bölüm 2.1.2'ye bakınız. Kronostratigrafi birimleri GRADSTEIN vd. (2004)'dan alınmıştır.

2.1.1. Temel birimler

İnceleme alanında havzanın temel kayaçları başlıca Menderes Masifi ve Likya Napları olmak üzere 2'ye ayrılır. Menderes Masifi kayaçları Çine grubuna ait Prekambriyen yaşlı gnays, migmatit ve mikaşistlerinden ve Kavaklıdere grubuna ait Paleozoyik yaşlı kuarsit ve

kuvars şistlerden (Ortaköy Formasyonu) oluşur. Menderes Masifi metamorfiklerinin üzerine tektonik dokanakla gelen Mesozoyik yaşlı Likya Napları Çatalca tepe kireçtaşlarından oluşur (Şekil 2.1 ve 2.2) (KASTELLİ, 1971; OKAY, 1989; SUN, 1990). Bölgedeki temel kayalar başlıca KONAK ve GÖKTAŞ (baskıda) tarafından ayrıntılı olarak haritalanmıştır. Çalışma konusu edilen Neojen havza dolgusu çökelleri için temel oluşturan bu kaya birimlerinin genel özellikleri hakkında aşağıda bilgi verilmiştir.

2.1.1.1. Menderes Masifi

İnceleme alanında Menderes Masifi'nin metamorfik kayaçları (Çine ve Kavaklıdere grubu) havzanın güneyinden kuzeyine kadar geniş bir alanda yayılım gösterir.

Çine grubuna ait Prekambriyen yaşlı metamorfikler başlıca gnays olmak üzere migmatit ve mikaşistlerden oluşur. Tabanı gözlenemeyen Çine grubunun inceleme alanındaki kalınlığı 1000 m'yi geçmektedir. Tavanı ise Kavaklıdere grubunun şistleri ile geçişlidir. Bu gnayslar sığ sahil kökenli kumtaşlarının metamorfizması sonucunda oluşmuştur. DURAND (1962) tarafından yapılan radyometrik yaş tayinlerine göre gnaysların metamorfizma yaşı 490 ± 90 My olarak bulunmuştur. Ancak bu kayaçların metamorfizma öncesi olduğu düşünülürse gnaysların çökelim yaşının Prekambriyen olduğu kabul edilebilir (SUN, 1990).

Çine grubu üzerine geçişli olarak gelen Kavaklıdere grubu Paleozoyik yaşlı Ortaköy Formasyonu'na ait kuvarsit ve kuvars şistlerden oluşur. Yaklaşık 1000 m kalınlığa sahip olan Ortaköy Formasyonu; düşük dereceli granat şist, iki mikalı şist, fillat ve serizit-klorit şist, kloritoyidli kuvars-muskovitşist, kuvarsit, kuvars şist, kuvars-muskovit şist, mermer mercek ve bantlarından oluşur. Çökelme ortamı sığ karbonat platformu olarak yorumlanan bu kayaçların içerisinde üst düzeylerdeki karbonatlarda *Rugoschwagerina*, *Glomospira*, *Mizzia* ve *Fusulina*'ya benzer şekiller bulunmuş ve birime Permiyen yaşı verilmiştir (SUN, 1990).

2.1.1.2. Likya Napları

İnceleme alanında havzanın güneyinde yayılım gösteren ve Menderes Masifi'nin metamorfikleri üzerine tektonik dokanakla gelen Likya Napları Jura-Kretase yaşlı Çatalca tepe kireçtaşlarından oluşur (OKAY, 1989; SUN, 1990). Gri, koyu gri renkli, masif-kalın tabakalı, seyrek, yer yer evaporitli ve kuvarsitli seviyeler içeren küçük çört yumrulu kireçtaşlarından oluşan bu formasyonun kalınlığı yaklaşık olarak 750 metredir. Çatalca tepe kireçtaşları genellikle yeniden kristallenmiş mikrit, dismikrit, seyrek biyomikritlerden oluşur (OKAY, 1989). Alınan numunelerde Ostracoda, Millioliidae, Ophthalmidiidae, Gastropoda,

Brachiopoda, *Clodocoropsis* sp. tespit edilmiştir. Bu formlar arasında *Clodocoropsis* sp. Üst Jura-Alt Kretase yaşına işaret eder. Buna göre Çatalca tepe kireçtaşlarının yaş aralığı Dogger-Üst Kretase olarak kabul edilmiştir (ERAKMAN vd., 1986; OKAY, 1989).

2.1.2. Neojen yaşlı havza dolgusu birimleri

BECKER-PLATEN (1970), Karacasu Havzası'nda yüzeyleyen Neojen birimlerini birbiriyle uyumlu Gri Tabaka, Alt ve Üst Karacasu Tabakaları ve Geyre Kırıntılıları olarak dörde ayırmış ve tüm birimleri Alt-Üst Pliyosen olarak yaşlandırmıştır. KASTELLİ (1971), Karacasu bölgesinde yaptığı çalışmada; bölgede temel kayalar üzerine Alt Pliyosen yaşlı birimlerin uyumsuz olarak geldiğini ifade etmiş ve bunları alttan üste doğru konglomera-gre-marn karmaşığı (Pl₁), kalkerli seviye (Pl₂) ve marn-kumtaşı seviyesi olarak (Pl₃) sınıflandırmıştır. Yazar, Üst Pliyosen serilerinin Alt Pliyosen üzerine hafif bir uyumsuzlukla yerleştiğini ve bunların kalkerli konglomeralardan oluştuğunu belirtir. Karacasu Havzası tortul dolgusu ilk defa AÇIKALIN (2005) tarafından litostratigrafik olarak, Damdere, Karacaören ve Karacasu formasyonları olarak adlandırılmış ve tüm havza dolgusu istifinin yaş aralığı Üst Miyosen(?)-Pleyistosen olarak verilmiştir (Şekil 2.2). Bu çalışmada önceden belirlenen litostratigrafik adlamalara bağlı kalınmıştır ve aşağıda bu birimlere ait ayrıntılı litostratigrafik tanımlamalar verilmiştir.

2.1.2.1. Damdere Formasyonu

Litoloji- AÇIKALIN (2005) tarafından ilk kez Damdere köyünde (Denizli M21a3-a4 ve M21d1-d2) tanımlanan ve yaklaşık 110 m kalınlığa sahip olan Damdere Formasyonu'nun litolojisi kaba ve ince kırıntılı konglomera, kumtaşı, çamurtaşı olarak verilmiştir. Bu çalışmada formasyonun kalınlığı havzanın kuzeydoğusunda yer alan Damdere mevkiinde 40 m, Kızılyarbaşı mevkiinde 50 m ve Işıklar mevkiinde 60 metredir (Şekil 2.1). Bu formasyon başlıca iki üyeden oluşmaktadır:

(1) Işıklar üyesi (alt seviye): kırmızı çamurtaşı ve lamine siltaşı-çamurtaşı araseviyeli matriks-destekli ve tane destekli orta-kaba taneli konglomera ve ince-orta taneli masif (çakıllı) kumtaşlarından oluşur (Şekil 2.3).

(2) Dedeler-1 üyesi (üst seviye): koyu gri-siyah renkli organik çamurtaşı ve kalış içeren kırmızı çamurtaşı ve lamine siltaşı-çamurtaşı araseviyeli ince-orta taneli masif (çakıllı) kumtaşlarından oluşmaktadır (Şekil 2.4). Konglomeraları oluşturan çakıllar çoğunlukla şist, mermer ve kuvarsit çakıllarıdır. Çamurtaşı seviyeleri bol miktarda ostrakod ve kalsitleşmiş

pulmonat gastropodları (stylommatophoran gastropodları; F. WESSELINGH, sözlü görüşme, 2009) içerir (Şekil 2.5).

Depolanma ortamı- Damdere Formasyonu'nun havzanın güneybatı kenarını sınırlayan Karacasu fayına yakın kısımları büyük ölçüde üzerine uyumlu olarak gelen gölsel Karacaören Formasyonu tarafından üzerlenmiştir. Bu formasyon havzanın ortasında ve kuzeydoğu kenarında Karacaören, Eskidamdere, Ataköy, Dedeler ve Işıklar köylerinde temel üzerine uyumsuz olarak gelmektedir (Şekil 2.1). Damdere Formasyonu'nun alt seviyesini oluşturan Işıklar üyesinde yaygın olarak bulunan tane destekli konglomeralardan elde edilen paleoakıntı yönlerinin kuzey ve kuzeydoğuya doğru olması, havzanın güneyinden kuzeyine doğru belirgin bir biçimde gözlenen konglomera ve kumtaşlarının tane boylarındaki incelmeye, iraksak alüvyon yelpazesi çökellerini karakterize eden ince taneli kumtaşı, silttaşı-çamurtaşı ve siyah renkli organik çamurtaşı çökellerinin havzanın kuzeydoğu kenarında mostra vermesi, havza dolgusunu oluşturan birimlerin güneybatıdaki Karacasu fayına doğru eğimlenmesi Damdere Formasyonu'nun depolanmasının havzanın güneybatı sınırını çevreleyen Karacasu fayı tarafından kontrol edildiğini gösteren açık kanıtlardır. Bu tektonik kontrollü sistem içerisinde, formasyon oluşuklarının alt-orta seviyeleri yakınsak ve ortaç alüvyon yelpazesi, üst seviyeleri ise akarsu rejiminin egemen olduğu iraksak alüvyon yelpazesi ortamını yansıtır.

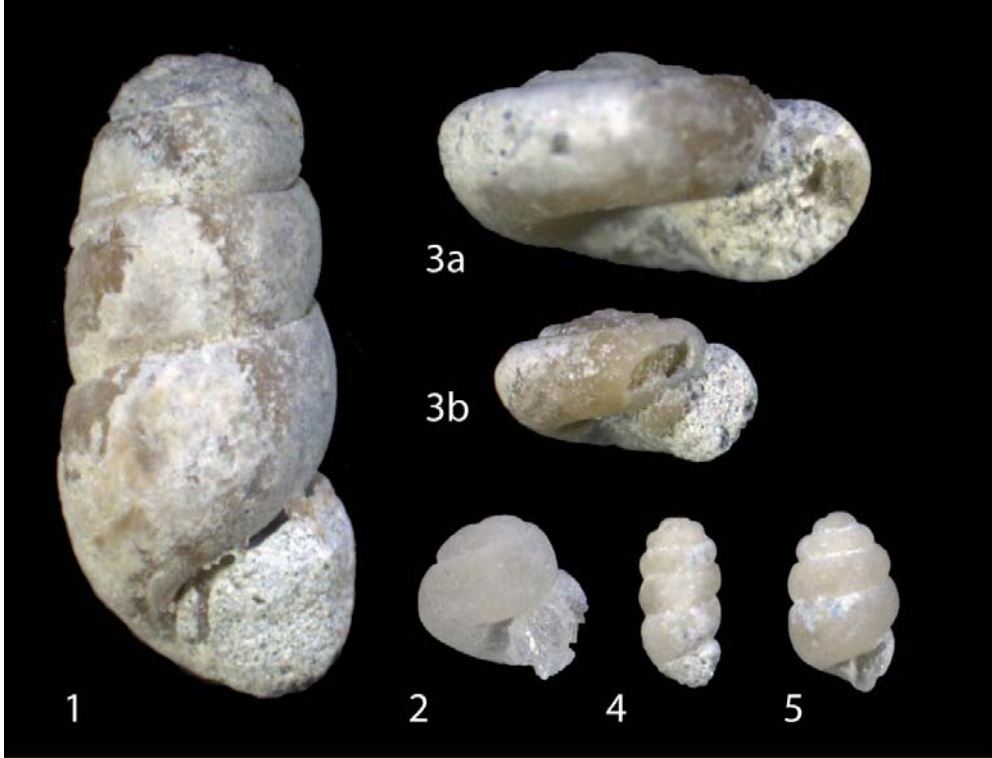
Yaş ve stratigrafik ilişkiler- Paleozoyik yaşlı temel kayalar açısız uyumsuzlukla üstleyen Damdere Formasyonu'nun üst sınırı Karacaören Formasyonu ile uyumlu bir ilişki gösterir (Şekil 2.6). Damdere Formasyonu, Karacasu Havzası'nın batıdaki komşusu olan Bozdoğan Havzası'ndaki Turgut Formasyonu'nun eşleniğidir (BECKER-PLATEN, 1970). Turgut Formasyonu'nun üst seviyelerini oluşturan iraksak alüvyon yelpazesi çökellerinin Tortoniyen-Messiniyen yaşlı mikro ve makro omurgalı fosil bakımından zengin olması Karacasu Havzası'ndaki Damdere Formasyonu'nun da aynı yaşta olabileceğini gösterir (Erken-Orta Turoliyen: MN11-12, Orta Turoliyen: MN12; SARAÇ, 2003 ve Geç Turoliyen: MN13; SICKENBERG vd., 1975; SARAÇ, 2003). Bu fosiller *Cricetinae*, *Byzantinia uenaye*, *Prolagus* (MN12, Aydın-Bozdoğan-Amasya 1 lokalitesi; Saraç, 2003), *Hipparion*, *Ceratotherium neumayri* (MN11-12, Aydın-Bozdoğan-Olukbaşı lokalitesi; Saraç, 2003) ve *Schizogalerix*, *Desmanella amasyae*, *Protallactaga*, *Allocricetus*, *Pseudomeriones*, *Pliospalax*, *Apodemus*, *?Occitanomys/Rhodomys*, *Micromys*, *Castillomys/Centralomys*, *Percrocuta eximia*, *Hipparion*, *Ceratotherium neumayri*, *Chilotherium*, *Hellodotherium*, *Tetralophodon* cf. *Grandincisivum*'dur (MN13, Aydın-Bozdoğan-Amasya 2 lokalitesi; SICKENBERG vd., 1975; SARAÇ, 2003).



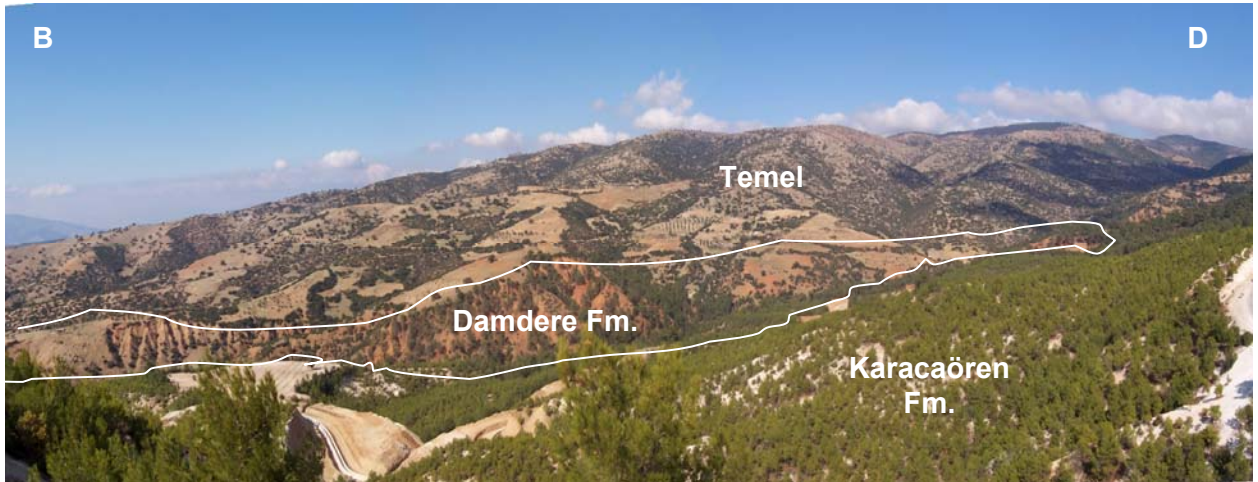
Şekil 2.3. Damdere Formasyonu'nun alt seviyesini oluşturan matris- ve tane-destekli konglomera ve masif çamurtaşı ardalanması (Ataköy, havzanın kuzeydoğusu)



Şekil 2.4. Damdere Formasyonu'nun en üst seviyesini oluşturan kırmızımsı sarı masif kumtaşı, laminalı silttaşı-çamurtaşı ve organik çamurtaşı ardalanması (Ataköy, havzanın kuzeydoğusu)



Şekil 2.5. Damdere Formasyonu'nun en üst seviyesini oluşturan laminalı silttaş-çamurtaşı çökelleri içerisinde bulunan pulmonat gastropodları (Ataköy, havzanın kuzeydoğusu).



Şekil 2.6. Temel üzerine uyumsuz olarak gelen Damdere Formasyonu ile bu formasyon üzerine uyumlu olarak gelen Karacaören Formasyonu'nun arazi görünümü (Eskidamdere köyü, havzanın kuzeydoğusu)

2.1.2.2. Karacaören Formasyonu

Litoloji- Bu formasyon ilk kez AÇIKALIN (2005) tarafından Karacaören köyünde (Denizli M21a3-a4 ve M21d1-d2) tanımlanmış olup, tip kesiti yine aynı köy civarında 210 metre kalınlığındadır (Şekil 2.1). Bu formasyon başlıca üç üyeden oluşmaktadır. Bu üyeler alttan üste doğru;

(1) Ataköy üyesi (alt seviye): yaklaşık 100 m kalınlığında masif (çakıllı) kumtaşı, laminalı ve killi marn, masif çamurtaşı, killi kireçtaşı ve killi dolomit ar dalanması (Şekil 2.7 ve 2.8). Bu üyenin marnları *Chilostoma* (*Drobacia*) sp. gastropodları içerir (KASTELLI, 1971).

(2) Dandalas üyesi (orta seviye): yaklaşık 55 m kalınlığa sahip siyah şeyl, biyoklastik kireçtaşı, gri laminalı marn ar dalanması (Şekil 2.9). Bu üyenin çökelleri bol miktarda *Basommatophora* Ordosuna ait pulmonat gastropod türleri (*Planorbarius corneus*; F. WESSELINGH, sözlü görüşme, 2009; Şekil 2.10), ostrakod, diyatomit ve polen toplulukları içerir. Bu üyenin sedimanları bol miktarda örihalin hafif acı-tatlısu ostrakod topluluklarından *Cyprideis* sp., *Cypris* sp., *Ilyocypris gibba*, *Ilyocypris bradyi*, *Candona neglecta* "megala", *Candona candida*, *Candona parallela pannonica*, *Cyprinotus salinus salinus*, *Candona angulata*, *Cyprinotus incongruens*, *Cyprideis littoralis*, *Candona neglecta* "diktyota", *Cyprideis n. sp.*, *Cyprinotus incongruens*, *Cyprinotus salinus*, *Goniocypris* sp., *Cyprideis littoralis*, *Cyprideis sublittoralis n. sp.*, *Eucypris ornata*, *Heterocypris salinus*, *Heterocypris* sp. içerir (NEBERT, 1955; BECKER-PLATEN, 1970; AÇIKALIN, 2005). Bu üyenin alt seviyeleri *Engelhardia*, *Quercus deciduous*, *Quercus ilex-coccifera* tipi, *Pinus*, Cupresaceae, *Ulmus*, Asteraceae, *Artemisia*, Lactucaceae, *Centaurea*, Poaceae, Amaranthaceae-Chenopodiaceae, *Artemisia*+Chenopodiaceae, *Botryococcus* ve *Pediastrum*, üst seviyeleri ise *Engelhardia*, *Quercus deciduous*, *Quercus ilex-coccifera* tipi, *Pinus*, *Cathaya*, *Tsuga*, *Cedrus*, Cupresaceae, *Ulmus*, Asteraceae, *Artemisia*, Lactucaceae, *Centaurea*, Poaceae, Amaranthaceae-Chenopodiaceae, *Artemisia*+Chenopodiaceae türleri içerir (G. JIMÉNEZ-MORENO, sözlü görüşme, 2009).

(3) Dedeler üyesi (üst seviye): ortalama 55 m kalınlığında masif (çakıllı) kumtaşı, laminalı ve killi marn, çörtlü marn, çörtlü diyatomit, killi kireçtaşı ve çörtlü kireçtaşı ar dalanmasından oluşur (Şekil 2.11-2.13).

Depolanma ortamı- Karacaören formasyonu, yukarı doğru sığlaşan ve derinleşen ve tekrar sığlaşan bir göl ortamında depolanmıştır.

Yaş ve stratigrafik ilişkiler- Karacaören Formasyonu, Damdere Formasyonu üzerine uyumlu olabildiği gibi (Şekil 2.6), havzanın doğusunda yer yer aşmalı olarak temel üzerine de gelebilmektedir (Şekil 2.7). Denizli Havzası'nda benzer litolojik özelliklere sahip bu birimin eşleniği Kolankaya Formasyonudur (ALÇİÇEK vd., 2007). Karacaören Formasyonu'nun alt seviyeleri (Ataköy üyesi), içerdiği gastropod faunası yaş verilerine göre Alt Pliyosen, orta seviyeleri (Dandalas üyesi) ise içerdiği ostrakod faunası yaş verilerine göre ise Üst Pliyosen'dir (BECKER-PLATEN, 1970; KASTELLI, 1971; AÇIKALIN, 2005).



Şekil 2.7. Temel üzerine uyumsuz olarak gelen Karacaören Formasyonu'nun alt seviyesini oluşturan Ataköy üyesi (Hacıhıdırlar köyü, havzanın kuzeydoğusu)



Şekil 2.8. Karacaören Formasyonu'nun alt kısmını oluşturan Ataköy üyesine ait killi kireçtaşı ve marn ar dalanması (Hacıhıdırlar köyü, havzanın kuzeydoğusu)



Şekil 2.9. Karacaören Formasyonu'nun orta kısmını oluşturan Dandalas üyesine ait siyah şeyl, killi kireçtaşı, marn ve çamurtaşı ardalanması (Dandalas köyü, havzanın güneybatısı)



Şekil 2.10. Karacaören Formasyonu'nun orta seviyesini oluşturan laminalı marnların içerisinde bulunan Üst Pliyosen yaşlı *Planorbarius corneus* gastropod türü (Dandalas mahallesi, havzanın güneybatısı)

Dandalas üyesi içerisinde bulunan ve Paratetis biyofasiyesine ait olan gastropodlar diyakronik olarak Avrupa Neojen istiflerinde yaygın olarak bulunmasına rağmen (WESSELINGH vd., 1999), güncel türlerinin Geç Pliyosen'den daha yaşlı istiflerde görülmemesi, formasyonunun orta ve üst seviyelerinin Geç Pliyosen yaşında olduğunu doğrulamaktadır (F. WESSELINGH, sözlü görüşme, 2009).



Şekil 2.11. Karacaören Formasyonu'nun üst kısmını oluşturan Dedeler üyesine ait killi kireçtaşı ve marn ardalanması (Karacaören, havzanın kuzeydoğusu)



Şekil 2.12. Karacaören Formasyonu'nun üst kısmını oluşturan Dedeler üyesine ait çört yumruları içeren bej ve kahverengi diatomit ardalanması (Karacaören, havzanın kuzeydoğusu)



Şekil 2.13. Karacaören Formasyonu'nun en üst kısmını oluşturan ve temel üzerine uyumsuzlukla gelen sarı çamurtaşı ve gri-yeşil marn ardalanması (Dedeler köyü, havzanın kuzeydoğusu)

2.1.2.3. Karacasu Formasyonu

Litoloji- AÇIKALIN (2005) tarafından ilk kez Karacasu mevkiinde (Denizli M21a3-a4 ve M21d1-d2) tanımlanan ve yaklaşık 70 m kalınlığa sahip olan Karacasu Formasyonu'nun litolojisi kaba ve ince kırıntılı konglomera, kumtaşı, çamurtaşı olarak verilmiştir. Bu çalışmada formasyonun kalınlığı havzanın güneybatısında Alemler mevkiinde 50 m, Dandalas ve Çamarası mevkiinde 14 m, kuzeydoğusunda yer alan Karacaören mevkiinde 10 metredir (Şekil 2.1). Bu formasyon başlıca iki üyeden oluşmaktadır:

(1) Alemler üyesi (alt seviye): kırmızı masif çamurtaşı ve laminalı silttaşı-çamurtaşı araseviyeli matriks-destekli, orta-kaba taneli matriks- ve tane-destekli ve düzlemsel çapraz tabakalı konglomera ve orta-kaba taneli masif (çakıllı), düzlemsel ve teknesi çapraz tabakalı kumtaşlarından (Şekil 2.14 ve 2.15);

(2) Çamarası üyesi (üst seviye): kalış içeren kırmızı renkli masif çamurtaşı ve laminalı silttaşı-çamurtaşı araseviyeli ince-orta taneli masif (çakıllı), düzlemsel ve teknesi çapraz tabakalı kumtaşlarından oluşmaktadır. Bu seviyeler omurgalı faunası bakımından zengindir (*Equus Stenonis*, *Bos* sp., MN17: Villaniyen/Üst Pliyosen; AÇIKALIN, 2005; G. SARAÇ, sözlü görüşme, 2009) (Şekil 2.16). Konglomeralar şist, mermer ve kuvarsitlerden oluşur.

Depolanma ortamı- Karacasu Formasyonu da Damdere Formasyonu'nda olduğu gibi büyük ölçüde havzanın güneybatısını sınırlayan Karacasu fayı tarafından kontrol edilmektedir (Şekil 2.1 ve 2.17). Bu tektonik kontrollü sistem içerisinde, formasyonu oluşturan birimlerin

alt-ota seviyeleri yakınsak ve ortaç alüvyon yelpazesi, üst seviyeleri ise akarsu rejiminin egemen olduğu iraksak alüvyon yelpazesi ortamında depolanmıştır.

Yaş ve stratigrafik ilişkiler- Karacaören Formasyonu, Damdere Formasyonu üzerine uyumlu olabildiği gibi, havzanın güneybatı kenarında ve merkezinde yer yer aşmalı olarak doğrudan temel üzerine de gelebilmektedir (şekil 2.1 ve 2.7) ve Karacasu Formasyonu tarafından uyumsuzlukla örtülmektedir (şekil 2.18). AÇIKALIN (2005) tarafından bulunan omurgalı fosillere göre formasyonun yaşı Üst Pliyosen-Pleyistosen olmalıdır. Karacasu Formasyonu, doğu sınırında yer alan Denizli Havzası'ndaki Tosunlar Formasyonu'nun (ALÇİÇEK vd., 2007) ve Büyük Menderes Havzası'ndaki Asartepe formasyonunun (SÖZBİLİR ve EMRE, 1990; SEYİTOĞLU ve SCOTT, 1992; SARICA, 2000; BOZKURT, 2000) eşleniğidir.

2.1.3. Holosen birimleri

Holosen birimleri, havzanın güneybatı kenarında gevşek, kötü-çok kötü boylanmalı, çakıl, kum ve çamurdan oluşan alüvyon yelpazesi çökelleri, yamaç molozu çökelleri ve havza ortasında ise akarsu çökellerinden oluşmaktadır. Özellikle Dandalas vadisi boyunca ve Karacasu fayı gibi sarplıklar boyunca yaygın olarak görülür. Holosen birimleri Karacasu Formasyonu ile birlikte tüm yaşlı birimleri uyumsuzlukla örtmektedir.



şekil 2.14. Karacasu Formasyonu'nun alt kısmını oluşturan Alemler üyesine ait matriks-destekli konglomera ve çamurtaşı ardalanması (Alemler köyü, havzanın GB'sı)



Şekil 2.15. Karacasu Formasyonu'nun alt-orta kısımlarını oluşturan Işıklar üyesine ait konglomera, kumtaşı ve çamurtaşı ardalanması (Güzelbeyli köyü, havzanın ortası)



Şekil 2.16. Karacasu Formasyonu'nun üst kısmını oluşturan Çamarası üyesine ait kalışli kırmızı çamurtaşları (Çamarası köyü, havzanın güneybatısı)



Şekil 2.17. Karacasu fayının dokanak oluşturduğu temel ve Karacasu Formasyonu (Alemler köyü, havzanın güneybatısı)



Şekil 2.18. Karacaören Formasyonu'nun üzerine uyumsuz olarak gelen Karacasu Formasyonu'nun arazi görünümü (Karacaören köyünün yaklaşık 5 km kuzeyi)

3. SEDİMANTOLOJİ

3.1. Giriş

Karacasu Havzası, oluşumu ve gelişimi ile ilgili tartışmaların günümüze değin süregeldiği Batı Anadolu genişlemeli havzalarından biridir. Bu genişlemeli tektonik gelişime bağlı olarak havza; Geç Miyosen-Pleyistosen aralığında tamamen karasal ortamda depolanmış alüvyon yelpazesi, akarsu ve gölsel tortullardan kuruludur (bkz. Bölüm 2). Bu çalışmada; Karacasu Havzası'nın sedimanter dolgusunu çalışmak ve bu dolgunun istiflenme tarzından yola çıkarak havzanın paleocoğrafik ve paleoklimsel evriminin anlaşılması konu edilmektedir. Bu çalışmalar sürdürülürken, özellikle Bölüm 1.3'de ayrıntıları verilen, bölgede önceden yapılan önceki çalışmalar dikkatle göz önünde bulundurulmuştur.

Fasiyes; bir kayaç biriminin görünüş ve karakteristikleri olarak GRESSLY (1838) tarafından tanımlanmış, MOORE'dan (1949) sonra sedimanter kayaçlara uygulanmıştır (BATES ve JACKSON, 1980). Belirli bir ortamda kendine has depolanma koşullarında birikmiş tortullara sedimanter fasiyes denir (WALKER ve CANT, 1979; MIAL, 1984). Fasiyes; kendine has özellikleri olan kayaç topluluğu olmasından dolayı, yorumlanması ile depolandığı ortama ilişkin bilgi elde edilebilir, belirgin özellikleri ile diğer kayaç veya kayaç gruplarından ayrılabilir ve tek bir kayaç veya birden fazla kayaçtan oluşabilir. Oluştugu ortamın fiziksel, kimyasal ve biyolojik şartlarından etkilendiği için iyi bir ortam belirteçidir; bunun için gruplanarak fasiyes birlikleri oluşturulur (COLLINSON, 1978). Bir fasiyes sadece ilgili depolanma mekanizmasını yansıtırken, fasiyes toplulukları zaman ve mekanda depolanma ortamındaki farklılıkları ve bu ortamda etkili olan işlevleri ifade eder. Bu nedenle fasiyes toplulukları ortam yorumunda en yararlı unsurlardır. Bu çalışmada, ölçülü stratigrafik loglar boyunca fasiyes analizi yapılırken NEMEC (1996) izlenmiş; fasiyes adları ve kodlarının tanımlanmasında kırıntılı fasiyesler için MIAL (1977, 1996), karbonatlı fasiyesler için ARENAS ve PARDO (1999) esas alınmıştır.

Bu bölümde, Karacasu Havzası'na ait tortul birimlerin depolanma özellikleri, fasiyes analizi yöntemi ile incelenmiş ve bu yöntemle göre fasiyes ve fasiyes topluluklarının tanımlanmış ve depolanma ortamlarının belirlenmesine yönelik çalışmalar yapılmıştır. Bunun için; havza birimlerinin sedimantolojik özelliklerinin incelenmesine olanak veren tabaka-tabaka ölçüm esasına dayalı 11 adet ölçülü kesit çalışılmıştır (Tablo 3.1 ve 3.2). Her ölçülü stratigrafik kesit boyunca; tane boyu, sedimanter yapı, doku, geometri, renk ve fosil içeriği gibi bilgiler elde edilmiştir. Daha sonra; tüm bu özellikler, yanal ve düşey olarak birlikte

bulunma sıklıkları esas alınarak gruplandırılmış ve fasiyes toplulukları oluşturulmuştur. Bu şekilde oluşturulan fasiyes topluluklarının alansal dağılımları ve birbirleri ile olan ilişkileri yardımı ile depolanma ortamlarının belirlenmesi için yorumlama yoluna gidilmiştir. Her biri, aynı zamanda birer depolanma ortamına karşılık geldiği düşünülen fasiyes toplulukları yanal ve düşey ilişkilerine göre denştirilerek havza geometrisi kurulmuş, belli bir zaman düzleminde havza içindeki konumları ve dağılımları yardımı ile havzanın belli bir zamandaki paleocoğrafyası açıklanmaya çalışılmıştır (Şekil 3.1). Fasiyes analizi yapılırken ortam, formasyon ve üye isimleri yerine fasiyes adları ve kodları kullanılmıştır. Yukarıda sözü edilen bu üç formasyon içindeki üyelerde tanımlanan fasiyesler ve bu üyeleri oluşturan topluluklar Tablo 3.1’de görülebilir. Buna göre, Damdere Formasyonu’nda 6, Karacaören Formasyonu’nda 12 ve Karacasu Formasyonu’nda 8 adet fasiyes tanımlanmıştır.

Özellikle belirtmek gerekir ki; Işıklar, Damdere, Hacılıdırlar, Dandalas, Karacaören 1 ve 2 ölçülü stratigrafik kesitlerinin yer seçiminde BECKER-PLATEN (1970) ve AÇIKALIN (2005) titizlikle izlenmiştir. Bu çalışmada ise önceki araştırmacılarca çalışılan kesitlerin yanında Ataköy, Dedeler, Kızılyarbaşı, Çamarası ve Alemler olmak üzere 5 adet ölçülü stratigrafik kesit ek olarak çalışılmıştır, ve tüm kesitler boyunca fasiyes ve fasiyes toplulukları tanımlanmıştır. Buna göre, Damdere Formasyonu’nda 2, Karacaören Formasyonu’nda 3 ve Karacasu Formasyonu’nda 2 adet fasiyes topluluğu tanımlanmıştır (Tablo 3.2). Alınan ölçülü stratigrafik kesitlerin arazide fiziksel olarak korelasyonu mümkün olup, bu kesitlerin yanal ve düşey ilişkileri göz önüne alındığında havza dolgusunun alt düzeyini oluşturan Damdere Formasyonu’ndan Damdere ve Işıklar, orta düzeyini oluşturan Karacaören Formasyonu’ndan Ataköy ve Hacılıdırlar ile Dandalas, Karacaören-1-2 ve Dedeler, üst kesimini oluşturan Karacasu Formasyonu’ndan ise Alemler ölçülü stratigrafik kesitleri çalışılmıştır (Şekil 3.1).

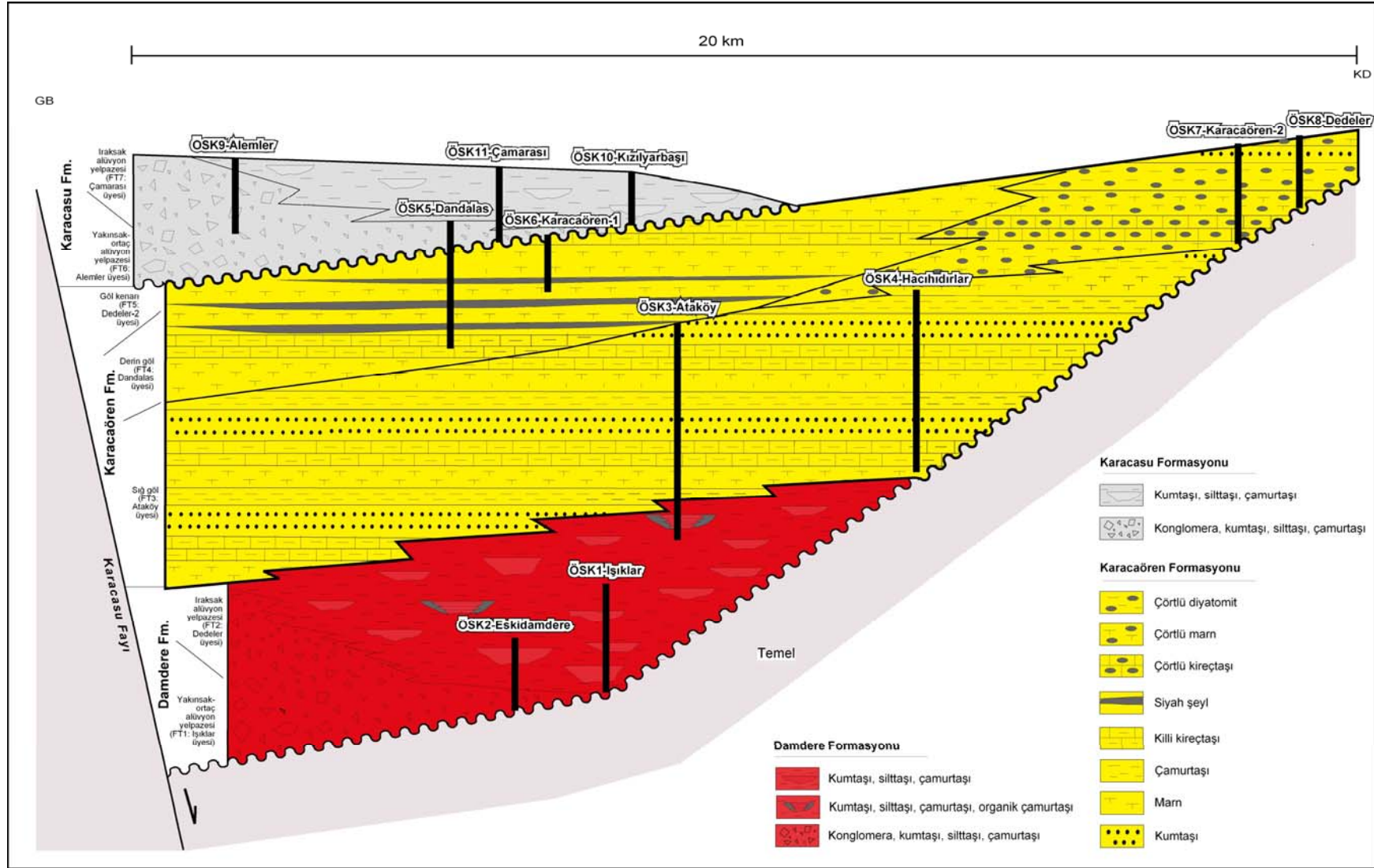
Bu çalışma ile elde edilen ve petrografik ve biyostratigrafik verilerle destelenen ayrıntılı sedimantolojik bulgular; özellikle Karacasu Havzası’nın oluşum ve gelişimine ışık tutmaktadır. Elde edilen bulguların çevre havzalarda gerçekleştirilen çalışmaların sonuçları ile karşılaştırılması sonucunda elde edilen sonuçlar Batı Anadolu bölgesi için önemli ve kullanılabilir bir niteliğe sahiptir. Bundan başka; ilerleyen bölümlerde sunulduğu gibi, havza dolgusu birimlerinin tektonizma, paleocoğrafya ve paleo-iklim denetimindeki depolanma özelliklerinin birlikte ele alınarak tartışılması ile varılan sonuçlar; Batı Anadolu için olduğu kadar, eşyaşlı diğer Akdeniz havzaları için de kullanışlı bir referans niteliğinde olduğu görülmüştür.

Tablo 3.1. Ölçülü stratigrafik kesitlerin adları, yereldikleri litostratigrafik birim adları, numaraları, koordinatları ve kalınlıkları.

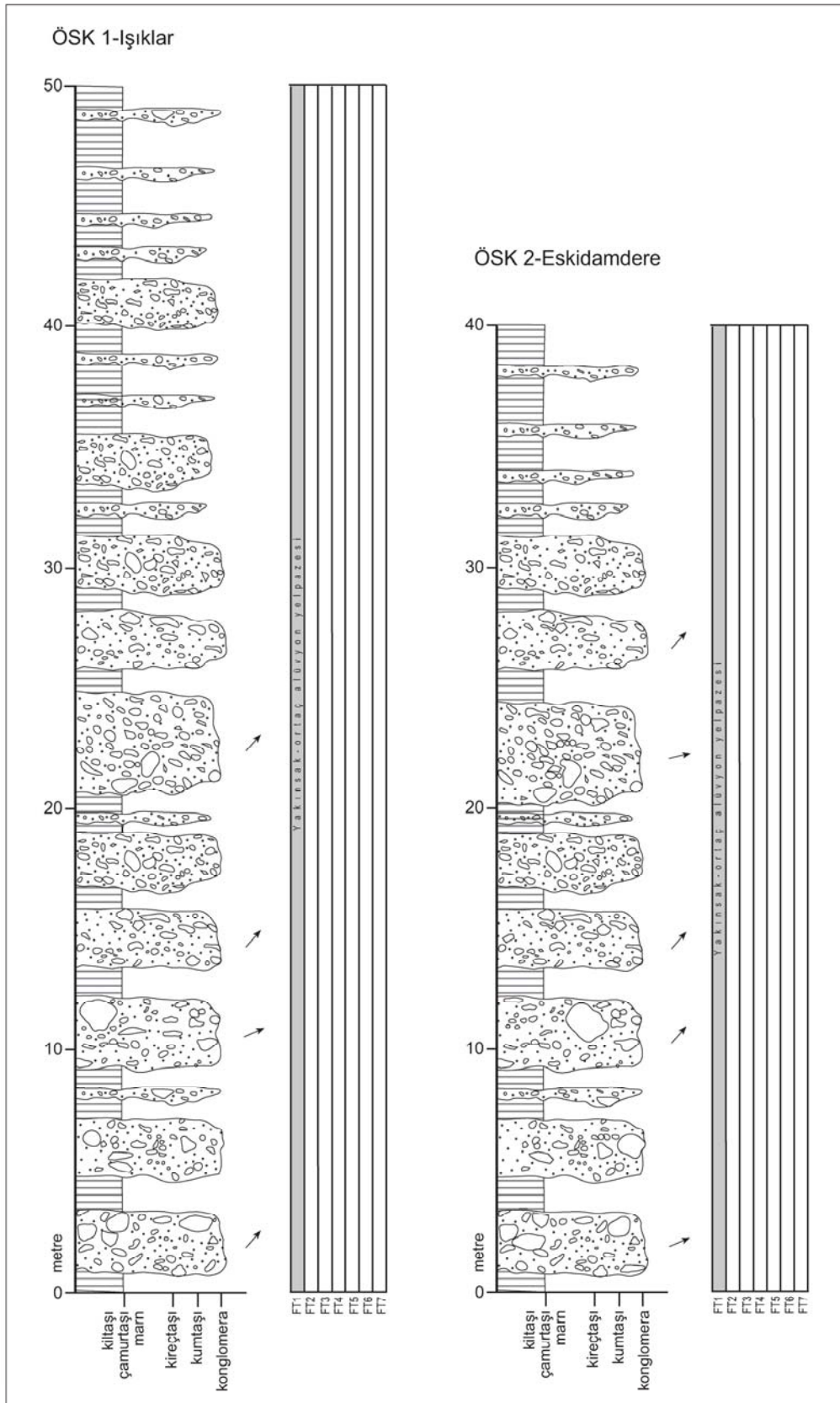
Formasyon	Üye	Ösk no	Ösk adı	Başlangıç koordinatı	Bitiş koordinatı	Kalınlık (m)
Damdere	Işıklar	1	Işıklar	0653537 4179069	0654115 4179044	50
Damdere	Dedeler-1	2	Eskidamdere	0655329 4183789	0654617 4183026	40
Damdere- Karacaören	Işıklar, Dedeler-1, Ataköy	3	Ataköy	0653432 4182211	0652320 4182554	120
Karacaören	Ataköy	4	Hacıhıdırlar	0647590 4182884	0648637 4181732	100
Karacaören	Dandalas	5	Dandalas	0644353 4176890	0643710 4176867	50
Karacaören	Dandalas, Alemler	6	Karacaören-1	0643367 4183451	0644083 4184282	30
Karacaören	Dedeler-2	7	Karacaören-2	0945286 4186135	0644058 4184210	50
Karacaören	Dedeler-2	8	Dedeler	0648106 4180953	0648458 4181752	50
Karacasu	Alemler	9	Alemler	0640275 4178078	0640782 4177972	50
Karacaören- Karacasu	Çamarası	10	Kızılyarbaşı	0662536 4170738	0662138 4170903	50
Karacasu	Çamarası , Dedeler-2	11	Çamarası	0648256 4169891	0648195 4171280	20

Tablo 3.2. Karacasu Havzası tortul dolgusunda ayırtılan fasiyeler, fasiyes toplulukları ve depolanma ortamı yorumları

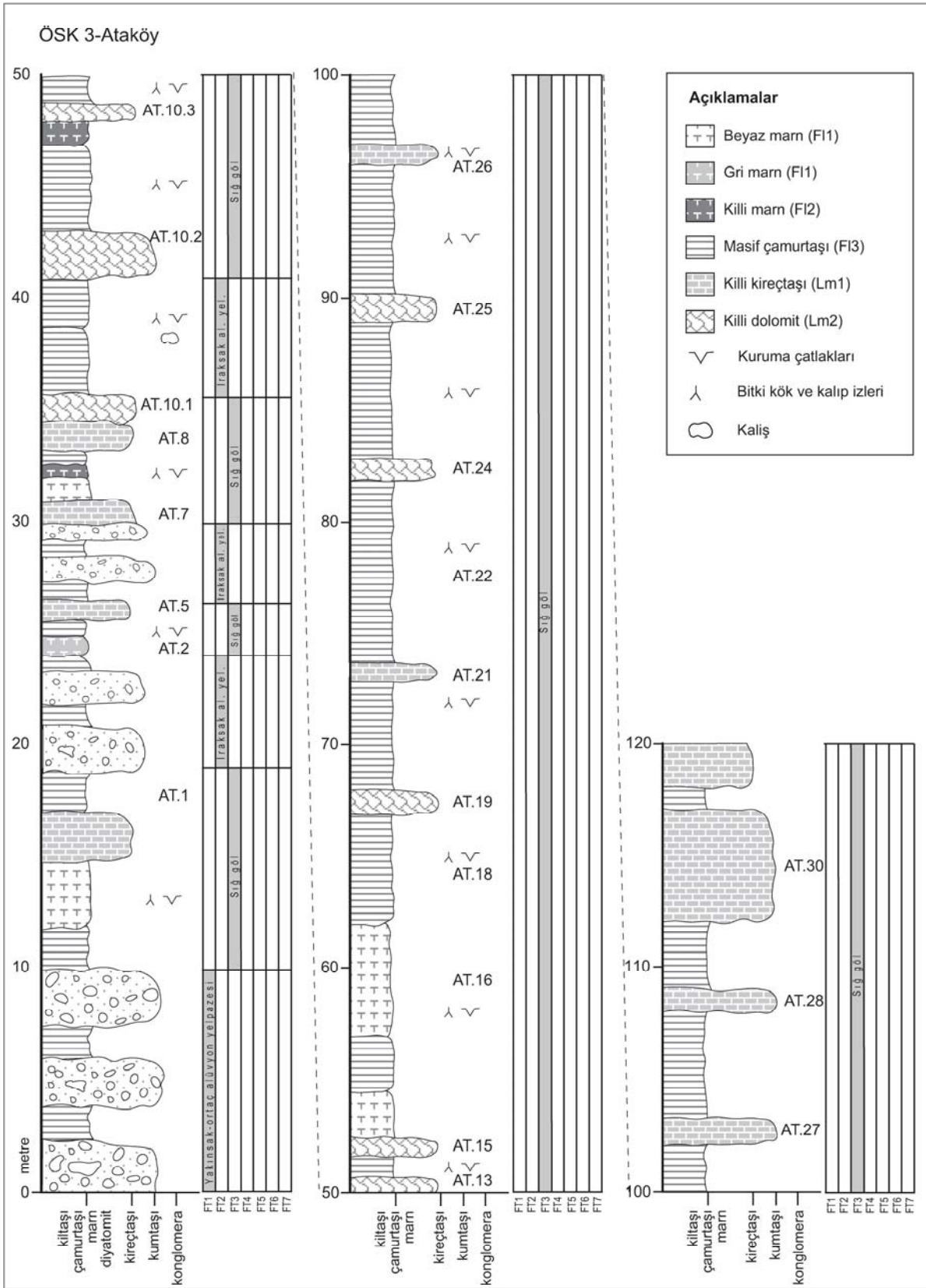
Yaş	Formasyon	Üye	Fasiyes adları ve kodları		Fasiyes topluluğu		Depolanma sistemi
Üst Pliyosen-Pleyistosen	Karacasu	Çamarası	Sma2 Spa Sta Fla2 Fma2	Masif (çakıllı) kumtaşı Düzlemsel çapraz tabakalı kumtaşı Teknemsi çapraz tabakalı kumtaşı Laminale silttaşı-çamurtaşı Masif çamurtaşı	FT7	Iraksak alüvyon yelpazesi	Alüvyon yelpazesi
		Alemler	Gma2 Gca2 Gpa Sma2 Spa Sta Fla2 Fma2	Matriks-destekli konglomera Tane-destekli konglomera Düzlemsel çapraz tabakalı konglomera Masif (çakıllı) kumtaşı Düzlemsel çapraz tabakalı kumtaşı Teknemsi çapraz tabakalı kumtaşı Laminale silttaşı-çamurtaşı Masif çamurtaşı	FT6	Yakınsak ve ortaç alüvyon yelpazesi	
Pliyosen	Karacaören	Dedeler-2	Sm F11 F12 F16 F17 Lm1 Lm4	Masif (çakıllı) kumtaşı Laminale marn Killi marn Çörtlü marn Çörtlü diyatomit Killi kireçtaşı Çörtlü kireçtaşı	FT5	Göl kenarı çökelleri	Göl kenarı
		Dandalas	F14 F15 Lm3	Siyah şeyl Gri laminale marn Biyoklastik kireçtaşı	FT4	Derin göl çökelleri	Derin göl
		Ataköy	Sm F11 F12 F13 Lm1 Lm2	Masif (çakıllı) kumtaşı Laminale marn Killi marn Masif çamurtaşı Killi kireçtaşı Killi dolomit	FT3	Sığ göl çökelleri	Sığ göl
Üst Miyosen	Damdere	Dedeler-1	Sma1 Fla C	Masif (çakıllı) kumtaşı Laminale silttaşı-çamurtaşı Organik çamurtaşı	FT2	Iraksak alüvyon yelpazesi	Alüvyon yelpazesi
		Işıklar	Gma1 Gca1 Sma1 Fla Fma1	Matriks-destekli konglomera Tane-destekli konglomera Masif (çakıllı) kumtaşı Laminale silttaşı-çamurtaşı Masif çamurtaşı	FT1	Yakınsak ve ortaç alüvyon yelpazesi	



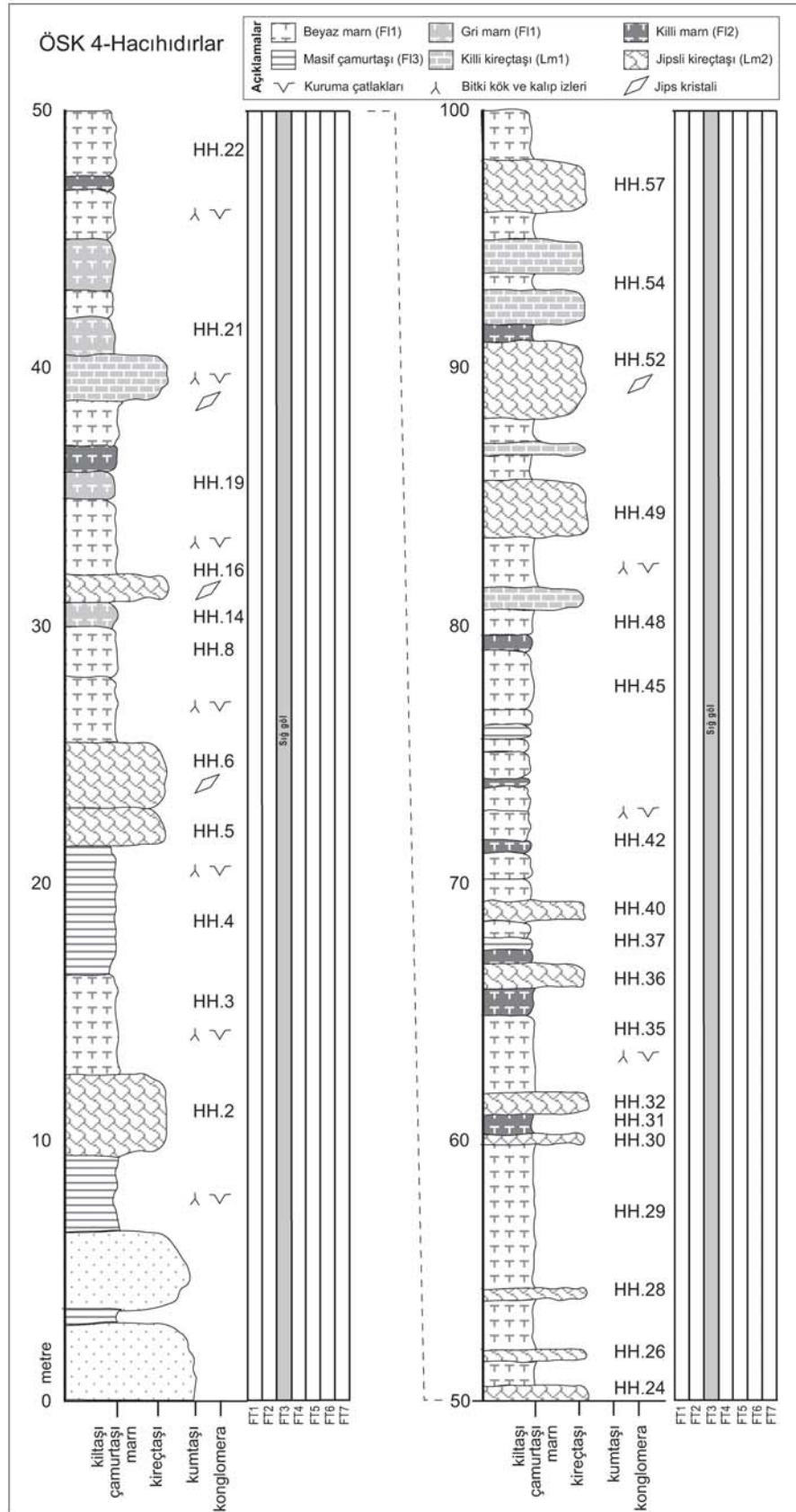
Şekil 3.1. Havza istifinden ölçülen stratigrafik kesitlerin litostratigrafik korelasyonu (kesit yerleri için Şekil 2.1'e bakınız)



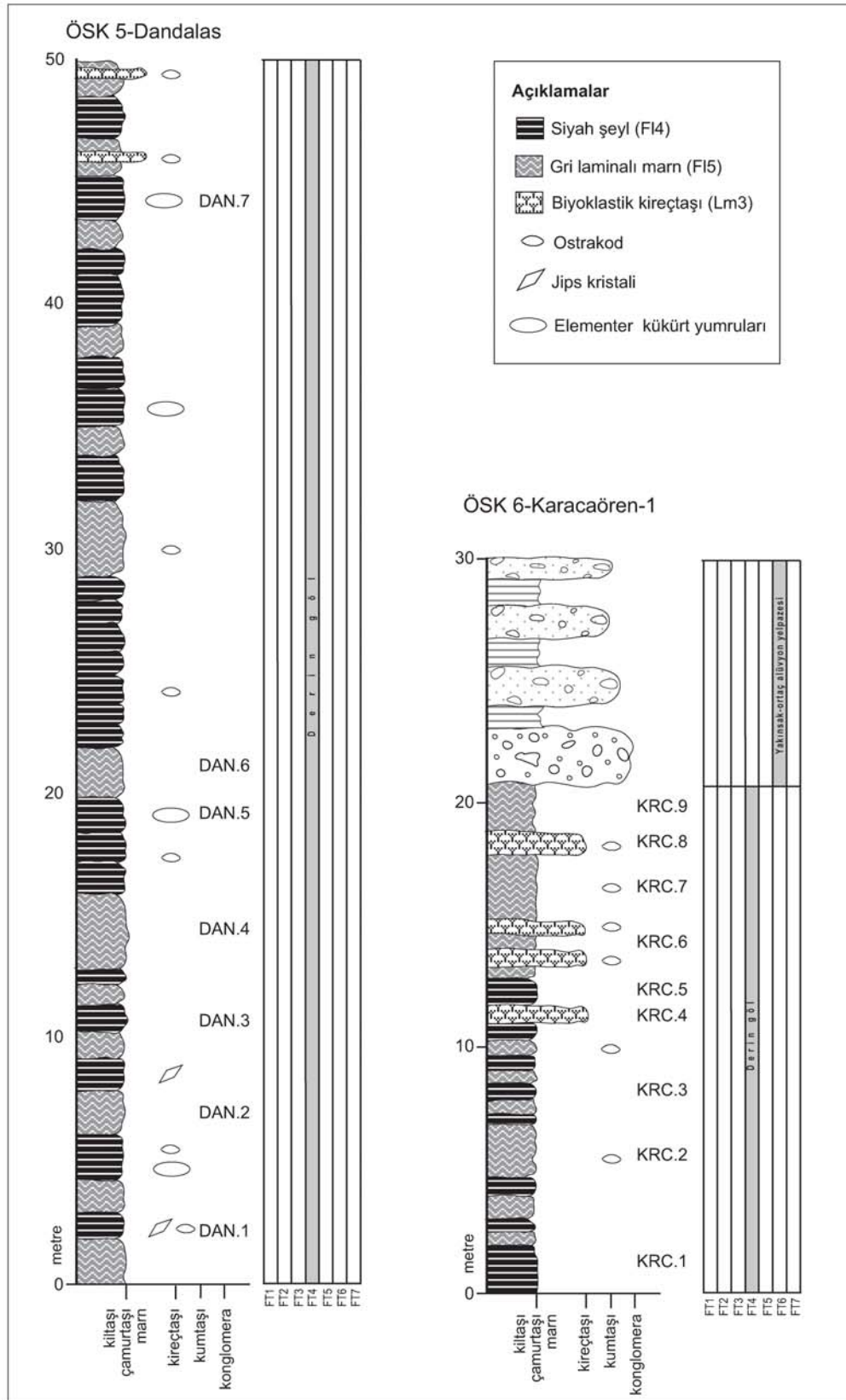
Şekil 3.2. Damdere Formasyonu'ndan ölçülen Işıklar ve Eskidamdere ölçülü stratigrafik kesitleri.



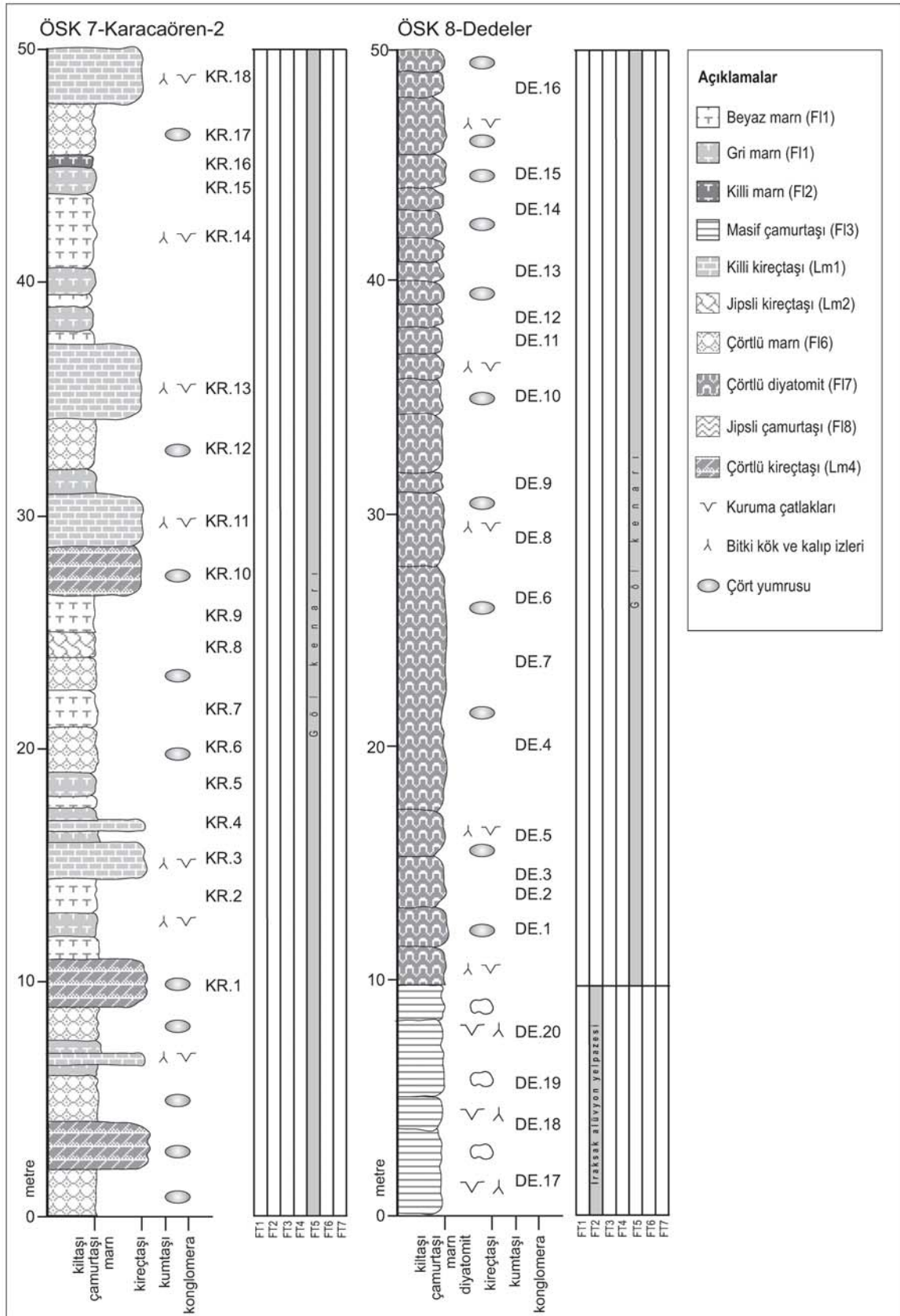
Şekil 3.3. Damdere Formasyonu'ndan ölçülen Ataköy ölçülü stratigrafik kesiti.



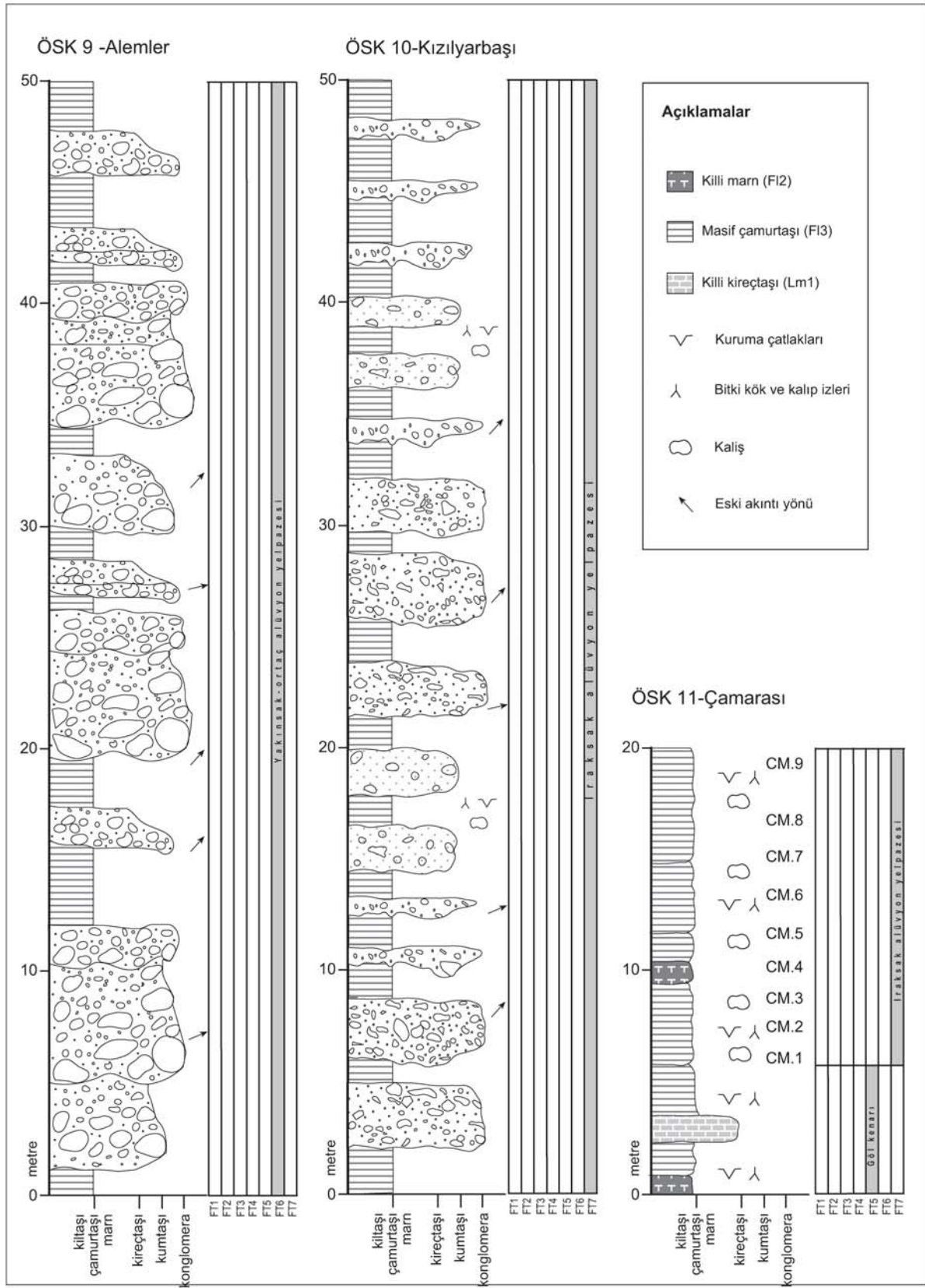
Şekil 3.4. Karacaören Formasyonu'ndan ölçülen Hacıdırlar ölçülü stratigrafik kesiti.



Şekil 3.5. Karacaören Formasyonu'ndan ölçülen Dandalas ve Karacaören-1 ölçülü stratigrafik kesitleri.



Şekil 3.6. Karacaören Formasyonu'ndan ölçülen Karacaören-2 ve Dedeler ölçülü stratigrafik kesitleri.



Şekil 3.7. Karacaören Formasyonu'ndan ölçülen Alemler, Kızılyarbaşı ve Çamarası ölçülü stratigrafik kesitleri.

3.2. Damdere Formasyonu`nu oluşturan fasiyesler

Damdere Formasyonu içinde 6 fasiyes tanımlanmıştır (Tablo 3.3). Aşağıda ayrıntılı özellikleri sunulan bu fasiyeslerin tümü, genel olarak, sediman çekim (gravite) akmalarının egemen olduğu alüvyon yelpazesi ortamlarını temsil eder.

Tablo 3.3. Damdere Formasyonu`nu oluşturan fasiyeslerin tanım ve yorumları.

Fasiyes	Tanım	Yorum
Gma1 Matriks-destekli konglomera	Kırmızı-kahverenkli, matriks destekli, yer yer tane destekli, çoğunlukla çamur, daha az oranda silt, kum ve ince çakıl matriksli, masif konglomera (Şekil 3.1). Maksimum tane boyu 50 cm, minimum tane boyu 10cm, ortalama tane boyu 20 cm. Merceksi geometri ve onlarca metre yanal devamlı. Tane-destekli konglomera (Gca1), kırmızı masif çamurtaşı (Fma1) ve masif (çakıllı) kumtaşı (Sma1) fasiyesleri ile keskin dokanaklıdır.	Plastik moloz akmaları (NEMEC ve STEEL, 1984)
Gca1 Tane-destekli konglomera	Kırmızı-kahverenkli, tane destekli, normal dereceli ve kum-ince çakıl matrikslidir (Şekil 3.2). Fasiyes kalınlığı 50 cm`den 1 m arasında ve aşınmalı tabanlıdır. Taneler iyi yuvarlaklaşmış, iyi yıkanmış ve orta-kötü derecede boylanmıştır. Normal derecelenmeli, kum veya ince çakıllı matriksli ve iyi-orta derecede tutturulmuştur. Maksimum tane boyu 30 cm, ortalama tane boyu 5 cm`dir. Onlarca metre yanal devamlılıkta olup merceksi geometrilidir. Masif (çakıllı) kumtaşı (Sma1), masif çamurtaşı (Fma1) ve matriks-destekli konglomera (Gma1) fasiyesleri ile yanal ve düşey ilişkidir.	Tanece zengin plastik moloz akmaları veya aşırı yoğunlaşmış akıntılar (MIALL, 1996)
Sma1 Masif (çakıllı) kumtaşı	Açık ve koyu kırmızı renkli, iyi-orta derecede tutturulmuş orta-iri kum boyunda tanelerden oluşan masif kumtaşı (Şekil 3.3). Maksimum çakıl boyu 3 cm, ortalama 0.5 cm`dir. Orta-kötü boylanmış, iyi yıkanmış ve taneler orta derecede yuvarlaklaşmıştır. Çakıl içerdiği kesimlerinde normal dereceli, yanal devamlılığı en fazla bir kaç on metre. Çoğunlukla matriks-destekli konglomera (Gm1), tane-destekli konglomera (Gca1) ve kırmızı masif çamurtaşı (Fma1) fasiyesleri ile ardalanmalıdır. Aşınmalı tabanla bazen masif çamurtaşı fasiyesinin (Fma1) üzerine yerleşir.	Aşırı yoğunlaşmış akıntılar (MIALL, 1996)
Fma1 Masif çamurtaşı	Kırmızı renkli, zayıf-orta derecede tutturulmuş, masif veya çok zayıf laminalı çamurtaşı (Şekil 3.4). Siltli ve kumlu merccekler içerir ve çakıl saçınımları yaygındır. Kalış, kök izleri, bitki kırıntıları ve çamur çatlakları içerir. Matriks-destekli ve tane-destekli konglomera fasiyesleri (Gma1 ve Gca1) ile keskin dokanaklı ve alt yüzeyi daima düzgündür. Kalınlığı değişken olup en fazla 1.5 m ve yanal yayılımı onlarca metredir. Matriks destekli konglomera (Gma1) ve tane-destekli konglomera fasiyesi (Gca1) ile ardalanmalı olarak bulunur.	Zayıf akıntılardan süspansiyon çökeli, (BENVENUTI, 2003)

Fla Laminalı silttaşı- çamurtaşı	Sarı, gri, çok açık yeşil ve yer yer açık kahve renkli, ince silttaşı araseviyeli laminalı çamurtaşıdır (Şekil 3.5). Paralel laminalı ve merceksi iyi yuvarlaklaşmış ince çakıllı ve kumlu seviyeler içerir. Saçınımlı halde, çoğunluğu metamorfik malzemeden oluşan iyi yuvarlaklaşmış çok ince çakıllar bulundurulabilir. Zayıf-orta derecede tutturulmuş olan fasiyes, biyoturbasyonlu, bol miktarda ostrakod ve gastropod fosil ve fosil izleri ile birlikte fosilleşmiş bitki kök, kalıp ve parçaları bulundurur. Fasiyesin kalınlığı genellikle bir kaç metre olup en fazla 1,5 m ve yanal devamlılığı onlarca metredir. Tabanı ve tavanı çoğunlukla düzgün yüzeyli olup genellikle organik çamurtaşı fasiyesi (C) ile ardalanmalı olarak bulunur.	Durgun sudan süspansiyon malzemesi çökeli (COLLINSON, 1996)
C Organic çamurtaşı	Koyu kahve-gri-siyah renkli çamurtaşıdır (Şekil 3.5). Olgunlaşmamış, bol bitki kök-kırıntı ve parçaları, laminalı silt ve çamur arakatkıları, ostrakod ve gastropod fosili içerir. Gevşek ve dağınık, merceksi geometri olan fasiyes bir kaç cm'den bir kaç on cm'ye kadar kalınlıklıdır (genellikle 10cm-50cm). Fasiyes laminalı silttaşı-çamurtaşı fasiyesi (Fla1) ile aratabakalı olup onlarca metre yanal devamlılığa sahiptir.	Bataklık çökeli (FIELDING, 1984; MCCABE, 1984)

3.2.1. Matriks-destekli konglomera fasiyesi (Gma1)

Tanım: Yaygın olarak Damdere Formasyonu'nun Işıklar üyesi içinde görülen fasiyes kırmızı-kahverenkli, matriks destekli, yer yer tane destekli, çoğunlukla çamur, daha az oranda silt, kum ve ince çakıl matriksli, masif ve düzensiz konglomeralardan oluşur (Şekil 3.8). Damdere Formasyonu'nun alt ve orta seviyelerinde ve havzanın kuzeydoğu kesimlerinde yaygın olarak görülür (Şekil 3.1; Şekil 3.2: ÖSK 1 ve 2). Ayrıca, Ataköy, Eskidamdere ve Karacaören köyleri civarlarında görüldüğü gibi doğrudan temel üzerine uyumsuz olarak yerleşir (Şekil 2.1).

Fasiyesin maksimum tane boyu 50 cm, minimum tane boyu 10cm, bununla beraber düzensiz dağılmış çok seyrek, boyu 70 cm'e ulaşan iri bloklar da bulundurup, ortalama tane boyu 20 cm'dir. Tane bileşelerinin büyük çoğunluğunu şist, gnays, mermer ve kuvarsit gibi metamorfik kayalardan türemiş taneler oluşturur. Kırmızı çamurtaşlarının varlığı ve matriksi oluşturmalarından dolayı tümüyle kırmızı/kiremit rengindedir. Merceksi geometri ve onlarca metre yanal devamlıdır. Yönlenmesiz taneler, köşeli/çok kötü yuvarlaklaşmış ve boylanmasızdır. Fasiyes ters dereceli ve kalınlığı en fazla 2.5 m, ortalama olarak ise 1 m arasında ölçülmüştür. Tabakalanma çok zayıftır. Herhangi bir seçilme ya da yönlenme yoksa da ender olarak uzun eksenleri birbirine paralel taneler gözlenir. Bu tanelerin uzun eksen doğrultuları her zaman havza ortasına doğrudur. Taban ve tavanı tane-destekli konglomera

(Gac1), kırmızı masif çamurtaşı (Fma1) ve masif (çakıllı) kumtaşı (Sma1) fasiyesleri ile keskin dokanaktır.

Yorum: Düzensiz tabakalanma, kötü boylanma, iri blokların varlığı, matriksli ve lokal olarak tane destekli oluş, ters ve az oranda da normal derecelenmeler fasiyesin moloz akması (debris flow) ürünü olduğunu gösterir (READING, 1986; GLOPPEN ve STEEL, 1981; NEMEC ve MUSZYNSKI, 1982; MIALI, 1996). Bu tip konglomera fasiyesleri alüvyon yelpazelerinin yakınsak ve ortaç kısımlarının tipik fasiyesidir (COLOMBO, 1992).



Şekil 3.8. Damdere Formasyonu'na ait normal derecelenmeli matriks-destekli konglomera (Gma1) fasiyesi (Ataköy'ün (Damdere) 3 km kuzeydoğusu, havzanın kuzeydoğusu)

3.2.2. Tane destekli konglomera (Gca1)

Tanım: Damdere Formasyonu'nun Işıklar üyesi içerisinde yaygın olarak bulunan fasiyes, kırmızı-kahverenkli, tane destekli, normal dereceli ve kum-ince çakıl matrikslidir (Şekil 3.9). Damdere Formasyonu'nun alt ve orta seviyelerinde ve havzanın kuzeydoğu kesimlerinde (Ataköy, Eskidamdere ve Karacaören köyleri) yaygın olarak görülür (Şekil 2.1; Şekil 3.2: ÖSK 1, 2 ve 3).

Fasiyesi oluşturan taneler hacimce yaklaşık olarak % 90 bolluكتadır ve tane bileşenleri metamorfik kayaç tanelerinden oluşur. Fasiyes 50 cm'den 1 m kalınlığa kadar erişebilir ve her

zaman aşınmalı tabanlıdır. Tabanında çoğunlukla çamurtaşı tanelerini gecikme çökeli olarak bulundurur. Taneler iyi yuvarlaklaşmış, iyi yıkanmış ve orta-kötü derecede boylanmıştır. Genellikle yukarı doğru tane boyunda incelererek normal derecelenme gösterir. Kum veya ince çakıllı matriksten oluşup, iyi-orta derecede tutturulmuştur. Maksimum tane boyu 30 cm, ortalama tane boyu 5 cm'dir. Ender olarak 50 cm boyunda metamorfik kayaç blokları bulundurabilir. Yaygın olarak b ekseni kiremitlenmesi gösterir. Üzerine çoğunlukla daha ince taneli olan masif (çakıllı) kumtaşı fasiyesi (Sma1) ya da masif çamurtaşı fasiyesi (Fma1) yerleşir. Bu durumda tavanı düzgün yüzeylidir. Onlarca metre yanal devamlılıkta ancak merceksi geometridedir. Ayrıca matriks-destekli konglomera fasiyesi (Gma1) ile yanal ve düşey ilişkidir.

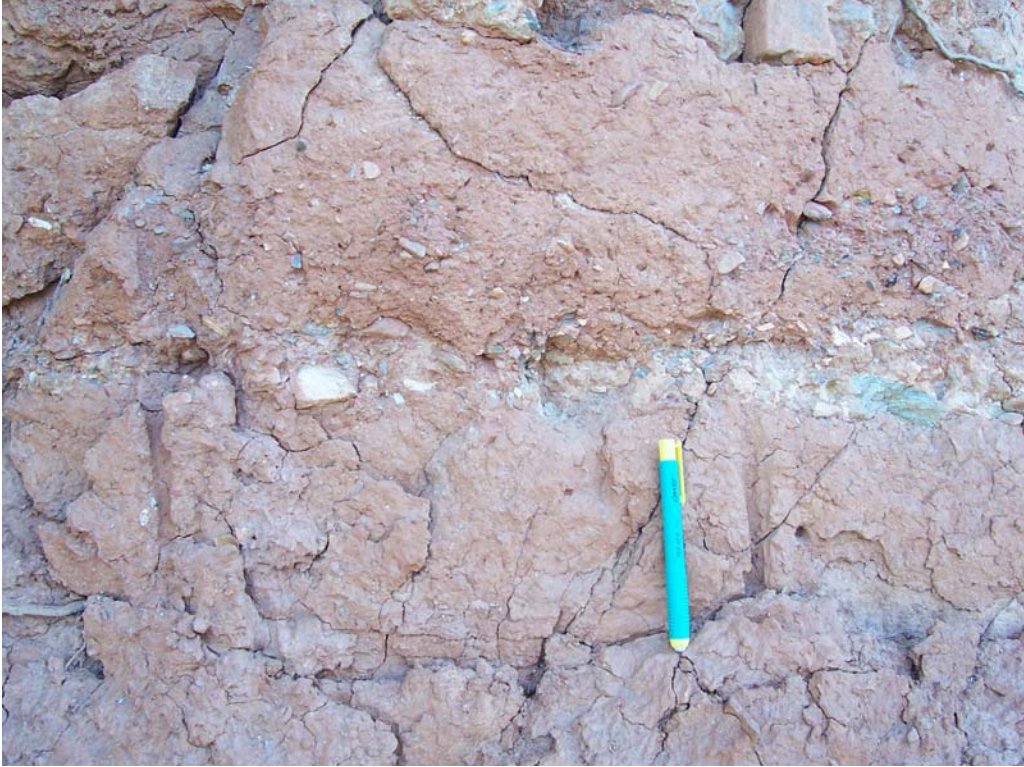
Yorum: Yuvarlaklaşmış taneler, b ekseni kiremitlenmesi, merceksi geometri ve aşınmalı taban fasiyesin flüvyal kökenli olduğunu gösterir (CAPUZZO ve WETZEL, 2004). Masif veya kaba tabakalı çakıllar, ya aşırı yoğunlaşmış taşkınlar sırasında ya da yüksek sediment yoğunluklu ve akıntı yoğunluğuna sahip akarsularda depolanır (ROBERTS, 2007). Fasiyes kanal dolgusu veya boyuna bar çökelleri olmalıdır (MIALL, 1996).



Şekil 3.9. Damdere Formasyonu'na ait tane-destekli konglomera (Gca1) fasiyesi (Ataköy'ün (Damdere) 2 km kuzeyi, havzanın kuzeydoğusu)

3.2.3. Masif (çakıllı) kumtaşı fasiyesi (Sma1)

Tanım: Damdere Formasyonu'nun Işıklar üyesi içerisinde önemli bir yer tutan fasiyes, daha çok havzanın kuzeydoğu kesimlerinde yer alan Ataköy, Eskidamdere ve Karacaören köyleri civarında yaygın olarak yüzeyler (Şekil 2.1). Bu fasiyes çoğunlukla Damdere Formasyonu'nun alt ve orta seviyelerinde ve havzanın kuzeydoğu kesimlerinde yaygın olarak görülür (Şekil 3.2: ÖSK 1 ve 2).



Şekil 3.10. Damdere Formasyonu'na ait masif (çakıllı) kumtaşı (Sma1) fasiyesi (Işıklar köyü, havzanın kuzeydoğusu)

İyi-orta derecede tutturulmuş olan fasiyesin tane bileşenleri büyük oranda metamorfik kayalardan türeme tanelerden oluşur (Şekil 3.10). Bu haliyle sahada genellikle açık ve koyu kırmızı renklerde izlenir. Egemen olarak orta-iri kum boyunda tanelerden oluşan fasiyesin içindeki çakıl taneleri maksimum 3 cm, ortalama 0.5 cm'dir. Fasiyes, bir bütün olarak ele alındığında orta-kötü boylanmış, iyi yıkanmış ve taneler orta derecede yuvarlaklaşmıştır. Fasiyesin özellikle taban kesimlerinde, seyrek olarak, yuvarlaklaşmış ince-orta boy çakıl saçını ve genellikle normal derecelenme izlenir. Çakıllar yer yer bir kaç cm'den bir kaç on cm'ye kadar kalınlıktaki seviyeler içinde yoğunlaşırlar ve daha çok fasiyesin alt kesimlerinde bulunurlar. Çakıl içerdiği kesimlerinde normal dereceli olan fasiyesin toplam kalınlığı bir kaç

on cm ile bir kaç metre arasında, yanal devamlılığı en fazla bir kaç on metredir. Çoğunlukla matriks-destekli konglomera (Gma1), tane-destekli konglomera (Gca1) ve kırmızı masif çamurtaşı (Fma1) fasiyesleri ile ardalanmalıdır. Aşınmalı tabanla bazen masif çamurtaşı fasiyesinin (Fma1) üzerine yerleşir.

Yorum: Aşınmalı taban, merceksi geometri ve iri tane boyuna sahip tortullar kanalların içerisindeki kuvvetli akıntılar ve yatak yükü taşınmasını işaret eder. Bu tip masif kumtaşları akıntı içinde tane-tane etkileşmesinin ortaya çıkardığı yönlü basınçların meydana getirdiği akıntılar sonucunda oluşurlar (LOWE, 1982; SMITH, 1986). Kumtaşları geniş bir kanal içerisinde oygu-dolgu şeklinde çökelebileceği gibi, örgülü kanallarda da oluşabilirler. Bu tip fasiyesler akarsu rejiminin mevsimsel değişimlere bağlı olarak meydana gelen sellenmelerin sonucunda yatak yükünün kum yaygısı şeklinde birikmesi ile depolanmış olmalıdır (MIALL, 1977; CHOUGH vd., 1990; HIGGS, 1990).

3.2.4. Masif çamurtaşı fasiyesi (Fma1)

Tanım: Damdere Formasyonu'nun Işıklar üyesi içerisinde yaygın olarak bulunan fasiyes esas olarak masif veya çok zayıf laminalı çamurtaşlarından kuruludur (Şekil 3.11). Damdere Formasyonu'nun genellikle alt ve orta seviyelerinde ve havzanın kuzeydoğu kesimlerinde (Ataköy, Eskidamdere ve Karacaören köyleri) yaygın olarak görülür (Şekil 2.1; Şekil 3.2: ÖSK 1, 2 ve 3).

Açık kırmızı veya açık kahve renkli olup siltli ve kumlu merccekler bulundurabilen fasiyes içinde çok ince-kaba metamorfik kayalardan türemiş çakıl saçınımları yaygındır. Kalış, kök izleri, bitki kırıntıları ve çamur çatlakları görülebilir. Matriks-destekli ve tane-destekli konglomera fasiyesleri (Gma1 ve Gca1) ile keskin dokanaklı ve alt yüzeyi daima düzgündür. Kalınlığı değişken olup en fazla 1.5 m ve yanal yayılımı onlarca metredir. Masif görümlü olan fasiyes, zayıf-orta derecede tutturulmuştur. Daima matriks destekli konglomera (Gma1) ve tane-destekli konglomera fasiyesi (Gca1) ile ardalanmalı olarak bulunur.

Yorum: Bu fasiyes sediman bakımından zengin sığ yaygı akıntıları ile süspansiyon malzemenin çökelişi sonucunda oluşur (MIALL, 1977; COLLINSON, 1978). Bu fasiyes alüvyon yelpazesi ortamında düşük enerjili evrelerde setüstü ortamlarda depolanmış olmalıdır. Matriks- ve tane-destekli konglomeralarla ardalanmalı olarak gözlenen fasiyes alüvyon yelpazelerinin yakınsak-ortaç kısımlarında depolanmış olmalıdır.



Şekil 3.11. Damdere Formasyonu'na ait masif çamurtaşı fasiyesi (Fma) (Ataköy'ün (Damdere) 2 km kuzeyi, havzanın kuzeydoğusu)

3.2.5. Laminallı silttaşı-çamurtaşı fasiyesi (Fla1)

Tanım: Damdere Formasyonu'nun Işıklar üyesi üzerine geçişli olarak gelen Dedeler-1 üyesi içerisinde yaygın olarak bulunan fasiyes ince silttaşı araseviyeli laminallı çamurtaşlarından oluşur (Şekil 3.12). Damdere Formasyonu'nun genellikle üst seviyelerinde ve havzanın kuzeydoğu kesimlerinde (Ataköy, Eskidamdere ve Karacaören köyleri) yaygın olarak görülür (Şekil 2.1; Şekil 3.2: ÖSK 3).

Bu fasiyes paralel laminallı ve ince tabakalı silttaşları ile kalın ve zayıfça tabakalanmanın izlenebildiği masif çamurtaşları ve silttaşları ile bunlar içinde bulunan merceksi iyi yuvarlaklaşmış ince çakıllı ve kumlu seviyelerden oluşur. Saçınımlı halde, çoğunluğu metamorfik malzemeden oluşan iyi yuvarlaklaşmış çok ince çakıllar bulundurabilir. Zayıf-orta derecede tutturulmuş olan fasiyes, biyoturbasyonlu, bol miktarda ostrakod ve gastropod fosil ve fosil izleri ile birlikte fosilleşmiş bitki kök, kalıp ve parçaları bulundurur. Sarı, gri, çok açık yeşil ve yer yer açık kahve renklidir. Fasiyesin kalınlığı genellikle bir kaç metre olup en fazla 1,5 m ve yanallı devamlılığı onlarca metredir. Tabanı ve tavanı çoğunlukla düzgün yüzeyli olup genellikle organik çamurtaşı fasiyesi (C) ile ardalanmalı olarak bulunur. Fasiyes

içindeki tabakalanma ara yüzeyleri düzgündür, bu ara yüzeyler genellikle renk tonu farkından ayırt edilebilir.

Yorum: Bu fasiyes, tipik olarak kanallar arası bölgelerde veya taşkın düzlüklerindeki süspansiyon malzemesinden türeyen çökelim ürünüdür (COLLINSON, 1996). Fasiyesin siltli kısımları bar üstü ve set üstü tortullarını temsil eder (ROBERTS, 2007). Biyojenik katılım ve bunların oluşturduğu biyotürbasyon ise, taşkın düzlüklerinde şekillenen durgun su gölcüklerinin varlığını işaret eder.



Şekil 3.12. Damdere Formasyonu'nun Dedeler-1 üyesine ait laminalı silttaşı-çamurtaşı fasiyesi (Fl1) ile organik çamurtaşı fasiyesi (C) ardalanması (Ataköy'ün (Damdere) 3 km kuzeyi, havzanın kuzeydoğusu)

3.2.6. Organik çamurtaşı fasiyesi (C)

Tanım: Damdere Formasyonu'nun Işıklar üyesi üzerine geçişli olarak gelen Dedeler-1 üyesi içerisinde yüzeyleyen fasiyes koyu renkli çamurtaşlarından oluşur (Şekil 3.12). Damdere Formasyonu'nun genellikle üst seviyelerinde ve havzanın kuzeydoğu kesimlerinde (Ataköy, Eskidamdere ve Karacaören köyleri) yaygın olarak görülür (Şekil 2.1; Şekil 3.2: ÖSK 3).

Olgunlaşmamış, bol bitki kök-kırıntı ve parçalı, koyu kahve-gri-siyah renkli, laminalı silt ve çamur arakatkılı, ostrakod ve gastropod fosilli, oldukça gevşek ve dağılgan, merceksi geometrili olan fasiyes bir kaç cm'den bir kaç on cm'ye kadar kalınlıktadır (genellikle 10cm-50cm). Fasiyes laminalı silttaş-çamurtaş fasiyesi (Fla1) ile aratabakalı olup onlarca metre yanal devamlılığa sahiptir.

Yorum: Fasiyesin siltli kısımları bar üstü ve set üstü tortullarına karşılık gelir (BULL, 1977). Merceksi geometrili, çapraz tabakalı iyi yuvarlaklaşmış ince çakıllı kumtaşları içeren bu fasiyesin organik madde bakımından zengin olması depolanmanın çok düşük eğimli akarsuların set üstü ve taşkın düzlüklerinde gelişen bataklık ortamlarında meydana geldiğini gösterir (PEREZ-ARLUCEA vd., 2000; ROBERTS, 2007). Organik madde bakımından zengin olan bu tip koyu renkli çamurtaş tabakaları iraksak taşkın düzlüğü ortamlarında bulunan terk edilmiş kanallarda (öküz boynuzu gölü-oxbow lake) süspansiyondan türemiş depolanmaları temsil eder (COLLINSON, 1978; ROBERTS, 2007).

3.3. Karacaören Formasyonunu oluşturan fasiyesler

Karacaören Formasyonu içerisinde toplam 12 fasiyes tanımlanmıştır. Bu fasiyesler, sığdan yukarı doğru derinleşen ve tekrar sığlaşan bir göl istifini temsil ederler (Tablo 3.4).

Tablo 3.4. Karacaören Formasyonu`nu oluşturan fasiyeslerin tanım ve yorumları

Fasiyes	Tanım	Yorum
Sm Masif (çakıllı) kumtaşı	Masif ve çakıllı, iyi-orta derecede tutturulmuş, orta-iri kumtaşıdır (Şekil 3.13). Egemen olarak fasiyesin içindeki çakıl taneleri maksimum 2 cm, ortalama 0.5 cm'dir. Fasiyesi oluşturan kum taneleri orta-iyi boylanmış, iyi yıkanmış ve taneler orta-iyi derecede yuvarlaklaşmıştır. Tabaka kalınlığı 30-150 cm, yanal devamlılığı en fazla bir kaç on metre, tabaka alt sınırı aşınmalı ve üst sınırı genellikle düzgün, genellikle laminalı marn (F11) ve masif çamurtaşı fasiyesleri (F13) ile ardalanmalıdır.	Iraksak örgülü düzlükler veya kum düzlükleri (GIERLOWSKI-KORDESCH, 1998)
F11 Laminalı marn	Açık yeşil veya gri renkli, laminalı, nadiren masif yer yer kalınlığı birkaç mm'ye ulaşan koyu sarı-yeşil renkli kumlu kiltası araseviyeli marndır (Şekil 3.14). Bitki kök izleri içerir, kalınlığı 20 cm ile 1 m arasında, yanal yayılımı onlarca metre, killi kireçtaşı (Lm1) ve masif çamurtaşı (F13) fasiyesleri ile ardalanmalıdır.	Sığ göllerdeki karbonat ve kırıntılı sedimantasyonu (RAMOS vd., 2001)
F12 Killi marn	Laminalı ve/veya masif, koyu yeşil renkli ve bitki kökü fosilleri içeren killi marndır (Şekil 3.15). Fasiyesin kalınlığı 20 cm ile 50 cm, yanal devamlılığı onlarca metre, laminalı marn (F11), masif çamurtaşı (F13) ve killi kireçtaşı (Lm1) fasiyesleri ile ardalanmalıdır.	Sığ göllerdeki karbonat ve kırıntılı sedimantasyonu (RAMOS vd., 2001)
F13 Masif çamurtaşı	Beyaz, gri ve sarı renkli, masif, ince marn ve silt araseviyeleri (ortalama kalınlık 0.5 cm) içeren çamurtaşlarıdır (Şekil 3.16). Alt ve üst sınırı düzgün ve keskin, yanal devamlılığı birkaç on metre, bitki kırıntıları, kuruma çatlakları ve lamellibrans fosilleri içerir. Laminalı marn (F11), killi marn (F12) ve killi kireçtaşı (Lm1) fasiyesleri ile ardalanmalıdır.	Düşük enerjili göl ortamları (DUNAGAN ve TURNER, 2004)
Lm1 Killi kireçtaşı	Bej ve sarı renkli, gözenekli killi kireçtaşıdır (Şekil 3.17). Tabaka alt ve üst yüzeyi genellikle düzgün, fasiyesin kalınlığı 20-100 cm, yanal devamlılığı onlarca metredir. İnce kesitlerde, çoğunlukla saf mikritik dokulu, nadiren ostrakod ve mollusk, bol miktarda bitki kök izleri, su yosunu (Chara), düzlemsel ve dairesel kuruma çatlakları içerir (Şekil 3.20). Laminalı marn (F11), killi marn (F12) ve masif çamurtaşı (F13) fasiyesleri ile ardalanmalı olarak bulunur.	Sığ göl ortamlarındaki karbonat depolanması (RAMOS vd., 2001)
Lm2 Killi dolomit	Bej ve sarı renkli, gözenekli, yer yer belirli seviyelerde değişik boyutlu lens veya rozet şekilli bireysel veya birleşik jips kristal boşlukları içeren killi dolomittir (Şekil 3.18). Bu boşluklarının boyutları birkaç mm'den başlayıp 3 cm'e kadar varabilir. Tabaka alt ve üst yüzeyi genellikle düzgün, kalınlığı 30-150 cm, yanal devamlılığı onlarca metredir. İnce kesitlerde, çoğunlukla saf mikritik veya sparitik dokulu, bol miktarda bitki kök izi, su yosunu (Chara), düzlemsel ve dairesel kuruma çatlakları içerir (Şekil 3.20A ve C). Elektron mikroskobu görüntülerinde	Sığ göl ortamlarındaki karbonat depolanması (ANADON vd., 1998)

	özşekilli dolomit kristalleri ile birlikte bu kristallerin boşluklarını dolduran lifsi illit oluşumları da (Şekil 3.21A-C) ve özşekilli dolomit kristalleri de gözlenir (Şekil 3.21A-F).Killi kireçtaşı (Lm1), laminalı marn (F11), killi marn (F12) ve masif çamurtaşı (F13) fasiyesleri ile ardalanmalıdır.	
F14 Siyah şeyl	Koyu kahverengi-siyah renkli, paralel laminalı (1-5 mm kalınlıkta), bitüm seviyeleri içeren kiltaşından oluşur (Şekil 3.22). Fasiyesin kalınlığı 30 cm ile 1.5 m arasında, yanal yayılımı onlarca metre ve merceksi geometrilidir. Tabaka alt ve üst sınırı düzgün, bol miktarda kükürt yumru ve kristalleri (Şekil 3.26A-B), ostrakod, jips kristalleri (Şekil 3.26C), diyatom (Şekil 3.26D-E), alg (Şekil 3.26F) ve polen içerir. Gri laminalı marn (F15) ve biyoklastik kireçtaşı (Lm3) fasiyesleri ile ardalanmalıdır.	Düşük enerjili iraksak göl ortamları, yarıoksik veya anoksik göl tabanı koşulları (DUNAGAN ve TURNER, 2004)
F15 Gri laminalı marn	Paralel laminalı, orta-iyi derecede tutturulmuş, koyu gri-kahverenkli marnlardan oluşur (Şekil 3.27). Bol miktarda ostrakod, gastropod ve organik madde içerir. Kalınlığı 30 cm-2 m, yanal devamlılığı onlarca metre ve merceksi geometrilidir. Siyah şeyl (F14) ve biyoklastik kireçtaşı (Lm3) fasiyesleri ile ardalanmalıdır.	Derin göllerdeki karbonat ve kırıntılı sedimantasyonu (BUSTILLO vd., 2002)
Lm3 Biyoklastik kireçtaşı	Tablamsı ve merceksi geometri, tabaka kalınlığı birkaç cm`den 1.5 m`ye kadar değişen bej, gri veya açık kahverenkli istiftaşı dokusuna sahip kireçtaşlarından oluşur (Şekil 3.28). Bu kireçtaşları mikritik dokuya sahip olup, yüksek oranda ostrakod içerir (Şekil 3.26A-D). Bu fosil kavkılarının içi genellikle sparitle doldurulmuştur (Şekil 3.26B).	Derin göl ortamlarındaki karbonat depolanması (ANADON vd., 1998; RAMOS vd., 2001)
F16 Çörtlü marn	Beyaz ve bej renkli, laminalı ve/veya masif marndır (Şekil 3.30). Fasiyes bol miktarda ve düzensiz bir dağılıma sahip çört yumruları ve diyatom içerir. Kalınlığı 20 cm ile 1.5 m arasında, yanal yayılımı onlarca metredir. Çoğunlukla jipsli çamurtaşı (F18) ve çörtlü kireçtaşı (Lm5) fasiyesleri ile ardalanmalıdır. Bej, gri, kahverengi ve siyah gibi değişik renklere sahip olan bu çört yumrularının genişliği genellikle 5-20 cm arasında değişir.	Sığ göllerdeki karbonat ve kırıntılı sedimantasyonu (RAMOS vd., 2001; DUNAGAN ve TURNER, 2004)
F17 Çörtlü diyatomit	Bej ve kahverenkli, masif ve paralel laminalı (kalınlığı 0.3-0.9 cm), değişik boyutlarda çört yumruları içeren killi diyatomitlerdir (Şekil 3.31). Fasiyesin alt ve üst sınırı düzgün ve keskin, yanal devamlılığı birkaç on metre ve merceksi geometrilidir. Çört yumrularının genişliği 3-10 cm arasında olup, rengi bej, gri, kahverengi ve siyah arasında değişir.	Sığ göllerdeki diyatom ve silis sedimantasyonu (JACOBS vd., 2007)
Lm4 Çörtlü kireçtaşı	Bej renkli, gözenekli, mikritik, çört yumruları (genişliği 3-5 cm) içeren killi kireçtaşıdır (Şekil 3.32). Tabaka kalınlığı 30-150 cm, yanal devamlılığı onlarca metredir. Bu kireçtaşları dokusal olarak çamurtaşı ve vaketaşıdır (Şekil 3.33A). İçerdiği çört yumruları breşik (Şekil 3.33B) ve ince taneli dokuludur (Şekil 3.33C-D). Elektron mikroskobu görüntülerinde bu kireçtaşlarının özşekilli ve yarı özşekilli kalsit ve dolomit kristallerinden oluştuğu görülmektedir (Şekil 3.34A-B). Birkaç µm boyutundaki silis küreciklerinden oluşan bu çört yumruları böbreğimsi yapıdadır (Şekil 3.34D-F). Çörtlü ve diyatomlu marn (F16) ve jipsli çamurtaşı (F18) fasiyesleri ile ardalanmalıdır.	Sığ alkali karbonat göllerinin litoral bölgesi (KHADKIKAR vd., 1999; BUSTILLO vd., 2002)

3.3.1. Masif (çakıllı) kumtaşı fasiyesi (Sm)

Tanım: Karacaören Formasyonu'na ait Ataköy üyesinin alt kısımlarında bulunan fasiyes esas olarak masif ve çakıllı kumtaşlarından kuruludur (Şekil 3.13) ve havzanın kuzeydoğu kesimlerinde (Hacıhıdırlar köyü) yaygın olarak görülür (Şekil 2.1; Şekil 3.4: ÖSK 4).

İyi-orta derecede tutturulmuş olan fasiyesin tane bileşenleri metamorfik kayalardan türeme tanelerden oluşur. Arazide genellikle bej veya sarı renklerde izlenir. Egemen olarak orta-iri kum boyunda tanelerden oluşan fasiyesin içindeki çakıl taneleri maksimum 2 cm, ortalama 0.5 cm'dir. Fasiyesi oluşturan kum taneleri orta-iyi boylanmış, iyi yıkanmış ve taneler orta-iyi derecede yuvarlaklaşmıştır. Fasiyesin özellikle taban kesimlerinde, seyrek olarak, yuvarlaklaşmış ince-orta boy çakıl saçını ve genellikle normal derecelenme izlenir. Çakıllar yer yer kalınlığı bir kaç cm'ye varan seviyeler içinde yoğunlaşırlar ve daha çok fasiyesin alt kesimlerinde bulunurlar. Çakıl içerdiği kesimlerinde normal dereceli olan fasiyesin tabaka kalınlığı 30-150 cm arasında olup, yanal devamlılığı en fazla bir kaç on metre arasındadır. Tabaka alt sınırı aşınmalı ve üst sınırı genellikle düzgün olan fasiyes genellikle laminalı marn (F11) ve masif çamurtaşı fasiyesleri (F13) ile ardalanmalıdır.



Şekil 3.13. Karacaören Formasyonu'nun alt seviyesini oluşturan Ataköy üyesine ait masif (çakıllı) kumtaşı fasiyesi (Sm) (Hacıhıdırlar köyü, havzanın kuzeydoğusu)

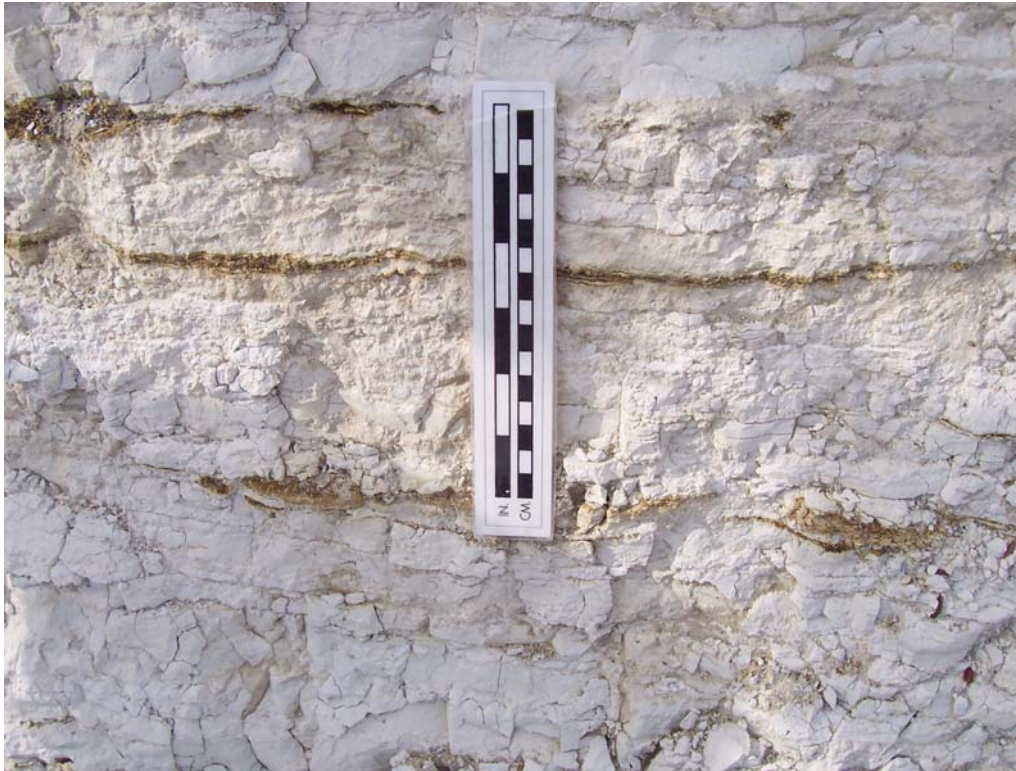
Yorum: Bu fasiyesin yatay tabakalı ve gri/yeşil renge sahip olması ve marnlarla ardalanmalı olarak bulunması, bu fasiyese ait çökellerin göl içerisinde depolandığını (örneğin küçük deltayik kütleler şeklinde) gösterir (ARENAS ve PARDO, 1999; BUSTILLO vd., 2002).

3.3.2. Laminalı marn fasiyesi (F11)

Tanım: Karacaören Formasyonu'na ait Ataköy üyesinde egemen olarak bulunan fasiyes esas olarak laminalı marnlardan oluşur (Şekil 3.14) ve havzanın kuzeydoğu kesimlerinde (Ataköy ve Hacıhıdırlar köyü) yaygın olarak görülür (Şekil 2.1; Şekil 3.3 ve 3.4; ÖSK 3 ve 4).

Killi kireçtaşı (Lm1) ve masif çamurtaşı (F13) fasiyesleri ile ardalanmalı olan bu fasiyes laminalı ve nadiren masif bir yapıya sahiptir. Açık yeşil veya gri renkli olan fasiyes bitki kök izleri içerir. Fasiyesin kalınlığı 20 cm ile 1 m arasında değişir ve yanıl yayılımı onlarca metredir. Yer yer kalınlığı birkaç mm'ye ulaşan koyu sarı-yeşil renkli kumlu kilitaşı seviyeleri ile ardalanmalıdır.

Yorum: Bu fasiyes, ince taneli kırıntılı malzeme geliminin az miktarda arttığı dönemlerde meydana gelen düşük enerjili göl ortamlarındaki periyodik veya devamlı olarak oluşan sualtı karbonat çamuru depolanmalarını temsil eder (BERALDI-CAMPESI vd., 2006).



Şekil 3.14. Karacaören Formasyonu'nun alt seviyesini oluşturan Ataköy üyesine ait laminalı marn fasiyesi (F11) (Hacıhıdırlar köyü, havzanın kuzeydoğusu)

3.3.3. Killi marn fasiyesi (F12)

Tanım: Karacaören Formasyonu'na ait Ataköy üyesinde yaygın olarak gözlenen fasiyes killi marnlardan oluşur (Şekil 3.15) ve havzanın kuzeydoğu kesimlerinde (Ataköy ve Hacıhıdırlar köyü) gözlenir (Şekil 2.1; Şekil 3.3 ve 3.4: ÖSK 3 ve 4).

Laminalı marn (F11), masif çamurtaşı (F13) ve killi kireçtaşı (Lm1) fasiyesleri ile ardalanmalı olan bu fasiyes laminalı ve/veya masif, koyu yeşil renkli ve bitki kökü fosillidir. Fasiyesin kalınlığı 20 cm ile 50 cm arasında değişir ve yanal devamlılığı onlarca metredir.

Yorum: Bu fasiyes ince taneli kırıntılı malzeme girişinin arttığı dönemlerde alüvyon yelpazelerinin ıraksak kısımlarının göle getirdiği ince taneli karbonat çamurunun düşük enerjili göl ortamlarındaki sualtı depolanmalarını gösterir (ANADON vd., 1998; ARENAS ve PARDO, 1999).



Şekil 3.15. Karacaören Formasyonu'nun alt seviyesini oluşturan Ataköy üyesine ait killi marn fasiyesi (F12) (Hacıhıdırlar köyü, havzanın kuzeydoğusu)

3.3.4. Masif çamurtaşı fasiyesi (F13)

Tanım: Karacaören Formasyonu'na ait Ataköy üyesinde egemen olarak bulunan fasiyes masif çamurtaşlarından oluşur (Şekil 3.16) ve havzanın kuzeydoğu kesimlerinde (Ataköy ve Hacıhıdırlar köyü) yaygın olarak görülür (Şekil 2.1; Şekil 3.3 ve 3.4: ÖSK 3 ve 4).

Bu fasiyes beyaz, gri ve sarı renkli, masif, ince marn ve silt araseviyeleri (ortalama kalınlık 0.5 cm) içeren çamurtaşlarından oluşur. Fasiyesin alt ve üst sınırı düzgün ve keskin olup, yanal devamlılığı birkaç yüz metre, bitki kırıntıları, kuruma çatlakları ve lamellibrans fosilleri bulunur. Bu fasiyes, laminalı marn (F11), killi marn (F12) ve killi kireçtaşı (Lm1) fasiyesleri ile ardalanmalıdır.

Yorum: Laminalanmanın olmaması bu fasiyesin durgun göl ortamında aşırı-yoğunluktaki zayıf akıntılarla taşınan süspansiyondan ince taneli sediman çökelişini gösterir (SAEZ ve CABRERA, 2003).



Şekil 3.16. Karacaören Formasyonu'nun alt seviyesini oluşturan Ataköy üyesine ait masif çamurtaşı fasiyesi (F13) (Hacıhıdırlar köyü, havzanın kuzeydoğusu)

3.3.5. Killi kireçtaşı fasiyesi (Lm1)

Tanım: Karacaören Formasyonu'na ait Ataköy üyesinde egemen olarak bulunan fasiyes esas olarak killi kireçtaşlarından oluşur (Şekil 3.17) ve havzanın kuzeydoğu kesimlerinde (Ataköy ve Hacıhıdırlar köyü) yaygın olarak görülür (Şekil 2.1; Şekil 3.3 ve 3.4: ÖSK 3 ve 4).

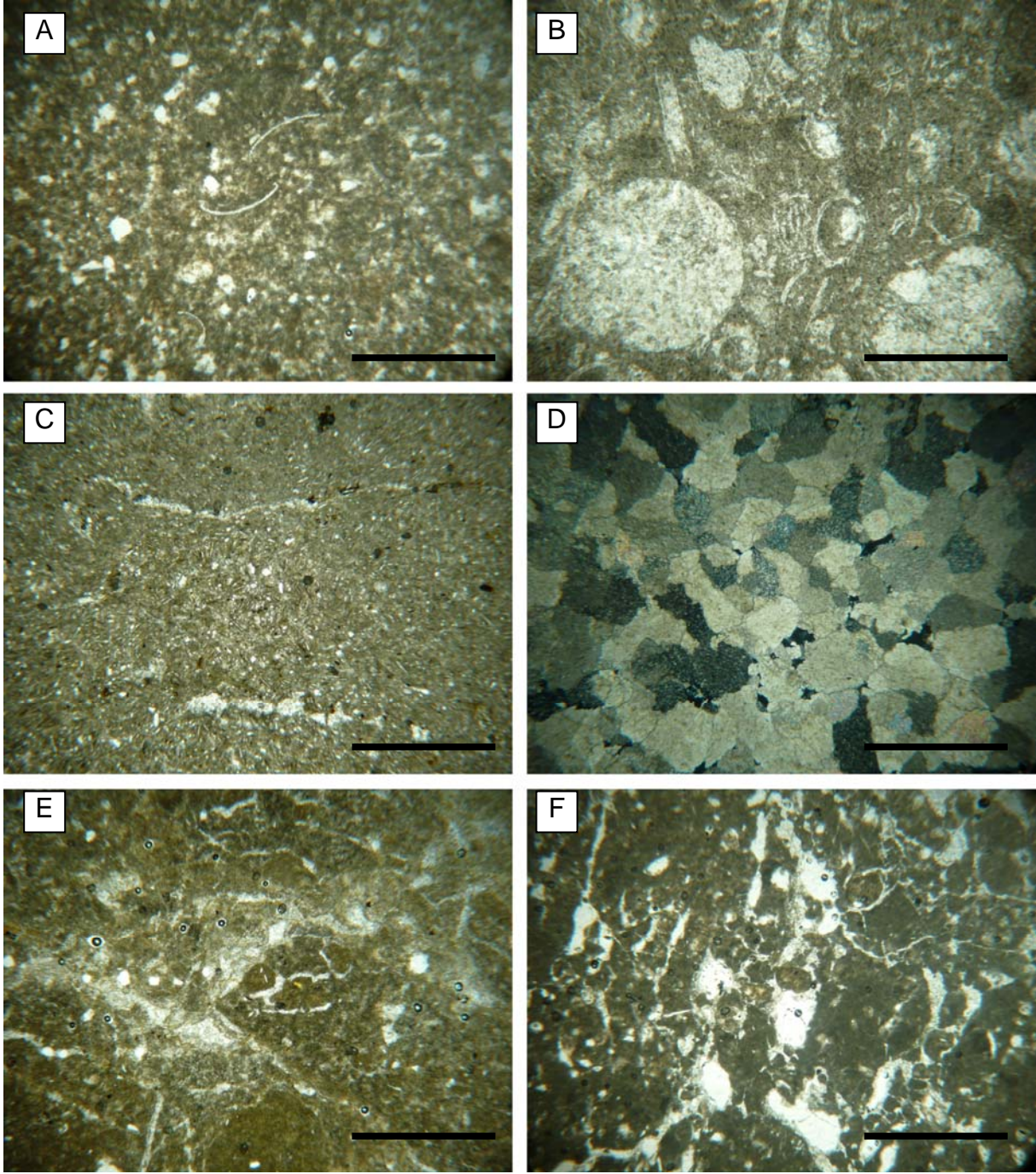
Bu fasiyes, laminalı marn (F11), killi marn (F12) ve masif çamurtaşı (F13) fasiyesleri ile ardalanmalı olarak bulunur. Bu kireçtaşları bej ve sarı renkli, gözeneklidir. Tabaka alt ve üst yüzeyi genellikle düzgün olan fasiyesin kalınlığı 20-100 cm arasında ve yanal devamlılığı onlarca metredir. İnce kesitlerde, bu kireçtaşları çoğunlukla saf mikritik bir dokuya sahip

olup, nadiren ostrakod ve mollusk, bol miktarda bitki kök izleri, su yosunu (*Chara*), düzlemsel ve dairesel kuruma çatlakları içerir. Bazı ostrakod ve mollusk kavkı kalıpları sparikalsitle doldurulmuştur (Şekil 3.3A-F).



Şekil 3.17. Karacaören Formasyonu'nun alt seviyesini oluşturan Ataköy üyesine ait killi kireçtaşı fasiyesi (Lm1) (Hacıhıdırlar köyü, havzanın kuzeydoğusu)

Yorum: Lm1 fasiyesinde görülen mikritik doku ve su yosunu saplarının iyi ölçüde korunması, bu fasiyesin su yosunlarının yoğun miktarda bulunduğu sığ (genellikle 10m'den az) ve durgun göl koşullarında depolandığını gösterir (HARDIE vd., 1978; ANADON vd., 2000). Bu kireçtaşlarında görülen pedojenik özellikler (bitki kalıntıları, kök izleri ve breşleşme) bu fasiyesin zaman zaman atmosferik koşullara maruz kaldığını gösterir. Bu fasiyesteki küçük düzensiz boşluklar ve dolgularla birlikte breşik dokunun varlığı depolanmanın değişken su seviyesine sahip düşük eğimli, düşük enerjili bir göl ortamında gerçekleştiğini gösteren kanıtlardır (FREYTTET, 1973; PLATT ve WRIGHT, 1991). Kireçtaşlarında görülen bu özellikler pedojenik süreçlerin erken evrelerini temsil eder (ARMENTEROS vd., 1997; ARMENTEROS ve DALEY, 1998).



Şekil 3.18. Karacaören Formasyonu'nun alt seviyesini oluşturan killi kireçtaşı fasiyesinin (Lm1) ince kesit fotoğrafları; (A) Mikritik killi kireçtaşları içerisindeki ostrakodlar (tek nikol); (B) Killi kireçtaşları içerisindeki su yosunları (Chara) ve sparitle doldurulmuş ostrakod ve gastropodlar (tek nikol); (C) Düzlemsel çatlaklar içeren mikritik killi kireçtaşı (tek nikol); (D) İri taneli sparikalsitlerden oluşan tanetaşı (çift nikol); (E) Mikritik killi kireçtaşları içerisinde gözlenen düzlemsel ve dairesel kuruma çatlakları (tek nikol); (F) Mikritik killi kireçtaşlarında görülen breşik doku (tek nikol) (Ölçek: 1 mm)

3.3.6. Killi dolomit fasiyesi (Lm2)

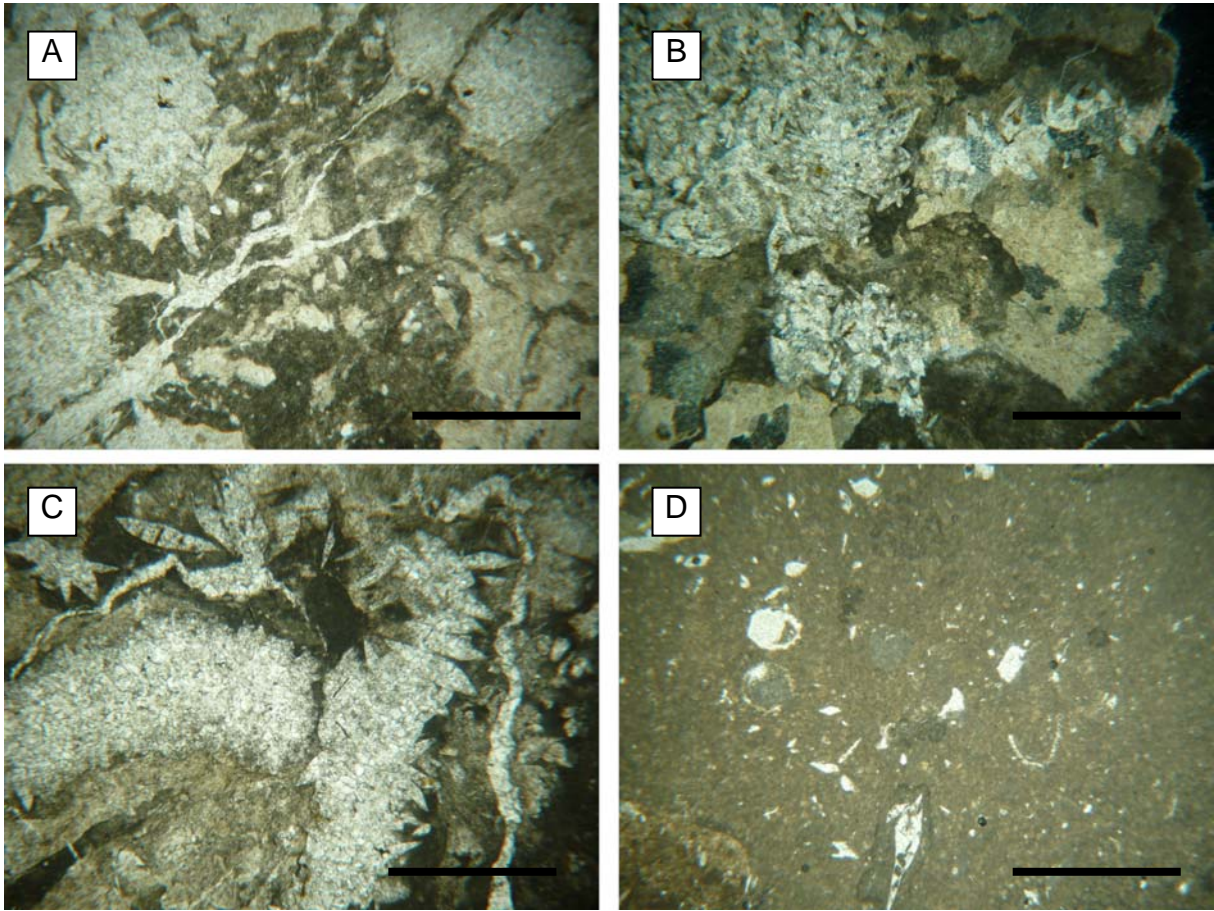
Tanım: Karacaören Formasyonu'na ait Ataköy üyesinde egemen olarak bulunan fasiyes esas olarak killi dolomitlerden oluşur (Şekil 3.19) ve havzanın kuzeydoğu kesimlerinde (Ataköy ve Hacıhıdırlar köyü) yaygın olarak görülür (Şekil 2.1; Şekil 3.3 ve 3.4: ÖSK 3 ve 4).

Bej ve sarı renge ve gözenekli bir yapıya sahip olan fasiyes, yer yer belirli seviyelerde değişik boyutlu lens veya rozet şekilli bireysel veya birleşik jips kristal boşlukları içerir. Bu boşlukların boyutları birkaç mm'den başlayıp 3 cm'e kadar varabilir. Fasiyes killi kireçtaşı (Lm1), laminalı marn (F11), killi marn (F12) ve masif çamurtaşı (F13) fasiyesleri ile ardalanmalıdır. Tabaka alt ve üst yüzeyi genellikle düzgün olan fasiyesin kalınlığı 30-150 cm arasında ve yanal devamlılığı onlarca metredir. İnce kesitlerde, bu dolomitler çoğunlukla saf mikritik veya sparitik bir dokuya sahip olup, bol miktarda bitki kök izi, su yosunu (Chara), düzlemsel ve dairesel kuruma çatlakları içerir (Şekil 3.20A ve C). Bu çökellerin taramalı elektron mikroskobu görüntülerinde özşekilli dolomit kristalleri ile birlikte bu kristallerin boşluklarını dolduran lifsi illit oluşumları da (Şekil 3.21A-C) ve özşekilli dolomit kristalleri de gözlenmektedir (Şekil 3.21A-F).

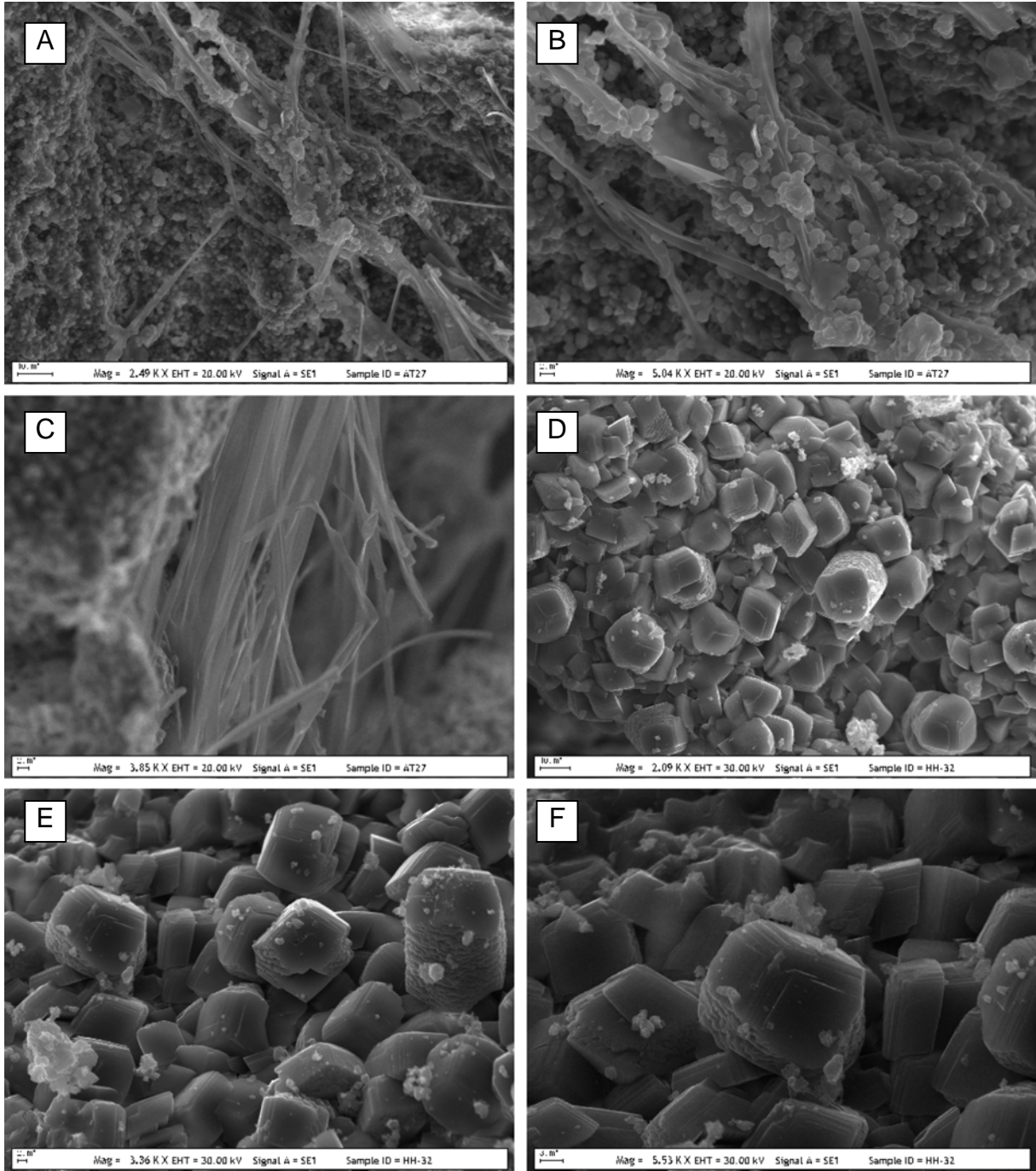


Şekil 3.19. Karacaören Formasyonu'nun alt seviyesini oluşturan Ataköy üyesine ait killi dolomit fasiyesi (Lm2) (Hacıhıdırlar köyü, havzanın kuzeydoğusu)

Yorum: Mikritik dokuya sahip olan killi dolomit fasiyesi killi kireçtaşı fasiyesinin (Lm1) depolanma ortamı ile benzerlik göstermektedir. Lm2 fasiyesi, sucul yosunların (Chara) egemen olduğu sığ göl ortamlarını karakterize eder (ANADON vd., 2000). Bu kireçtaşları içerisinde gözlenen merceksi boşluklar, jipsi çözülmesi ile oluşur. Bu jips kristalleri karbonat kristallerinin yerine geçer. Bu ornatılma kireçtaşlarının içerisinde süzülen sülfat bakımından zengin olan yeraltı sularının buharlaşması sonucunda meydana gelir (NICKEL, 1982; SALVANY vd., 1994).



Şekil 3.20. Karacaören Formasyonu'nun alt seviyesini oluşturan killi dolomit fasiyesinin (Lm2) ince kesit fotoğrafları; (A-C) Jipsli kireçtaşlarındaki mikritik matriks içinde görülen düzlemsel kuruma çatlakları ve birleşik jips kristalleri (tek ve çift nikol); (D) Jipsli kireçtaşlarında mikrit matriks içerisinde bulunan bireysel jips kristalleri ve su yosunları (Chara) (Ölçek: 1 mm)



Şekil 3.21. Karacaören Formasyonu'nun alt seviyesini oluşturan killi dolomit fasiyesinin (Lm2) taramalı elektron mikroskobu fotoğrafları; (A-B) Özşekli dolomit kristalleri arasında görülen lifsi illit kristalleri; (B) Bu illit kristallerinin yakından görünümü; (D-E) Özşekli romboedrik dolomit kristalleri; (F) Bu dolomit kristallerinin yakından görünümü

3.3.7. Siyah şeyl fasiyesi (F14)

Tanım: Karacaören Formasyonu'na ait Dandalas üyesinde egemen olarak bulunan fasiyes siyah renkli şeyllerden oluşur (Şekil 3.22) ve havzanın güneybatı (Dandalas köyü; Şekil 2.1; Şekil 3.5: ÖSK 5) ve kuzeydoğu kesimlerinde (Dandalas köyünün 5 km kuzeyi; Şekil 2.1; Şekil 3.5: ÖSK 6) yaygın olarak görülür.

Bu fasiyes, paralel laminalı (1-5 mm kalınlıkta), koyu kahverengi-siyah renkli bitüm seviyeleri içeren kiltaşından oluşur. Fasiyesin kalınlığı 30 cm ile 1.5 m arasında olup, yanal yayılımı onlarca metre ve merceksi geometrilidir. Tabaka alt ve üst sınırı düzgün olan fasiyes içinde bol miktarda kükürt yumru ve kristalleri (Şekil 3.23A-B), ostrakod, jips kristalleri (Şekil 3.23C), diyatom (Şekil 3.23D-E), alg (Şekil 3.23F) ve polen toplulukları bulunur. Gri laminalı marn (F15) ve biyoklastik kireçtaşı (Lm3) fasiyesleri ile ardalanmalıdır.

Bu fasiyesten alınan örneklerden elde edilen toplam organik karbon (TOK) değerleri % 0.75–14.58 aralığında değişir (ortalama % 3.34; Tablo 3.5). Bu örneklerin kaynak kaya potansiyeli göstergesi olan toplam organik karbon değerleri (TOK) oldukça yüksektir. İncelenen örneklerin Rock-Eval piroliz analizi sonucunda elde edilen hidrojen indeksi (HI) ve oksijen indeksi (OI) değerlerinin Van Krevelen diyagramında (TISSOT ve WELTE, 1978) değerlendirilmesi ile örneklerin Tip I ve II kerojenlerinden oluştuğu belirlenmiştir (Şekil 3.24). İncelenen örneklerin HI-TOC diyagramında bu örneklerin kaynak kaya potansiyeli açısından iyi-çok iyi petrol kökenine sahip oldukları görülmektedir (Şekil 3.25). Bu örneklerde 360-427°C arasında değişen ve pirolizin en yüksek ısını gösteren Tmax değerleri belirlenmiştir (Tablo 3.5; Şekil 3.26). S1 değerleri 0.26-5.19, S2 değerleri 1.77-114.3 ve S3 değerleri ise 0.33-3.86 aralığında değişmektedir. Analizi yapılan örneklerdeki kayanın içinde hazır halde bulunan sıvı hidrokarbon oranını gösteren Üretim İndeksi değerleri ise (PI: S1/S1+S2) 0.06-0.21 arasında değişmektedir (Tablo 3.5).

Yorum: Bu fasiyeste yüksek oranda iyi korunmuş organik maddenin bulunması ve fasiyesin çok ince laminalı olması göl suyunun daimi ve göl tabanının oksijensiz (anoksik) koşullara sahip olduğunu gösterir (RAMOS vd., 2001; SÁEZ vd., 2003). Ayrıca fasiyesin içerdiği elementer kükürt oluşumlarının, kükürt bakterileri ve jips kristallerinin ise sülfat indirgeyen bakteriler tarafından oluşturulduğu düşünülmektedir (ROUCHY vd., 1998).

Siyah şeyllerin toplam organik karbon değerlerinin 1.0-10 arasında olması iyi-zengin kaynak kaya potansiyelini göstermektedir. Tip I kerojenleri algal organik maddeyi karakterize eder ve bu kerojenlerin petrol türetme potansiyelleri yüksektir. Tip II kerojenleri ise spor, polen, kütikül ve diğer otsu organik maddeleri temsil eder. Bu tip kerojenlerin petrol türetme

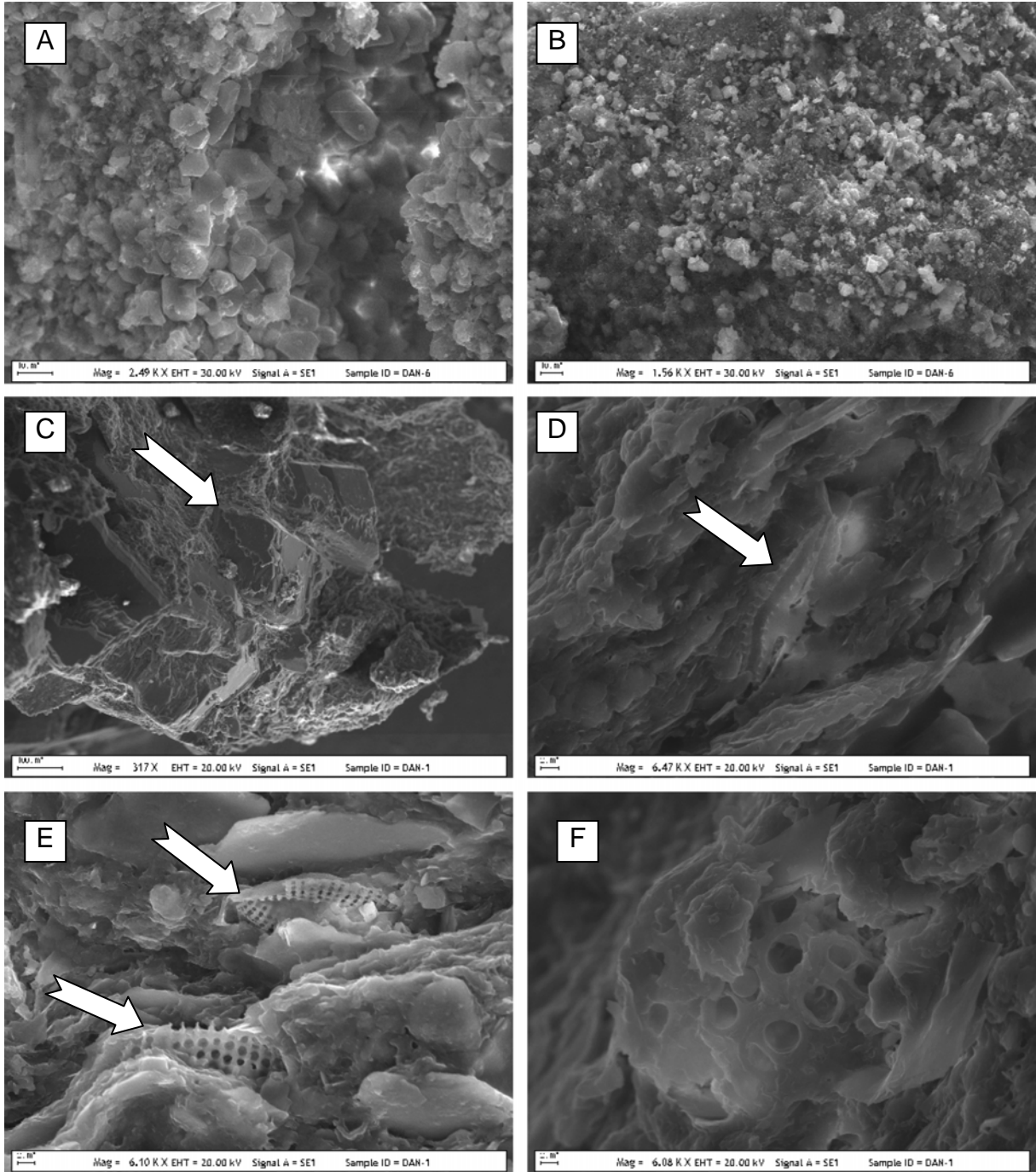
potansiyelleri vardır ancak Tip I'den daha düşüktür. HI-OI diyagramında da izlendiği gibi siyah şeyl fasiyesinin Tip I ve Tip II kerojenleri içermesi bu fasiyesin petrol üretme potansiyelinin var olduğunu göstermektedir (Şekil 3.24). HI-TOC diyagramında da görüldüğü gibi bu örnekler kaynak kaya potansiyeli açısından değerlendirildiğinde bunların iyi-çok iyi petrol kökenine sahip oldukları görülmektedir (Şekil 3.25). Siyah şeyl çökellerinin sahip olduğu Tmax değerlerinin 430°C'den düşük olması bunların olgunlaşmamış Tip I ve Tip II kerojenlerden oluştuğunu göstermektedir (Şekil 3.26). Üretim indeksi değerlerinin %5'ten düşük olması bu kerojenlerin olgunlaşmadığını doğrulamaktadır.

Tablo 3.5. İncelenen örneklerin toplam organik karbon (TOK) ve Rock-eval piroliz değerleri

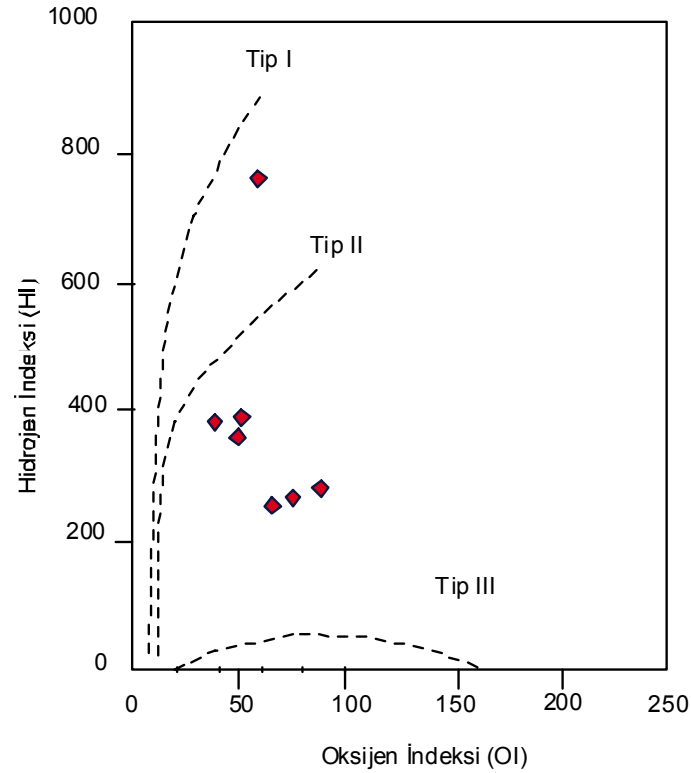
Örnek no	TOK (%)	S1	S2	S3	Tmax	HI	OI	PI
DAN-1	2.23	0.35	5.65	1.45	418	253	65	0.06
DAN-3	14.58	5.19	114.3	3.86	427	784	26	0.04
DAN-5	2.44	0.2	6.54	1.82	423	268	75	0.03
DAN-7	0.75	0.4	2.12	0.66	387	283	88	0.16
KRC-1	1.11	0.75	2.76	0.54	360	360	49	0.21
KRC-3	0.86	0.42	2.12	0.33	386	386	38	0.16
KRC-5	1.43	0.26	1.77	0.73	394	394	51	0.13



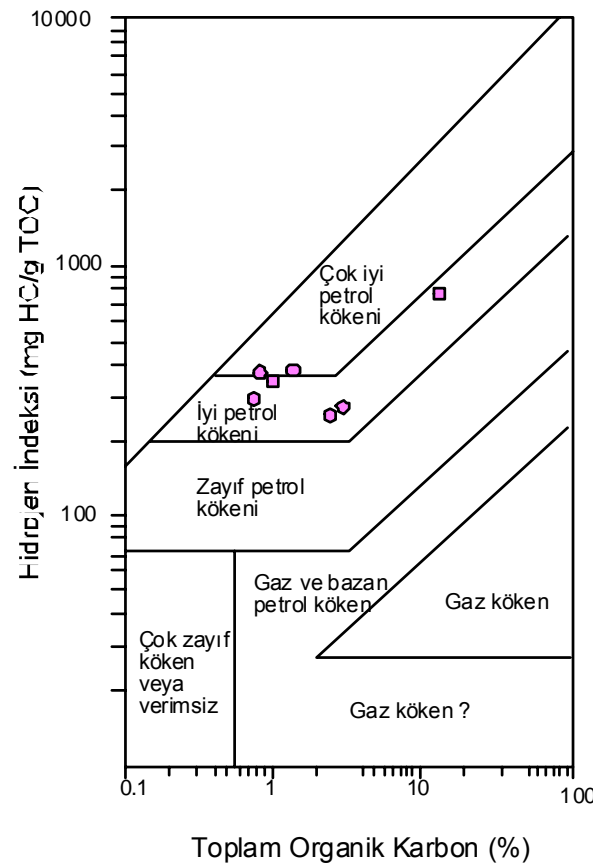
Şekil 3.22. Karacaören Formasyonu'nun orta seviyesini oluşturan Dandalas üyesine ait sarı renkli kükürt yumruları içeren siyah şeyl fasiyesi (F14) (Dandalas köyü, havzanın güneybatısı)



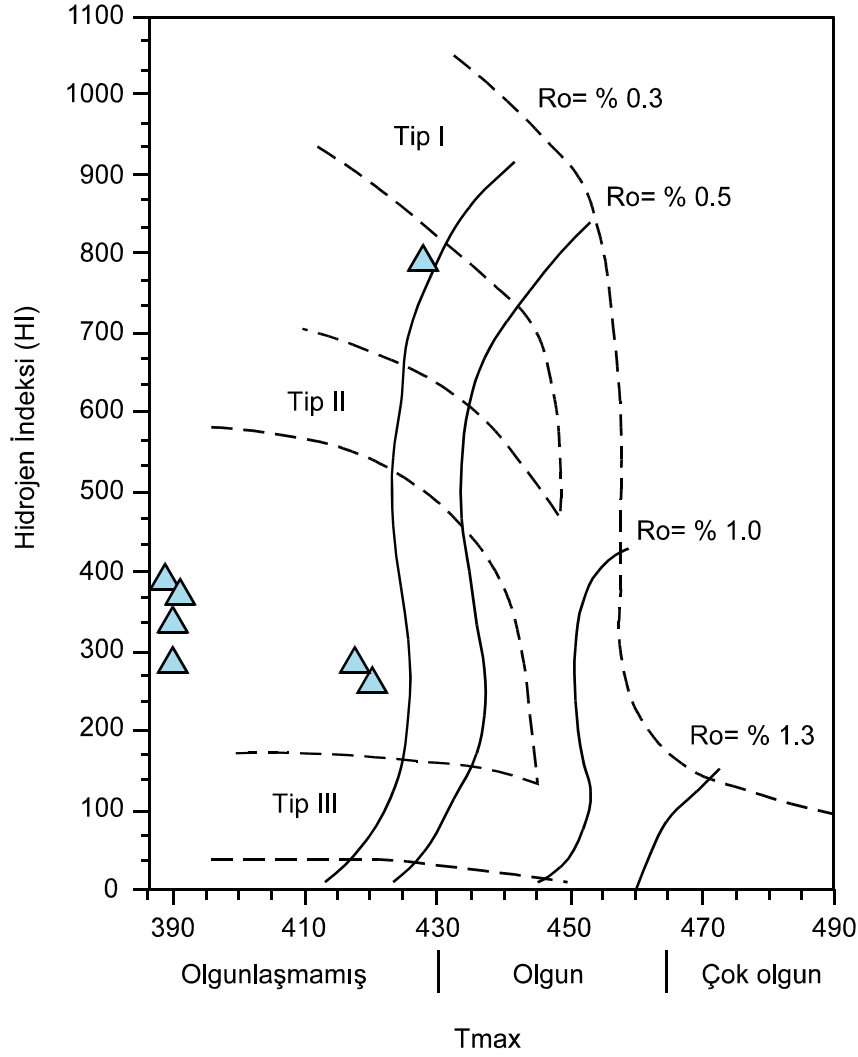
Şekil 3.23. Karacaören Formasyonu'nun orta seviyesini oluşturan siyah şeyl fasiyesinin (F14) taramalı elektron mikroskobu fotoğrafları; (A-B) Kükürt kristalleri; (C) Özşekilli jips kristalleri; (D-E) Diyatomlar; (F) Alg oluşumları



Şekil 3.24. İnceleme örneklerinin kerojen tipleri (ESPITALIE vd., 1977).



Şekil 3.25. İnceleme örneklerinin köken zenginliği (HI-TOC) diyagramı (JACKSON vd., 1985).



Şekil 3.26. İnceleme örneklerinin Tmax-HI diyagramı (Mukhopadhyay vd. 1995)

3.3.8. Gri laminalı marn fasiyesi (F15)

Tanım: Karacaören Formasyonu'na ait Dandalas üyesinde yaygın olarak bulunan fasiyesi gri renkli marnlardan oluşur (Şekil 3.27) ve havzanın güneybatı (Dandalas köyü; Şekil 2.1; Şekil 3.5: ÖSK 5) ve kuzeydoğu kesimlerinde (Dandalas köyünün 5 km kuzeyi; Şekil 2.1; Şekil 3.5: ÖSK 6) yaygın olarak görülür.

Paralel laminalı, orta-iyi derecede tutturulmuş koyu gri-kahverenkli marnlardan oluşur. Bol miktarda ostrakod, gastropod ve organik madde içerir. Fasiyesin kalınlığı 30 cm-2 m, yanal devamlılığı onlarca metre ve merceksi geometrilidir. Fasiyes, siyah şeyl (F14) ve biyoklastik kireçtaşı (Lm3) fasiyesleri ile ardalanmalı olarak görülür.

Yorum: Bu fasiyes, ince taneli kırıntılı malzemenin ve karbonat çamurunun göl tabanında oksijensiz koşullar altında depolanması ile oluşur (RAMOS vd., 2001, DUNAGAN ve

TURNER, 2004). Fasiyesin gri renkli olması ve siyah şeylerle ardalanmalı olarak bulunması oksijensiz durgun göl ortamı koşullarını kanıtlamaktadır.



Şekil 3.27. Karacaören Formasyonu'nun orta seviyesini oluşturan Dandalas üyesine ait gri laminalı marn fasiyesi (F15) (Dandalas köyü, havzanın güneybatısı)

3.3.9. Biyoklastik kireçtaşı fasiyesi (Lm3)

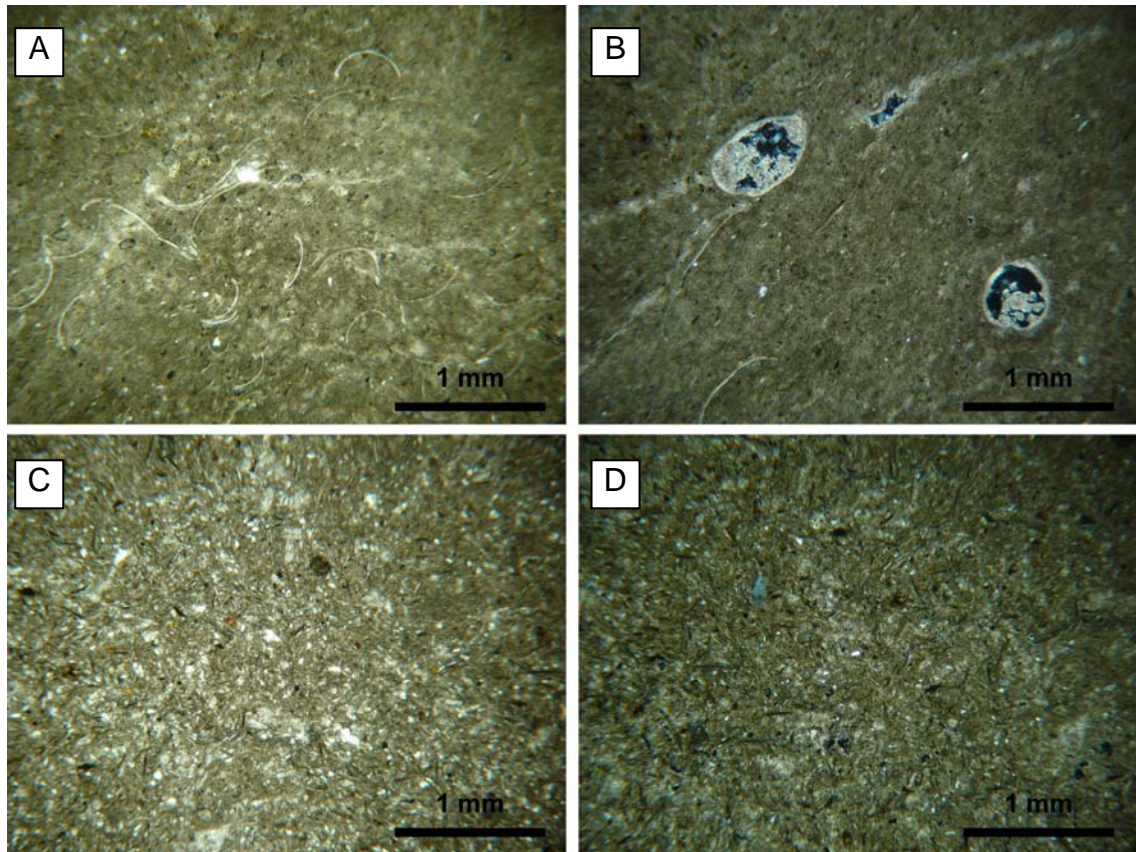
Tanım: Karacaören Formasyonu'na ait Dandalas üyesinde egemen olarak bulunan fasiyes siyah renkli şeylerden oluşur (Şekil 3.28) ve havzanın güneybatı (Dandalas köyü; Şekil 2.1; Şekil 3.5: ÖSK 5) ve kuzeydoğu kesimlerinde (Dandalas köyünün 5 km kuzeyi; Şekil 2.1; Şekil 3.5: ÖSK 6) yaygın olarak görülür.

Biyoklastik kireçtaşı fasiyesi, tablamsı ve merceksi geometrili olup, tabaka kalınlığı birkaç cm'den 1.5 m'ye kadar değişen bej, gri veya açık kahverenkli istiftaşı dokusuna sahip kireçtaşlarından oluşur. Kireçtaşlarının tabaka kalınlığı 10 cm-1 m arasında değişir. Bu kireçtaşları mikritik dokuya sahip olup, yüksek oranda ostrakod içerir (Şekil 3.29A-D). Bu fosil kavkılarının içi genellikle sparitle doldurulmuştur (Şekil 3.29B).

Yorum: Bu fasiyesin bol miktarda ostrakod içermesi ve mikritik olması, depolanmanın karbonata doygun ortamsal şartların uzun bir süre egemen olduğu nispeten derin ve durgun göl ortamında gerçekleştiğini göstermektedir (BERALDI-CAMPESI vd., 2006).



Şekil 3.28. Karacaören Formasyonu'nun orta seviyesini oluşturan Dandalas üyesine ait biyoklastik kireçtaşı fasiyesi (Lm3) (Dandalas köyü, havzanın güneybatısı)



Şekil 3.29. Karacaören Formasyonu'nun orta seviyesini oluşturan ve istifışı olarak tanımlanan biyoklastik kireçtaşı fasiyesinin (Lm3) ince kesit fotoğrafları; (A) Mikritik kireçtaşları içerisinde bol miktarda bulunan ostrakodlar (tek nikol); (B) Kireçtaşları içerisinde spartile doldurulmuş ostrakodlar (tek nikol); (C-D) Mikritik matriks içerisinde yığın halinde bulunan ostrakod kavkıları (tek ve çift nikol)

3.3.10. Çörtlü marn (F16)

Tanım: Karacaören Formasyonu'na ait Dedeler-2 üyesinde egemen olarak bulunan fasiyes değişken boyutlara sahip çört yumrusu içeren marnlardan oluşur (Şekil 3.30) ve havzanın kuzeydoğu kesimlerinde görülür (Karacaören köyünün 2 km güneybatısı; Şekil 2.1; Şekil 3.6: ÖSK 6).

Çoğunlukla jipsli çamurtaşı (F18) ve çörtlü kireçtaşı (Lm5) fasiyesleri ile ardalanmalı olan bu fasiyesin rengi beyaz ile bej olup, laminalı ve/veya masif bir yapıya sahiptir. Fasiyes bol miktarda ve düzensiz bir dağılıma sahip çört yumruları ve diatom içerir. Fasiyesin kalınlığı 20 cm ile 1.5 m arasında değişir ve yanal yayılımı onlarca metredir. Bej, gri, kahverengi ve siyah gibi değişik renklere sahip olan bu çört yumrularının genişliği genellikle 5-20 cm arasında değişir.

Yorum: Çört yumruları içeren bu fasiyes, ince taneli kırıntılı malzeme geliminin az miktarda arttığı dönemlerde meydana gelen periyodik veya devamlı olarak oluşan sualtı karbonat çamurlarının düşük enerjili, durgun ve sığ göl ortamlarındaki depolanmaları temsil eder (ARENAS ve PARDO, 1999). Fasiyes içerisinde gözlenen çört yumruları ise silis bakımından zengin yeraltı suyunun girişi sırasında meydana gelen göl suyu alkalitesinin ve dolayısıyla yüksek pH değerinin aniden yükselmesi neticesinde oluşmuştur.



Şekil 3.30. Karacaören Formasyonu'nun üst seviyesini oluşturan Dedeler-2 üyesine ait çörtlü marn fasiyesi (F16) (Karacaören köyünün 2 km güneybatısı, havzanın kuzeydoğusu)

3.3.11. Çörtlü diyatomit fasiyesi (F17)

Tanım: Karacaören Formasyonu'na ait Dedeler-2 üyesinde bulunan fasiyes değişken boyutlara sahip çört yumrusu ve jips kristalleri içeren diyatomitlerden oluşur (Şekil 3.31) ve havzanın kuzeydoğu kesimlerinde görülür (Dedeler köyünün 1 km kuzeyi; Şekil 2.1; Şekil 3.6: ÖSK 6).

Bu fasiyes bej ve kahverenkli, masif veya paralel laminalı (kalınlığı 0.3-0.9 cm), değişik boyutlarda çört yumruları içeren çamurtaşlarından oluşur. Fasiyesin alt ve üst sınırı düzgün ve keskin olup, yanal devamlılığı birkaç on metre ve merceksi geometrilidir. Çört yumrularının genişliği 3-10 cm arasında olup, rengi bej, gri, kahverengi ve siyah arasında değişir. Fasiyesin içerdiği jipsler şeffaf veya sarı renkli birkaç mm boyuta sahip kristallerdir. Disk veya mercek şekilli bu küçük kristaller diyatomit içerisinde içerisinde serpilmiş tek kristaller halinde bulunurlar.



Şekil 3.31. Karacaören Formasyonu'nun üst seviyesini oluşturan Dedeler-2 üyesine ait bej ve kahverenkli çörtlü diyatomit fasiyesi (F17) (Dedeler köyünün 1 km kuzeyi, havzanın kuzeydoğusu)

Yorum: Bu fasiyes, kurak iklim koşulları altında, havzaya kırıntılı malzeme geliminin az olduğu dönemlerde, göl ortamına gelen çözülme durumundaki silis zengin yeraltı suyunun girişi nedeniyle ortamdaki diyatom ve silis depolanmasının artması sonucunda oluşur. Silis

bakımından doymuş bu tip göllerde diatomit çökelleri kolayca depolanır ve korunurlar (JACOBS vd., 2007). Ayrıca fasiyesin jips içermesinde bu iklimsel koşulları desteklemektedir. Diatomit içerisinde merceksi jips kristallerinin serbest halde dağılmış olarak bulunması bu fasiyesin, kurak dönemlerde, gölün etrafındaki çamur düzlüklerinin kuruması sonucunda yeraltı suyunun kapiler yükselmesi sırasında buharlaşmasıyla oluştuğunu göstermektedir (BENISON ve GOLDSTEIN, 2000; GAUPP vd., 2000). Yeraltı suyunda bol miktarda çözümlü halde bulunan kalsiyum ve sülfat ve kalsiyum iyonları, sediman gözeneklerinde buharlaşarak çamurtaşları içerisinde serbest halde bireysel jips kristallerinin çökelimine neden olmuştur (SCHUBEL ve LOWENSTEIN, 1997).

3.3.12. Çörtlü kireçtaşı fasiyesi (Lm4)

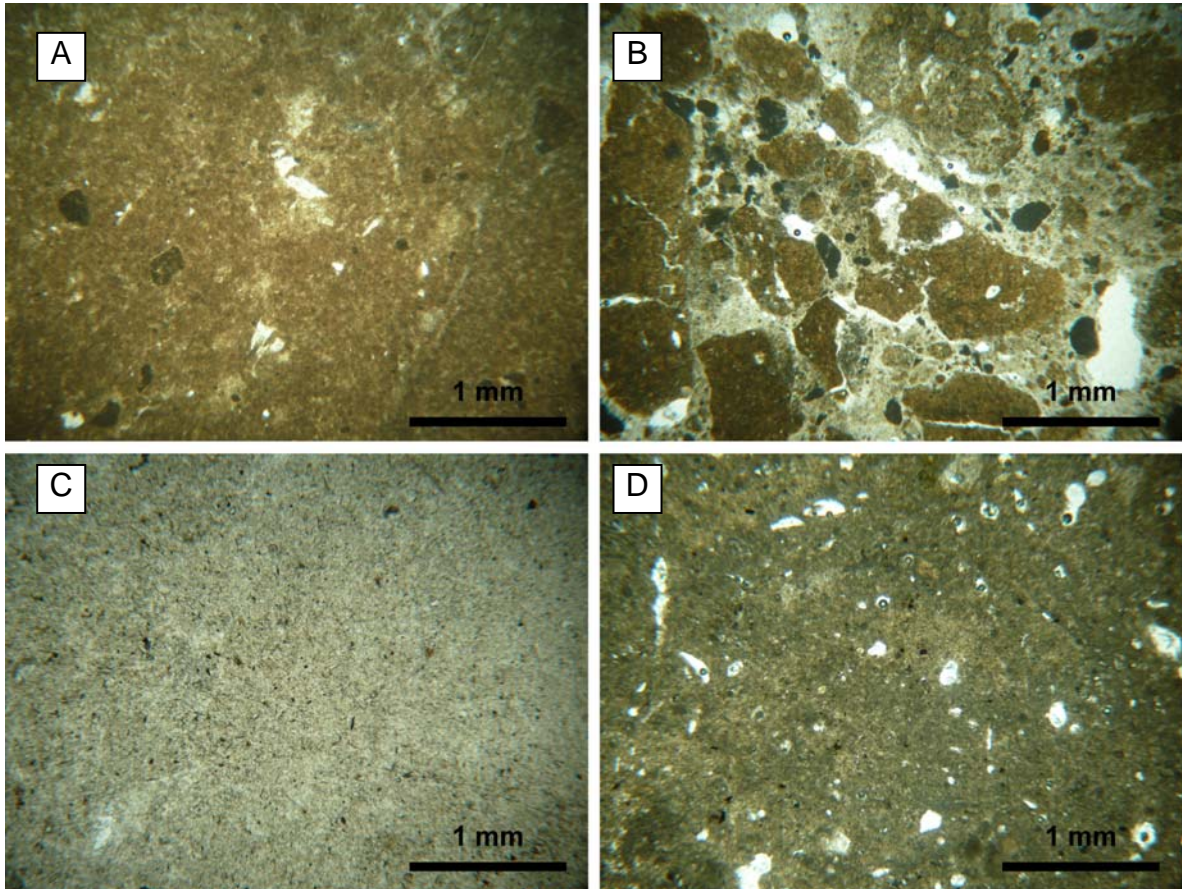
Tanım: Karacaören Formasyonu'na ait Dedeler-2 üyesinde bulunan fasiyes değişken boyutlara sahip çört yumrusu içeren killi kireçtaşlarından oluşur (Şekil 3.32) ve havzanın kuzeydoğu kesimlerinde görülür (Karacaören köyünün yaklaşık 2 km güneybatısı; Şekil 2.1; Şekil 3.6: ÖSK 6).

Çört yumruları (genişliği 3-5 cm) içeren bej renkli, gözenekli ve mikritik özellikteki bu kireçtaşları genellikle çörtlü ve diatomlu marn (F16) ve jipsli çamurtaşı (F18) fasiyesleri ile ardalanmalıdır. Kireçtaşı tabakalarının kalınlığı 30-150 cm arasında olup yanal devamlılığı onlarca metredir. Çok nadiren ostrakod kavkuları içeren bu kireçtaşları dokusal olarak çamurtaşı ve vaketaşı olarak tanımlanmıştır (Şekil 3.33A). Fasiyesin içerdiği çört yumruları ise breşik (Şekil 3.33B) ve ince taneli bir dokuya (Şekil 3.33C-D) sahiptir. Fosil kavkılarının içi çoğunlukla sparikalsitle doldurulmuştur. Elektron mikroskobu görüntülerinde bu kireçtaşlarının özşekilli ve yarı özşekilli kalsit ve dolomit kristallerinden oluştuğu görülmektedir (Şekil 3.34A-B). Birkaç µm boyutundaki silis küreciklerinden oluşan bu çört yumruları genellikle böbreğimsi bir yapıya sahiptir (Şekil 3.34D-F).

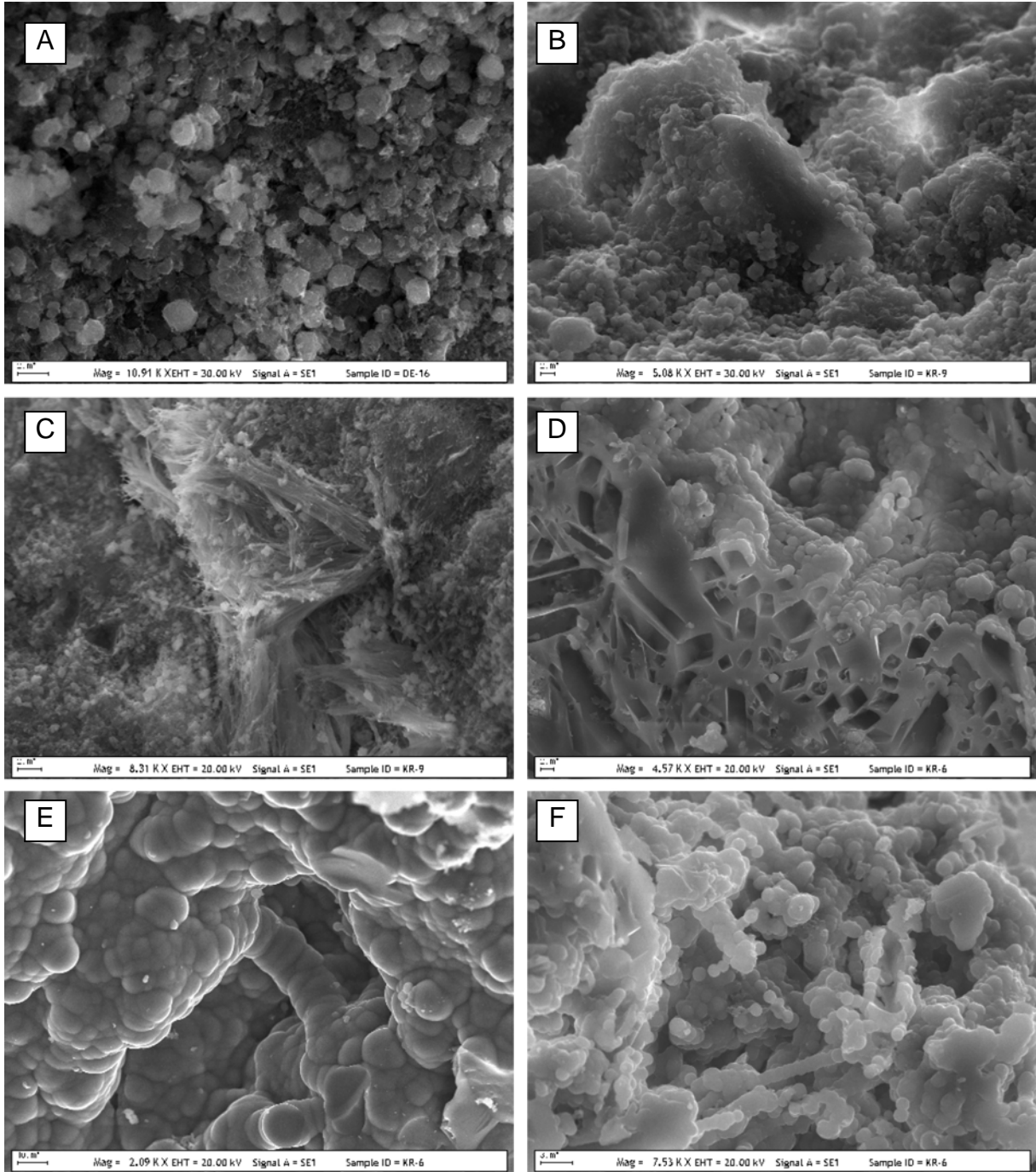
Yorum: Bu kireçtaşlarının mikritik dokuya sahip olması depolanmanın durgun, sığ, göl kenarı ortamında gerçekleştiğini gösterir. Göl ortamına silis bakımından zengin su girişi nedeniyle göl suyu alkalitesinin aniden yükselmesi ve bunun neden olduğu yüksek pH değeri çörtlü kireçtaşlarının içerisindeki çört yumrularının oluşmasının nedeni olmalıdır (KHADKIKAR vd., 1999, UMEDA, 2003).



Şekil 3.32. Karacaören Formasyonu'nun üst seviyesini oluşturan Dedeler-2 üyesine ait çörtlü kireçtaşı fasiyesi (Lm4) (Karacaören köyünün 2 km güneybatısı, havzanın KD'su)



Şekil 3.33. Karacaören Formasyonu'nun üst seviyesini oluşturan çörtlü kireçtaşlarının ince kesit fotoğrafları; (A) Çamurtaşı dokusu (tek nikol); (B) Breşik dokuya sahip çörtler (tek nikol); (C-D) İnce taneli dokuya sahip çörtler (tek nikol)



Şekil 3.34. Karacaören Formasyonu'nun üst seviyesini oluşturan çörtlü kireçtaşlarındaki dolomit kristalleri (A-B), illit oluşumları (C) ve bu kireçtaşlarının içerdiği yumrulu çörtllerdeki böbreğimsi yapıya sahip silis küreciklerinin taramalı elektron mikroskobu görüntüleri.

3.4. Karacasu Formasyonunu oluşturan fasiyeler

Karacasu Formasyonu içinde 8 fasiyes tanımlanmıştır. Aşağıda ayrıntılı özellikleri sunulan bu fasiyelerin tümü, genel olarak, sediman çekim (gravite) akmalarının egemen olduğu alüvyon yelpazesi ortamlarını yansıtır.

Tablo 3.5. Karacasu Formasyonunu oluşturan fasiyelerin tanım ve yorumları

Fasiyes	Tanım	Yorum
Gma2 Matriks- destekli konglomera	Kırmızı-kahverenkli, matriks destekli, çoğunlukla çamur, daha az oranda silt, kum ve ince çakıl matriksli, masif konglomeradır (Şekil 3.35). Fasiyesin maksimum tane boyu 60 cm, minimum tane boyu 10cm, ortalama tane boyu 20 cm'dir. Tane bileşeleri şist, gnays, mermer ve kuvarsittir. Merceksi geometriye, onlarca metre yanal devamlıdır. Yönlenmesiz taneler, köşeli/çok kötü yuvarlaklaşmış ve boylanmasızdır. Fasiyes ters dereceli ve kalınlığı en fazla 2 m, ortalama olarak ise 1 m arasında ölçülmüştür. Taban ve tavanı tane-destekli konglomera (Gca2), kırmızı masif çamurtaşı (Fma2) ve masif (çakıllı) kumtaşı (Sma2) fasiyelerini ile keskin dokanaktır.	Plastik moloz akmaları (NEMEC ve STEEL, 1984)
Gca2 Tane- destekli konglomera	Kırmızı-kahverenkli, tane destekli, normal dereceli ve kum-ince çakıl matriksli konglomeradır (Şekil 3.36). Fasiyesi oluşturan taneler hacimce % 90-95 bolluğa sahiptir. Fasiyesin tane bileşenleri şist, gnays, mermer ve kuvarsitten oluşur. Fasiyes 60 cm'den 2 m kalınlığa kadar erişebilir ve her zaman aşınmalı tabanlıdır. Taneler iyi yuvarlaklaşmış, iyi yıkanmış ve orta-kötü derecede boylanmıştır. Genellikle yukarı doğru tane boyunda incelererek normal derecelenme gösterir. Maksimum tane boyu 40 cm, ortalama tane boyu 5 cm'dir. Ender olarak 1 m boyunda metamorfik şist blokları bulundurulabilir. Yaygın olarak b eksenli kiremitlenmesi gösterir. Matriks destekli konglomera (Gma2), düzlemsel çapraz tabakalı konglomera (Gpa), masif (çakıllı) kumtaşı (Sma2), düzlemsel çapraz tabakalı kumtaşı (Spa), laminalı silttaşı-çamurtaşı (Fla2) ve masif çamurtaşı (Fma2) fasiyelerini ile aralanmalıdır.	Tanece zengin plastik moloz akmaları veya aşırı yoğunlaşmış akıntılar (MIALL, 1996)
Gpa Düzlemsel çapraz tabakalı konglomera	Kırmızı-kahverenkli, tane destekli, kum ve ince çakıl matriksli, iyi yıkanmış, orta derecede boylanmış, iyi yuvarlaklaşmış ve zayıf-orta derecede konglomeradır (Şekil 3.37). Tane bileşenlerin büyük çoğunluğu metamorfik tanelerden oluşur. Maksimum tane boyu 10 cm, ortalama 3 cm'dir. Fasiyesin tabaka kalınlığı 5-20 cm olup, toplam kalınlığı bir kaç metreye erişir ve her tabaka kendi içinde normal dereceli olup yukarı doğru kum nispetinde artış görülür. Bu tabakalalar içindeki çakıl taneleri çapraz tabaka yüzeyine paralel dizilidir. Çapraz tabaka eğim açıları 20°-35° arasında değişir. Matriks destekli konglomera (Gma2), tane destekli konglomera (Gca2), masif çakıllı kumtaşı (Sma2) ve laminalı silttaşı-çamurtaşı (Fla2) fasiyelerini ile aralanmalıdır.	Boyuna barların yanal olarak büyümesi (MIALL, 1977)
Sma2 Masif (çakıllı)	Açık kırmızı ve açık kahve renkli, siltli ve kumlu mercekler ve çakıl saçınımları içeren masif kumtaşıdır (Şekil 3.38). Kalış, kök izleri, bitki kırıntıları ve çamur çatlakları içerir. Kalınlığı	Aşırı yoğunlaşmış akıntılar

kumtaşı	değişken olup (5-40 cm arasında) yanal yayılımı onlarca metredir. Orta-iyi derecede tutturulmuştur. Çoğunlukla matriks destekli konglomera (Gma2), tane-destekli konglomera (Gca2), düzlemsel çapraz tabakalı konglomera (Gpa), laminalı silttaşı-çamurtaşı (Fla2) ve masif çamurtaşı (Fma2) fasiyesleri ile ardalanmalı olarak bulunur.	(MIALL, 1996)
Spa Düzlemsel çapraz tabakalı kumtaşı	Gri-sarı ve açık kırmızı-kahverengi, tane destekli, iyi yıkanmış, orta derecede boylanmış ve zayıf-orta derecede tutturulmuş kumtaşıdır (Şekil 3.39). Çapraz tabakalar 5-20 cm kalınlığında olup kendi içinde derecelidirlere ve fasiyesin toplam kalınlığı 1.5-2 m'dir. Çapraz tabaka eğimleri (foresetler) 5°-10° arasındadır. Fasiyes birçok dülemsel çapraz tabaka setlerinin üst üste gelmesinden oluşur. Çoğu zaman masif çakıllı kumtaşı (Sma2), teknemsi çapraz tabakalı kumtaşı (Sta), laminalı silttaşı-çamurtaşı (Fla2) ve masif çamurtaşı (Fma2) fasiyesleri ile ardalanmalı olarak bulunur. Yanal devamlılığı her zaman içinde bulunduğu diğer kumtaşı fasiyesleri ile uyumlu ve bir kaç on metre kadar olup merceksi geometridedir. Çoğunlukla laminalı silttaşı-çamurtaşı (Fla2) üzerine aşınmalı taban ile yerleşir, bu durumda taban kesimlerinde iri çamurtaşı topacıkları bulundurulur. Alttan ve üstten aşınmalı taban ile aynı fasiyes tarafından değişik açılarla kesilebilir.	Yatak yükünün yanal yönde ilerlemesi (RUST, 1978)
Sta Teknemsi çapraz tabakalı kumtaşı	Gri-sarı ve açık kırmızı-kahverengi, tane destekli, iyi yıkanmış, iyi yuvarlaklaşmış, orta derecede boylanmış ve zayıf-orta derecede tutturulmuş çapraz tabakalı, orta-iri taneli kumtaşıdır (Şekil 3.40). Merceksi geometriye, yanal devamlılığı en fazla bir kaç metredir. Seyrek olarak iyi yuvarlaklaşmış ince çakıllar içerir. Daha iri çakıl taneleri çoğunlukla çapraz tabaka düzlemlerine paralel olarak dizilmiş ve taban kesimlerinde yoğunlaşmışlardır. Bu durumda her bir çapraz tabaka kendi içinde derecelidir. Her zaman diğer kaba kırıntılı fasiyesler içinde veya üzerinde bulunur. Tane bileşenleri, yayılımı ve bolluğu diğer kumtaşı fasiyeslerine benzerdir. Fasiyesin toplam kalınlığı genellikle bir kaç on cm'dir ve 1.5 m'ye kadardır. Tabaka kalınlığı ise 2-5 cm'dir. Fasiyes, bazen laminalı silttaşı-çamurtaşı (Fla2) üzerine aşınmalı olarak (Şekil 3.39), çoğu zaman ise diğer kırıntılı fasiyeslerle (Gca2, Gpa, Sma2, Spa, Fla2, Fma2) yanal ve düşey ilişkide görülür.	Üç boyutlu kumulların göçü ya da küçük kanal dolgusu, kazıntı çukurlarının dolması (MIALL, 1977; HARMS vd., 1982).
Fla2 Laminalı silttaşı- çamurtaşı	Gri, sarı ve yer yer kırmızı-açık kahve renkli, paralel laminalı ve ince tabakalı silttaşı ardalanmalı çamurtaşıdır (Şekil 3.39-3.40). Saçınımlı halde, çoğunluğu metamorfik malzemedenden oluşan iyi yuvarlaklaşmış çok ince çakıllar bulundurulabilir. Zayıf-orta derecede tutturulmuş, biyoturbasyonlu, fosilleşmiş bitki kök, kalıp ve parçaları bulundurulur. Fasiyesin kalınlığı genellikle bir kaç metredir. Tabanı ve tavanı çoğunlukla düzgün yüzeyli olmasına karşın, kaba taneli fasiyesler (Gma2, Gca2, Gpa, Sma2, Spa) bu fasiyes içine kazıma ile yerleşmiştir. Matriks destekli konglomera (Gma2), tane-destekli konglomera (Gca2), düzlemsel çapraz tabakalı konglomera (Gpa), masif (çakıllı) kumtaşı (Sma2), düzlemsel çapraz tabakalı kumtaşı (Spa), teknemsi çapraz tabakalı kumtaşı (Sta) ve masif çamurtaşı (Fma2) fasiyesleri ile ardalanmalı olarak bulunur.	Durgun sudan süspansiyon malzemesi çökelişi (COLLINSO N, 1996)

Fma2 Masif çamurtaşı	Açık kırmızı ve açık kahve renkli, siltli ve kumlu mercekler ve çakıl saçınımları içeren çamurtaşıdır. Kalış, kök izleri, bitki kırıntıları ve çamur çatlakları görülebilir (Şekil 3.41-3.42). Kalınlığı değişken olup en fazla 1.5 m ve yanal yayılımı onlarca metredir. Masif görünümü olan fasiyes, zayıf-orta derecede tutturulmuştur. Daima matriks destekli konglomera (Gma2), tane-destekli konglomera (Gca2), düzlemsel çapraz tabakalı konglomera (Gpa), masif (çakıllı) kumtaşı (Sma2), düzlemsel çapraz tabakalı kumtaşı (Spa), tekneimsi çapraz tabakalı kumtaşı (Sta) ve lanimalı silttaşı-çamurtaşı (Fla2) fasiyesleri ile ardalanmalı olarak bulunur.	Zayıf akıntılardan süspansiyon çökelişi, (BENVENU-TI, 2003)
----------------------------	--	---

3.4.1. Matriks-destekli konglomera fasiyesi (Gma2)

Tanım: Karacasu Formasyonu'nun Alemler üyesi içerisinde yaygın olarak bulunan fasiyes, kırmızı-kahverenkli, matriks destekli, yer yer tane destekli, çoğunlukla çamur, daha az oranda silt, kum ve ince çakıl matriksli, masif ve düzensiz konglomeralardan oluşur (Şekil 3.35). Karacasu Formasyonu'nun alt ve orta seviyelerinde ve havzanın güneybatı ve kuzeydoğu kesimlerinde (Karacasu ilçesi ve Alemler köyü civarı) yaygın olarak görülür (Şekil 2.1; Şekil 3.7: ÖSK 9).

Fasiyesin maksimum tane boyu 60 cm, minimum tane boyu 10cm, bununla beraber düzensiz dağılmış çok seyrek, boyu 90 cm'e ulaşan iri bloklar da bulundurup, ortalama tane boyu 20 cm'dir. Tane bileşelerini metamorfik kayalara ait şist, gnays, mermer ve kuvarsit oluşturur. Kırmızı çamurtaşlarının varlığı ve matriksi oluşturmalarından dolayı tümüyle kırmızı/kiremit rengindedir. Merceksi geometrili ve onlarca metre yanal devamlıdır. Yönlenmesiz taneler, köşeli/çok kötü yuvarlaklaşmış ve boylanmasızdır. Fasiyes ters dereceli ve kalınlığı en fazla 2 m, ortalama olarak ise 1 m arasında ölçülmüştür. Tabakalanma çok zayıftır. Herhangi bir seçilme ya da yönlenme yoksa da ender olarak uzun eksenleri birbirine paralel taneler gözlenir. Bu tanelerin uzun eksen doğrultuları her zaman havza ortasına doğrudur. Çoğunlukla tane-destekli konglomera (Gca2), masif (çakıllı) kumtaşı (Sma2) ve masif çamurtaşı (Fma2) fasiyesleri ile keskin dokanaktır.

Yorum: Bu fasiyesin düzensiz tabakalanma ve kötü boylanma göstermesi, iri blokların varlığı, matriks destekli olması, ters ve az oranda da normal derecelenmeler fasiyesin moloz akması (debris flow) ürünü olduğunu gösterir (CAPUZZO ve WETZEL, 2004; MIALI 1996). Bu tip konglomera fasiyesleri alüvyon yelpazelerinin yakınsak ve ortaç kısımlarının tipik fasiyesidir (COLLINSON, 1996; COLOMBO, 1992).



Şekil 3.35. Karacasu Formasyonu'nun alt-orta seviyesini oluşturan Alemler üyesine ait kırmızı renkli matris-destekli konglomera fasiyesi (Gma2) (Kızılyarbaşı köyü civarı, havzanın güneybatısı)

3.4.2. Tane destekli konglomera (Gca2)

Tanım: Karacasu Formasyonu'nun alt-orta seviyelerini oluşturan Alemler üyesi içerisinde yaygın olarak bulunan fasiyesi, kırmızı-kahverenkli, tane destekli, normal dereceli ve kum-ince çakıl matriklidir (Şekil 3.36). Karacasu Formasyonu'nun alt ve orta seviyelerinde ve havzanın güneybatı ve kuzeydoğu kesimlerinde (Karacasu ilçesi ve Alemler köyü civarı) yaygın olarak görülür (Şekil 2.1; Şekil 3.7: ÖSK 9).

Fasiyesi oluşturan taneler hacimce % 90-95 bolluğa sahiptir. Fasiyesin tane bileşenleri şist, gnays, mermer ve kuvarsitten oluşur. Fasiyes 60 cm'den 2 m kalınlığa kadar erişebilir ve her zaman aşınmalı tabanlıdır. Tabanında çoğunlukla çamurtaşı tanelerini gecikme çökeli olarak bulundurur. Taneler iyi yuvarlaklaşmış, iyi yıkanmış ve orta-kötü derecede boylanmıştır. Genellikle yukarı doğru tane boyunda incelerek normal derecelenme gösterir. Kum veya ince çakıllı matriksten oluşup, iyi-orta derecede tutturulmuştur. Maksimum tane boyu 40 cm, ortalama tane boyu 5 cm'dir. Ender olarak 1 m boyunda metamorfik şist blokları bulundurabilir. Yaygın olarak b eksenli kiremitlenmesi gösterir. Onlarca metre yanal devamlılıkta ancak merceksi geometridedir. Matris destekli konglomera (Gma2), düzlemsel

çapraz tabakalı konglomera (Gpa), masif (çakıllı) kumtaşı (Sma2), düzlemsel çapraz tabakalı kumtaşı (Spa), laminalı siltaşı-çamurtaşı (Fla2) ve masif çamurtaşı (Fma2) fasiyesleri ile araldanmalı olarak bulunur.

Yorum: Yuvarlaklaşmış taneler, b eksenli kiremitlenmesi, merceksi geometri ve aşınmalı taban fasiyesin flüvyal kökenli olduğunu gösterir (CAPUZZO ve WETZEL, 2004). Masif veya kaba tabakalı çakıllar, ya aşırı yoğunlaşmış taşkınlar sırasında ya da yüksek sediment yoğunluklu ve akıntı yoğunluğuna sahip akarsularda depolanır (ROBERTS, 2007). Fasiyes kanal dolgusu veya boyuna bar çökelleri olmalıdır.



Şekil 3.36. Karacasu Formasyonu'nun alt-orta seviyesini oluşturan Alemler üyesine ait tane-destekli konglomera fasiyesi (Gca2) (Alemler köyü civarı, havzanın güneybatısı)

3.4.3. Düzlemsel çapraz tabakalı konglomera (Gpa)

Tanım: Karacasu Formasyonu'nun alt-orta seviyelerini oluşturan Alemler üyesi içerisinde yaygın olarak bulunan fasiyes düzlemel çapraz tabakalı konglomeralardan oluşur (Şekil 3.37). Karacasu Formasyonu'nun alt ve orta seviyelerinde ve havzanın güneybatı ve kuzeydoğu kesimlerinde (Karacasu ilçesi ve Alemler köyü civarı) yaygın olarak görülür (Şekil 2.1; Şekil 3.7: ÖSK 9).

Fasiyes kırmızı-kahverenkli, tane destekli, kum ve ince çakıl matriksli olup iyi yıkanmış, orta derecede boylamış, iyi yuvarlaklaşmış ve zayıf-orta derecede tutturulmuştur. Tane bileşenlerin büyük çoğunluğu metamorfik tanelerden oluşur. Maksimum tane boyu 10 cm, ortalama 3 cm'dir. Fasiyesin tabaka kalınlığı 5-20 cm olup, toplam kalınlığı bir kaç metreye erişir ve her tabaka kendi içinde normal dereceli olup yukarı doğru kum nispetinde artış görülür. Bu tabakalar içindeki çakıl taneleri çapraz tabaka yüzeyine paralel dizilidir. Çapraz tabaka eğim açıları 20°-35° arasında değişir. Genellikle matriks destekli konglomera (Gma2), tane destekli konglomera (Gca2), masif çakıllı kumtaşı (Sma2) ve laminalı silttaşı-çamurtaşı (Fla2) fasiyesleri ile yanal ve düşey geçişli olup merceksi geometrilidir. Doğrudan laminalı silttaşı-çamurtaşı (Fla2) üzerine aşınmalı taban ile geldiği gibi tane destekli konglomeraları da (Gca2) üzerleyebilir.

Yorum: MIALI (1978)'e göre bu tür fasiyesler boyuna barların deltayik tarzda büyümesi sonucu oluşabilir. RUST (1984)'a göre su ile taşınan kum ve çakılın bir kısmı bar doruğunda toplanırken, diğer kısmı ön takımlar üzerinde birikir. Bar doruğunda biriken çakıllı malzemenin yıkanması ile tane akıntıları oluşur. Bu akıntılarla taşınan malzemeler ön takımlar üzerinde birikir, böylece düzlemsel çapraz tabakalı konglomeralar bar önünde oluşur.



Şekil 3.37. Karacasu Formasyonu'nun alt-orta seviyesini oluşturan Alemler üyesine ait kırmızı renkli masif (çakıllı) kumtaşı (Sma2), düzlemsel çapraz tabakalı ve tane-destekli konglomera (Gpa ve Gca2) ardalanması (Karacasu ilçesi civarı, havzanın güneybatısı)

3.4.4. Masif (çakıllı) kumtaşı fasiyesi (Sma2)

Tanım: Karacasu Formasyonu'nun hem Alemler hem de Çamarası üyesi içerisinde önemli bir yer tutan fasiyes masif, çakıl içeren kırmızı renkli masif kumtaşlarından oluşur (Şekil 3.38). Karacasu Formasyonu'nun alt-orta ve üst seviyelerinde ve havzanın güneybatı ve kuzeydoğu kesimlerinde (Karacasu ilçesi, Ataköy, Alemler, Işıklar köyü civarı) yaygın olarak görülür (Şekil 2.1; Şekil 3.7: ÖSK 9, 10 ve 11).

Açık kırmızı ve açık kahve renkli olup siltli ve kumlu merccekler bulundurabilen fasiyes içinde çok ince-kaba metamorfik kayalardan türemiş çakıl saçınımları yaygındır. Kaliş, kök izleri, bitki kırıntıları ve çamur çatlakları görülebilir. Matriks-destekli ve tane-destekli konglomera fasiyesleri (Gma2 ve Gca2) ile keskin dokanaklı ve alt yüzeyi daima düzgündür. Kalınlığı değişken olup (5-40 cm arasında) yanal yayılımı onlarca metredir. Masif görümlü olan fasiyes, orta-iyi derecede tutturulmuştur. Çoğunlukla matriks destekli konglomera (Gma2), tane-destekli konglomera (Gca2), düzlemsel çapraz tabakalı konglomera (Gpa), laminalı silttaşı-çamurtaşı (Fla2) ve masif çamurtaşı (Fma2) fasiyesleri ile ardalanmalı olarak bulunur.



Şekil 3.38. Karacasu Formasyonu'nun alt-orta seviyesini oluşturan Alemler üyesine ait kırmızı renkli masif (çakıllı) kumtaşı (Sma2) ardalanması (Kızılyarbaşı köyü civarı, havzanın güneybatısı)

Yorum: Bu tip fasiyeslerde gözlenen tabakaların yanal devamlılığı, fasiyesin sellenme sonu dönemlerde, yatak yükünün kum yaygısı şeklinde depolandığını gösterir (RUST, 1978; PEREZ-ARLUCEA vd., 2000; CAPUZZO ve WETZEL, 2004).

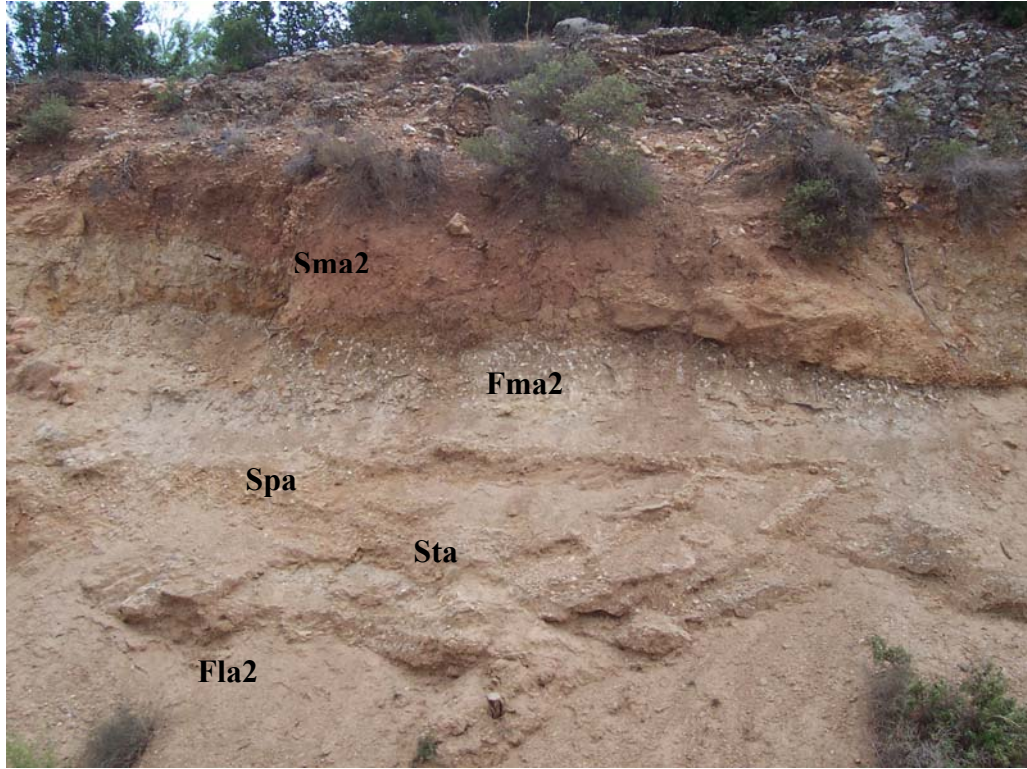
3.4.5. Düzlemsel çapraz tabakalı kumtaşı (Spa)

Tanım: Karacasu Formasyonu'nun Alemler ve Çamarası üyesi içerisinde yer yer bulunan fasiyes düzlemsel çapraz tabakalı kumtaşlarından oluşur (Şekil 3.39). Karacasu Formasyonu'nun alt-orta ve üst seviyelerinde ve havzanın güneybatı ve kuzeydoğu kesimlerinde (Karacasu ilçesi, Ataköy, Alemler ve Işıklar köyü civarı) yaygın olarak görülür (Şekil 2.1; Şekil 3.7: ÖSK 9, 10 ve 11).

Orta-iri boy kumlardan ve bunlar içinde seyrek olarak saçılmış ince çakıllardan kurulu olan fasiyes, tane destekli, iyi yıkanmış, orta derecede boylanmış ve zayıf-orta derecede tutturulmuştur. Çapraz tabakalar 5-20 cm kalınlığında olup kendi içinde derecelidirler ve fasiyesin toplam kalınlığı 1.5-2 m'dir. Çapraz tabaka eğimleri (foresetler) 5°-10° arasındadır. Fasiyesin içerdiği ince çakıl taneleri çoğunlukla çapraz tabaka yüzeylerinin (ön takımlara paralel) alt kesimlerinde dizili haldedirler. Çapraz tabakaların her birinin kendi içinde dereceli oldukları görülür. Fasiyes birçok dülemsel çapraz tabaka setlerinin üst üste gelmesinden oluşabilir. Metamorfik tane bileşenlerinin bolluğuna göre gri-sarı ve açık kırmızı-kahverengi renk alır. Fasiyes genellikle diğer kumtaşı fasiyesleri ile yanal ve düşey ilişkidir. Çoğu zaman masif çakıllı kumtaşı (Sma2), teknemsi çapraz tabakalı kumtaşı (Sta), laminalı silttaşı-çamurtaşı (Fla2) ve masif çamurtaşı (Fma2) fasiyesleri ile ardalanmalı olarak bulunur. Yanal devamlılığı her zaman içinde bulunduğu diğer kumtaşı fasiyesleri ile uyumlu ve bir kaç on metre kadar olup merceksi geometridir. Tabanı çoğu zaman aşınmalı ve çoğu zaman da üzerine gelen diğer kaba kırıntılı fasiyesler (özellikle kumtaşı fasiyesleri), bu fasiyesi aşındırarak yerleşirler. Çoğunlukla laminalı silttaşı-çamurtaşı (Fla2) üzerine aşınmalı taban ile yerleşir, bu durumda taban kesimlerinde iri çamurtaşı topacıkları bulundurur. Alttan ve üstten aşınmalı taban ile aynı fasiyes tarafından değişik açılarla kesilebilir.

Yorum: Fasiyesin çapraz tabakalı oluşu su akımları ile depolandığı ve yatak yükünün yanal yönde taşınımı ile oluştuğunu gösterir (RUST, 1978). Bu tür düzlemsel çapraz tabakalar, iki boyutlu (2D) kumlu barların (HARMS vd., 1982), kumlu boyuna barların (MIALL, 1977, ALLEN, 1983), enine barların (SMITH, 1986) ya da verev barların (TODD,

1996) göçü ile meydana gelirler. Fasiyesin, enine barların akıntı yönünde ilerlemesi sonucu oluştuğu söylenebilir.



Şekil 3.39. Karacasu Formasyonu'nun üst seviyesini oluşturan Çamarası üyesine ait düzlemsel ve teknesi çapraz tabakalı kumtaşı (Spa ve Sta), masif (çakıllı) kumtaşı (Sma2), laminalı silttaşı-çamurtaşı (Fla2) ve kaliş içeren masif çamurtaşı (Fma2) ardalanması (Güzelbeyli köyü, havzanın güneybatısı)

3.4.6. Teknesi çapraz tabakalı kumtaşı (Sta)

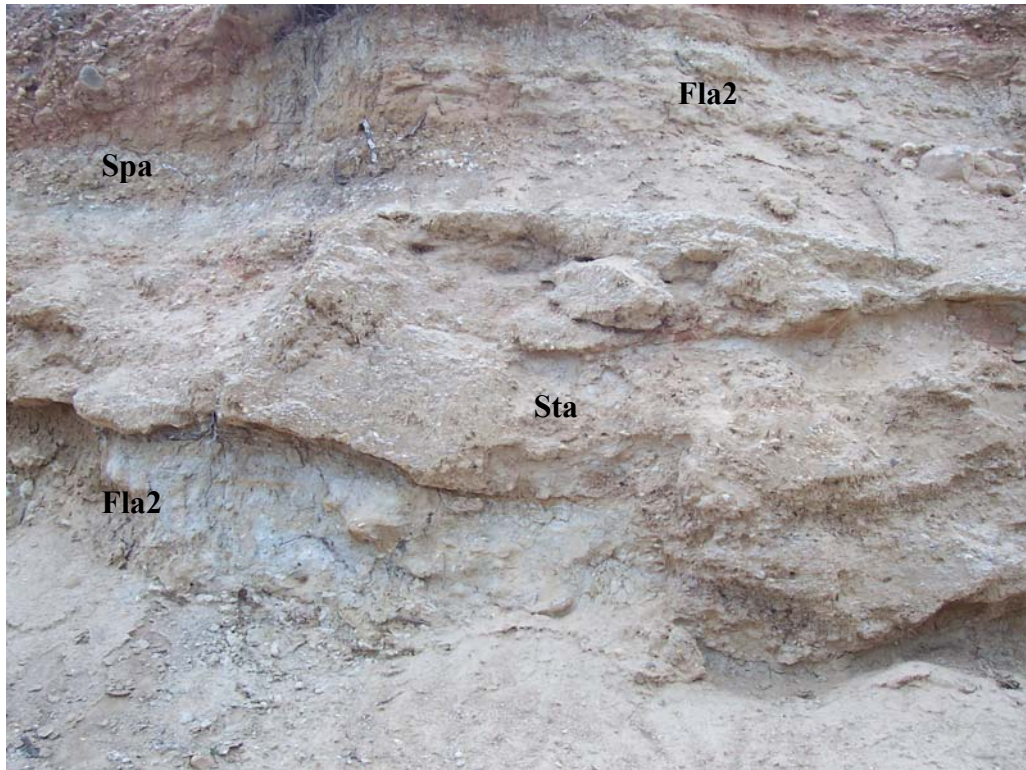
Tanım: Karacasu Formasyonu'nun Alemler ve Çamarası üyesi içerisinde yer yer bulunan fasiyes düzlemsel çapraz tabakalı kumtaşlarından oluşur (Şekil 3.40). Karacasu Formasyonu'nun alt-orta ve üst seviyelerinde ve havzanın güneybatı ve kuzeydoğu kesimlerinde (Karacasu ilçesi, Ataköy, Alemler ve Işıklar köyü civarı) yaygın olarak görülür (Şekil 2.1; Şekil 3.7: ÖSK 9, 10 ve 11).

Bu fasiyesi oluşturan kumtaşları tane destekli, iyi yıkanmış, iyi yuvarlaklaşmış, orta derecede boylanmış ve zayıf-orta derecede tutturulmuştur. Merceksi geometride olup yanal devamlılığı en fazla bir kaç metredir. Fasiyes, orta-iri taneli kumtaşlarından oluşup seyrek olarak iyi yuvarlaklaşmış ince çakıllar içerir. Daha iri çakıl taneleri çoğunlukla çapraz tabaka düzlemlerine paralel olarak dizilmiş ve taban kesimlerinde yoğunlaşmışlardır. Bu durumda her bir çapraz tabaka kendi içinde derecelidir. Her zaman diğer kaba kırıntılı fasiyesler içinde veya üzerinde bulunur. Tane bileşenleri, yayılımı ve bolluğu diğer kumtaşı fasiyeslerine

benzerdir. Metamorfik tane bileşenlerinin bolluğuna gri-sarı ve açık kırmızı-kahverengi renk alır. Fasiyesin toplam kalınlığı genellikle bir kaç on cm'dir ve 1.5 m'ye kadardır. Tabaka kalınlığı ise 2-5 cm'dir.

Fasiyes, bazen laminalı silttaşı-çamurtaşı (Fla2) üzerine aşınmalı olarak (Şekil 3.39), çoğu zaman ise diğer kırıntılı fasiyeslerle (Gca2, Gpa, Sma2, Spa, Fla2, Fma2) yan ve düşey ilişkide görülür. Laminalı silttaşı-çamurtaşı fasiyesi (Fla2) üzerine geldiği yerlerde oluk ve kaval yapıları gibi taban yapıları ender olarak görülebilir ve bu durumda taban seviyelerinde çamurtaşı parçaları içerir. Tavanı laminalı silttaşı-çamurtaşı fasiyesi (Fla2) ve kumtaşı fasiyesleri (Sma2 ve Spa) tarafından üzerlendiğinde düzgün, kendisinden daha kaba taneli fasiyesler (Gca2 ve Gpa) tarafından üzerlendiğinde ise aşınmalıdır.

Yorum: Fasiyes, üç boyutlu (3D) kumulların göçü ya da küçük kanal dolgusu, kazıntı çukurlarının dolması ile oluşabilir (MIALL, 1977, HARMS vd., 1982). Büyük ölçekli teknesi çapraz tabakalar, sinüslü nehirlerin dirsek ve yan barları üzerindeki kumulların (dune) içyapısıdır (MIALL, 1996). Fasiyes oygu-dolgu tarzında kanal ortamında depolanmış olmalıdır.



Şekil 3.40. Karacasu Formasyonu'nun üst seviyesini oluşturan Çamarası üyesine ait düzlemsel ve teknesi çapraz tabakalı kumtaşı (Spa ve Sta) ve laminalı silttaşı-çamurtaşı (Fla2) ardalanması (Güzelbeyli köyü, havzanın güneybatısı)

3.4.7. Laminalı silttaşı-çamurtaşı (Fla2)

Tanım: Karacasu Formasyonu'nun Alemler ve Çamarası üyesi içerisinde yer yer bulunan fasiyes düzlemsel çapraz tabakalı kumtaşlarından oluşur (Şekil 3.40). Karacasu Formasyonu'nun alt-orta ve üst seviyelerinde ve havzanın güneybatı ve kuzeydoğu kesimlerinde (Karacasu ilçesi, Ataköy, Alemler ve Işıklar köyü civarı) yaygın olarak görülür (Şekil 2.1; Şekil 3.7: ÖSK 9, 10 ve 11).

Fasiyes paralel laminalı ve ince tabakalı silttaşları ile kalın ve zayıfça tabakalanmanın izlenebildiği masif çamurtaşları ve silttaşları ile bunlar içinde bulunan merceksi iyi yuvarlaklaşmış ince çakıllı ve kumlu seviyelerden oluşur. Bu mercceklerin yanal devamlılıkları en fazla 10 m, kalınlıkları 5-30 cm arasında değişir. Saçınımlı halde, çoğunluğu metamorfik malzemedен oluşan iyi yuvarlaklaşmış çok ince çakıllar bulundurabilir. Zayıf-orta derecede tutturulmuş olan fasiyes, biyoturbasyonlu olup, fosilleşmiş bitki kök, kalıp ve parçaları bulundurur. Gri, sarı ve yer yer kırmızı-açık kahve renklidir. Fasiyesin kalınlığı genellikle bir kaç metredir. Tabanı ve tavanı çoğunlukla düzgün yüzeyli olmasına karşın, kaba taneli fasiyesler (Gma2, Gca2, Gpa, Sma2, Spa) bu fasiyes içine kazıma ile yerleşmiştir. Fasiyes içindeki tabakalanma ara yüzeyleri düzgündür, bu ara yüzeyler genellikle renk tonu farkından ayırt edilebilir. Bu yüzeylerin görülemediği yerler sıkılaşma veya biyoturbasyon nedeniyle bozulmaya uğramıştır. Matriks destekli konglomera (Gma2), tane-destekli konglomera (Gca2), düzlemsel çapraz tabakalı konglomera (Gpa), masif (çakıllı) kumtaşı (Sma2), düzlemsel çapraz tabakalı kumtaşı (Spa), teknemsi çapraz tabakalı kumtaşı (Sta) ve masif çamurtaşı (Fma2) fasiyesleri ile ardalanmalı olarak bulunur.

Yorum: Fasiyesin siltli kısımları bar üstü ve set üstü tortullarına karşılık gelirler (BULL, 1977). Ara seviyeler halinde görülen merceksi kumtaşları küçük tali kanal çökellerine karşılık gelirler (FIELDING, 1984). Merceksi geometrili, çapraz tabakalı iyi yuvarlaklaşmış ince çakıllı kumtaşları içeren fasiyes, kanallar arası bölgelerde veya taşkın düzlüklerinde süspansiyondan çökelmiş olmalıdır (COLLINSON, 1978).

3.4.8. Masif çamurtaşı fasiyesi (Fma2)

Tanım: Karacasu Formasyonu'nun Alemler ve Çamarası üyesi içerisinde yer yer bulunan fasiyes düzlemsel çapraz tabakalı kumtaşlarından oluşur (Şekil 3.41 ve 3.42). Karacasu Formasyonu'nun alt-orta ve üst seviyelerinde ve havzanın güneybatı ve kuzeydoğu

kesimlerinde (Karacasu ilçesi, Ataköy, Alemler ve Işıklar köyü civarı) yaygın olarak görülür (Şekil 2.1; Şekil 3.7: ÖSK 9, 10 ve 11).

Açık kırmızı ve açık kahve renkli olup siltli ve kumlu merccekler bulundurabilen fasiyes içinde çok ince-kaba metamorfik kayalardan türemiş çakıl saçınımları yaygındır. Kaliş, kök izleri, bitki kırıntıları ve çamur çatlakları görülebilir. Matriks-destekli ve tane-destekli konglomera fasiyesleri (Gma2 ve Gca2) ile keskin dokanaklı ve alt yüzeyi daima düzgündür. Kalınlığı değişken olup en fazla 1.5 m ve yanal yayılımı onlarca metredir. Masif görümlü olan fasiyes, zayıf-orta derecede tutturulmuştur. Daima matriks destekli konglomera (Gma2), tane-destekli konglomera (Gca2), düzlemsel çapraz tabakalı konglomera (Gpa), masif (çakıllı) kumtaşı (Sma2), düzlemsel çapraz tabakalı kumtaşı (Spa), teknemsi çapraz tabakalı kumtaşı (Sta) ve laminalı silttaşı-çamurtaşı (Fla2) fasiyesleri ile ardalanmalı olarak bulunur.

Yorum: Bu fasiyes sediman bakımından zengin sıg yaygı akıntıları ile süspansiyon malzemenin setüstü ortamlarda çökelişi sonucunda oluşur (MIALL, 1977; COLLINSON 1978). Bu fasiyes alüvyon yelpazesi ortamında düşük enerjili evrelerde depolanmış olmalıdır. Matriks destekli konglomeralarla ardalanmalı olarak gözlenen fasiyes alüvyon yelpazelerinin yakınsak-ortaç veya ıraksak kısımlarında depolanmış olmalıdır (MIALL, 1977; GHIBAUDO, 1992).



Şekil 3.41. Karacasu Formasyonu'nun üst seviyesini oluşturan Çamarası üyesine ait kırmızı renkli çakıl içeren masif çamurtaşı fasiyesi (Fma2) (Kızılyarbaşı köyü civarı, havzanın güneybatısı)



Şekil 3.42. Karacasu Formasyonu'nun üst seviyesini oluşturan Çamarası üyesine ait kırmızı renkli kalış yumruları içeren masif çamurtaşı fasiyesi (Fma2) (Çamarası köyünün yaklaşık 3 km, havzanın güneybatısı)

3.5. Fasiyes Toplulukları ve Depolanma Ortamları

Karacasu Neojen havzası tortul dolgusunu temsil eden toplam 11 adet ölçülü stratigrafik kesit boyunca tanımlanan ve önceki bölümde tanımsal özellikleri ve yorumlamaları verilen Damdere Formasyonunda 6 adet, Karacaören Formasyonunda 12 adet ve Karacasu Formasyonunda 8 adet olmak üzere 26 adet fasiyesin, ortamsal birlikteliği ve bir arada bulunma sıklıkları göz önüne alınarak fasiyes toplulukları oluşturulmuş ve aşağıda bu fasiyes toplulukları anlatılmıştır.

3.5.1. Damdere Formasyonunu oluşturan fasiyes toplulukları

Damdere Formasyonu, havzada sınırlı bir alanda, Dedeler, Ataköy, Işıklar ve Karacaören köyleri arasında yüzlek verir (Şekil 2.1). Bu formasyonu oluşturan fasiyes toplulukları genel olarak alüvyon yelpazesini karakterize eden çökeller olup, formasyon içinde ayrılan Işıklar ve Dedeler-1 üyelerine karşılık gelen 2 fasiyes topluluğuna ayrılmıştır. Bunlar, (1) Yakınsak ve ortaç alüvyon yelpazesini (FT1, Işıklar üyesi; Şekil 3.2: ÖSK-1 ve ÖSK-2), (2) Iraksak alüvyon yelpazesini (FT2, Dedeler-1 üyesi; Şekil 3.3: ÖSK-3) şeklinde tanımlanmıştır. Bu fasiyes toplulukları birbiriyle yanal ilişki gösterir. Ayrıca havzada temel kayalar üzerine açılmal uyumsuzlukla gelmektedir (Şekil 3.1).

3.5.1.1. Yakınsak ve ortaç alüvyon yelpazesini fasiyes topluluğu (FT1)

Tanım: Bu fasiyes topluluğu, kırmızı renkli kırıntılı çökel istifleri ile temsil edilir. Topluluk, genellikle havzanın kuzeydoğu kenarında Işıklar, Eskidamdere ve Ataköy köylerinin civarında yayılım gösterir (Şekil 2.1 ve 3.43) ve Damdere Formasyonu'nun alt-orta seviyesini oluşturur (Şekil 3.1). Toplam 50 m kalınlıktaki fasiyes topluluğunun yanal devamlılığı birkaç kilometre olup, alüvyon yelpazesinin iraksak fasiyes toplulukları (FT2) ile yanal geçişlidir. Kalınlığı havzanın güney kenarını oluşturan Karacasu fayına doğru artar (Şekil 3.1). Bu fasiyes topluluğu, kırmızı renkli masif çamurtaşı (Fma1) ardalanmalı, matriks-destekli konglomera (Gma1), tane-destekli konglomera (Gca1), kırmızı-koyu sarı renkli masif (çakıllı) kumtaşı (Sma1) ve laminalı silttaşı-çamurtaşı (Fla1) fasiyeslerinden oluşmaktadır. Topluluk içinde Gma1 ve Gca1 fasiyesleri egemendir ve yanal devamlılığı en fazla olan fasiyeslerdir. Bu fasiyesler, genellikle istifin alt kısımlarında yaygındır ve temel kayalar üzerine aşınmalı tabanla yerleşir (Eskidamdere ve Karacaören köyü civarları; Şekil 2.1). Kiremitlenme, kanal morfolojisi ve çapraz tabakalanmalar eski akıntı yönünün KKD olduğunu göstermektedir.

Yorum: Masif ve tabakalı konglomeralarla başlayıp yukarıya doğru kırmızı çamurtaşlarına geçen ardalanmalı istiflerin yanal devamlılığının fazla olması, bu çökellerin moloz akması bakımından zengin yakınsak-ortaç alüvyon yelpazelerinde depolandığını gösterir (NICHOLS ve THOMPSON, 2005; ROBERTS, 2007). Konglomera ve kumtaşı fasiyesleri, örgülü alüvyon yelpazesi sistemlerin enine barları ve kanallarındaki birikmelerle temsil edilir (ABDUL AZIZ vd., 2003; ILGAR ve NEMEC, 2005). Konglomera fasiyesleri, Damdere Formasyonu'nun alt ve orta kısımlarında egemendir ve havza kenarı alüvyon yelpazelerinin temsilcisi çökeller olarak yorumlanmıştır (RUST, 1978; EVANS, 1991; RIDGWAY ve DECELLES, 1993). Bu çökeller, güneyde KB-GD doğrultulu faylarla sınırlanan bir graben havzasının kenarlarından havza merkezine doğru açılan alüvyal yelpaze çökelleri olarak yorumlanabilir.



Şekil 3.43. Damdere Formasyonu'nun alt-orta seviyelerini oluşturan ve yakınsak-ortaç alüvyon yelpazesi fasiyes topluluğunu (FT1: Işıklar üyesi) temsil eden matris- ve tane-destekli konglomera, masif kumtaşı ve çamurtaşı ardalanması (Ataköy, havzanın kuzeydoğusu)

3.5.1.2. Iraksak alüvyon yelpazesi fasiyes topluluğu (FT2)

Tanım: Bu fasiyes topluluğunun çökelleri, havzanın güneybatı kenarında bulunan Ataköy ve Dedeler köylerinin çevresinde yaygın olarak yüzeyler (Şekil 2.1) ve Damdere

Formasyonu'nun alt seviyesini oluşturur (Şekil 3.1, 3.44 ve 3.45). Bu topluluk kırmızı-sarı renkli masif (çakıllı) (Sma1) kumtaşı fasiyesi ile koyu gri laminalı çamurtaşı (Fla) ve organik çamurtaşı (C) fasiyeslerinin ardalanmasından oluşmaktadır. Iraksak alüvyon yelpazesi topluluğu yanal olarak yakınsak ve ortaç alüvyon yelpazesi (FT1) topluluğuna geçer. Toplam kalınlığı yaklaşık 50 m olan bu fasiyes topluluğu içinde bol miktarda yaprak ve bitki kök izleri ile gastropod ve ostrakod fosil toplulukları bulunmaktadır.



Şekil 3.44. Dandere Formasyonu'nun üst seviyelerini oluşturan ve iraksak alüvyon yelpazesi fasiyes topluluğunu (FT2: Dedeler-1 üyesi) temsil eden masif kumtaşı, laminalı silttaşı-çamurtaşı ve organik çamurtaşı ardalanması (Ataköy, havzanın kuzeydoğusu)

Yorum: Bu fasiyes topluluğu iraksak alüvyon yelpazesinde meydana gelen depolanmaları temsil eder (ABDUL AZİZ vd., 2003). Kumtaşı ve çamurtaşı fasiyesleri set-üstü (overbank) taşkınları ve kanal dolgularının bitiş kısımlarını (terminal channel-fill) işaret eder (COLLINSON, 1996; ROBERTS, 2007). Organik madde bakımından zengin koyu gri renkli çamurtaşları, taşkın düzlüğü ortamlarındaki geniş sellenme evrelerinde set-üstü depolanmaları karakterize eder (CAPUZZO ve WETZEL, 2004; ROBERTS, 2007).



Şekil 3.45. Damdere Formasyonu'nun üst seviyelerini oluşturan ve iraksak alüvyon yelpazesi fasiyes topluluğunu (FT2: Dedeler-1 üyesi) temsil eden kalış yumruları içeren kırmızı renkli masif çamurtaşı çökelleri (Dedeler köyü, havzanın kuzeydoğusu)

3.5.2. Karacaören Formasyonunu oluşturan fasiyes toplulukları

Karacaören Formasyonu havzanın kuzey ve güneyinde geniş bir yayılım göstermektedir. Bu formasyon, Ataköy, Dandalas ve Dedeler olmak üzere 3 üyeye ayrılmış olup, bu üyeleri kapsayacak şekilde 3 fasiyes topluluğuna ayrılmıştır. Yukarı doğru sığdan derine ve tekrar sığ göl ortamına geçen bir göl istifini temsil eden bu 3 fasiyes topluluğu: 1) Sığ göl (FT3, Ataköy üyesi; Şekil 3.3 ve 3.4: ÖSK-3 ve ÖSK-4); 2) Derin göl (FT4, Dandalas üyesi; Şekil 3.5: ÖSK-5 ve ÖSK-6); 3) Göl kenarı (FT5, Dedeler üyesi; Şekil 3.6: ÖSK-7, ÖSK-8) şeklinde ayrılmıştır. Karacaören Formasyonu, Damdere Formasyonu'nun alüvyon yelpaze çökelleri (FT1 ve FT2) üzerine, havzanın iki kenarında da yanıl ve dikey geçişli olarak gelmektedir (Şekil 3.1).

3.5.2.1. Sığ göl fasiyes topluluğu (FT3)

Tanım: Bu fasiyes topluluğu, Karacaören Formasyonu'nun alt seviyesini oluşturur (Şekil 3.1) ve genellikle Karacasu Havzası'nın kuzeydoğu kenarında yüzeyler (Şekil 2.1 ve 3.46). Topluluk başlıca masif (çakıllı) kumtaşı (Sm), laminalı ve killi marn (F11 ve F12), masif çamurtaşı (F13), killi kireçtaşı (Lm1) ve killi dolomit (Lm2) fasiyeslerinden oluşmaktadır.

Topluluğun kalınlığı en fazla 100 m, yanal devamlılığı ise birkaç yüz metredir. Bu fasiyes topluluğu Damdere Formasyonu'nun FT1 ve FT2 çökelleri üzerinde depolanmış olup, organik madde bakımından zengin derin göl fasiyes topluluğu (FT4) tarafından örtülür. Bu topluluğun fasiyesleri bol miktarda kuruma çatlakları, bitki kök izleri ve nadiren ostrakod ve gastropod fosilleri içerir.

Yorum: Laminallı marn ve çamurtaşı fasiyesleri ince taneli kırıntılı malzeme geliminin arttığı dönemlerdeki düşük enerjili göl ortamlarında çamurlu süspansiyondan çökelmeleri, bunlar arasındaki kumtaşı seviyeleri ise ara sellenme periyodlarını gösterir (ARENAS ve PARDO, 1999; BERALDI-CAMPESI vd., 2006). FT3 fasiyes topluluğu düşük enerjili sığ göl ortamındaki depolanmaları temsil eder. Ayrıca bu topluluğun fasiyeslerinde görülen kuruma çatlakları, bitki kök izleri ve düzensiz küçük boşluklar içermesi ve özellikle kireçtaşlarında gözlenen erken diyajenetik breşleşme yapıları ile fosil kavkılarının doldurulması gibi pedojenik özellikler, bu göl ortamında zaman zaman göl seviyesinin alçalıp yükseldiğini ve ortamın atmosferik koşullara maruz kaldığını gösterir (FREYTET ve PLAZIAT, 1982; PLATT ve WRIGHT, 1991; DUNAGAN ve TURNER, 2004).



Şekil 3.46. Karacaören Formasyonu'nun alt kısmını oluşturan ve sığ göl fasiyes topluluğunu (FT3: Ataköy üyesi) temsil eden killi kireçtaşı ve marn ardalanması (Hacıhıdırlar köyü, havzanın kuzeydoğusu)

3.5.2.2. Derin göl fasiyes topluluğu (FT4)

Tanım: Karacaören Formasyonu'nun orta seviyesini oluşturan bu fasiyes topluluğu, havzanın merkezinde sınırlı yayılıma sahiptir (Şekil 2.1, 3.1 ve 3.47). Topluluk siyah şeyl (F14), gri laminalı marn (F15) ve biyoklastik kireçtaşı (Lm3) fasiyeslerini içerir. Topluluğun kalınlığı en fazla 55 m, yanal devamlılığı ise onlarca metredir. Bu çökeller bol miktarda ostrakod, diyatom ve kükürt içerir. Altında bulunan FT3 ve üzerinde bulunan FT5 fasiyes toplulukları ile uyumlu ve keskin dokanıklıdır. Ayrıca yer yer Karacasu Formasyonu'nun yakınsak-ortaç alüvyon yelpazesi çökelleri tarafından uyumsuzlukla örtülebilmektedir (Şekil 3.47).



Şekil 3.47. Karacaören Formasyonu'nun orta kısmını oluşturan ve derin göl fasiyes topluluğunu (FT4: Dandalas üyesi) temsil eden siyah şeyl, killi kireçtaşı, marn ve çamurtaşı ardalanması ve bunun üzerine uyumsuz olarak gelen Karacasu Formasyonu'nun alt seviyesini oluşturan konglomera ve kumtaşı ardalanmasından oluşan yakınsak-ortaç alüvyon yelpazesi fasiyes topluluğu (FT6: Alemler üyesi) (Dandalas köyü, havzanın güneybatısı)

Yorum: Organik madde bakımından zengin laminalı marn-kireçtaşı ardalanmaları, göl ortamının derin kısımlarını temsil eder (ARENAS ve PARDO, 1999; SAEZ ve CABRERA,

2003). Laminalı siyah şeyler göl suyunun daimi ve uzun süreli tabakalanmasına izin verecek kadar derin göl tabanı koşullarını gösterir (SÁEZ vd., 2003; MELCHOR, 2007). Siyah şeylerin içerdiği kükürt yumruları göl tabanının derin kısımlarında sulfat indirgeyen bakterilerin faaliyetleri sonucunda oluşurlar (JIANG vd., 2006). Laminalı marnlar ise durgun su koşullarında süspansiyon halindeki sedimanın çökelimini gösterir. Ostrakod bakımından zengin olan kireçtaşları ise kırıntılı sediman geliminin en az miktarda olduğu dönemlerde çökelmiştir. Bol miktarda örihalin ostrakod ve diyatom fosilleri içeren bu fasiyes topluluğu hafif acı-tatlısu koşullarını yansıtır (BECKER-PLATEN, 1970; AÇIKALIN, 2005).

3.5.2.3. Göl kenarı fasiyes topluluğu (FT5)

Tanım: Sığ göl fasiyes topluluğu (FT4) üzerine uyumlu olarak gelen bu fasiyes topluluğu, Karacaören Formasyonu'nun orta-üst seviyesini oluşturur (Şekil 3.1) ve havzanın kuzeyinde yaygın olarak yüzeyler (Şekil 2.1 ve 3.48). Topluluk masif (çakıllı) kumtaşı (Sm), laminalı ve killi marn (F11 ve F12), çörtlü marn (F16), çörtlü diyatomit (F17), killi kireçtaşı (Lm1) ve çörtlü kireçtaşı (Lm4) fasiyeslerinden oluşur. Toplam kalınlığı yaklaşık 55 m, yanıl devamlılığı ise birkaç yüz metredir.



Şekil 3.48. Karacaören Formasyonu'nun üst kısmını oluşturan ve göl kenarı fasiyes topluluğunu (FT5: Dedeler-2 üyesi) temsil eden çörtlü killi kireçtaşı ve marn aralanması (Karacaören, havzanın kuzeydoğusu)



Şekil 3.49. Karacaören Formasyonu'nun üst kısmını oluşturan ve göl kenarı fasiyes topluluğunu (FT5: Dedeler-2 üyesi) temsil eden çört yumruları içeren bej ve kahverengi diyatomit ardalanması (Karacaören, havzanın kuzeydoğusu)

Yorum: Çamurtaşı-marn-killi kireçtaşı ardalanmaları düşük enerjili su ortamında karbonatın yoğunlaşmasıyla birlikte doğrudan süspansiyon malzemedeki çökeli gösterir (WRIGHT ve PLATT, 1995, ABDUL AZİZ vd. 2003). Kireçtaşlarındaki mikritik doku ve yüksek kil oranı nispeten durgun su ortamındaki çökeli destekleyen verilerdir (ARENAS ve PARDO, 1999; DUNAGAN ve TURNER, 2004). Laminallı marnlar ve çamurtaşları ise göle dönemsel veya periyodik (mevsimsel değişimli) su girişinin arttığı evreleri temsil eder. Bunlarla ardalanmalı olan tabakalı kumtaşları ise, bu gölsel çamur düzlüklerini basan iraksak örgülü akarsuların oluşturduğu kum düzlüklerinde depolanmışlardır. Killi diyatomitlerin içerdiği jips kristalleri ise tuzlu göl etrafındaki çamur düzlüğü ortamlarını yansıtır (HARDİE vd., 1978, GIERLOWSKI-KORDESCH ve RUST, 1994). Yeraltı suyunun buharlaşması sonucunda göl kenarındaki yeraltı suyu içerisinde zenginleşen kalsiyum ve sülfat, diyatomitlerin içerisinde jipsin çökmesine neden olur (EL-TABAKH vd. 1997; LOWENSTEIN ve HARDİE, 1985; SMOOTH ve LOWENSTEIN, 1991). Kireçtaşı ve marnlarda yumrular halinde bulunan çörtler ise depolanma sırasında ve/veya sonrasında, göl suyunun göreceli olarak düşmesi esnasında ortama silis bakımından doygun yeraltı suyu

girişimleri sonucunda çökelmişlerdir (KHADKIKAR vd. 1999; BUSTILLO vd. 2002; UMEDA 2003). Sonuç olarak, bu fasiyes topluluğu nispeten durgun, tuzlu karbonat göllerinin kenar kısımlarını karakterize eder (BERALDI-CAMPESI vd. 2006).

3.5.3. Karacasu Formasyonunu oluşturan fasiyes toplulukları

Karacasu Formasyonu, havzada geniş bir alanda, özellikle Karacasu ilçesi ile Alemler ve Çamarası köyleri arasında yüzlek verir (Şekil 2.1). Bu formasyonu oluşturan fasiyes toplulukları genel olarak alüvyon yelpazesi ortamını karakterize eden çökeller olup, formasyon içinde ayrılan Alemler ve Çamarası üyelerine karşılık gelen 2 fasiyes topluluğuna ayrılmıştır. Bunlar, (1) Yakınsak ve ortaç alüvyon yelpazesi (FT6, Alemler üyesi; Şekil 3.7: ÖSK-9) ve (2) Iraksak alüvyon yelpazesi (FT7, Çamarası üyesi; Şekil 3.7: ÖSK-10 ve ÖSK-11) şeklinde tanımlanmıştır. Bu fasiyes toplulukları havza dolgusu istifinin en üst seviyesini oluşturup, birbiriyle yanal ilişki gösterir (Şekil 3.1).

3.5.3.1. Yakınsak ve ortaç alüvyon yelpazesi fasiyes topluluğu (FT6)

Tanım: Karacasu Formasyonu'nun alt kısmını oluşturan ve havzanın güneyinde ve ortasında yüzeyleyen bu fasiyes topluluğu, matris-destekli konglomera (Gma2), tane-destekli konglomera (Gca2), düzlemsel çapraz tabakalı konglomera (Gpa), masif (çakıllı) kumtaşı (Sma2), düzlemsel çapraz tabakalı kumtaşı (Spa), teknemsi çapraz tabakalı kumtaşı (Sta), laminalı silttaşı-çamurtaşı (Fla2) ve masif çamurtaşı (Fma2) fasiyeslerinden oluşur (Şekil 2.1, 3.1 ve 3.50). Bu topluluğun kalınlığı yaklaşık 50 m olup, yanal devamlılığı birkaç yüz metredir. Kaba taneli konglomera ve kumtaşları bakımından zengin olan topluluğun kalınlığı havzanın kuzeyine doğru inceler. Tane boyu çakıldan bloğa kadar değişen ve matris destekli olan bu konglomeralar, çoğunlukla yarı-köşeli ve yarı-yuvarlaklaşmıştır.

Yorum: Masif ve tabakalı konglomeralarla başlayıp kırmızı çamurtaşlarına geçen ardalanmalı istifler alüvyal yelpaze ortamının ürünleri olarak yorumlanabilir (CAPUZZO ve WETZEL, 2004; BERALDI-CAMPESI vd., 2006). Bu tortullar KB-GD doğrultulu faylarla sınırlanan bir graben havzasının kenarlarından havza merkezine doğru açılan alüvyal yelpazesi çökelleridir. Havzanın kuzey veya kuzeydoğusunda da yaygın olan topluluk (çoğunlukla kumtaşı ve çamurtaşı fasiyesleri) çakıllı derin kanallı örgülü akarsuların ürünüdür (MIALL, 1996; BERALDI-CAMPESI vd., 2006; ROBERTS, 2007).



Şekil 3.50. Karacasu Formasyonu'nun alt kısmını oluşturan ve yakınsak-ortaç alüvyon yelpazesi fasiyes topluluğunu (FT6: Alemler üyesi) temsil eden matriks-destekli konglomera ve çamurtaşı ar dalanması (Alemler köyü, havzanın güneybatısı)

3.5.3.2. İraksak alüvyon yelpazesi fasiyes topluluğu (FT7)

Tanım: Bu fasiyes topluluğu Karacasu Formasyonu'nun üst kısmını oluşturur. Havzanın güneyinde ve kuzeyinde yaygın olarak yüzeyleyler (Şekil 2.1 ve 3.1). Bu topluluk kırmızı-sarı renkli masif (çakıllı) kumtaşı ve kalış seviyeleri içeren masif çamurtaşı (Fma2) fasiyeslerinin ar dalanmasından oluşur. İraksak alüvyon yelpazesi topluluğu yan al olarak yakınsak ve orta alüvyon yelpazesi (FT6; Şekil 3.51) topluluğuna geçer. FT7 çökelleri, bol miktarda yaprak, bitki kökü ve kalış içerir (Şekil 3.52). Toplam kalınlığı 20 m olan bu fasiyes topluluğu içinde makro-omurgalı (kemik ve diş kalıntıları) fosilleri bulunur (AÇIKALIN, 2005).

Yorum: Bu fasiyes topluluğu iraksak alüvyon yelpazesinde meydana gelen depolanmaları temsil eder (RAMOS vd., 2001; ABDUL AZİZ vd. 2003.). Kumtaşı fasiyesleri kanal kuşakları ve kanal yaygısı çökellerini gösterirken (crevasse splays), çamurtaşı fasiyesleri set-üstü (overbank) taşkınları ve kanal dolgularının bitiş kısımlarını (terminal channel-fill) işaret eder (MIALL, 1977; COLLINSON, 1996).



Şekil 3.51. Karacasu Formasyonu'nun alt-orta kısımlarını oluşturan ve yakınsak-ortaç alüvyon yelpazesi fasiyes topluluğunu (FT6: Alemler üyesi) temsil eden konglomera, kumtaşı ve çamurtaşı ardalanması (Güzelbeyli köyü, havzanın ortası)



Şekil 3.52. Karacasu Formasyonu'nun üst kısmını oluşturan ve iraksak alüvyon yelpazesi fasiyes topluluğunu (FT7: Çamarası üyesi) temsil eden kalişli kırmızı çamurtaşları (Çamarası köyü, havzanın güneybatısı)

4. ANA (MAJOR), İZ ELEMENT VE DURAYLI İZOTOP JEOKİMYASI

Sedimanter kayaçlarda yapılan ana (major) ve iz element ile duraylı izotop çalışmaları depolanma ortamını besleyen su kaynaklarının kökenini ve diyajenetik evrimini aydınlatmada önemli rol oynarlar (ORTI vd., 1998; SCHREIBER ve EL-TABAKH, 2000). Bu nedenle, korunmuş mineralojik kayıtlar geçmişteki göl suyunun jeokimyasal ortamını ve evrimini saptamak için güvenilir veriler oluştururlar (SINHA vd., 2006).

Bu çalışma kapsamında, Karacasu Havzası çökellerine ait Damdere Formasyonu'ndan Dedeler-1, Karacaören Formasyonu'ndan Ataköy, Dandalas ve Dedeler-2, Karacasu Formasyonu'ndan ise Çamarası üyesi olmak üzere 5 litolojik üyenin ana (major), iz element ve duraylı izotop özellikleri aşağıda verilmiştir. Bu özellikler Neojen boyunca havzada meydana gelen iklimsel ve hidrolojik süreçlere dayalı birçok jeolojik gelişimin aydınlatılmasına yardımcı olacak niteliklere sahiptirler.

4.1. Karacasu Neojen İstifinin Mineralojik Özellikleri

Karacasu Neojen Havzası tortul dolgusuna ait karbonatlı kayaçların mineralojik bileşimlerinin belirlenmesi amacıyla Damdere Formasyonu'nun Dedeler-1 üyesinden 6 adet, Karacaören Formasyonu'nun Ataköy üyesinden 50 adet, Dandalas üyesinden 16 adet, Dedeler-2 üyesinden 36 adet ve Karacasu Formasyonu'nun Çamarası üyesinden ise 13 adet örnekte XRD çalışmaları yapılmıştır.

Damdere formasyonuna ait Dedeler-1 üyesi çökellerinin (FT2) kalsit içeriği % 1.1-95.7, kuvars içeriği % 2.8-87.3, feldispat içeriği % 0.6-3.5, plajiolklas içeriği % 0.02-0.6 ve kil içeriği ise %1.5-10.1 arasında değişmektedir. Kil minerallerinden illit egemen olup, diğer mineraller smektit ve kaolinitir (Tablo 4.1).

Tablo 4.1. Damdere formasyonu Dedeler-1 üyesinin mineralojik bileşimi

<i>Damdere Formasyonu-Dedeler-1 üyesi-FT2</i>									
Örnek no	Litoloji	kalsit (%)	kuvars (%)	feldispat (%)	plajiolklas (%)	kil (%)	smektit (%)	illit (%)	kaolinit (%)
DAM.6	kalış	95.7	2.8			1.5	6.8	62	31
DAM.5	kalış	94.7	2.8		0.02	2.48	2.3	72	25.7
DAM.4	kalış	95	2.8			2.2	0.7	71.4	27.9
DAM.3	marn	40	40	3.3	0.5	9.2	10.8	70.2	19
DAM.2	marn	39	52	3.5	0.6	4.9	2.5	77	20.5
DAM.1	marn	23	70	1	0.3	5.7	2.2	67.6	30.2
A.O.		64.6	28.4	2.6	0.4	4.3	4.2	70.0	25.7

Tablo 4.2. Karacaören formasyonu Ataköy üyesinin mineralojik bileşimi

<i>Karacaören Formasyonu-Ataköy üyesi-FT3</i>										
Örnek no	Litoloji	kalsit (%)	dolomit (%)	kuvars (%)	feldispat (%)	plajiolklas (%)	kil (%)	smektit (%)	illit (%)	kaolinit (%)
HH.57	killi dolomit	3.8	94.4	0.7			1.1			
HH.54	marn		99				1	55	29	16
HH.52	killi dolomit		98	0.76		0.36	0.09			
HH.49	killi dolomit		99.2				0.8			
HH.48	marn		2	74.2	4	0.1	23.7	40	41	19
HH.45	marn		17	10.6		53.5	14.75			
HH.42	marn		39.5	15	15.7	6.3	23.4	68	25	17
HH.40	killi dolomit		99				1			
HH.37	çamurtaşı		16.8	52	5	2.2	24	26	65	9
HH.36	killi dolomit		94	0.7	1.4	0.1	3.8			
HH.35	marn		16	51	0.7	1.8	30.5			
HH.32	killi dolomit		97.4	0.76			0.18			
HH.31	marn		14.5	46.8	5.8	1.6	31.3	66	26	8
HH.30	killi dolomit		98				2			
HH.29	marn		58	16	1	2	23	55	40.7	4.3
HH.28	killi dolomit		94	14.6			4.42			
HH.26	killi dolomit		98.3	0.76			0.92			
HH.24	killi dolomit		98				2			
HH.22	marn		80	2.5			7.5			
HH.21	marn		37	7.35	0.5	0.4	23	47	45	8
HH.19	marn		78	5.5	0.5	0.4	15.6	15	80	5
HH.16	killi dolomit		98		7.6	2.4	1			
HH.14	marn		70.3	6	5.4	10	17.6			
HH.8	marn		81.7	5.7	0.6	0.3	1.24			
HH.6	killi dolomit		59	25	0.4	1	14.6	23	71	6
HH.5	killi dolomit		94				6		77	23
HH.4	çamurtaşı		88.2	0.69		0.21	4.57			
HH.3	marn		76.3	8.7	0.5	0.18	14.3	32	64	4
HH.2	killi dolomit		78	18			4			
AT.30	killi kireçtaşı	85.5	14.5							
AT.28	killi kireçtaşı	99	1							
AT.27	killi kireçtaşı	80	9.4	0.47			10.1			
AT.26	killi kireçtaşı	59.4	40.6							
AT.25	killi dolomit	17.8	81.5				0.7			
AT.24	killi dolomit		97.3	0.7			2	21.4	78.6	
AT.22	marn		95	2			3	26.4	60.3	13.3
AT.21	killi kireçtaşı	94.8	4.13				1.07			
AT.19	killi dolomit		96	0.3		0.2	3.5			
AT.18	marn		91	7			2	28	64	8
AT.16	marn		90.3	7			2.7	25	64.5	10.4
AT.15	killi dolomit		99				1			
AT.13	killi dolomit		91	7			2			
AT.10.3	killi dolomit		81	6			13			
AT.10.2	killi dolomit		80	8			12			
AT.10.1	killi dolomit		82	6			12	2.6	76	21.4
AT.8	killi kireçtaşı	35.8	57.3	4.4		0.14	2.7			
AT.7	killi kireçtaşı	57	39			0.2	3.8			
AT.5	killi kireçtaşı	68		12		10	10			
AT.2	marn		71.2	11		0.87	17	18.6	74.4	7
AT.1	çamurtaşı		71.5	18.3			10.2			
A.O.		60.1	68.7	12.6	3.5	4.3	8.6	34.3	57.7	11.2

Tablo 4.3. Karacaören formasyonu Dandalas üyesinin mineralojik bileşimi

<i>Karacaören Formasyonu-Dandalas üyesi-FT4</i>											
Örnek no	Litoloji	kalsit (%)	dolomit (%)	kuvars (%)	feldispat (%)	plajioklas (%)	jips (%)	kil (%)	smektit (%)	illit (%)	kaolinit (%)
KRC.9	marn	0.06	92	1.4	0.06		1.8	4.64	5	90	5
KRC.8	killi dolomit		95	1.7	0.7		0.9	1.7			
KRC.7	marn	56	37.3	1.6	0.9	0.2	2	2	15	72.5	12.5
KRC.6	marn	7.3	89.5	1.4			0.86	0.94	11	89	
KRC.5	siyah şeyl		92.4	2.8	1.3		1.7	1.74		70	30
KRC.4	killi dolomit	26	72	0.06		1.8		0.72	10	80	10
KRC.3	siyah şeyl	6.3	51	12	9.4		14.8	6.5	5	85	15
KRC.2	marn	0.8	96	0.75	1.51			0.94		90	10
KRC.1	siyah şeyl	10.2	83.2	1.9	0.5		2	2.2	5	80	15
DAN.7	siyah şeyl	67	0.6	7.9				24.5	10	70	20
DAN.6	marn	94	1.3	1.1			2	1.6	6	70	24
DAN.5	siyah şeyl	33	7	17.8		0.7	27.5	14	5	75	20
DAN.4	marn		88	3.4		0.2		8.4	7	72	21
DAN.3	siyah şeyl	9.2	2.3	60	2.8		0.04	15.7		70	30
DAN.2	marn	1	91	2	1		1	4	7.3	68.2	24.5
DAN.1	siyah şeyl	29.6	6.1	40	6.3	0.4	1	4	2.5	75	22.5
A.O.		26.2	56.5	9.7	2.4	0.7	4.6	5.8	7.4	77.1	18.5

Tablo 4.4. Karacaören formasyonu Dedeler-2 üyesinin mineralojik bileşimi

<i>Karacaören Formasyonu-Dedeler-2 üyesi-FT5</i>														
Örnek no	Litoloji	kalsit (%)	dolomit (%)	kuvars (%)	opal CT (%)	feldispat (%)	plajioklas (%)	jips (%)	kükürt (%)	kil (%)	smektit (%)	illit (%)	kaolinit (%)	sepiyolit (%)
DE.16	diatomit		87	3.4	7					2.6				
DE.15	diatomit		49	1.9	1.5					47.6		33.3	26	40.7
DE.14	diatomit			63	13.8	3.8	1.8		5.6	12	38.8	26.3	7.2	27.7
DE.13	diatomit			81.5	5		2.4	1	0.7	10				
DE.12	diatomit			74.4	4.6	2.2	1.4			17.4	35.6	39.7	24.7	
DE.11	diatomit			53	17	1	0.9	1.5		28.1				
DE.10	diatomit			42	2.6	41.6	3.3	1	0.7	9.8	26	60	14	
DE.9	diatomit			17.5	8.8	45	2.7		9.1	14.6	27	51.5	21.5	
DE.8	diatomit			64	12.8	4	1		1.1	13.8	9.5	76	14.5	
DE.7	diatomit	3.6		18	3	35	2	0.5	8.6	28	42.3	42.3	15.4	
DE.6	diatomit	1.9		76.4	4.8	2.3	3		2.6	11.9				
DE.5	diatomit			69.3	6.9	6.7				17.1	47.6	28.5	23.9	
DE.4	diatomit			21		52.4	7.2		11.4	8	90.9	6	3.1	
DE.3	diatomit		4.6	7.7	11.6	54	1.3		15	5.8				
DE.2	diatomit			30.8	12.8	10.3	1.94		8.3	39.4	48	40	12	
DE.1	diatomit			18	9	40.6	7.1		10.2	15.1				
KR.18	kireçtaşı	64	36											
KR.17	marn		97							3	24	63	13	
KR.16	marn		94	2			1			3	35	53	12	
KR.15	marn		96	1						3	30	55	15	
KR.14	marn		97	0.7						2.3	10	85	5	
KR.13	killi dolomit		98	0.7						1.3	10	80	10	
KR.12	marn		98	0.7						1.3		85	15	
KR.11	killi dolomit		100											
KR.10	killi dolomit		98							2				
KR.9	marn		96	1.5			0.6			1.9		90	10	
KR.8.2.1	killi kireçtaşı	99.4		0.6										
KR.8.2	çamurtaşı	84	0.45							0.39				
KR.8.1	çamurtaşı		1.3	51		24	0.2			23.5		60	2.5	37.5
KR.7	marn		98.6							1.4		65		35
KR.6	marn		97.5	1						1.5	12.5	70	17.5	
KR.5	marn		87.6	6.8		1.3				4.3	30	70		
KR.4	killi kireçtaşı	91.7	6.5	1						0.8				
KR.3	killi dolomit	34.8	56.4	6.6						2.2				
KR.2	marn		95	0.2			0.02			4.78	40	60		
KR.1	killi dolomit		97	1.5			0.3			1.2				
A.O.		74.8	66.5	23.9	8.1	21.6	2.1	1.0	6.7	10.3	32.8	56.3	13.8	35.2

Karacaören formasyonuna ait Ataköy üyesi çökellerinin (FT3) ortalama kalsit içeriği % 3.8-99, dolomit içeriği % 1-99.2, kuvars içeriği % 0.7-74.2, feldispat içeriği % 0.4-15.7, plajiolklas içeriği % 0.1-53.5 ve kil içeriği ise %0.09-31.3`dür (Tablo 4.2). Kil minerallerinden illit egemen olup, diğer mineraller smektit ve kaolinitir.

Karacaören formasyonuna ait Dandalas üyesi çökellerinin (FT4) kalsit içeriği % 1-94, dolomit içeriği % 7-96, jips içeriği 0.04-14.8, kuvars içeriği % 0.06-60, feldispat içeriği % 0.06-9.4, plajiolklas içeriği % 0.2-1.8, kükürt içeriği % 10-16.3 ve kil içeriği ise %0.94-24.5 arasında değişmektedir. Kil minerallerinden illit egemen olup, diğer mineraller smektit ve kaolinitir (Tablo 4.3)

Karacaören formasyonuna ait Dedeler-2 üyesi çökellerinin (FT5) kalsit içeriği % 34.8-99.4, dolomit içeriği % 0.45-100, kuvars içeriği % 0.2-81.5, opal-CT içeriği 1.5-13.8, feldispat içeriği % 1-54, plajiolklas içeriği % 0.9-7.1 ve kil içeriği ise %0.39-47.6 arasındadır. Kil minerallerinden illit egemen olup, diğer mineraller smektit, kaolinit ve sepiyolittir (Tablo 4.4).

Karacasu formasyonuna ait Çamarası üyesi çökellerinin (FT7) kalsit içeriği % 2-93, kuvars içeriği % 5.5-89, feldispat içeriği % 0.08-1, plajiolklas içeriği % 0.07-0.4 ve kil içeriği ise %1-8.24`tür. Kil minerallerinden illit egemen olup, diğer mineraller smektit ve kaolinitir (Tablo 4.5).

Tablo 4.5. Karacasu formasyonu Çamarası üyesinin mineralojik bileşimi

<i>Karacasu Formasyonu-Çamarası üyesi-FT7</i>									
Örnek no	Litoloji	kalsit (%)	kuvars (%)	feldispat (%)	plajiolklas (%)	kil (%)	smektit (%)	illit (%)	kaolinit (%)
CM.9	kaliş	72	21		0.2	6.8	5	72	23
CM.8	çamurtaşı	50	41.5	0.08	0.18	8.24	1.7	95.6	2.7
CM.7	kaliş	87.7	10.3			2	0.7	97	2.3
CM.6	marn	42.3	53.3		0.15	4.25	1.5	94.6	3.9
CM.5	kaliş	7.8	19.6		0.07	6.53	0.9	96.7	2.4
CM.4	çamurtaşı	78.5	18.5		0.07	2.93	1.3	97.3	1.4
CM.3	kaliş	91	8			1			
CM.2	çamurtaşı	93	5.5			1.5	1.7	96	2.3
CM.1	marn	5.9	89	1	0.4	3.7	2	95	3
DE.20	çamurtaşı	58	34	0.6	0.2	7.2	13	86	1
DE.19	kaliş	90	87.3	-	0.1	1.9	28	72	
DE.18	çamurtaşı	1.1	87.3	1.5		10.1	6.1	61.2	32.7
DE.17	kaliş	93	5.6		0.08	1.32	41	32	26
A.O.		59.3	37.0	0.8	0.2	4.4	8.6	83.0	9.2

4.2. Karacasu Neojen İstifinin Ana (Major) Element Özellikleri

Jeokimyasal çalışmaların diğer bir kısmını oluşturan majör element analizleri, Karacasu havzasını oluşturan tüm fasiyes topluluklarına ait örnekler üzerinde yapılmıştır. Bu çalışmanın amacı, inceleme alanı örneklerinin majör element konsantrasyonlarını ve nisbi değişimlerini analiz ederek bu sedimanların kimyasal bileşimini saptamak ve bunun sonucunda depolanma ortamları ve depolanma sonrası süreçleri ayrıntılı bir şekilde tanımlamaktır. Buna göre, inceleme örneklerindeki majör element konsantrasyonları bulunarak havzanın eski iklim ve göl seviyesi değişimleri, göl suyunun tuzluluğu ve alkalitesi, havzaya gelen kırıntılı malzeme miktarı ve bileşimi, indirgen koşullar ve organik üretkenlik hakkında veriler elde edilmiş ve bu verilerin birlikte değerlendirilmesiyle havzanın gelişiminin ayrıntılı olarak ortaya çıkarılması amaçlanmıştır. Havzanın eski iklim ve göl seviyesi değişimleri Al_2O_3/K_2O , Na_2O/Al_2O_3 , Na_2O/TiO_2 , Na_2O/K_2O ve $[MgO/(MgO+CaO)]$ değerlerinden, göl suyunun tuzluluğunu ve alkalitesi Mg/Ca ve Sr/Ca elementer oranlarından; havzaya gelen kırıntılı malzeme miktarı ve bileşimi SiO_2/Al_2O_3 , Zr/Al_2O_3 , SiO_2/Al_2O_3 , Ti/Al , Al_2O_3/TiO_2 ve CaO/Al_2O_3 oranlarından; depolanma ortamındaki indirgen koşulları Mn konsantrasyonu ve V/Cr , Co/Al , Ni/Al , V/Al ve Zn/Al değerlerinden ve depolanma ortamındaki organik üretkenlik hakkında bilgiler ise Ba/Al ve P/Al elementer oranlarından bulunarak yorumlanmıştır.

Karacasu Neojen havzası tortul dolgusuna ait karbonatlı kayaçların ana element bileşiminin belirlenmesi amacıyla Damdere Formasyonu'nun Dedeler-1 üyesinden 6 adet, Karacaören Formasyonu'nun Ataköy üyesinden 50 adet, Dandalas üyesinden 16 adet, Dedeler-2 üyesinden 36 adet ve Karacasu Formasyonu'nun Çamarası üyesinden ise 13 adet örnekte ana (major) element çalışmaları yapılmıştır.

Damdere formasyonuna ait Dedeler-1 üyesi çökellerinin (FT2) ortalama SiO_2 değeri % 30,38; Al_2O_3 değeri % 2,06; Fe_2O_3 değeri % 2,36; MgO değeri % 3,08; CaO değeri % 23,20; Na_2O değeri % 0,025; K_2O değeri % 0,25; TiO_2 değeri % 0,002; P_2O_5 değeri % 0,036, MnO değeri % 0,026 ve Cr_2O_3 değeri ise %0,0057'dir (Tablo 4.6).

Karacaören formasyonuna ait Ataköy üyesi çökellerinin (FT3) ortalama SiO_2 değeri % 17,06; Al_2O_3 değeri % 1,02; Fe_2O_3 değeri % 1,09; MgO değeri % 24,85; CaO değeri % 21,47; Na_2O değeri % 0,062; K_2O değeri % 0,23; TiO_2 değeri % 0,019; P_2O_5 değeri % 0,039, MnO değeri % 0,111 ve Cr_2O_3 değeri ise %0,0023'tür (Tablo 4.7).

Karacaören formasyonuna ait Dandalas üyesi çökellerinin (FT4) ortalama SiO_2 değeri % 16,34; Al_2O_3 değeri % 0,89; Fe_2O_3 değeri % 0,93; MgO değeri % 19,34; CaO değeri % 18,89;

Na₂O değeri % 0,054; K₂O değeri % 0,23; TiO₂ değeri % 0,029; P₂O₅ değeri % 0,042, MnO değeri % 0,310 ve Cr₂O₃ değeri ise %0,3305`dir (Tablo 4.8).

Karacaören formasyonuna ait Dedeler-2 üyesi çökellerinin (FT5) ortalama SiO₂ değeri % 31,14; Al₂O₃ değeri % 1,20; Fe₂O₃ değeri % 0,80; MgO değeri % 17,25; CaO değeri % 14,75; Na₂O değeri % 0,11; K₂O değeri % 0,18; TiO₂ değeri % 0,02; P₂O₅ değeri % 0,04, MnO değeri % 0,11 ve Cr₂O₃ değeri ise %0,11`dir (Tablo 4.9).

Karacasu formasyonuna ait Çamarası üyesi çökellerinin (FT7) ortalama SiO₂ değeri % 25,94; Al₂O₃ değeri % 1,69; Fe₂O₃ değeri % 2,29; MgO değeri % 1,74; CaO değeri % 28,64; Na₂O değeri % 0,001; K₂O değeri % 0,21; TiO₂ değeri % 0,002; P₂O₅ değeri % 0,037, MnO değeri % 0,038 ve Cr₂O₃ değeri ise %0,0053`tür (Tablo 4.10).

Tablo 4.6. Damdere formasyonu Dedeler-lüyesinin ana (major) element istatistiksel parametreleri

Damdere Formasyonu-Dedeler-1 üyesi-FT2													Paleoiklim ve su kimyası					Tuzluluk ve alkalinite			Kırıntılı malzeme gelimi					Redoks koşulları			Organik üretkenlik		
Örnek no	Litoloji	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	Cr ₂ O ₃	Al ₂ O ₃ /K ₂ O	Na ₂ O/Al ₂ O ₃	Na ₂ O/TiO ₂	Na ₂ O/K ₂ O	[MgO]/(MgO+CaO)	ΔδO-kal	Mg/C _a	Str/C _a	Si/Cr/Al ₂ O ₃	CaO/Al ₂ O ₃	Str/B _a	V/Cr	Co/Al	Ni/Al	V/Al	Zn/Al	Mn (%)	Ba/Al	P/Al
KB.4	çamurtaşı	40.11	2.39	5.48	1.91	17.53	0.012	0.13	0.002	0.050	0.024	0.0174	19.52	0.005	8.08	0.09	0.10		0.04	0.000	15.50	6.77	0.28	0.24	0.000	82.1	0.002	0.003	0.0183	0.003	0.02
KB.3	kaliş	5.32	0.36	0.77	0.38	44.56	0.012	0.02	0.002	0.014	0.015	0.0026	14.89	0.034	8.08	0.50	0.01	-5.87	0.00	0.000	14.82	124.15	1.00	0.22	0.023	75.4	0.002	0.003	0.0113	0.004	0.03
KB.2	çamurtaşı	70.26	1.25	4.39	0.62	0.20	0.081	0.13	0.002	0.080	0.012	0.0053	9.41	0.065	53.88	0.61	0.76		1.29	0.009	56.35	0.16	0.33	0.72	0.001	73.6	0.004	0.008	0.0094	0.006	0.05
KB.1	kaliş	5.84	0.40	0.89	0.42	43.51	0.012	0.02	0.002	0.014	0.125	0.0031	16.46	0.031	8.08	0.50	0.01	-5.95	0.00	0.000	14.72	109.68	1.14	0.19	0.004	41.5	0.002	0.003	0.0968	0.003	0.03
DAM.6	kaliş	11.31	1.02	1.00	2.95	38.01	0.013	0.13	0.002	0.039	0.013	0.0032	7.70	0.013	8.98	0.10	0.07	-8.04	0.03	0.001	11.09	37.26	3.44	0.32	0.001	24.1	0.001	0.002	0.0100	0.008	0.03
DAM.5	kaliş	10.82	1.10	1.06	2.77	38.78	0.012	0.13	0.002	0.039	0.016	0.0035	8.27	0.011	8.08	0.09	0.07	-8.11	0.03	0.001	9.88	35.40	2.86	0.38	0.001	22.5	0.002	0.002	0.0127	0.008	0.03
DAM.4	kaliş	11.81	1.32	1.07	3.50	37.12	0.027	0.14	0.002	0.048	0.012	0.0044	9.14	0.020	17.96	0.19	0.09	-8.29	0.04	0.001	8.93	28.07	3.43	0.20	0.000	20.0	0.001	0.002	0.0092	0.007	0.03
DAM.3	marn	46.48	4.31	3.05	5.48	5.74	0.027	0.59	0.002	0.034	0.013	0.0057	7.29	0.006	17.96	0.05	0.49	-8.42	0.39	0.002	10.79	1.33	1.45	0.38	0.000	18.4	0.001	0.002	0.0103	0.003	0.01
DAM.2	marn	49.57	4.25	2.95	5.79	4.62	0.040	0.60	0.002	0.037	0.014	0.0054	7.05	0.010	26.94	0.07	0.56	-9.05	0.51	0.003	11.66	1.09	1.41	0.38	0.000	18.2	0.001	0.002	0.0107	0.003	0.01
DAM.1	marn	52.25	4.00	2.97	6.94	1.93	0.008	0.63	0.002	0.005	0.014	0.0060	6.39	0.002	5.39	0.01	0.78	-7.10	1.45	0.005	13.05	0.48	0.94	0.32	0.000	18.4	0.001	0.002	0.0111	0.003	0.00
ORT.		30.38	2.06	2.36	3.08	23.20	0.02	0.25	0.002	0.036	0.026	0.01	10.61	0.020	16.34	2.22	0.29	-8.17	0.38	0.002	16.68	34.44	1.63	0.33	0.00	39.4	0.002	0.003	0.020	0.01	0.02

Tablo 4.8. Karacaören formasyonu Dandalas üyesinin ana (major) element değerleri

Karacaören Formasyonu-Dandalas üyesi-FT4														Paleoiklim ve su kimyası					Tuzluluk ve alkalinite		Kırıntılı malzeme gelimi			Redoks koşulları					Organik üretkenlik			
Örnek no	Litoloji	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	Cr ₂ O ₃	Al ₂ O ₃ /K ₂ O	Na ₂ O/Al ₂ O ₃	Na ₂ O/TiO ₂	Na ₂ O/K ₂ O	[MgO]/(MgO+CaO)	δ18O-ka	δ18O-dol	Mg/Ca	Str/Ca	SiO ₂ /Al ₂ O ₃	CaO/Al ₂ O ₃	Str/Ba	V/Cr	Co/Al	Ni/Al	V/Al	Zn/Al	Mn (%)	Ba/Al	P/Al
KRC.9	marn	13.42	0.77	0.70	34.85	24.92	0.131	0.24	0.027	0.046	0.007	0.0018	3.21	0.169	4.90	0.54	0.58		-0.90	0.56	0.026	17.33	32.17	72.33	1.00	0.000	24.88	0.003	0.003	0.0056	0.015	0.05
KRC.8	dolomit	4.52	0.36	0.29	41.48	31.25	0.106	0.10	0.017	0.048	0.009	0.0009	3.72	0.297	6.38	1.10	0.57		-1.25	0.54	0.009	12.59	87.08	83.13	1.33	0.001	32.63	0.004	0.003	0.0070	0.013	0.11
KRC.7	marn	9.99	0.60	0.76	11.69	37.41	0.027	0.19	0.027	0.027	0.077	0.0013	3.14	0.045	1.01	0.14	0.24		-1.23	0.13	0.022	16.53	61.89	55.34	1.11	0.001	30.31	0.003	0.003	0.0600	0.033	0.04
KRC.6	marn	9.90	0.68	0.73	36.59	27.76	0.111	0.20	0.025	0.034	0.013	0.0016	3.32	0.163	4.42	0.54	0.57		-0.87	0.53	0.002	14.56	40.82	4.48	2.91	0.004	85.00	0.009	0.003	0.0097	0.023	0.04
KRC.5	çamurtaşı	13.63	1.04	0.80	32.63	24.05	0.073	0.25	0.028	0.037	0.016	0.0019	4.11	0.070	2.57	0.29	0.58		1.18	0.55	0.037	13.12	23.15	93.96	1.15	0.001	36.73	0.003	0.002	0.0121	0.012	0.03
KRC.4	dolomit	8.74	0.57	0.67	32.11	27.69	0.036	0.18	0.027	0.037	0.011	0.0009	3.14	0.064	1.36	0.20	0.54		0.63	0.47	0.031	15.42	48.86	66.07	1.67	0.001	35.33	0.003	0.003	0.0085	0.031	0.05
KRC.3	çamurtaşı	41.76	2.85	2.89	5.96	1.85	0.069	0.71	0.083	0.021	0.025	0.0045	4.01	0.024	0.82	0.10	0.76			1.30	0.434	14.64	0.65	70.69	1.13	0.001	43.84	0.002	0.003	0.0197	0.005	0.01
KRC.2	marn	5.42	0.49	0.41	41.37	30.79	0.039	0.14	0.023	0.041	0.010	0.0012	3.40	0.080	1.67	0.27	0.57		0.92	0.54	0.029	11.04	62.69	160.85	1.13	0.001	40.38	0.003	0.003	0.0077	0.015	0.07
KRC.1	çamurtaşı	17.83	1.23	1.03	27.12	20.52	0.049	0.31	0.042	0.027	0.014	0.0019	3.92	0.040	1.16	0.15	0.57		1.11	0.53	0.040	14.52	16.71	84.65	1.46	0.001	35.54	0.003	0.002	0.0107	0.011	0.02
DAN.7	çamurtaşı	14.19	1.10	1.47	4.06	34.18	0.013	0.28	0.038	0.108	0.046	0.0023	3.95	0.012	0.35	0.05	0.11	-8.73		0.05	0.002	12.95	31.19	18.56	0.94	0.001	34.31	0.003	0.003	0.0355	0.005	0.08
DAN.6	marn	0.01	0.02	0.01	0.03	0.01	0.001	0.01	0.002	0.002	1.162	1.3149	1.57	0.071	0.81	0.11	0.71	-4.98		1.00	0.000	0.53	0.74	0.00	0.00	0.000	0.00	0.000	0.000	0.9000	0.000	0.10
DAN.5	çamurtaşı	32.63	3.61	4.29	4.68	16.51	0.042	0.82	0.092	0.071	0.060	0.0077	4.40	0.012	0.46	0.05	0.22	-0.99		0.11	0.008	9.04	4.58	9.96	0.72	0.001	80.89	0.002	0.003	0.0464	0.005	0.02
DAN.4	dolomit	6.31	0.85	0.86	36.76	25.22	0.166	0.17	0.022	0.174	0.032	0.0022	5.04	0.195	7.65	0.98	0.59		-1.74	0.59	0.003	7.42	29.67	2.34	0.93	0.001	40.22	0.003	0.003	0.0245	0.055	0.17
DAN.3	çamurtaşı	36.34	0.02	0.01	0.03	0.01	0.001	0.01	0.002	0.002	1.162	1.3149	1.57	0.071	0.81	0.11	0.71	-1.65		1.00	0.000	2137.52	0.74	0.00	0.00	0.000	0.00	0.00	0.00	0.9000	0.00	0.10
DAN.2	marn	0.01	0.02	0.01	0.03	0.01	0.001	0.01	0.002	0.002	1.162	1.3149	1.57	0.071	0.81	0.11	0.71		-1.60	1.00	0.000	0.53	0.74	0.00	0.00	0.000	0.00	0.00	0.00	0.9000	0.00	0.10
DAN.1	çamurtaşı	39.75	0.02	0.01	0.03	0.01	0.001	0.01	0.002	0.002	1.162	1.3149	1.57	0.071	0.81	0.11	0.71	-4.26		1.00	0.000	2338.10	0.74	0.00	0.00	0.000	0.00	0.00	0.00	0.9000	0.00	0.10
ORT.		15.90	0.89	0.93	19.34	18.89	0.05	0.23	0.03	0.04	0.31	0.33	3.23	0.09	2.25	0.30	0.55	-4.12	-0.38	0.80	1.040	289.74	27.65	45.15	2.97	0.005	170.12	0.015	0.014	0.08	0.064	0.09

Tablo 4.10. Karacasu formasyonu Çamarası üyesinin ana (major) element değerleri

Karacasu Formasyonu-Çamarası üyesi-FT7													Paleoiklim ve su kimyası					Tuzluluk ve alkalinite		Kırıntılı malzeme gelimi			Redoks koşulları					Organik üretkenlik			
Örnek no	Litoloji	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	Cl ₂ O ₃	Al ₂ O ₃ /K ₂ O	Na ₂ O/Al ₂ O ₃	Na ₂ O/TiO ₂	Na ₂ O/K ₂ O	[MgO]/(MgO+CaO)	ΔδO-kal	Mg/C _a	Str/C _a	Si/Cr/Al ₂ O ₃	CaO/Al ₂ O ₃	Str/Ba	V/Cr	Co/Al	Ni/Al	V/Al	Zn/Al	Mn (%)	Ba/Al	P/Al
CM.9	kaliş	18.93	1.15	1.87	1.32	33.37	0.001	0.12	0.002	0.044	0.022	0.0034	9.56	0.001	0.72	0.01	0.04	-7.01	0.02	0.000	16.43	28.96	2.33	0.70	0.001	95.08	0.003	0.003	0.017	0.007	0.03
CM.8	çamurtaşı	54.07	3.31	5.39	1.84	0.85	0.001	0.45	0.002	0.034	0.097	0.0086	7.41	0.000	0.81	0.00	0.68		0.87	0.002	16.36	0.26	0.13	0.75	0.001	93.14	0.003	0.003	0.075	0.006	0.01
CM.7	kaliş	19.67	1.49	1.70	1.32	34.00	0.001	0.16	0.002	0.034	0.040	0.0034	9.53	0.001	0.72	0.01	0.04	-7.46	0.02	0.001	13.18	22.78	3.02	0.57	0.001	87.34	0.002	0.003	0.031	0.006	0.02
CM.6	marn	19.00	1.62	1.32	1.25	35.51	0.001	0.16	0.002	0.030	0.014	0.0042	10.37	0.001	0.81	0.01	0.03	-6.33	0.01	0.000	11.70	21.86	3.38	0.28	0.001	52.33	0.001	0.002	0.011	0.004	0.02
CM.5	kaliş	23.81	1.61	2.03	1.25	32.16	0.001	0.11	0.002	0.032	0.043	0.0057	14.81	0.001	0.81	0.01	0.04	-7.77	0.02	0.000	14.83	20.03	2.74	0.49	0.001	96.47	0.002	0.002	0.033	0.004	0.02
CM.4	çamurtaşı	14.92	0.74	0.99	1.21	38.92	0.001	0.08	0.002	0.025	0.017	0.0039	8.73	0.001	0.63	0.01	0.03		0.01	0.001	20.25	52.83	9.67	0.41	0.001	69.23	0.003	0.002	0.013	0.004	0.03
CM.3	kaliş	8.97	0.57	0.50	1.32	44.18	0.001	0.07	0.002	0.050	0.013	0.0020	7.84	0.002	0.81	0.02	0.03	-7.10	0.01	0.001	15.83	77.96	36.00	0.29	0.000	56.67	0.001	0.002	0.010	0.003	0.07
CM.2	çamurtaşı	13.20	1.25	1.49	1.91	37.24	0.001	0.17	0.002	0.076	0.012	0.0047	7.39	0.001	0.81	0.01	0.05		0.02	0.000	10.59	29.87	1.32	0.41	0.000	65.15	0.002	0.002	0.009	0.003	0.05
CM.1	marn	49.76	3.44	5.29	4.23	1.52	0.001	0.57	0.002	0.011	0.088	0.0117	6.07	0.000	0.81	0.00	0.74	-6.60	1.12	0.001	14.47	0.44	0.21	0.36	0.001	120.9	0.002	0.003	0.068	0.004	0.00
ORT.		24.70	1.69	2.29	1.74	28.64	0.001	0.21	0.00	0.04	0.04	0.01	9.08	0.25	9.77	2.01	0.19	-7.04	0.23	0.001	14.85	28.33	6.53	0.47	0.001	81.81	0.002	0.003	0.03	0.005	0.03

4.3. Karacasu Neojen İstifinin İz Element Özellikleri

İz elementler çoğunlukla deniz suyunda çözülmüş halde veya tanelerin üzerine tutunmuş olarak bulunurlar. Su sütunundan sediman içine çözülmüş olarak gelen artık iz elementler biyotik ve abiyotik süreçler sonucunda meydana gelirler. Biyotik süreçler, planktonlar için (başlıca fitoplankton) küçük veya çok küçük besleyiciler olarak görev yapan iz elementlerin zenginleşmesini sağlarlar. Abiyotik süreçler ise oksik ortamlarla sınırlıdır, fakat yarı-oksik ortamlarda da bazı zenginleşmeler olabilmektedir. Abiyotik süreçler özellikle indirgen koşullar altında etkilidirler. Bu süreçler, organik veya mineral tabakalarının üstüne metalik iyon ve iyonik türlerin tutunması, organometalik karmaşıkların oluşumu ve (demir-) sülfidlerin ve/veya çözülmeyen oksidantların çökmesini kapsamaktadır. Teoride, bu çeşitli süreçler sonucunda iz element zenginleşmesi meydana gelir. Bu zenginleşmeler, depolanma ve erken diagenetik kadar egemen olan özel koşulların bir göstergesidir. Sonuç olarak, sediman ve sedimaner kayalardaki iz element bollukları eski depolanma ortamlarının ortaya çıkarılmasına yardımcı olurlar (WERNE vd., 2003, LYONS vd., 2003).

Jeokimyasal çalışmaların bir kısmını oluşturan tüm kayaç iz element analizleri Karacasu Havzası'nı oluşturan tüm fasiyes topluluklarına ait örnekler üzerinde yapılmıştır. Bu çalışmanın amacı Karacasu havzasının jeolojik tarihçesini ortaya koymak ve inceleme alanı örneklerinin iz element konsantrasyonlarını ve nisbi değişimlerini analiz etmek ve özellikle kırıntılı malzeme kaynakları, depolanma ortamları ve depolanma sonrası meydana gelen süreçleri tanımlamaktır. Buna göre, Karacasu Neojen istifinin iz element bileşimlerini belirlemek amacıyla Damdere Formasyonu'nun Dedeler-1 üyesinden 6 adet, Karacaören Formasyonu'nun Ataköy üyesinden 50 adet, Dandalas üyesinden 16 adet ve Dedeler üyesinden 32 adet ve son olarak Karacasu Formasyonu'nun Çamarası üyesinden ise 13 adet örnekte iz element çalışmaları yapılmıştır.

Damdere formasyonuna ait Dedeler-1 üyesi çökellerinin (FT2) ortalama baryum (Ba) değeri 57,8 ppm; stronsiyum (Sr) değeri 120,7 ppm; toryum (Th) değeri 7,2 ppm; uranyum (U) değeri <8 ppm; kobalt (Co) değeri 4,2 ppm; bakır (Cu) değeri 12 ppm; molibdenyum (Mo) değeri <1 ppm; nikel (Ni) değeri 27,3 ppm; vanadyum (V) değeri 10,7 ppm; kurşun (Pb) değeri 4,3 ppm ve çinko (Zn) değeri 28,5 ppm'dir (Tablo 4.11).

Karacaören formasyonuna ait Ataköy üyesi çökellerinin (FT3) ortalama baryum (Ba) değeri 55,1 ppm; stronsiyum (Sr) değeri 216,1 ppm; toryum (Th) değeri 6,7 ppm; uranyum (U) değeri 22,1 ppm; kobalt (Co) değeri 6,4 ppm; bakır (Cu) değeri 6,9 ppm; molibdenyum

(Mo) değeri 1,4 ppm; nikel (Ni) değeri 29,7 ppm; vanadyum (V) değeri 12,2 ppm; kurşun (Pb) değeri 7 ppm ve çinko (Zn) değeri 18,7 ppm`dir (Tablo 4.12).

Karacaören formasyonuna ait Dandalas üyesi çökellerinin (FT4) ortalama baryum (Ba) değeri 82,4 ppm; stronsiyum (Sr) değeri 3756,7 ppm; toryum (Th) değeri 2,7 ppm; uranyum (U) değeri 14,4 ppm; kobalt (Co) değeri 5,8 ppm; bakır (Cu) değeri 8,9 ppm; molibdenyum (Mo) değeri 16,6 ppm; nikel (Ni) değeri 31,7 ppm; vanadyum (V) değeri 18,1 ppm; kurşun (Pb) değeri 4,0 ppm ve çinko (Zn) değeri 17,8 ppm`dir (Tablo 4.13).

Karacaören formasyonuna ait Dedeler-2 üyesi çökellerinin (FT5) ortalama baryum (Ba) değeri 88,4 ppm; stronsiyum (Sr) değeri 3574,3 ppm; toryum (Th) değeri 4,2 ppm; uranyum (U) değeri 8,2 ppm; kobalt (Co) değeri 2,8 ppm; bakır (Cu) değeri 6,2 ppm; molibdenyum (Mo) değeri 2,0 ppm; nikel (Ni) değeri 18 ppm; vanadyum (V) değeri 16,7 ppm; kurşun (Pb) değeri 13,7 ppm ve çinko (Zn) değeri 15,2 ppm`dir (Tablo 4.14).

Karacasu formasyonuna ait Çamarası üyesi çökellerinin (FT7) ortalama baryum (Ba) değeri 36,8 ppm; stronsiyum (Sr) değeri 76 ppm; toryum (Th) değeri 4,8 ppm; uranyum (U) değeri <8 ppm; kobalt (Co) değeri 10,5 ppm; bakır (Cu) değeri 11,2 ppm; molibdenyum (Mo) değeri 9 ppm; nikel (Ni) değeri 93 ppm; vanadyum (V) değeri 16,8 ppm; kurşun (Pb) değeri 11,3 ppm ve çinko (Zn) değeri 25,5 ppm`dir (Tablo 4.15).

Tablo 4.11. Damdere formasyonu Dedeler-1üyesinin iz element değerleri

<i>Damdere Formasyonu-Dedeler-1 üyesi-FT2</i>												<i>(ppm)</i>
Örnek no	Litoloji	Ba	Sr	Th	U	Co	Cu	Mo	Ni	V	Pb	Zn
DAM.6	kaliş	45	155	4	<8	3	6	<1	13	7	3	12
DAM.5	kaliş	49	140	4	<8	4	6	<1	15	9	3	12
DAM.4	kaliş	51	175	4	<8	3	7	<1	14	6	10	14
DAM.3	marn	65	94	11	<8	5	17	<1	42	15	3	42
DAM.2	marn	66	93	11	<8	5	18	<1	41	14	3	44
DAM.1	marn	71	67	9	<8	5	18	<1	39	13	4	47
A.O.		57.8	120.7	7.2	<8	4.2	12.0	<1	27.3	10.7	4.3	28.5

Tablo 4.12. Karacaören formasyonu Ataköy üyesinin iz element değerleri

<i>Karacaören Formasyonu-Ataköy üyesi-FT3</i>												(ppm)
Örnek no	Litoloji	Ba	Sr	Th	U	Co	Cu	Mo	Ni	V	Pb	Zn
HH.57	killi dolomit	19	960	<2	<8	1	1	<1	12	4	<3	5
HH.54	marn	27	455	2	<8	2	3	<1	23	7	<3	9
HH.52	killi dolomit	5	364	<2	<8	<1	<1	<1	10	4	<3	4
HH.49	killi dolomit	30	349	<2	<8	<1	<1	<1	5	2	<3	3
HH.48	marn	101	68	3	<8	2	6	<1	29	22	<3	44
HH.45	marn	81	313	4	<8	2	5	<1	21	14	<3	20
HH.42	marn	63	125	14	<8	7	14	<1	41	80	8	36
HH.40	killi dolomit	49	322	<2	<8	<1	<1	1	6	5	<3	3
HH.37	çamurtaşı	103	36	15	<8	5	14	<1	74	33	9	58
HH.36	killi dolomit	45	199	2	11	<1	3	<1	54	11	<3	11
HH.35	marn	152	176	15	<8	3	10	<1	44	16	5	35
HH.32	killi dolomit	35	199	<2	11	1	2	<1	17	8	7	5
HH.31	marn	149	55	21	<8	6	11	<1	71	19	7	43
HH.30	killi dolomit	76	177	<2	22	19	5	<1	56	15	8	17
HH.29	marn	98	92	8	<8	5	11	<1	105	21	10	33
HH.28	killi dolomit	64	224	<2	16	<1	3	<1	7	9	5	7
HH.26	killi dolomit	53	187	<2	25	2	3	<1	19	19	4	9
HH.24	killi dolomit	75	248	<2	<8	2	4	1	19	7	<3	7
HH.22	marn	68	233	<2	12	2	6	1	21	12	7	10
HH.21	marn	84	79	13	<8	14	20	<1	107	37	13	52
HH.19	marn	196	137	8	10	6	10	<1	49	18	11	39
HH.16	killi dolomit	159	201	5	<8	5	20	<1	34	11	7	23
HH.14	marn	123	69	11	9	7	24	<1	53	20	6	30
HH.8	marn	162	178	6	45	5	9	<1	28	17	5	25
HH.6	killi dolomit	138	141	6	14	3	5	<1	19	18	<3	20
HH.5	killi dolomit	26	175	3	11	10	5	<1	33	9	<3	17
HH.4	çamurtaşı	40	196	5	13	7	10	<1	40	6	<3	26
HH.3	marn	35	163	12	12	5	24	<1	35	15	7	39
HH.2	killi dolomit	25	219	3	18	11	12	3	71	14	<3	19
AT.30	killi kireçtaşı	16	246	<2	<8	<1	1	<1	3	2	<3	3
AT.28	killi kireçtaşı	13	345	<2	18	<1	<1	<1	4	4	6	2
AT.27	killi kireçtaşı	7	268	<2	59	<1	1	<1	5	6	<3	2
AT.26	killi kireçtaşı	3	338	<2	<8	<1	<1	<1	1	4	<3	0.9
AT.25	killi dolomit	22	129	<2	85	3	3	<1	17	11	<3	3
AT.24	killi dolomit	9	330	<2	<8	1	<1	<1	16	6	<3	1
AT.22	marn	24	245	2	<8	2	2	<1	14	2	<3	5
AT.21	killi kireçtaşı	10	73	3	18	2	5	1	18	8	4	18
AT.19	killi dolomit	64	218	<2	<8	7	1	<1	7	1	<3	8
AT.18	marn	30	225	3	24	5	2	<1	10	3	<3	14
AT.16	marn	21	206	<2	8	4	1	<1	9	8	<3	19
AT.15	killi dolomit	30	255	<2	<8	7	1	2	8	3	<3	14
AT.13	killi dolomit	39	299	2	<8	8	2	<1	11	4	<3	25
AT.10.3	killi dolomit	34	118	6	<8	9	7	1	27	12	8	24
AT.10.2	killi dolomit	18	124	5	<8	9	6	<1	26	10	<3	23
AT.10.1	killi dolomit	21	127	4	<8	7	6	1	25	11	11	22
AT.8	killi kireçtaşı	17	198	3	<8	7	5	<1	24	8	5	18
AT.7	killi kireçtaşı	12	75	3	<8	7	6	<1	44	10	5	21
AT.5	killi kireçtaşı	26	108	<2	<8	7	7	<1	34	7	5	17
AT.2	marn	27	233	<2	<8	21	4	<1	39	6	<3	12
AT.1	çamurtaşı	31	307	<2	<8	24	5	2	42	12	6	14
A.O.		55.1	216.1	6.7	22.1	6.4	6.9	1.4	29.7	12.2	7.0	18.7

Tablo 4.13. Karacaören formasyonu Dandalas üyesinin iz element değerleri

<i>Karacaören Formasyonu-Dandalas üyesi-FT4</i>												(ppm)
Örnek no	Litoloji	Ba	Sr	Th	U	Co	Cu	Mo	Ni	V	Pb	Zn
KRC.9	marn	63	4557	1.4	14.5	1.3	6.3	20.2	10.2	12	2.3	12
KRC.8	killi dolomit	24	1995	0.6	8.8	1.7	2.6	13.3	6.2	8	1.7	5
KRC.7	marn	105	5811	2	22.6	1.9	5.1	8.9	9.7	10	2.3	10
KRC.6	marn	84	376	1.3	14.3	13.3	9	16.3	30.6	32	2.4	11
KRC.5	siyah şeyl	67	6295	1.5	20.9	4	6.4	51	20.2	15	3.3	13
KRC.4	killi dolomit	92	6078	1.9	13	2.4	4.6	11.5	10.6	10	2.4	9
KRC.3	siyah şeyl	81	5726	6.1	27.8	11	19.3	25.5	66.2	35	6.2	43
KRC.2	marn	40	6434	0.9	12.7	2	3.8	9.2	10.5	9	1.8	7
KRC.1	siyah şeyl	69	5841	2.5	26.8	4.4	7.9	33.9	23.1	19	3.4	16
DAN.7	siyah şeyl	27	501	2.8	2.3	5.1	8.6	1.3	19.9	15	3.5	18
DAN.6	marn	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
DAN.5	siyah şeyl	89	886	10.1	3.3	18.6	27.8	5.5	154.5	38	16.2	57
DAN.4	marn	248	580	1.3	6.2	3.4	5.3	2.5	18.1	14	2.3	12
DAN.3	siyah şeyl	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
DAN.2	marn	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
DAN.1	siyah şeyl	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
A.O.		82.4	3756.7	2.7	14.4	5.8	8.9	16.6	31.7	18.1	4.0	17.8

Tablo 4.14. Karacaören formasyonu Dedeler-2 üyesinin iz element değerleri

<i>Karacaören Formasyonu-Dedeler-2 üyesi-FT5</i>												(ppm)
Örnek no	Litoloji	Ba	Sr	Th	U	Co	Cu	Mo	Ni	V	Pb	Zn
DE.16	diyatomit	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
DE.15	diyatomit	26	2279	1.2	4.5	9.8	1.9	0.2	29.7	24	1.9	10
DE.14	diyatomit	36	1173	15	23.2	13.7	13	1.1	102.6	38	5.8	147
DE.13	diyatomit	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
DE.12	diyatomit	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
DE.11	diyatomit	291	11000	2.6	3.3	1.5	2.7	0.4	10.3	18	7.6	14
DE.10	diyatomit	281	11000	6.8	5.7	2	3.6	5.2	6.4	15	4.7	9
DE.9	diyatomit	224	11000	4	4.6	0.8	3.4	4.2	6.1	20	9.7	9
DE.8	diyatomit	46	3576	14.3	9.2	2.1	11.8	8.8	22.9	15	4	13
DE.7	diyatomit	231	11000	6.8	2.7	1.4	5.8	1	12.9	26	20.3	11
DE.6	diyatomit	40	2863	9.9	4	1.4	5.4	1	13.7	13	10	14
DE.5	diyatomit	104	4948	10.9	26.5	4.3	10.5	1.8	22.3	27	26.3	27
DE.4	diyatomit	204	11000	24.3	7.3	1.3	43.3	3	17.7	25	29	13
DE.3	diyatomit	11	11000	1.4	1.1	0.2	3.2	1.2	1.7	1.9	270.7	2
DE.2	diyatomit	163	12000	0.7	1.1	0.3	3.8	3.3	4.6	6	1.7	2
DE.1	diyatomit	127	13000	1.4	3.2	0.7	4.9	18.8	9.2	37	2.40	2
KR.18	kireçtaşı	51	1580	0.9	16.6	0.7	1.8	0.5	10.3	10	1.7	7
KR.17	marn	103	181	2.4	7.7	4	7.1	0.2	25.7	21	2.3	15
KR.16	marn	21	192	3	8.5	4.1	9	0.3	19.3	44	2	15
KR.15	marn	45	241	5	13.6	3.5	7.4	2.7	36.1	19	7.8	16
KR.14	marn	169	212	5.9	3.1	7.1	12.7	0.1	32.4	49	3.9	40
KR.13	killi dolomit	5	570	0.3	3	0.5	0.7	0.2	5.8	4	0.6	2
KR.12	marn	24	314	1.1	27.4	1.6	3.5	1.7	16.4	27	2.1	12
KR.11	killi dolomit	24	81	4.8	3.2	5.3	13.7	0.1	62	24	2.8	30
KR.10	killi dolomit	5	806	0.5	3.9	0.4	1.1	0.3	7.4	6	1	3
KR.9	marn	13	297	0.1	29.2	0.5	0.4	0.4	5.2	3	0.5	1
KR.8.2	çamurtaşı	4	202	0.5	3.8	0.2	1.1	0.1	6.4	3	4.9	6
KR.8.1	çamurtaşı	7	717	0.2	2.1	0.8	1.3	0.6	5.9	2	1.1	2
KR.7	marn	21	523	0.5	8.2	1.6	1.2	0.8	12.9	9	1.9	6
KR.6	marn	27	339	0.3	9.8	1.5	1.3	0.6	8.8	5	1.4	3
KR.5	marn	44	440	2.4	8.9	7.3	7	0.2	18	13	2.8	16
KR.4	killi kireçtaşı	36	515	1.2	9.6	3.6	5.2	0.3	11.8	10	2.4	11
KR.3	killi dolomit	69	465	3.9	4.6	4.6	7.3	0.2	21.4	14	3.3	21
KR.2	marn	370	209	0.5	3.1	1.1	1.7	0.2	4.8	3	1	3
KR.1	killi dolomit	7	653	0.2	0.6	1.2	1.5	0.3	5.5	3	1.4	4
A.O.		88.4	3574.3	4.2	8.2	2.8	6.2	2.0	18.0	16.7	13.7	15.2

Tablo 4.15. Karacasu formasyonu Çamarası üyesinin iz element değerleri

<i>Karacasu Formasyonu-Çamarası üyesi-FT7</i>												<i>(ppm)</i>
Örnek no		Ba	Sr	Th	U	Co	Cu	Mo	Ni	V	Pb	Zn
CM.9	kaliş	45	105	3	<8	7	9	<1	58	16	10	21
CM.8	çamurtaşı	111	14	10	<8	19	27	<1	163	44	29	61
CM.7	kaliş	47	142	3	<8	9	7	<1	69	13	17	20
CM.6	marn	32	108	4	<8	5	5	<1	45	8	10	17
CM.5	kaliş	38	104	5	<8	9	8	<1	82	19	14	20
CM.4	çamurtaşı	15	145	3	<8	3	4	9	27	11	3	8
CM.3	kaliş	8	288	2	<8	1	2	<1	17	4	5	5
CM.2	çamurtaşı	22	29	3	<8	3	8	<1	43	13	<3	16
CM.1	marn	72	15	9	<8	19	27	<1	220	29	18	54
DE.20	çamurtaşı	36	10	7	<8	5	26	<1	130	28	9	43
DE.19	kaliş	7	7	2	<8	44	4	<1	129	4	3	6
DE.18	çamurtaşı	39	13	10	<8	4	14	<1	56	26	14	53
DE.17	kaliş	7	8	2	<8	9	5	<1	170	4	3	7
A.O.		36.8	76.0	4.8	<8	10.5	11.2	9.0	93.0	16.8	11.3	25.5

4.4. Duraylı İzotop Çalışmaları

Duraylı izotop ve fasiyes çalışmaları; fosil göl ortamlarının kökenini ve paleohidrolojisini ve ayrıca göl sistemlerinin yayılma ve daralma periyotlarını yorumlamada yaygın bir şekilde kullanılmaktadır (LOWENSTEIN ve HARDIE, 1985). Çok sayıda örnekten elde edilen bu izotop sonuçlarının güvenilirliği fasiyes topluluklarının tüm özellikleri ortaya çıkarılarak sağlanmaktadır. Karacasu Havzası'nda yüzeyleyen tüm karbonat ve evaporit istiflerini temsil edebilecek şekilde sistematik örnek alımı yapılarak bu örneklerde karbon ve oksijen izotop oranları bulunmuştur. Bu örneklerden elde edilen izotop değerleri, sedimantolojik ve paleontolojik verilerle tam olarak uyum sağlamakla birlikte farklı karbonat seviyelerinin çökelişi sırasında meydana gelen bazı iklimsel değişimlerin aydınlatılmasına da katkı sağlamıştır.

Karbonat kayaçların oluşum ve diyajenez ortamlarına giren su kaynaklarının kökeni, sıcaklığı ve tuzluluğunu belirlemek amacıyla 80 adet karbonat örneğinde $\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^{13}\text{C}$ duraylı izotop çalışmaları gerçekleştirilmiştir. Damdere, Karacaören ve Karacasu formasyonlarındaki karbonatlı fasiyeslerin oksijen ve karbon izotop analizleri toplam 5 stratigrafik seviyede yapılmıştır. Buna göre, bu stratigrafik seviyelerin izotop bileşimlerinde büyük farklılıklar bulunmuştur (Şekil 4.1).

Damdere Formasyonu'nun üst seviyesini oluşturan Dedeler-1üyesine ait karbonatlı birimlerdeki (FT2) kalsit minerallerinin $\delta^{18}\text{O}$ oranları çok düşük negatif değerlerde (‰ -9,05 ile ‰ -5,87 arasında) ve $\delta^{13}\text{C}$ değerleri de negatif değerlerdedir (‰ -9,40 ile ‰ -5,45 arasında) (Tablo 4.16; Şekil 4.1).

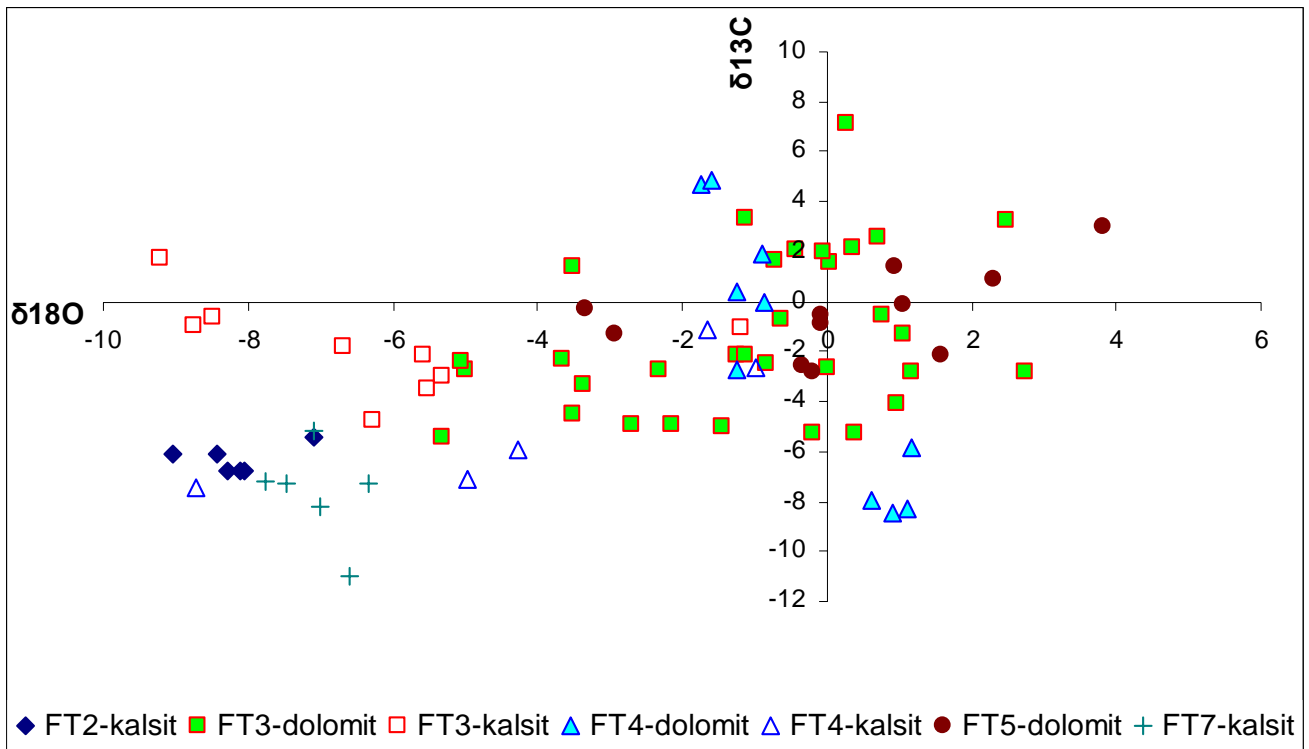
Karacaören Formasyonu'nun alt seviyesini oluşturan Ataköy üyesine ait karbonatlardaki (FT3) kalsit kristallerinin $\delta^{18}\text{O}$ oranları düşük negatif değerlere sahiptir ($\delta^{18}\text{O}_{\text{kalsit}}$: ‰ -9,21 ile ‰ -5,31 arasında). Dolomit kristallerinin $\delta^{18}\text{O}$ oranları ise yüksek negatif değerlerle düşük pozitif değerler arasında değişmektedir ($\delta^{18}\text{O}_{\text{dolomit}}$: ‰ -5,05 ile ‰ +2,73 arasında). Kalsit kristallerinin $\delta^{13}\text{C}$ değerleri ise dolomitin değerlerine göre daha düşük değerler göstermektedir ($\delta^{13}\text{C}_{\text{kalsit}}$: ‰ -4,79 ile ‰ +1,71 arasında ve $\delta^{13}\text{C}_{\text{dolomit}}$: ‰ -5,44 ile ‰ +7,10 arasında) (Tablo 4.17; Şekil 4.1).

Karacaören Formasyonu'nun orta seviyesini oluşturan Dandalas üyesine ait karbonatlı kayaçlardaki (FT4) kalsit kristallerinin $\delta^{18}\text{O}$ oranları negatif değerlere sahiptir ($\delta^{18}\text{O}_{\text{kalsit}}$: ‰ -8,73 ile ‰ -0,99 arasında). Dolomit kristallerinin $\delta^{18}\text{O}$ oranları ise yüksek negatif değerler ile düşük pozitif değerler arasında değişmektedir ($\delta^{18}\text{O}_{\text{dolomit}}$: ‰ -1,74 ile ‰ +1,18 arasında). Kalsit kristallerinin $\delta^{13}\text{C}$ değerleri ise dolomitin değerlerine göre daha düşük değerler

göstermektedir ($\delta^{13}\text{C}_{\text{kalsit}}$: ‰ -7,49 ile ‰ -1,13 arasında ve $\delta^{13}\text{C}_{\text{dolomit}}$: ‰ -8,47 ile ‰ +4,82 arasında) (Tablo 4.17; Şekil 4.1).

Karacaören Formasyonu'nun üst seviyesini oluşturan Dedeler-2 üyesine ait karbonatlı kayalardaki (FT5) kalsit kristallerinin $\delta^{18}\text{O}$ oranları negatif değerlere sahiptir ($\delta^{18}\text{O}_{\text{kalsit}}$: ‰ -1,79 ile ‰ +2,53 arasında). Dolomit kristallerinin $\delta^{18}\text{O}$ oranları ise yüksek negatif değerler ile düşük pozitif değerler arasında değişmektedir ($\delta^{18}\text{O}_{\text{dolomit}}$: ‰ -3,35 ile ‰ +3,82 arasında). Kalsit kristallerinin $\delta^{13}\text{C}$ değerleri ise dolomitin değerlerine göre daha düşük değerler göstermektedir ($\delta^{13}\text{C}_{\text{kalsit}}$: ‰ -1,98 ile ‰ +1,41 arasında ve $\delta^{13}\text{C}_{\text{dolomit}}$: ‰ -2,59 ile ‰ +2,98 arasında) (Tablo 4.17; Şekil 4.1).

Karacasu Formasyonu'nun üst seviyesini oluşturan Çamarası üyesine ait karbonatlı birimlerdeki (FT7) kalsit kristallerinin $\delta^{18}\text{O}$ oranları çok düşük negatif değerlerde (‰ -7,77 ile ‰ -6,33 arasında) ve $\delta^{13}\text{C}$ değerleri de negatif değerlerdedir (‰ -11,01 ile ‰ -5,17 arasında) (Tablo 4.18; Şekil 4.1).



Şekil 4.1. Karacasu Havzası istifindeki karbonat fasiyeslerinin $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^{13}\text{C}$ diyagramı.

Tablo 4.16. Damdere Formasyonu'nun Dedeler-lüyesine ait karbonatların oksijen-18 ve karbon-13 izotop değerleri (PDB)

Üye	Fasiyes	Örnek no	Litoloji	O18-kalsit	C13-kalsit
Dedeler-1	FT2	DAM.6	kaliş	-8.04	-6.81
		DAM.5	kaliş	-8.11	-6.77
		DAM.4	kaliş	-8.29	-6.74
		DAM.3	marn	-8.42	-6.14
		DAM.2	marn	-9.05	-6.11
		DAM.1	marn	-7.10	-5.45

Tablo 4.17. Karacaören Formasyonu'nun alttan üste doğru Ataköy, Dandalas ve Dedeler-2 üyelerine ait karbonatların oksijen-18 ve karbon-13 izotop değerleri (PDB)

Üye	Fasiyes	Örnek no	Litoloji	O18-kalsit	C13-kalsit	O18-dolomit	C13-dolomit
Ataköy	FT3	HH.57	killi dolomit	-	-	-1.14	3.30
		HH.54	marn	-	-		
		HH.52	killi dolomit	-	-	0.27	7.10
		HH.40	killi dolomit	-	-	-0.44	2.12
		HH.36	killi dolomit	-	-	-3.67	-2.28
		HH.32	killi dolomit	-	-	-3.50	1.40
		HH.30	killi dolomit	-	-	-2.33	-2.73
		HH.29	marn	-	-	-3.51	-4.54
		HH.28	killi dolomit	-	-	-1.24	-2.15
		HH.26	killi dolomit	-	-	-0.85	-2.52
		HH.24	killi dolomit	-	-	0.96	-4.11
		HH.22	marn	-	-	1.18	-2.81
		HH.19	marn	-	-	-5.30	-5.44
		HH.16	killi dolomit	-	-	-0.20	-5.27
		HH.8	marn	-	-	-2.15	-4.95
		HH.6	killi dolomit	-	-	-2.71	-4.95
		HH.5	killi dolomit	-	-	0.38	-5.25
		HH.4	çamurtaşı	-	-	-1.45	-5.00
		HH.2	killi dolomit	-	-	0.00	-2.66
		AT.30	killi kireçtaşı	-6.27	-4.79	-	-
		AT.28	killi kireçtaşı	-8.50	-0.61	-	-
		AT.27	killi kireçtaşı	-5.31	-3.02	-3.37	-3.36
		AT.26	killi kireçtaşı	-5.51	-3.48	-4.98	-2.72
		AT.25	killi dolomit	-6.69	-1.83	-5.05	-2.42
		AT.24	killi dolomit	-	-	2.73	-2.78
		AT.22	marn	-	-	-0.64	-0.71
		AT.21	killi kireçtaşı	-8.75	-0.98	-	-
		AT.19	killi dolomit	-	-	-0.73	1.63
		AT.18	marn	-	-	-1.14	-2.13
		AT.16	marn	-	-	1.06	-1.32
		AT.15	killi dolomit	-	-	0.04	1.57
		AT.13	killi dolomit	-	-	0.34	2.12
		AT.10.1	killi dolomit	-	-	2.47	3.28
		AT.8	killi kireçtaşı	-1.19	-1.06	0.77	-0.52
AT.7	killi kireçtaşı	-5.59	-2.13	-	-		
AT.5	killi kireçtaşı	-9.21	1.74	-	-		
AT.2	marn	-	-	0.72	2.57		
AT.1	çamurtaşı	-	-	-0.05	1.96		

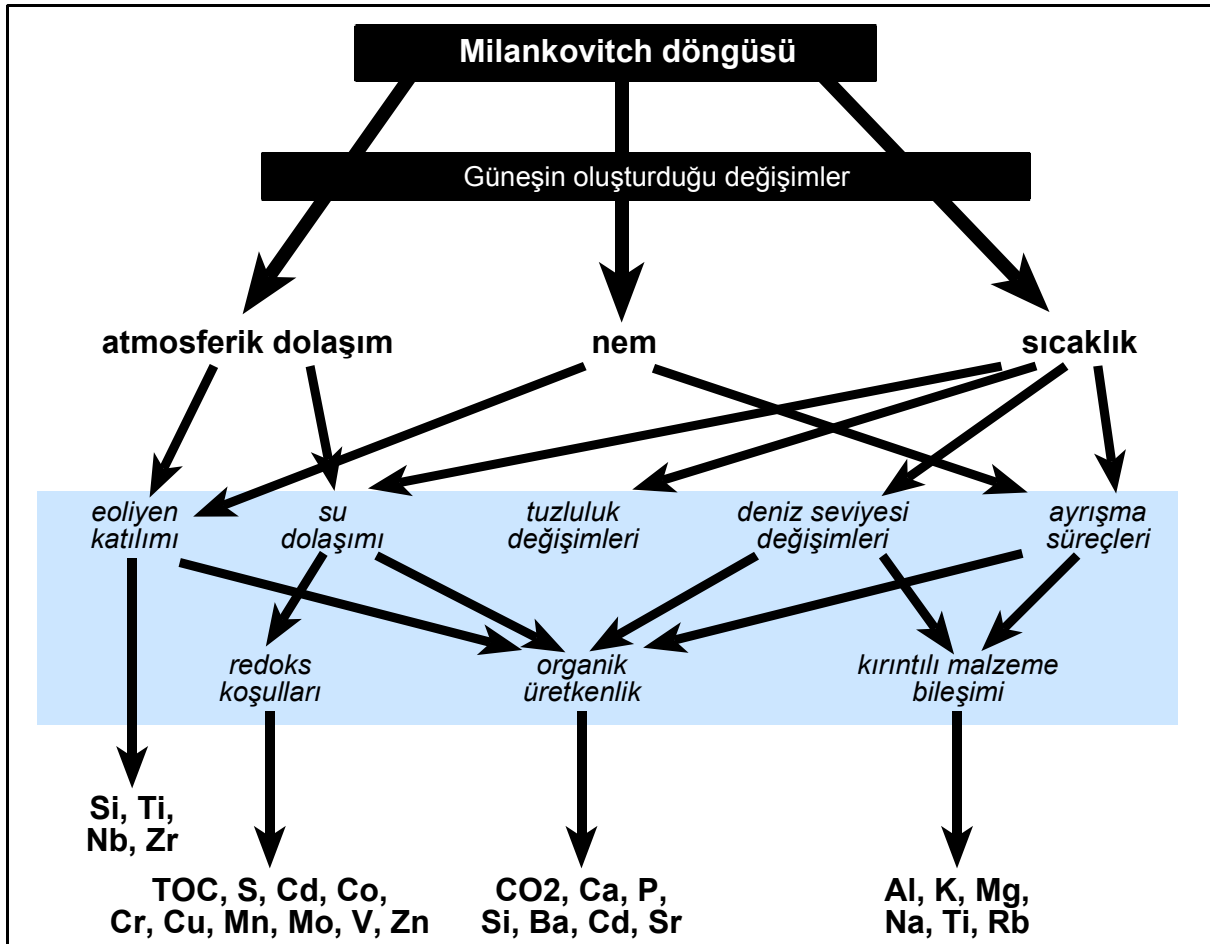
Dandalas	FT4	KRC.9	marn	-	-	-0.90	1.90
		KRC.8	killi dolomit	-	-	-1.25	0.36
		KRC.7	marn	-	-	-1.23	-2.74
		KRC.6	marn	-	-	-0.87	-0.06
		KRC.5	siyah şeyl	-	-	1.18	-5.83
		KRC.4	killi dolomit	-	-	0.63	-7.95
		KRC.2	marn	-	-	0.92	-8.47
		KRC.1	siyah şeyl	-	-	1.11	-8.27
		DAN.7	siyah şeyl	-8.73	-7.49	-	-
		DAN.6	marn	-4.98	-7.12	-	-
		DAN.5	siyah şeyl	-0.99	-2.67	-	-
		DAN.4	marn	-	-	-1.74	4.71
		DAN.3	siyah şeyl	-1.65	-1.13	0	0
		DAN.2	marn	-	-	-1.60	4.82
		DAN.1	siyah şeyl	-4.26	-5.89	-	-
Dedeler-2	FT5	KR.18	kireçtaşı	0.97	-1.98	1.58	-2.17
		KR.17	marn	-	-	-0.07	-0.54
		KR.16	marn	-	-	-0.08	-0.87
		KR.15	marn	-	-	-3.35	-0.25
		KR.14	marn	-	-	-0.20	-2.81
		KR.10	killi dolomit	-	-	-2.94	-1.29
		KR.8.1	çamurtaşı	-1.79	1.41	-	-
		KR.7	marn	-	-	-0.33	-2.59
		KR.5	marn	-	-	1.05	-0.08
		KR.4	killi kireçtaşı	-0.63	-0.20	-	-
		KR.3	killi dolomit	2.53	1.11	2.31	0.89
		KR.2	marn	-	-	3.82	2.98
		KR.1	killi dolomit	-	-	0.93	1.37

Tablo 4.18. Karacasu Formasyonu'nun Çamarası üyesine ait karbonatların oksijen-18 ve karbon-13 izotop değerleri (PDB)

Üye	Fasiyes	Örnek no	Litoloji	O18-kalsit	C13-kalsit
Çamarası	FT7	CM.9	kaliş	-7.01	-8.18
		CM.7	kaliş	-7.46	-7.26
		CM.6	marn	-6.33	-7.26
		CM.5	kaliş	-7.77	-7.21
		CM.3	kaliş	-7.10	-5.17
		CM.1	marn	-6.60	-11.01
		DE.19	kaliş	-5.87	-9.40
		DE.17	kaliş	-5.95	-9.37

4.5. Karacasu Neojen istifinin Duraylı İzotop, Ana (major) ve İz Element Jeokimyası açısından değerlendirilmesi

Karacasu Neojen istifinden elde edilen mineralojik, jeokimyasal ve duraylı izotop verilerinin birlikte değerlendirilmesiyle havzanın paleoiklim ve göl seviyesi değişimleri, göl suyunun tuzluluğu ve alkalitesi, havzaya gelen kırıntılı malzeme miktarı ve bileşimi, indirgen koşulları ve organik üretkenlik hakkında veriler sağlanarak havzanın gelişimi ayrıntılı olarak ortaya çıkarılmıştır. Depolanma koşullarındaki bu değişimler bu ortamdaki sedimanların kimyasal bileşimini de yansıtmaktadır. Şekil 4.2`de iklimsel süreçler, bunların sedimanter ortamlarda meydana getirdiği etkiler ve bu süreçleri denetleyen kimyasal parametreler gösterilmiştir.



Şekil 4.2. Sedimanter istiflerin kimyasal bileşimleri üzerinde oluşan muhtemel yörüngesel kontroller (Milankovitch döngüsü) (RACHOLD ve BRUMSACK, 2001)

4.5.1. Paleoiklim ve su kimyası göstergeleri

Karacasu Havzası tortul dolgunasına ait karbonatlı birimlerden bulunan mineralojik, jeokimyasal ve duraylı izotop verileri ile paleoiklim ve göl seviyesi değişimleri hakkında önemli bilgiler elde edilebilmektedir. Havza istifinin karakteristikleri, kırıntılı malzemenin tane boyu aralıkları, iklimsel değişimlerin kontrolünde kaynak kayanın ayrışması gibi faktörlerin kontrolünde gelişir. Feldispat, kaynak kayalarda bulunan en duyarlı mineraldir ve bu nedenle ayrışma süreçlerinin egemen olması durumunda feldispatlar kil minerallerine dönüşürler. Yağışlı iklimlerde Ca, Na ve K, feldispatlarda kimyasal ayrışma ile uzaklaşmasına karşın, hidrolizatlar (Al, Fe, Ti) zenginleşmektedir (NESBITT ve YOUNG, 1982). Bu nedenle alkalilerin hidrolizatlara oranı, yağışlı iklimlerde düşük, kurak iklimlerde ise yüksek değerlerde olur. K_2O 'in Na_2O 'e göre nispeten daha yüksek olması (düşük Na/K oranı) K-feldispatların ayırmaya karşı Na-feldispatların daha dirençli olduğunu göstermektedir. K-iyonları, Na^+ ve Mg^{+2} iyonlarına göre daha az duyarlı oldukları için killer tarafından absorbe edilirler ve bu nedenle yoğun ayrışma sırasında kristal içerisinde kalabilirler. Aksine Na-iyonları, yağışlı iklimlerde kristal yapısındaki K'a göre daha hızlı ortadan kalkabilirler (SINHA vd., 2006). Bir havzanın paleoiklim ve göl suyu kimyası hakkında yorum yapabilmek için aşağıdaki elementer oranlar kullanılmaktadır:

Al_2O_3/K_2O : Bu oran çoğunlukla paleoiklim hakkında bilgiler sağlamaktadır. Yağışlı bölgelerdeki akarsular alüminyumca zengin ve sodyumca fakirdirler. Potasyum ve kalsiyum miktarları, ılık ve kurak bölgelerde eşit oranda bulunurlar. Bu nedenle, yüksek Al_2O_3/K_2O oranı çökeltme oranının yüksek, düşük Al_2O_3/K_2O oranı ise çökeltme oranının düşük olduğunu göstermektedir.

Na_2O/Al_2O_3 , Na_2O/TiO_2 ve Na_2O/K_2O : Bu oranlar düşük olursa yüksek derecede kimyasal ayrışmayı (yağışlı iklim), yüksek değerlerde olursa düşük derecede kimyasal ayrışmayı (kurak iklim) gösterirler.

$\delta^{18}O$ ve $[MgO/(MgO+CaO)]$: Karbonatlı kayalardan ölçülen $\delta^{18}O$ değerleri iklim ve çökeltme ortamındaki su kimyası gibi faktörlerin yorumlanmasında kullanılmaktadır. Gölsel karbonatlardaki düşük $\delta^{18}O$ değerleri, yağışlı iklimlerdeki gölün genişleme periyotlarını, yüksek $\delta^{18}O$ değerleri ise gölün daralma periyotlarında etkili olan yüksek tuzluluğu ve dolayısıyla kurak iklim koşullarını ifade eder. Özellikle yağışlı iklimlerde birincil olarak çökelen kalsit, düşük $\delta^{18}O$ değerine ve düşük $[MgO/(MgO+CaO)]$ oranına denk gelmektedir. Bu durum göle tatlı su girişinin olduğunu ve göl suyunun düşük tuzluluğa sahip olduğunu göstermektedir. Yüksek $\delta^{18}O$ değerleri ise yüksek dolomit miktarını ile yüksek

[MgO/(MgO+CaO)] oranına karşılık gelmekle birlikte göl suyunun yüksek tuzluluğa sahip olduğunu göstermektedir (SINHA vd., 2006).

4.5.2. Tuzluluk ve alkalinite göstergeleri

Bir havzadaki eski göl suyunun tuzluluğu ve alkalinitesi hakkında bilgi sayılabilmek için Mg/Ca ve Sr/Ca gibi elementer oranlar kullanılmaktadır. Göl ortamlarındaki drenaj alanının hidrolojik rejimindeki değişimlerin sonucunda gölün hacmi değişirken aynı şekilde suyun kimyası da değişmektedir (HUNSTMAN-MAPILA vd., 2006). Çökme/buharlaşma oranının azaldığı zamanlarda su seviyesi düşerken çözülmüş iyonlar minerallerin çökelmeye başladığı noktaya ulaşıncaya kadar yoğunlaşırlar. Bu süreçte ilk çökelen kalsiyum karbonattır ve esasen düşük tuzlulukta çözünmeden kalır (EUGSTER ve HARDIE, 1978). Mg ve Sr iz elementlerinin kimyası, kapalı havzalarda göl suyunun buharlaşma konsantrasyonu sırasında oluşan paleotuzluluğun bir göstergesidir (GASSE vd., 1987). Kalsiyum karbonatın çökelişi suyun Mg/Ca ve Sr/Ca oranlarının artmasıyla birlikte fazlaşır. Bunun sonucu olarak da tuzlulukla bu oranlar artış gösterirler veya pozitif korelasyon gösterirler (EUGSTER ve KELTS, 1983).

4.5.3. Kırıntılı malzeme gelimi göstergeleri

Bir havzaya gelen kırıntılı malzeme miktarını bulmak için aşağıda verilen elementer oranlar kullanılmaktadır:

SiO₂/Al₂O₃: Kırıntılı çökellerin egemen olduğu ortamlarda, SiO₂/Al₂O₃ oranı kuvarsın feldispata göre değişimini ifade eder. Her iki oran da esasen kırıntılı katılımını işaret eder ve bu oranlar diyajenetik süreçlerden etkilenirler. Genellikle bu orandaki artış smektit ve kuvars miktarındaki zenginleşmeyi ifade eder (KUHN vd., 2001).

CaO/Al₂O₃: Bu oran karbonat miktarındaki değişimleri gösterir. Bu oranın yüksek olması depolama ortamında karbonat üretiminin fazla olduğunu ve kırıntılı geliminin düşük olduğunu göstermektedir (RACHOLD ve BRUMSACK, 2001).

Sr/Ba: Ba esasen feldispat, biyotit ve amfibollerde, Sr karbonatlarda bulunduğu için, Sr/Ba oranı karbonatların kırıntılı fraksiyonlarına göre değişimini yansıtır (ROY vd., 2006).

4.5.4. İndirgen koşul göstergeleri

Bir sedimanter istifin depolanması sırasında veya depolandıktan sonra ortamdaki indirgen koşullar indirgenmeye duyarlı iz elementlerin bollukları ile (V, Cr, Mn, Ni, Co vb.)

açıklanabilmektedir (RACHOLD ve BRUMSACK, 2001). Bu elementlerin miktarı, indirgen koşullarının hakimiyetine bağlı olarak değişmektedir. Bu elementlerin miktarı veya oranları kullanılarak ortaya çıkarılan çeşitli göstergeler paleo-indirgen koşullarının aydınlatılmasına katkı sağlamaktadır (ALGEO ve MANYARD, 2004; PIPER ve PERKINS, 2004; SCHEFFLER vd., 2006). Bu element oranlarından bazıları aşağıda açıklanmıştır:

V/Cr: Bu oran indirgen koşullarının varlığını ve yokluğunu yansıtmaktadır (Scheffler vd. 2006). Cr genellikle kırıntılı sedimanter kayalar içerisinde bulunur ve killer içerisindeki Al ile yer değiştirebilir, absorbe edilebilir veya kromite dönüşebilir (JONES ve MANNING, 1994). Vanadyumun miktarı ise organik maddeye bağlıdır ve indirgen koşullar altında depolanan sedimanlarda zenginleşir (LEWAN ve MANYARD, 1982; JONES ve MANNING, 1994) veya organik maddeye bağlı olmayıp silikat mineralleri tarafından absorbe edilebilir (GLIKSON, 1985).

Co/Al, Ni/Al, V/Al, Zn/Al: Bu oranların yüksek değerlerde olması depolanma ortamında indirgen koşullarının var olduğunu göstermektedir (RACHOLD ve BRUMSACK, 2001). Co, Ni, V ve Zn gibi anoksik elementler indirgen ortamlardaki sedimanlarda yoğunlaşmaktadırlar (TRIBOVILLARD vd., 2006).

Mn: Yüksek Mn konsantrasyonu oksik taban suyu koşullarının varlığını işaret eden bir göstergedir (ARTHUR ve DEAN, 1991; CALVERT ve PEDERSEN, 1993; RACHOLD ve BRUMSACK, 2001). Çünkü, sediman/su arayüzeyinde meydana gelen indirgen koşullar altında çözülebilir Mn^{+2} yarıoksik taban suyu içerisindeki sedimanların içine nüfuz eder ve ortamda kalır (BRULAND, 1983; LANDING ve BRULAND, 1980).

4.5.5. Organik üretkenlik göstergeleri

Ba/Al ve P/Al: Bu oranların yüksek olması depolanma ortamında organik paleoüretkenliğin fazla olduğu anlamına gelmektedir (RACHOLD ve BRUMSACK, 2001; TRIBOVILLARD vd., 2006).

5. TARTIŞMA

Bölüm 4'te fasiyes analizi yöntemi ile Karacasu Havzası tortul dolgusunun sedimanter özellikleri incelenmiş, bu fasiyeslerin yardımı ile her bir formasyon içinde fasiyes toplulukları tanımlanarak depolanma ortamları yorumlanmıştır. Bu bölümde, fasiyes topluluklarının belli bir zamandaki alansal dağılışı ile paleocoğrafyalar oluşturulmuş ve bunların jeolojik zaman içindeki değişimleri ile jeolojik evrimlerinin tartışılması konu edilmiştir. Havzada meydana gelen depolanma süreçleri ve bunları etkileyen faktörler (ortam, iklim, tektonik, hidroloji, kaynak alan vb.) çok yönlü (çökel tipleri, ana-iz elementler, duraylı izotoplar vb.) ele alınarak, havza gelişiminin kronolojik olarak sentezlenmesi bu bölümün ana temasını oluşturmaktadır.

5.1. Karacasu Havzası'nın Paleocoğrafik Gelişimi ve Depolanma Tarihçesi

5.1.1. Havza Öncesi Durum

Alp-Himalaya orojenik kuşağındaki Anadolu, Avrasya ve Arap levhaları arasında, Paleo-Tetis ve Neo-Tetis sutureları ile çevrelenen irili ufaklı kıtasal bloklardan oluşur. Neotetis okyanusu Mesozoyik başlarında Gondwana'nın kuzeyinin riftleşmesi ile açılmış ve bu okyanusun kolları Geç Kretase'de kapanmaya başlamıştır. Pontid yayı ile Anatolid-Torid platformu arasındaki okyanusun kuzey kolunun kapanması Orta Eosen'e kadar sürmüştür (PLATZMAN vd., 1994). Kuzeydeki bu okyanusun kapanma süreçleri ile ilişkili olarak pasif kıta kenarı – adayayı çarpışması ile yerleşen allokton serilerden oluşan Likya Napları güneye doğru ilerleyerek Menderes Masifi'ni üzerlemeye başlamıştır (ŞENGÖR vd., 1984, ZANCHI vd., 1993).

Nap yerleşimleri ile oluşan orojen Neojen devrinde genişlemeli süreçlerin etkin olduğu yeni bir tektonik süreç etkisinde kalmıştır. Türkiye'de Neotektonik dönem, Doğu Anadolu'da kabuk kalınlaşması ve kısalmasına neden olan kıtasal çarpışma ile başlayan ve Anadolu bloğunun Kuzey ve Doğu Anadolu fayları boyunca batıya doğru kaçışı ile süren olayları kapsar (DEWEY vd., 1986; McKENZIE 1972; ŞENGÖR ve YILMAZ, 1981). Anadolu ve Arap levhaları arasında Orta Eosen'de Bitlis sutureı boyunca gerçekleşen çarpışma sonucu doğu Anadolu kabuğu kalınlaşıp kısalmış ve sıkışan Anadolu levhasının Kuzey ve Doğu Anadolu fayları boyunca batıya doğru tektonik kaçışı Geç Miyosen'de başlamıştır (ŞENGÖR ve YILMAZ, 1981). Bu olaydan sonra Batı Anadolu'da K-G sıkışma rejimi gerilme rejimine dönüşür (ZANCHI vd., 1993; YILMAZ, 1997). Bu tektonik kaçma olayının Batı

Anadolu'daki Ege graben sisteminin gelişimindeki ana etken olduğu önerilir (ŞENGÖR, 1979, ŞENGÖR ve YILMAZ, 1981; ŞENGÖR vd., 1985). ANGELIER vd. (1981)'e göre Miyosen sıkışma döneminin ardından Batı Anadolu'daki graben sisteminin gelişiminin nedeni olan baskın KKD-GGB yönlü genişleme Geç Miyosen veya Erken Pliyosen'de başlar. Ancak Batı Anadolu'daki grabenlerin oluşumuna dair tartışmalar halen devam etmektedir.

5.1.2. Havzanın Oluşumu ve Dolgulanması

Batı Anadolu'daki grabenleşmelerin başlangıcı üzerine çeşitli görüşler bulunmasına karşın, Erken Eosen-Orta Miyosen zamanında Batı Anadolu'daki kıtasal kabuğun sıkıştığı, kalınlaştığı ve ardından Geç Miyosen-Pliyosen'de Batı Anadolu'da kabuksal genişlemenin baskın tektonik rejim olduğu ve bunun sonucunda K-G ve D-B gidişli grabenler geliştiği ileri sürülmektedir (DEWEY ve ŞENGÖR, 1979; ANGELIER vd., 1981; KOÇYİĞİT, 1984; ŞENGÖR, 1987; ZANCHI vd., 1993; YILMAZ, 1997; BOZKURT, 2001; RING vd., 2003). Batı Anadolu'da Oligosen sonu sıkışma fazından sonra olasılıkla Akitaniyen ortalarına doğru Menderes bloğu yükselmiş, Langiyen'de ise KB-GD yönünde Likya Napları ilerlemiştir. Bu olaydan sonra Batı Anadolu'nun su üstüne çıkan bölümünde, günümüze kadar süren karasal tortullaşma egemen olmuştur (KOÇYİĞİT, 1984).

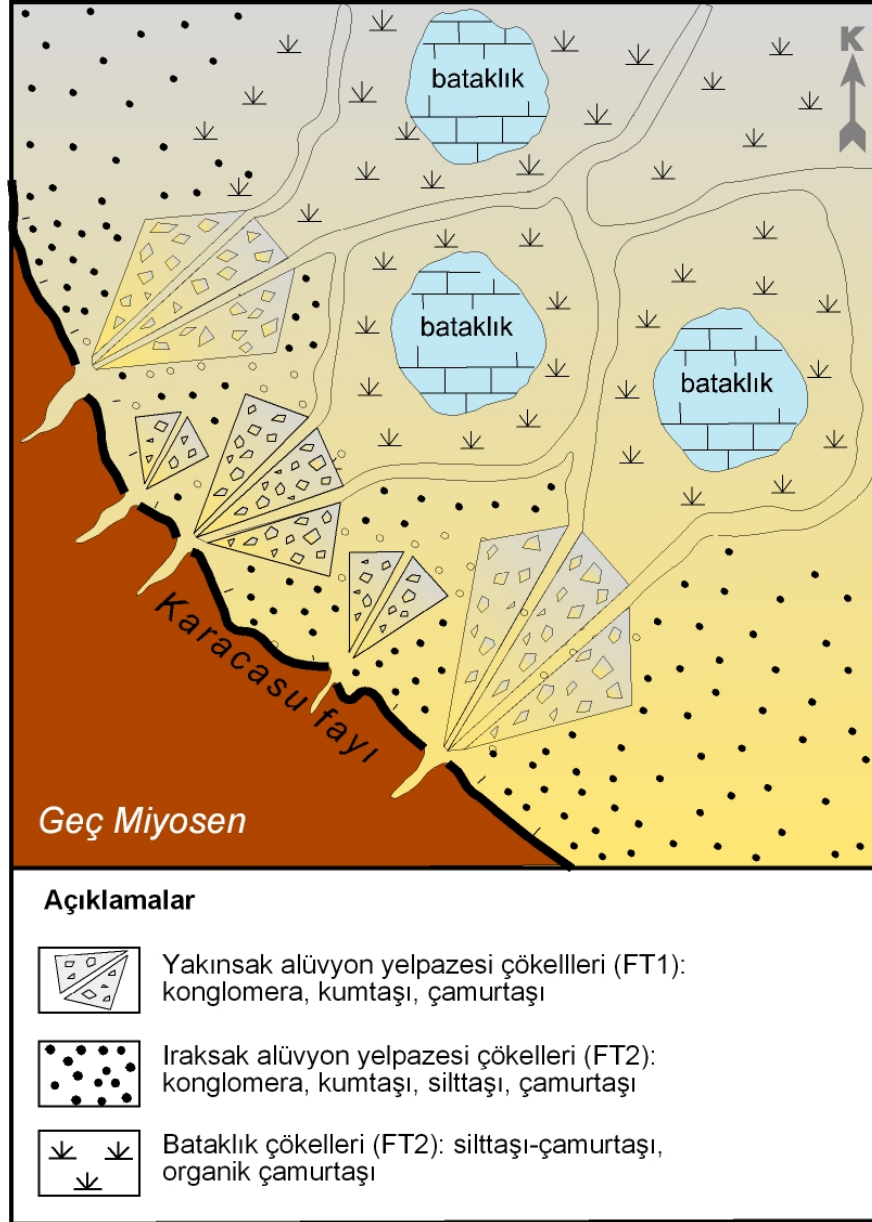
Karacasu Havzası'nın açılma yaşı, benzer litolojik ve istif özelliklerine sahip komşu Bozdoğan Havzası'nın alt seviyelerini oluşturan Turgut Formasyonu'nun en üst düzeylerinde yeralan memeli fosil topluluklarına dayalı yaş bulguları ile Geç Miyosen olarak belirlenmiştir. Karacasu doğusunda, iki havza tortulları arasında fiziksel bağlantı kurulabilmektedir. Buna göre Turgut Formasyonu üst düzeylerinde yeralan ve step ortamını simgeleyen *Cricetinae*, *Byzantinia uenaye*, *Prolagus* (MN12, Aydın-Bozdoğan-Amasya 1 lokalitesi; SARAÇ, 2003), *Hipparion*, *Ceratotherium neumayri* (MN11-12, Aydın-Bozdoğan-Olukbaşı lokalitesi; Saraç, 2003) ve *Schizogalerix*, *Desmanella amasyae*, *Protallactaga*, *Allocricetus*, *Pseudomeriones*, *Pliospalax*, *Apodemus*, *Occitanomys/Rhodomys*, *Micromys*, *Castillomys/Ceutralomys*, *Percrocuta eximia*, *Hipparion*, *Ceratotherium neumayri*, *Chilotherium*, *Hellodotherium*, *Tetralophodon* cf. *grandincisivum* (MN13, Aydın-Bozdoğan-Amasya-2 lokalitesi; SICKENBERG vd., 1975; SARAÇ, 2003) memeli fosilleri ile havzanın Vallesiyen'de (~11-10 My) dolmaya başladığı anlaşılmaktadır (Şekil 1.2 ve 5.1). Başka bir deyişle, Karacasu Havzası, bölgesel genişleme tektoniği etkisinde BKB-DGD doğrultulu bir çöküntü olarak, Geç Miyosen döneminde, başlıca havzanın güneybatı kenarını sınırlayan Karacasu normal fayının kontrolünde bir yarı-graben olarak açılmıştır.

5.1.2.1. Geç Miyosen

Geç Miyosen zamanında, havzanın depolanma merkezi güneybatı kenarına yakındır ve Damdere Formasyonu'nun alüvyon yelpazesi fasiyes toplulukları başlıca havza güneyinden kaynaklanarak kuzeye doğru yayılmıştır (Şekil 5.1). Havzanın ilk ürünleri içinde yaygın olarak bulunan tane destekli konglomeralardan elde edilen paleoakıntı yönlerinin kuzey ve kuzeydoğuya doğru oluşu, havza güneyinden kuzeyine doğru belirgin bir biçimde gözlenen konglomera ve kumtaşlarının tane boylarındaki azalma, ıraksak alüvyon yelpazesi çökellerini simgeleyen ince taneli kumtaşı, silttaşı-çamurtaşı ve siyah renkli organik çamurtaşı çökellerinin havzanın kuzeydoğu kenarında yüzeylemesi depolanmanın başlıca Karacasu fayı denetiminde geliştiğinin birer kanıtı durumundadır. Ayrıca günümüzde, havza dolgusunu oluşturan birimlerin güneybatıdaki Karacasu fayına doğru eğimlenmesi bu fayın etkinliğinin çökeltme sonrasında bir süre devam ettiğinin bir diğer göstergesidir. Havzanın kuzeyinde ise istifler doğrudan temel üzerine uyumsuzlukla yerleşirler (Şekil 1.2). Yakınsak ve ortaç alüvyon yelpazesi ortamlarında (Işıklar üyesi: FT1) konglomera ve kumtaşı fasiyesleri yaygın olarak depolanırken, yelpazenin ıraksak kısımlarında (Dedeler-1 üyesi: FT2) silttaşı, çamurtaşı ve bataklık çamurtaşları depolanmıştır. FT2 çökellerine ait organik çamurtaşlarının depolanması, menderesli akarsu sistemlerinde sık bitki örtüsüne sahip bölgelerdeki bataklık göllerinde gerçekleşmiştir. Bu tip göller sığ, tabakalı, küçük boyutlu (birkaç km²) ve alüvyal düzlüklerin topografik olarak alçak bölgelerinde oluşurlar. Ayrıca bu göllerde biyojenik algal üretim gibi oluşumların neden olduğu karbonat üretimi de gerçekleşmektedir. Aynı zamanda bu göller, genellikle hidrolojik olarak açık, yüzey ve yeraltı suları ile de bağlantılıdır (VALERO-GARCÉS ve GIERLOWSKI-KORDESCH, 1994; NADON, 1994; RAMOS vd., 2001). FT2 çamurtaşlarının içerdiği kalışlerden elde edilen negatif $\delta^{18}\text{O}$ izotop değerleri ($-9,05 < \delta^{18}\text{O} \text{‰} < -5,87$, ortalama $\text{‰} -7,04$) çökeltimin izotopik olarak hafif meteorik sulardan (^{18}O bakımından fakir sular) meydana geldiğini gösterir (CRAIG ve GORDON, 1965; ANADÓN ve UTRILLA, 1993; ANADÓN vd., 1998; ABDUL AZIZ vd., 2003; BASSETTI vd., 2004). Bu karbonatların $\delta^{13}\text{C}$ değerleri de negatif olup, $\text{‰} -9,40$ ile $\text{‰} -5,45$ arasında değişmektedir (Tablo 4.16; Şekil 4.1). Negatif karbon-13 değerleri ^{12}C bakımından zengin meteorik suların etkisini gösterir (ABDUL AZIZ vd., 2003, DUNAGAN ve TURNER, 2004). Diğer bir değişle, bu negatif değerler vejetasyonuyla ilişkili biyolojik süreçler sonucunda meydana gelen izotopik olarak hafif CO_2 etkisini ve buna ek olarak ortamdaki yeraltı suyu tablasından gelen meteorik suların getirdiği HCO_3^- katılımını yansıtır (HUERTA ve ARMENTEROS, 2005). Çamurtaşları içerisinde bulunan bu kalışlerdeki sarımsı kırmızı renk,

yumrulu yapı ve pedojenik özelliklerin (bitki kök izleri, düzlemsel ve dairesel kuruma çatlakları, breşleşme vb.) gözlenmesi bu tip kalışlerin pedojenik kalış olduğunu ve dolayısıyla depolanmanın yarıkurak iklimde gerçekleştiğini göstermektedir.

Şekil 5.5`de paleoiklim ve su kimyası, göl suyunun tuzluluk ve alkalinitesi, kırıntılı malzeme gelimi, redoks koşulları ve organik üretkenlik göstergeleri kullanılarak Geç Miyosen`de Damdere Formasyonu`nun depolanma koşulları ortaya çıkarılmıştır. Buna göre, Dedeler-1 üyesinin (FT2) çökellerinden elde edilen ve paleoiklim ve su kimyası göstergelerinden olan $MgO/(MgO+CaO)$ oranının (0,29) düşük ve Al_2O_3/K_2O (10,61), Na_2O/Al_2O_3 (0,2), Na_2O/TiO_2 (16,34) ve Na_2O/K_2O (2,22) oranlarının ise yüksek olması bu iklimsel koşulları desteklemektedir (Tablo 5.1). Ayrıca Mg/Ca (0,38) ve Sr/Ca (0,002) değerlerinin de düşük olması depolanma ortamında tuzluluğun ve alkalinitenin düşük oranda olduğu tatlı su ortamını göstermektedir (Tablo 5.1). SiO_2/Al_2O_3 (16,68), CaO/Al_2O_3 (34,44) ve Sr/Ba (1,63) değerlerinin de düşük olması depolanma ortamına kırıntılı malzeme katılımının az olduğunu göstermektedir (Tablo 5.2). Bu değerler, kırıntılı geliminin oldukça azaldığı Dedeler-2 üyesinden elde edildiği için düşük oranlarda olmaktadır. Dedeler-1 üyesi sedimanlarındaki anoksik elementlerden Ba, U, Co, Cu, Mo, Ni, V, Pb ve Zn gibi iz elementlerin değerleri (Tablo 4.11) ve V/Cr (0,33), Co/Al (0,003), Ni/Al (79,3), V/Al (0,002), Zn/Al (0,003) oranlarının düşük ve Mn (% 0,02) değerinin yüksek olması da ortamda oksik koşulların egemen olduğunu göstermektedir (Tablo 4.6 ve 5.2). Ba/Al (0,005) ve P/Al (0,02) oranlarının ise düşük olması ortamda biyojenik üretkenliğin olmadığını göstermektedir (Tablo 5.2). Havzadaki metamorfik kökenli kayaçların kimyasal olarak ayrışması ve aşınması dedritik kökenli illit, smektit ve kaonilit minerallerini meydana getirmiştir. Dedeler-1 üyesi (%4.3) ile birlikte diğer üyelerin de kil minerali bollukları (Ataköy: %8.6; Dandalas: %5.8; Dedeler-2: %10.3 ve Çamarası: %4.4) hemen hemen aynı değerlere sahiptir ve bunlar yukarıda sözü edildiği şekilde oluşmuştur (Tablo 4.1-4.5). Metamorfik kayaçların ayrışma ürünü olan illit, smektit ve kaonilit mineralleri birbirlerine kolayca dönüşebilen mineraller oldukları için yorumlamalar toplam kil minerali bolluğu temel alınarak yapılmıştır.



Şekil 5.1. Havzanın Geç Miyosen`de açılması, Üst Miyosen yaşlı Damdere Formasyonu`nun Işıklar ve Dedeler-1 üyesine ait alüvyon yelpazesi çökellerinin depolanması

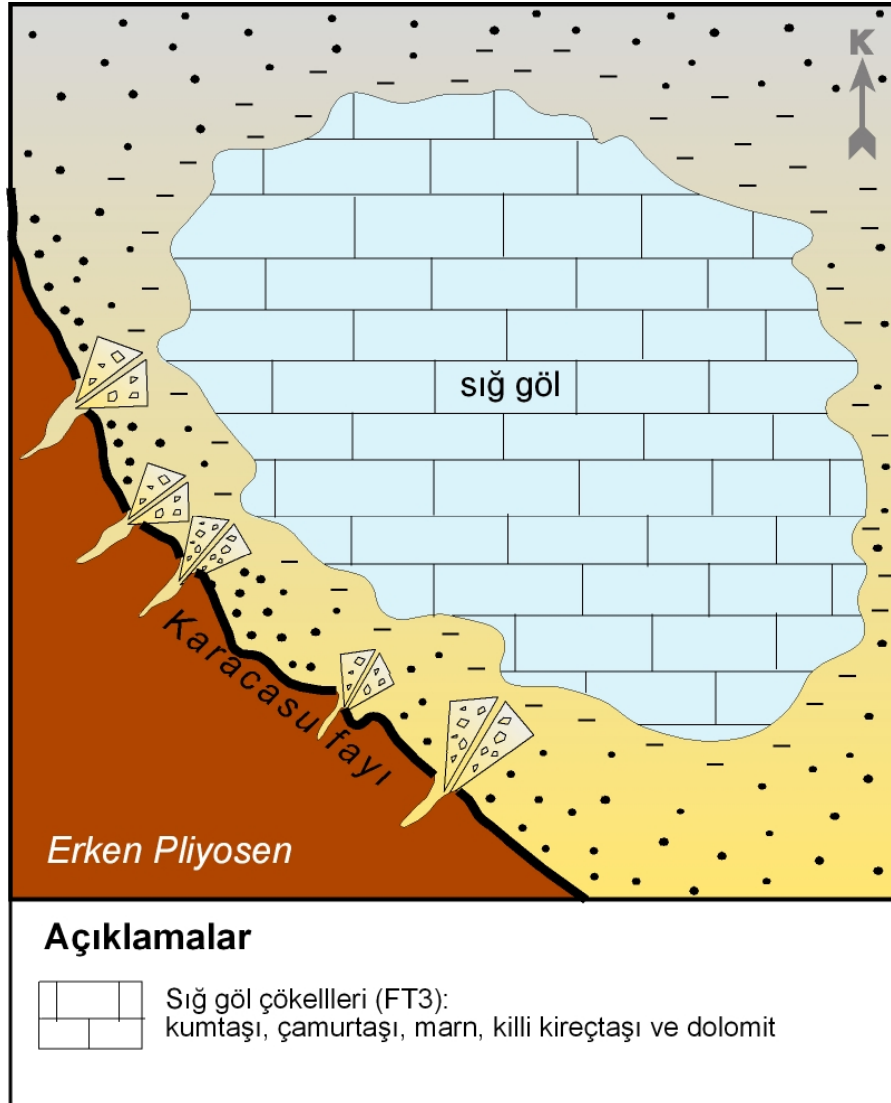
5.1.2.2. Erken Pliyosen

Erken Pliyosen zamanı ile birlikte alüvyon yelpazelerinin iraksak kesimlerindeki gösel-bataklık ortamlarındaki su düzeyi yükselmeye başlamış ve birbirinden bağımsız bu gösel ortamlar birleşerek tüm havzayı kaplamıştır (Karacaören Formasyonu-Ataköy üyesi: FT3; Şekil 5.2). Yükselen su düzeyi ile birlikte havzaya kırıntılı gelimi göreceli olarak azalmış ve FT3 karbonatlı çökellerinin depolanmasına olanak veren bir göl ortamının oluşmasına neden olmuştur. Göl suyunun karbonata doymunlaşması karbonatlı temel kayalardan beslenen kalsiyum karbonata doymun yeraltı ve yüzey sularının göl ortamına girmesi sonucunda

gerçekleşmiştir. Killi kireçtaşlarında görülen erken diyajenetik özellikler (breşleşme, düzlemsel ve dairesel çamur çatlakları ve bitki kök izleri) göl seviyesinin göreceli olarak düşmesi sırasında meydana gelen buharlaşma koşulları altında karbonatların yüzeylenmesi ile gerçekleşmiştir (ARENAS vd., 1999). Biyoklastik kireçtaşlarında izlenen geç diyajenetik özellikler ise (kalsit ve jips boşluk dolguları ve çatlakları, ostakod ve gastropod kabuklarındaki kalsit ve dolomit oluşumları vb.) yeraltı suyu girişi ile ilişkili olabilir. FT3 fasiyes topluluğu çökellerinin ortalama $\delta^{18}\text{O}$ değeri FT2'ye göre biraz daha yüksektir ($-9,21 < \delta^{18}\text{O}_{\text{kalsit}}\text{‰} < -5,31$, ortalama $\text{‰} -6,34$ ve $-5,05 < \delta^{18}\text{O}_{\text{dolomit}}\text{‰} < +2,73$, ortalama $\text{‰} -1,05$). Bu karbonatlardaki negatif $\delta^{18}\text{O}$ değerleri ile birlikte $\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^{13}\text{C}$ değerleri arasında korelasyon olmaması (korelasyon katsayısı: $r = 0,36$) meteorik diyajenezi ve aynı zamanda hidrolojik olarak açık bir göl ortamının varlığını destekler. TALBOT (1990); gölsel karbonatlardaki oksijen ve karbon izotop verilerinin korelasyonu ile göllerin hidrolojik olarak kapalı veya açık göl olduklarının ayırt edilebileceğini belirtmiştir. FT3 çökellerinin laminalı kil-karbonat ardalanmasının benzerleri As Pontes havzasında Oligosen yaşlı birimlerde (SÁEZ ve CABRERA, 2002), Ebro havzası (İspanya) Geç Oligosen-Geç Miyosen yaşlı Zaragoza ve Alcubierre formasyonlarında (ARENAS ve PARDO, 1999), Doğu İspanya'da yer alan Calatayud (ABDUL AZİZ vd., 2003) ve Bicornb havzasında (ANÁDON vd., 1998) saptanmıştır.

Şekil 5.5'de paleoiklim ve su kimyası, göl suyunun tuzluluk ve alkalinitesi, kırıntılı malzeme gelimi, redoks koşulları ve organik üretkenlik göstergeleri kullanılarak Erken Pliyosen'de Ataköy üyesinin depolanma koşulları özetlenmiştir. Buna göre, $\delta^{18}\text{O}$ ve $[\text{MgO}/(\text{MgO}+\text{CaO})]$ değerlerinin (0,56) FT2'ye göre artması, göl suyunun tatlıdan bir miktar acısuya değiştiğini ve diğer bir deyişle yarıkurak iklim koşullarının halen devam ettiğini ancak daha kurak hale geldiğini ifade etmektedir (ABDUL AZİZ vd., 2003) (Tablo 5.1). $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$ (5,69), $\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (0,18), $\text{Na}_2\text{O}/\text{TiO}_2$ (3,84) ve $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ (1,00) oranlarının FT2'ye göre azalması da bu iklim koşullarını desteklemektedir. Mg/Ca (0,69) ve Sr/Ca (0,083) oranlarının FT2 çökellerine göre nispeten daha yüksek olması depolanma ortamında tuzluluğun ve alkalinitenin biraz arttığını ve daloyısıyla iklimin bir miktar daha kuraklaştığı yorumunu desteklemektedir (Tablo 5.1). $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ (17,22) ve Sr/Ba (11,43) oranlarını düşük ve $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (66,15) oranının yüksek FT2 çökellerine göre daha yüksek olması depolanma ortamına hem kırıntılı malzeme katılımında ve hem de karbonat miktarında bir miktar artış olduğunu göstermektedir (Tablo 5.2). Ataköy üyesi sedimanlarındaki anoksik elementlerden Ba, U, Co, Cu, Mo, Ni, V, Pb ve Zn gibi iz elementlerin değerleri (Tablo 4.12) ve Co/Al

(0,001), Ni/Al (94,62), V/Cr (1,07), V/Al (0,004), Zn/Al (0,005) oranlarının düşük ve Mn (% 0,09) değerinin yüksek olması da ortamda oksik koşulların egemen olduğunu göstermektedir (Tablo 4.6 ve 5.2).



Şekil 5.2. Karacaören Formasyonu'nun Alt Pliyosen yaşlı Ataköy üyesine ait sığ göl çökellerinin depolanması

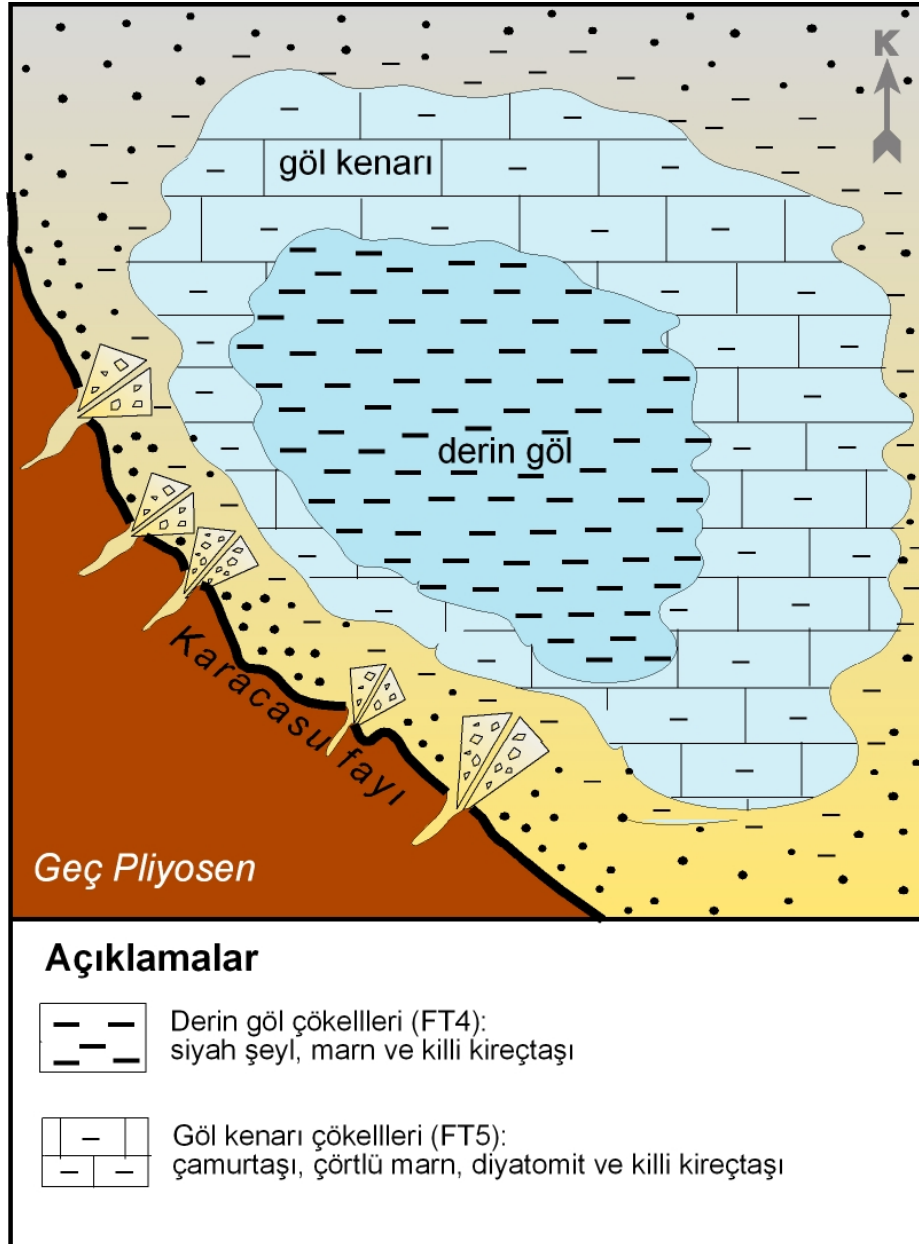
Ataköy üyesi karbonatlarının $\delta^{13}\text{C}_{\text{dolomit}}$ değerleri geniş bir yayılıma sahip olup $\% -5,44$ ile $\% +7,10$ arasında değişmektedir (Tablo 4.17; Şekil 4.1). Negatif karbon-13 değerleri ortamdaki yeraltı suyu tablasından gelen meteorik suların getirdiği HCO_3^- katılımı ile birlikte göl vejetasyonu ile ilişkili biyolojik süreçlerin oluşturduğu izotopik olarak hafif CO_2 katılımını ifade eder (HUERTA ve ARMENTEROS, 2005). Gölsel karbonatlardaki pozitif karbon-13 değerleri ise bitkilerin fotosentetik faaliyetlerinden kaynaklanan ağır $\delta^{13}\text{C}$ oranıyla

sonuçlanan yüksek orandaki yüzey suyu aktivitesini temsil eder (DUNAGAN ve DRİESE, 1999). Yüksek karbon izotopları vejetasyon sonucunda ortaya çıkan hafif ^{12}C 'un göl çökelleri tarafından yakalanması ile oluşur (TALBOT ve KELTS, 1990; ANADÓN ve UTRILLA, 1993; PAZ ve ROSSETTI, 2006). Atmosferik karbondioksitin iyon değişimi, bitkilerin solunumu ve karbonat içeren temel kayaların yeraltı suyu veya yüzey suyu tarafından çözülerek bünyelerine aldıkları karbonun türemesi yüksek karbon-13 izotop değerine neden olan mekanizmalar arasında yer almaktadır (VALERO-GARCÉS vd., 2000; MELEZHİK vd., 2001). Buna göre bu üyedeki karbon-13 değerlerinde genel olarak gözlenen yukarıya doğru artış, organik üretkenliğinde yukarıya doğru arttığını göstermektedir. Biyojenik katılımı veya organik üretkenliği gösteren elementlerden CaO, Ba ve Sr değerleri ile birlikte Ba/Al (0,016) ve P/Al (0,07) oranlarındaki artış da ortamdaki biyojenik etkinliğin artmaya başladığını doğrulamaktadır (Tablo 5.2).

5.1.2.3. Geç Pliyosen

Geç Pliyosen`de, Karacaören Formasyonu`nun orta düzeyini oluşturan ve jips içeren FT4 çökelleri, FT3 çökellerine göre nispeten daha derin fakat tuzlu bir göl ortamında depolanırken (Dandalas üyesi) üst seviyesini oluşturan ve yine jips içeren FT5 çökelleri gölün kenar kısımlarında depolanmıştır (Dedeler-2 üyesi) (Şekil 5.3). Bu çökellerin jips içermesi, Geç Pliyosen zamanında Karacasu bölgesinde kurak iklim koşullarının egemen olduğunu belirtir. Havzada iklimin yanısıra tektonik çökme de havzadaki depolanma tarzının şekillenmesinde önemli bir rol oynamıştır ve dolayısı ile evaporit sedimantasyonunu kontrol eden başlıca etkenler iklim ve tektonizma olmuştur. Havzadaki en kalın evaporit depolanmasının havzanın güney kenarına yakın olması (Dandalas mevki, Şekil 2.1) sedimantasyonda tektonik kontrolün olduğunu göstermektedir. Havzanın güneyini sınırlayan Karacasu fayı, özellikle bölgenin güneyindeki sübidans oranının artışına neden olarak “evaporitik kapan (evaporitic trap)” meydana getirmiştir. Bu evaporitik kapanların benzerleri ORTI vd. (2007) tarafından Ebro havzasındaki Paleojen yaşlı gölsel evaporit içeren istiflerde tanımlanmıştır. Sıcak ve nispeten kurak iklim şartları, orta Anadolu (Polatlı-Sivrihisar Havzası) ve Orta Doğu`da Ölü Deniz Havzası (Dead Sea Basin) ve Tunus`da Chott el Djerid Havzası, Yunanistan kuzeyinde Strymon, Serres ve Prinon havzaları ve İspanya`nın karasal havzalarında (Libros, Bicorn ve Ebro havzalarında) kaydedilmiştir. Bu göl ortamının karbonata doymuşluğu evaporasyonla gerçekleşmiştir. Alg, gastropod, bivalv ve ostrakod gibi organizmalar da bu karbonat üretkenliğine katkı sağlamış olabilirler. ROUCHY vd.

(1998) organik maddece zengin şeyllerin (FT4 çökellerindeki gibi) tuzlu koşullar altında üretkenliğin daha yüksek olduğunu ve organik maddenin daha iyi korunduğunu belirtmiştir. Bu gibi koşullar, organik maddece zengin sedimanlarda bakteriyel sülfat indirgenmesine ve karbonatlarda yoğun diyajeneze neden olur ve bu da elementer kükürt oluşumunu sağlar. FT4 kireçtaşlarında görülen geç diyajenetik özellikler (kalsit ve dolomit spar çimentolanması vb.) yeraltı suyu girişimleri sonucunda meydana gelmiş olabilir. FT4 çökellerine ait açık renkli karbonatlı birimler göl kenarından havza içine doğru maksimum karbonat çamuru katılımını, siyah şeyller ise havza etrafındaki litoral bölgelerden gelen büyük orandaki algal katılımı göstermektedir (CABRERA vd., 2002). Karacasu Havzası`nda bulunan bu oluşumlar egemen olarak tuzlu-anoksik göl koşullarında, karasal ve bakteriyel kırıntılardan beslenmiştir. Laminallı fasiyeslerin varlığı ve organik maddenin iyi derecede korunması, göl suyunun daimi ve uzun süreli tabakalanmasına izin verecek kadar derin göl tabanı koşullarını göstermektedir (SÁEZ vd., 2003). Organik maddece zengin araseviyeli çok ince laminasyonlar ve varlar, gölün nispeten derin, duraylı su tabakalanmalı ve anoksik taban koşullarına sahip bir göl olduğunu göstermektedir (ANADÓN ve UTRILLA, 1993; ABDUL AZIZ vd., 2003). Organikce zengin şeyl, marn ve kireçtaşı aralanmaları aynı zamanda küçük iklimsel değişimleri de yansıtmaktadır. İklimin kuraklaşması göl suyunun yoğunluğunu arttırmış ve göl ortamında sıcaklık tabakalanmasına neden olmuştur. Göl suyunun yoğunluğunun artması ve sıcaklık tabakalanması, organik maddenin çürümesi ile birlikte dioksik veya anoksik göl tabanı koşulları altındaki tabakalı göllerin oluşmasına neden olur (ANADÓN vd., 1998). Yüksek toplam organik karbon değerleri içeren (%1.0-10 arasında) siyah şeyller iyi-zengin derecede kaynak kaya potansiyeline sahiptirler. Ayrıca bu şeylerin içerdiği algal organik maddeyi (Tip I) ve spor, polen, kütikül ve diğer otsu organik maddeleri (Tip II) karakterize eden kerojenler petrol türetme potansiyeline sahip kerojen tipleridir (Şekil 3.24). Bu çökeller kaynak kaya potansiyeli açısından değerlendirildiğinde ise iyi-çok iyi petrol kökenine sahip oldukları görülmektedir (Şekil 3.25). Bu çökellerin içerdiği petrol oluşturan algal palinomorflardan *Botryococcus* ve *Pediastrum*`da bu durumu desteklemektedir.



Şekil 5.3. Karacaören Formasyonu'nun Üst Pliyosen yaşlı Dandalas ve Dedeler-2 üyelerine ait derin göl ve göl kenarı çökellerinin depolanması

Şekil 5.5`de paleoklim ve su kimyası, göl suyunun tuzluluk ve alkalinitesi, kırıntılı malzeme gelimi, redoks koşulları ve organik üretkenlik göstergeleri kullanılarak Geç Pliyosen`de Dandalas üyesinin depolanma koşulları özetlenmiştir. Buna göre, FT4 fasiyes topluluğu çökellerinin $\delta^{18}\text{O}$ değerleri, FT3 fasiyes topluluğuna göre daha yüksektir ($-8,73 < \delta^{18}\text{O}_{\text{kalsit}}\text{‰} < -0,99$, ortalama $\text{‰} -4,12$ ve $-1,74 < \delta^{18}\text{O}_{\text{dolomit}}\text{‰} < +1,18$, ortalama $\text{‰} -0,38$). $\delta^{18}\text{O}$ oranlarındaki artışla birlikte $[\text{MgO}/(\text{MgO}+\text{CaO})]$ değerlerindeki de (0,65) artış olması, göl suyunun tamamen tuzlandığını, başka bir deyişle havzada tamamen kurak iklim koşullarının egemen olduğunu göstermektedir (ABDUL AZİZ vd., 2003) (Tablo 5.1). FT4

çökellerinin $\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^{13}\text{C}$ izotop değerleri arasındaki negatif kuvvetli korelasyon (korelasyon katsayısı $r = -0,92$) bu evaporitik ve dolayısıyla hidrolojik olarak kapalı göl koşullarını destekler niteliktedir. Ayrıca $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$ (3,23), $\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (0,09), $\text{Na}_2\text{O}/\text{TiO}_2$ (2,25) ve $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ (0,30) oranlarında da FT3'e göre azalma olması bu iklim koşullarını desteklemektedir. Dandalas üyesinin siyah şeyl çökellerinin bol miktarda içerdiği *Artemisia* ve *Chenopodiaceae* kurak iklim koşullarının karakteristik fosilleridir (G. JIMÉNEZ-MORENO, sözlü görüşme, 2009). Mg/Ca (0,80) ve Sr/Ca (1,04) oranlarının FT3 çökellerine göre nispeten daha yüksek olması depolanma ortamında tuzluluğun ve alkalitenin bir miktar arttığını göstermektedir (Tablo 5.1). $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ (289,74) oranındaki artma ve $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (27,65) oranındaki azalma depolanma ortamındaki karbonat üretiminde azalma kısımlı malzeme katılımında ise artma olduğunu kanıtlamaktadır (Tablo 5.2). Ayrıca SiO_2 artışında üye içerisinde yer alan diatomitlerin rolü oldukça fazladır. Dandalas üyesi sedimanlarında anoksik elementlerden Ba, U, Co, Cu, Mo, Ni, V, Pb ve Zn gibi elementlerin değerleri yüksektir (Tablo 4.13). Ayrıca V/Cr (2,97), Co/Al (0,005), Ni/Al (170,1), V/Al (0,015), Zn/Al (0,014) oranlarının da yüksek ve Mn (% 0,08) değerinin düşük olması ortamda indirgen (anoksik) koşulların varlığını desteklemektedir (Tablo 4.6 ve 5.2). Bu üyenin sedimanlarının $\delta^{13}\text{C}_{\text{dolomit}}$ değerleri hem negatif hem de pozitif değerlere sahiptir (% -8,47 ile % +4,82; Tablo 4.17; Şekil 4.1). Buna göre bu üyedeki $\delta^{13}\text{C}$ oranlarında yukarı doğru gerçekleşen azalma, organik üretkenliğin de yukarıya doğru azaldığını göstermektedir (REINHARDTH ve RICKEN, 2000). Biyojenik katılımı gösteren elementlerden CaO, Ba ve Sr değerlerinin yüksek olması ve Ba/Al (0,064) ve P/Al (0,09) oranlarındaki artış ortamdaki biyojenik etkinliğin daha fazla arttığını doğrulamaktadır (Tablo 5.2).

Karacaören Formasyonunun orta seviyesini oluşturan FT4 çökelleri derin göl ortamında depolanırken gölün kenar kısımlarında da göl kenarı ortamını temsil eden FT5 çökelleri depolanmıştır (Karacaören formasyonu-Dedeler-2 üyesi: FT5; Şekil 5.3). Bu sığ gölün alt kısımlarında yüksek miktarda kuvars ve opal-CT içeren marn ve kireçtaşı depolanmıştır. Bu karbonatlar kalsiyum ve magnezyumca zengin suların çökeltiştir. Göl suyundaki kalsiyum ve magnezyum iyonları karbonatlı temel kayalardan sağlanmaktadır. Killi kireçtaşlarında görülen erken diyajenetik özellikler (breşleşme, çamur çatlakları ve bitki kök izleri) göl seviyesinin göreceli olarak düşmesi sırasında meydana gelen buharlaşma koşulları altında birincil karbonatların yüzeylenmesi ile gerçekleşmiştir (ARENAS vd., 1999). Kireçtaşlarında izlenen geç diyajenetik özellikler ise (kalsit ve dolomit boşluk dolguları ve çatlakları vb.) yeraltı suyu girişi ile ilişkili olabilir. Çörtlü kireçtaşı ve marnlarda depolanma esnasında ve

sonrasında meydana gelen diyajenetik süreçler (dolomitleşme ve silisleşme), göl suyunun göreceli olarak düşmesi esnasında ortama silise doygun yeraltı suyu girişimleri ile açıklanabilir. Bu yeraltı suyu girişimleri ve Triyas yaşlı evaporitli ve kuvarsit içeren temel kayalar göle kükürt ve silisce zengin sular getirerek, kireçtaşları içerisinde çört ve kükürt oluşumuna neden olmuşlardır. Ayrıca, benzer kriptokristalin çörtler, doğrudan aşırı doygun sulardan veya alkali göle tatlı su girişimleri sonucunda çökebilirler (UMEDA, 2003, KHADKIKAR vd., 1999). Bu tip çört oluşumları EUGSTER (1980) tarafından Kuvaterner, KHADKIKAR vd. (1999) tarafından Kretase ve BUSTILLO vd. (2002) tarafından ise Miyosen yaşlı çörtlü kireçtaşlarında kaydedilmiştir. Çörtlü kireçtaşları içerisindeki biyoklastlar ve pelletler sığ depolanma koşullarının işaretçisi olarak kabul edilmektedir (EUGSTER ve KELTS, 1983; ALONSO ZARZA vd., 1992; BELLANCA vd., 1992; KHADKIKAR vd., 1999; BUSTILLO vd., 2002).

Şekil 5.5`de paleoiklim ve su kimyası, göl suyunun tuzluluk ve alkalinitesi, kırıntılı malzeme gelimi, redoks koşulları ve organik üretkenlik göstergeleri kullanılarak Geç Pliyosen`de Dedeler-2 üyesinin depolanma koşulları yorumlanmıştır. Buna göre, FT5 fasiyes topluluğuna ait çökellerin $\delta^{18}\text{O}$ değerleri FT4 fasiyes topluluğundan tamamen farklı olup, -1,79 ile +2,53 ($\delta^{18}\text{O}_{\text{kalsit}}$ ‰, ortalama +0,04) ve -3,35 ile +3,82 ($\delta^{18}\text{O}_{\text{dolomit}}$ ‰, ortalama +0,25) arasında değişmektedir. Bu tuzlu göl evresinde, göl suyunun buharlaşması nedeniyle ortam $\delta^{18}\text{O}$ bakımından zenginleşmiştir (REINHARDT ve RICKEN, 2000). Bu fasiyes topluluğu çökellerinin $\delta^{18}\text{O}$ değerlerinin baskın olarak pozitif değerlere sahip olması ve bazı seviyelerin jips içermesi yağış/buharlaşma oranının düşük olduğunu ve dolayısıyla havzada evaporitik koşulların devam ettiğini göstermektedir (LAST, 1990; ANADÓN ve UTRILLA, 1993; ABDUL AZIZ vd., 2003). Bu da karbonat çökelinin bu olaylar sırasında daha tuzlu çözeltilerde meydana geldiğini ve ayrıca karbonun organik maddenin birincil üretimiyle (McKENZIE 1985) veya buharlaşma esnasında düşük su tablası ile birlikte ^{12}C `nin ortamdan uzaklaşmasıyla oluşabileceğini ifade etmektedir (TALBOT ve KELTS, 1990). Bu durum, FT5 çökellerinin oluşumunun sıcak iklimde, karbonat çökelinin fazla olduğu zamanlarda gerçekleşmiştir. $\delta^{18}\text{O}$ (ortalama ‰ +0,25) ve $[\text{MgO}/(\text{MgO}+\text{CaO})]$ değerlerinin (0,63) FT5 ile yaklaşık aynı olması tuzlu su gölü ortamının ve dolayısıyla yarıkurak iklim koşullarının halen devam ettiğini doğrulamaktadır (Tablo 5.1 ve 5.2). $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$ (3,60), $\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (0,10), $\text{Na}_2\text{O}/\text{TiO}_2$ (2,23), ve $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ (0,42) oranlarının da FT4 ile benzerlik göstermesi ve sepiyolit oluşumları da bu iklim koşullarına kanıttır (Tablo 5.1). Mg/Ca (0,77) ve Sr/Ca (0,56) oranlarının FT4 çökelleri ile paralellik göstermesi depolanma ortamında tuzluluğun ve

alkalinitenin halen yüksek olduğunu ve dolayısıyla ortamdaki tuzluluğun ve alkalinitenin yükselmesinden dolayı tuzlululuştığını ispatlamaktadır (Tablo 5.1). $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ (248,93) ve $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (45,57) oranlarının FT4 çökelleri ile yaklaşık aynı değerlerde olması ortamsal koşulların hemen hemen değişmediğini göstermektedir. Ayrıca $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ oranının yükselmesi ortamdaki karbonat çökelinin arttığını ifade etmektedir (Tablo 5.2). Bu üyenin sedimanlarında Ba, U, Co, Cu, Mo, Ni, V, Pb ve Zn gibi anoksik elementleri (Tablo 4.14) ile birlikte V/Cr (0,59), Co/Al (0,001), Ni/Al (32,5), V/Al (0,003) ve Zn/Al (0,002) oranlarının da düşük ve Mn (% 0,24) değerinin yüksek olması ortamdaki oksik koşulların var olduğunu göstermektedir (Tablo 4.6 ve 5.2). Biyojenik katılımı gösteren elementlerden Ba ve Sr değerleri yüksek olması ve Ba/Al (0,073) ve P/Al (0,05) oranlarındaki azalma ortamdaki biyojenik katılımın azalmaya başladığını göstermektedir (Tablo 5.2). Bu üyenin karbon-13 değerleri ‰ -2,59 ile ‰ +2,98 arasında değişmektedir (Tablo 4.17; Şekil 4.1). Bu değerlerde genel olarak gözlenen yukarıya doğru azalış, organik üretkenliğinde yukarıya doğru azaldığını göstermektedir.

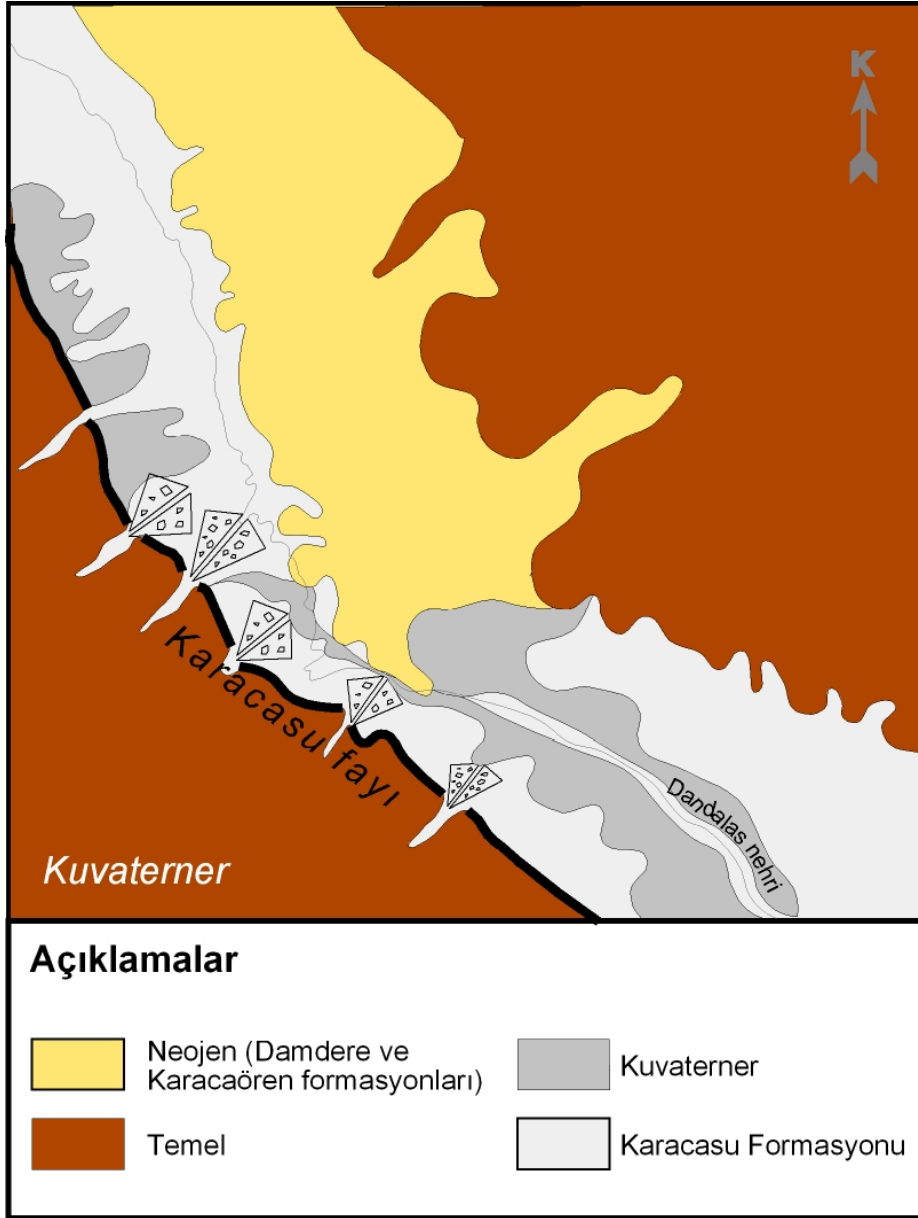
5.1.2.4. Geç Pliyosen-Holosen

Geç Pliyosen'in sonunda, bölgedeki genişlemenin etkinleşmesi ile havzada çok sayıda sentetik ve antitetik faylar denetiminde yeni çöküntü alanları meydana gelmiştir. Bu yeni fay sistemleri havzayı denetleyen ana faylara az-çok paraleldir ve bu faylarla ilgili ayrıntılı çalışmalar OCAKOĞLU vd. (2004), OCAKOĞLU vd. (2005), AÇIKALIN (2005), AÇIKALIN ve OCAKOĞLU (2006) tarafından verilmiştir. Bu dönemde göl çökel alanları kaybolmuş, buna karşın Neojen yaşlı tüm Dandalas grubunu uyumsuz olarak üzerleyen Karacasu Formasyonu'nun alüvyon yelpazesi sistemleri gelişmiştir (Şekil 5.4). Bu birim içinde AÇIKALIN (2005) tarafından bulunan *Equus Stenonis*, *Bos* sp. fosil topluluğuna göre birimin yaşı Üst Pliyosen-Erken Pleyistosen verilmiştir. Bu formasyonun yakınsak-ortaç alüvyon yelpazesi ortamları (Alemler üyesi: FT6) GGB'dan KKD'ya doğru yukarı doğru dereceli olarak ıraksak alüvyon yelpazesi ortamına geçmiştir (Çamarası üyesi: FT7). Yakınsak ve ortaç alüvyon yelpazesi ortamlarında konglomera ve kumtaşı fasiyesleri yaygın olarak depolanırken, yelpazenin ıraksak kısımlarında ince-taneli kumtaşı, silttaşı ve çamurtaşı çökelleri depolanmıştır. Bu birim içinde gözlenen kiremitlenme, kanal geometrisi ve çapraz tabakalanmalar, eski akıntı yönünün KKD olduğunu gösterir. Bu faylanmalar Dandalas grubunu tümüyle parçalamış genel olarak güneye doğru eğimlenmesine neden olmuştur. Bu dönemde Karacasu Havzası'nın kuzey kenarında meydana gelen büyük faylanmalar sonucu

havza yarı-grabenden tam-grabene dönüşmüştür. Karacasu Havzası'nda gözlenen bu yarı-grabenden tam grabene dönüşüm, benzer şekilde, doğuda Denizli (ALÇİÇEK vd., 2007), batıda Bozdoğan (BECKER-PLATEN, 1970), kuzeyde Alaşehir (SEYİTOĞLU ve SCOTT, 1996; KOÇYİĞİT vd., 1999; SEYİTOĞLU vd., 2002; SÖZBİLİR 2001, 2002; BOZKURT ve SOZBİLİR, 2004; PURVİS ve ROBERTSON, 2004, 2005; ÇİFTÇİ ve BOZKURT, 2009) ve Büyük Menderes (SÖZBİLİR ve EMRE, 1990; SEYİTOĞLU ve SCOTT, 1992; SARICA, 2000; BOZKURT, 2000) ve güneyde Çameli (ALÇİÇEK vd., 2005, 2006) ve Eşen (ALÇİÇEK, 2007) havzalarının gelişimi ile uyumludur. Holosen'de günümüz morfolojisini kazanan Karacasu Havzası'nda sedimantasyon devam etmiş ve günümüzde fay sarpılıklarında alüvyon yelpazeleri ve havzanın orta kısımlarında akan güncel Dandalas nehrinin alüvyon ve akarsu çökellerinin depolanması sürmektedir.

FT7 fasiyes topluluğu çökellerinin $\delta^{18}\text{O}$ değerleri, FT5 fasiyes topluluğuna göre daha düşük olup, negatif değerlerdedir ($-7,77 < \delta^{18}\text{O}_{\text{kalsit}} \text{‰} < -6,33$, ortalama $\text{‰} -7,04$). $\delta^{18}\text{O}$ ($\text{‰} -7,04$) ve $[\text{MgO}/(\text{MgO}+\text{CaO})]$ değerlerindeki (0,19) düşme, iklimin kuraktan yarıkurak iklim koşullarına geçtiğini ifade etmektedir (Abdul Aziz vd., 2003) (Tablo 5.1). $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$ (9,08), $\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (0,25), $\text{Na}_2\text{O}/\text{TiO}_2$ (9,77) ve $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ (2,01) oranlarındaki yükselme bu iklim koşullarını desteklemektedir (Tablo 5.1). Mg/Ca (0,23) ve Sr/Ca (0,001) oranlarındaki azalma havzadaki temel kayalardan gelen kırıntılı gelimini ifade etmektedir (Tablo 5.1). $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ (14,85), $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (28,33) ve Sr/Ba (6,53) oranlarının düşmesi depolanma ortamına kırıntılı malzeme katılımında ve karbonat üretiminde bir azalma olduğunu göstermektedir (Tablo 5.2).

Çamarası üyesi sedimanlarındaki anoksik elementlerden Ba, U, Co, Cu, Mo, Ni, V, Pb ve Zn gibi iz element değerleri ve V/Cr (0,47), Co/Al (0,001), Ni/Al (81,8), V/Al (0,002), Zn/Al (0,003) oranlarının düşük (Tablo 4.15) ve Mn ($\text{‰} 0,03$) değerinin yüksek olması da ortamda oksik koşulların egemen olduğunu göstermektedir (Tablo 4.6 ve 5.2). Ba/Al (0,005) ve P/Al (0,03) oranlarında meydana gelen düşüş ortamdaki biyojenik üretkenliğin çok azaldığını veya tamamen bittiğini göstermektedir (Tablo 5.2). Bu karbonatların $\delta^{13}\text{C}$ değerleri de negatif olup, $\text{‰} -11,01$ ile $\text{‰} -5,17$ arasında değişmektedir (Tablo 4.18; Şekil 4.1). Negatif karbon-13 değerleri ^{12}C bakımından zengin meteorik suların etkisini göstermekte ve biyojenik üretkenliğin azaldığı sonucunu doğrulamaktadır (ABDUL AZİZ vd., 2003, DUNAGAN ve TURNER, 2004). Diğer bir değişle, bu negatif değerler vejetasyonla ilişkili biyolojik süreçler sonucunda meydana gelen izotopik olarak hafif CO_2 etkisini ve buna ek olarak ortamdaki yeraltı suyu tablasından gelen meteorik suların getirdiği HCO_3^- katılımını yansıtır (HUERTA ve ARMENTEROS, 2005).



Şekil 5.4. Kuvaterner`de yeni fayların oluşumu, Karacasu Formasyonu`nun ve güncel alüvyon yelpazesi, yamaç molozu ve akarsu çökellerinin depolanması

Tablo 5.1. Karacasu Neojen istifinde fasiyes topluluklarına göre paleoklim-su kimyası ve tuzluluk-alkalinite gösterge değerlerinin dağılımı

Formasyon	Üye	Fasiyes topluluğu	Paleoklim ve su kimyası göstergeleri							Tuzluluk ve alkalinite	
			Al ₂ O ₃ /K ₂ O	Na ₂ O/Al ₂ O ₃	Na ₂ O/TiO ₂	Na ₂ O/K ₂ O	[Mg O/(Mg O+CaO)]	δ18O-kalsit	δ18O-dolomit	Mg/Ca	Sr/Ca
Karacasu	Çamarası	FT7 (Iraksak alüvyon yelpazesi)	9,08	0,25	9,77	2,01	0,19	-7,04	-	0,23	0,001
Karacaören	Dedeler-2	FT5 (Göl kenarı)	3,60	0,10	2,23	0,42	0,63	0,04	0,25	0,77	0,561
Karacaören	Dandalas	FT4 (Derin göl)	3,23	0,09	2,25	0,30	0,65	-4,12	-0,38	0,80	1,040
Karacaören	Ataköy	FT3 (Sığ göl)	5,69	0,18	3,84	1,00	0,56	-6,34	-1,05	0,69	0,083
Damdere	Dedeler-1	FT2 (Iraksak alüvyon yelpazesi)	10,61	0,20	16,34	2,22	0,29	-8,17	-	0,38	0,002

Tablo 5.2. Karacasu Neojen istifinde fasiyes topluluklarına göre kırıntılı malzeme gelimi, redoks koşulları ve organik üretkenlik gösterge değerlerinin dağılımı

Formasyon	Üye	Fasiyes topluluğu	Kırıntılı malzeme gelimi			Redoks koşulları						Organik üretkenlik	
			SiO ₂ /Al ₂ O ₃	CaO/Al ₂ O ₃	Sr/Ba	V/Cr	Co/Al	Ni/Al	V/Al	Zn/Al	Mn (%)	Ba/Al	P/Al
Karacasu	Çamarası	FT7 (Iraksak alüvyon yelpazesi)	14,85	28,33	6,53	0,47	0,001	81,81	0,002	0,003	0,03	0,005	0,03
Karacaören	Dedeler-2	FT5 (Göl kenarı)	248,93	45,57	68,54	0,59	0,001	32,50	0,003	0,002	0,24	0,073	0,05
Karacaören	Dandalas	FT4 (Derin göl)	289,74	27,65	45,15	2,97	0,005	170,12	0,015	0,014	0,08	0,064	0,09
Karacaören	Ataköy	FT3 (Sığ göl)	17,22	66,15	11,43	1,07	0,001	94,62	0,004	0,005	0,09	0,016	0,07
Damdere	Dedeler-1	FT2 (Iraksak alüvyon yelpazesi)	16,68	34,44	1,63	0,33	0,00	39,32	0,002	0,003	0,02	0,01	0,02

Yaş	Formasyon	Üye	Fasiyes	Fasiyes topluluğu	Depolanma sistemi	Göreceli göl seviyesi		İklim değişimleri	
						+	-	kurak	yarıkurak
Üst Pliyosen-Pleyistosen	Karacasu Formasyonu	Çamarası	Masif (çakıllı) kumtaşı Düzensel çapraz tabakalı kumtaşı Teknemi çapraz tabakalı kumtaşı Laminallı silttaşı-çamurtaşı Masif çamurtaşı	FT7	İraksak alüvyon yelpazesi çökelleri	Alüvyon yelpazesi: yarıkurak iklim dönemi			
		Alemler	Matriks-destekli konglomera Tane-destekli konglomera Düzensel çapraz tabakalı konglomera Masif (çakıllı) kumtaşı Düzensel çapraz tabakalı kumtaşı Teknemi çapraz tabakalı kumtaşı Laminallı silttaşı-çamurtaşı Masif çamurtaşı	FT6	Yakınsak ve ortaç alüvyon yelpazesi çökelleri				
Üst Pliyosen	Karacaören Formasyonu	Dedeler-2	Masif (çakıllı) kumtaşı Laminallı marn Killi marn Çörtlü marn Çörtlü diyatomit Çörtlü kireçtaşı	FT5	Göl kenarı çökelleri	Göl kenarı: gölün daralma fazı tuzlu göl kenarı, kurak iklim dönemi			
		Dandalar	Siyah şeyl Gri laminallı marn Biyoklastik kireçtaşı	FT4	Derin göl çökelleri	Derin göl: gölün daralma fazı tuzlu göl, kurak iklim dönemi			
Alt Pliyosen	Ataköy	Masif (çakıllı) kumtaşı Laminallı marn Killi marn Masif çamurtaşı Killi kireçtaşı Killi dolomit	FT3	Sığ göl çökelleri	Sığ göl: tatlı su gölü, gölün genişleme fazı, düşük tuzluluk, yarıkurak iklim dönemi				
Geç Miyosen	Damdere Formasyonu	Dedeler-1	Masif (çakıllı) kumtaşı Laminallı silttaşı-çamurtaşı Organik çamurtaşı	FT2	İraksak alüvyon yelpazesi çökelleri				
		İşikler	Matriks-destekli konglomera Tane-destekli konglomera Masif (çakıllı) kumtaşı Laminallı silttaşı-çamurtaşı Masif çamurtaşı	FT1	Yakınsak ve ortaç alüvyon yelpazesi çökelleri				

Şekil 5.5. Karacasu Neojen istifindeki fasiyesler, fasiyes toplulukları, depolanma ortamı, göreceli göl seviyesi ve iklim değişimleri.

5.2. Karacasu Havzası Paleocoğrafik Gelişiminin Diğer Akdeniz Neojen Havzaları ile Karşılaştırılması

Güneybatı ve batı Türkiye`de gelişen yaklaşık K-G yönlü genişleme, çok sayıda normal faylarla sınırlanmış dağlararası havzaların gelişimine neden olmuştur (ŞENGÖR ve YILMAZ, 1981; ROBERTSON ve DIXON, 1984; ŞENGÖR vd., 1985, ZANCHI vd., 1993; TEN VEEN vd., 2009). Güney Anadolu`da Geç Kretase-Miyosen Torid orojenezinin son evresini, bölgesel ölçekte tektonik genişleme izlemektedir. Batı Anadolu`daki K-G yönlü (KD-GB ve KB-GD) havzalar ve D-B yönlü grabenlerin gelişimi ile ilgi farklı görüşler bulunmaktadır.

DEWEY ve ŞENGÖR`e (1979) göre, Geç Serravaliyen`de Arap-Avrasya levhalarının güneydoğu Anadolu`da Bitlis kenedi boyunca çarpışmasından sonra Anadolu plakacığı batı-güneybatı yönünde hareket ederek Batı Anadolu`da bir genişleme rejimi oluşturmuştur. Le PICHON ve ANGELIER`e göre (1979), Afrika levhasının kuzey kenarının Hellen yayı boyunca kuzeye dalması sonucu Ege bölgesinde Geç Serravaliyen`de yayardı tektonik rejim meydana gelmiştir. DEWEY (1988), SEYİTOĞLU ve SCOTT (1991) ve GESSNER vd. (2001) tarafından önerilen orojenik çökme modeline göre, genişleme Geç Oligosen-Erken Miyosen`de başlamıştır. Bölgede, Likya Napları`nın güneydoğuya doğru yerleşmesi ile birlikte, İzmir-Ankara-Erzincan Neotetis süturu boyunca meydana gelen Paleosen çarpışması sonucunda aşırı kalınlaşan kabuğun yayılması ve daralmasıyla ilişkili olarak bu havzalar gelişmiştir. ŞENGÖR`e (1987) göre, Batı Anadolu`daki K-G yönlü (KB-GD ve KD-GB) grabenler, Tortoniyen öncesinde (ör: Erken Miyosen), Batı Türkiye`de devam eden Paleojen dönemi K-G sıkışması ile oluşmuşlar ve ardından bu havzalar, Geç Miyosen yaşlı D-B yönlü grabenler tarafından kesilmişlerdir. Ancak, D-B yönlü grabenlerde (SEYİTOĞLU ve SCOTT, 1992; HETZEL vd., 1995) ve K-yönlü grabenlerde (SEYİTOĞLU ve SCOTT, 1994) yapılan son çalışmalar, bu grabenlerin bazılarının Erken Miyosen`de bazılarının ise Geç Miyosen`de oluştuklarını göstermiştir (SEYİTOĞLU ve SCOTT, 1996; SEYİTOĞLU vd., 2002).

Batı Anadolu grabenleri, bölgesel ölçekte yaklaşık K-G genişleme rejiminin etkisinde kalan büyük horst ve grabenler sisteminin bir parçasıdır. Bu havzaların birçoğu Şekil 1.1 ve 5.6`da gösterilmiştir (Burdur Havzası: PRICE ve SCOTT, 1989; Alaşehir/Gediz Havzası: SEYİTOĞLU ve SCOTT, 1996; KOÇYİĞİT vd., 1999; SEYİTOĞLU vd., 2002; SÖZBİLİR 2001, 2002; BOZKURT ve SOZBİLİR, 2004; PURVİS ve ROBERTSON, 2004, 2005; ÇİFTÇİ ve BOZKURT, 2009; Büyük Menderes Havzası: SÖZBİLİR ve EMRE, 1990; SEYİTOĞLU ve SCOTT, 1992; SARICA, 2000; BOZKURT, 2000; Karacasu ve Bozdoğan

havzaları: BECKER-PLATEN, 1970; AÇIKALIN, 2005; AÇIKALIN ve OCAKOĞLU, 2006; Tavas Havzası: BECKER-PLATEN, 1970; HAKYEMEZ, 1989; AKGÜN ve SÖZBİLİR, 2001; Gördes Havzası: SEYİTOĞLU ve SCOTT, 1994a, b, PURVİS ve ROBERTSON, 2004, 2005 ve Selendi ve Uşak-Güre havzaları: SEYİTOĞLU, 1997; PURVİS ve ROBERTSON, 2004, 2005; Denizli Havzası: KOÇYİĞİT, 2005; KAYMAKÇI, 2006, ALÇİÇEK, 2007; ALÇİÇEK vd., 2007). Bu büyük ölçekli graben ve yarı-graben sistemleri (özellikle Denizli, Çameli, Eşen, Alaşehir/Gediz, Büyük Menderes, Karacasu, Bozdoğan, Gördes, Selendi ve Uşak-Güre havzaları) bölgesel ve yerel genişleme rejimlerinin gelişiminin kaydını tutarlar. Bu genişlemeli havzaların gelişimi uzun zamandan beri tartışılmakta olup, genişlemenin çoğunlukla geç Orta Miyosen veya erken Geç Miyosen`de başladığı kabul edilmektedir (ŞENGÖR vd., 1985; WESTAWAY vd., 2005; KOÇYİĞİT, 2005; KAYMAKÇI, 2006). Bazı güncel çalışmalarda ise Batı Anadolu`daki genişlemenin Erken Miyosen ve/veya Geç Oligosen`de başladığı öne sürülmüş ve D-B gidişli bu grabenlerin başlangıç yaşının Batı Anadolu`nun bazı grabenlerinde Geç Senozoyik bölgesel tektonik modellerle uyumlu olduğu gösterilmiştir (SEYİTOĞLU ve SCOTT, 1991, 1992, 1996; GESSNER vd., 2001; SEYİTOĞLU vd., 2002, 2004; PURVIS ve ROBERTSON, 2004, 2005; GLODNY ve HETZEL, 2007).

Karacasu Havzası`nın kuzeybatı komşusu Alaşehir/Gediz grabeninin Erken Miyosen`de açılmaya başladığı ve genişlemenin günümüzde de aktif olduğu öne sürülmüştür (SEYİTOĞLU ve SCOTT, 1996; SEYİTOĞLU vd., 2002; PURVIS ve ROBERTSON, 2005; ÇİFTÇİ ve BOZKURT, 2009). Karacasu Havzası tortul dolgusu içerisindeki uyumsuzluklar, PURVIS ve ROBERTSON (2005) tarafından Alaşehir, Selendi ve Gördes havzalarında belirlenen uyumsuzluklarla aynı bölgesel anlam taşımaktadır. K-G yönlü Kuvaterner yaşlı devam eden genişleme ise, muhtemelen Anadolu plakacığının batıdan güney Ege yitim zonuna doğru hareket etmesi sonucu gelişmiştir. Bu çalışmadan elde edilen ayrıntılı sedimentolojik veriler, BKB-DGD yönlü Karacasu Havzası`nın Geç Miyosen`de açıldığını ve sedimentasyonun günümüze kadar aktif olup başlangıçtan beri sürekli bir genişlemenin var olduğunu göstermiştir. Havzanın Geç Miyosen`de başlayan dolgulanması, havzanın güneybatı kenarını sınırlayan Karacasu ana fayı tarafından kontrol edilmiştir (Şekil 2.1). Temel kayaçlar üzerine uyumsuzlukla gelen Damdere Formasyonu`nun alüvyon yelpazesi çökelleri, yukarı doğru Karacaören Formasyonu`nun gölsel çökellerine geçer. Havzada, kesintisiz olarak Geç Pliyosen sonuna kadar devam eden bu gölsel sedimentasyon Pliyosen sonunda bitmiş ve tüm Neojen birimleri Üst Pliyosen-Pleyistosen yaşlı Karacasu Formasyonu`nun alüvyon yelpazesi

çökelleri ile güncel alüvyon ve akarsu çökelleri tarafından uyumsuz olarak üzerlenmiştir (Şekil 2.2).

Karacasu, Bozdoğan, Denizli, Büyük ve Küçük Menderes, Alaşehir, Uşak-Güre, Selendi ve Gördes havzaları (batı Türkiye); Strymon, Serres ve Prinos havzaları (kuzey Yunanistan; KARİSTİNEOS ve IOAKİM, 1989); güneydoğu İspanya'nın Campins ve Libros (ANADÓN vd., 1989), Ebro (ARENAS ve PARDO, 1999), Madrid (BUSTILLO vd., 2002), Bicorn (ANADÓN vd., 1998), As Pontes (SÁEZ vd., 2003) ve Calatayud (ABDUL AZİZ vd., 2003) havzalarının evrimi birbirine oldukça fazla benzerlik göstermektedir. Miyosen ve Pliyosen`de bu havzaların tümünde alüvyal-flüvyal ve gösel ortam egemen olmuş ve kilaşları, çamurtaşları, karbonatlar, evaporitler ve organikce-zengin sedimanlar yaygın bir şekilde depolanmıştır. Tüm bu havzalarda genel olarak havza dolgusu istifleri, genişlemeli havza oluşumunun ilk evresinde oluşan alüvyon yelpazesi çökelleri ile başlar. Bu birimlerdeki egemen çökel tipleri (kırmızı renkli breşler, konglomeralar ve kumtaşları) çevredeki kaynak alanının kayaç tiplerine bağlı olarak oluşmuştur. Temel kayaçlar üzerine uyumsuz olarak gelen bu alüvyon yelpazesi birimleri, genellikle üste doğru sığlaşan özellik gösteren gösel birimler tarafından üzerlenmektedir. Batı Anadolu'da Denizli, Söke, Yatağan, Büyük Menderes, Alaşehir, Çameli, Uşak-Güre havzaları, Yunanistan`da ise Serres ve Strymon ile İspanya`dan Campins ve Libros havza istifleri kömür içermektedir. Ancak çalışma konusu edilen Karacasu Havzası ile diğer Batı Anadolu havzalarından Bozdoğan ve Eşen havzalarında ise kömür bulunmamaktadır. Bu havzaların oluşumuna neden olan genişleme; yüksek sediman birikimi ile birlikte artan bir sübidansa sebep olmuştur. Sürekli olarak artan sübidans göl sistemlerinin derinleşmesi ile sonuçlanmıştır.

Karacasu Havzası ile diğer Batı Anadolu havzalarının genel stratigrafik karşılaştırılması Şekil 5.6`da verilmiştir. Karacasu Havzası ile Bozdoğan, Çameli ve Eşen havzalarının istiflenme tarzları birbirine oldukça benzedikleri ve bu havzaların aynı zamanda açılmaya başladıkları Şekil 5.6`da görülmektedir. Buna göre, bu havzalar Geç Miyosen`de (Tortoniyen) açılmış, havzadaki ilk depolanma alüvyon yelpazesi ile başlamış ve bunu takiben depolanma Erken Pliyosen`de sığ göl ortamı ve Geç Pliyosen`de derin ve tekrar sığ göl ortamında gerçekleşmiştir. Pliyosen`in sonunda ise bu göl ortamları tamamen kaybolmuş ve havzada tekrar alüvyon yelpazesi ortamları egemen olmuştur.

Bundan başka, Karacasu Havzası'nın batı komşusu olan Bozdoğan Havzası, doğu komşusu olan Denizli Havzası ve güneyinde bulunan Yatağan Havzası`ndaki Geç Miyosen tabakalarından elde edilen memeli fosil faunaları benzerlik göstermektedir. Bu faunalar genel

olarak kuzey Yunanistan`da bulunan havzalarla (Pikermi, Samos, Biodrak ve Kastelios havzaları; Karistineos ve Ioakim, 1989) benzerlik göstermekte olup, bölgede yarıkurak-kurak iklimin ve bu iklime uyumlu bitki topluluklarının egemen olduğu step ekosistemlerinin hüküm sürdüğünü işaret etmektedir. Sonuç olarak, Karacasu Havzası batı ve doğu Akdeniz Neojen havzalarıyla büyük ölçüde karşılaştırılabilir niteliklere sahiptir.

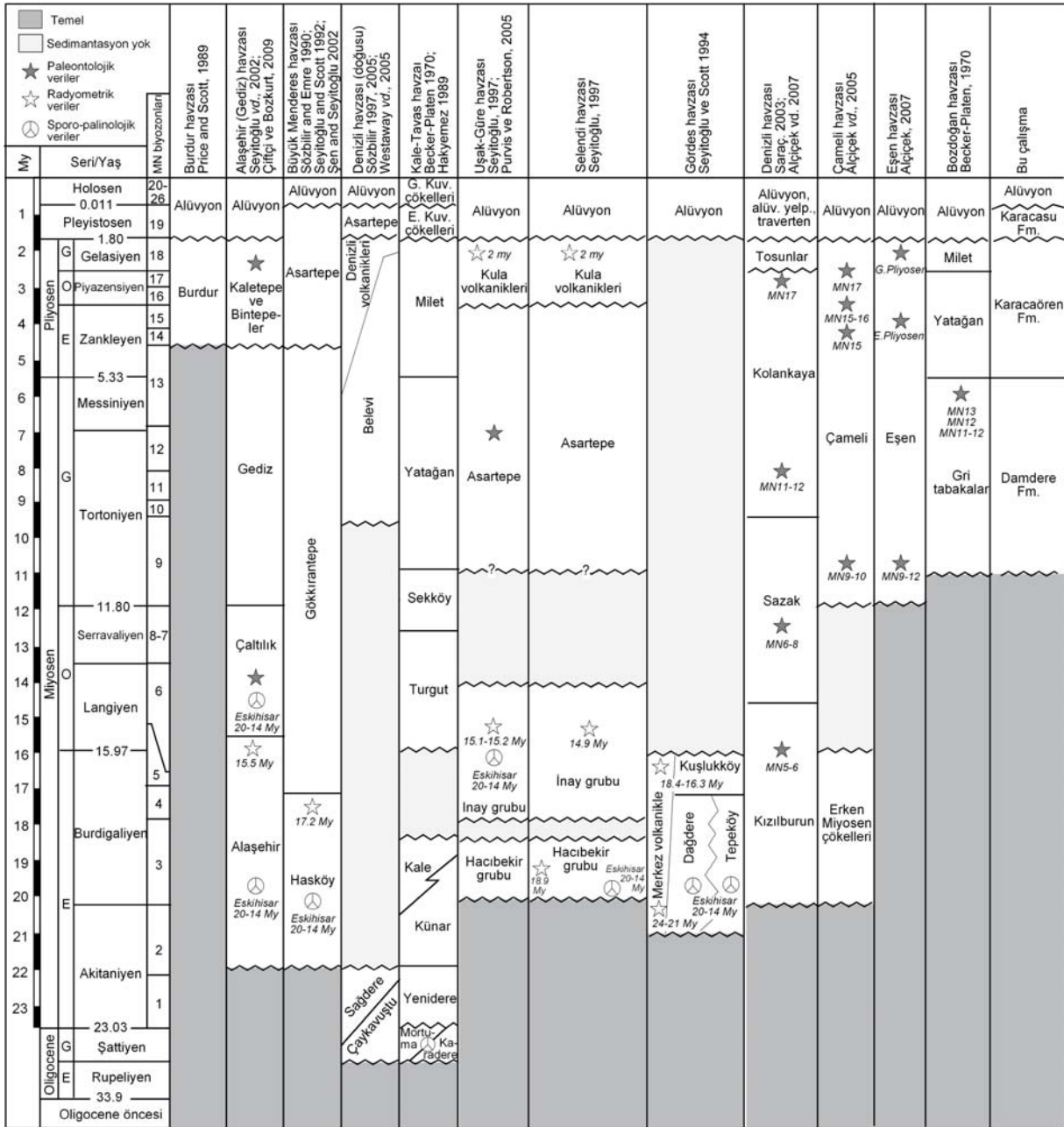
Tortoniyen-Erken Messiniyen`de (Vallesiyen-orta Turoliyen biyozonu: MN9-12) Tetis Okyanusu yitilmesi ile Ege Denizi genişlemeli tektonik grabenler boyunca açılmıştır. Bu açılma sonucu, yeni oluşmaya başlayan Marmara Denizi, Paratetis ile Akdeniz arasında bir bağlantı meydana getirmiştir (RÖGL, 1999). Bu dönemde, Eosen`den Geç Miyosen`in sonuna kadar süren ve orta Ege bölgesinden kuzey Anadolu`nun Pontid orojenine kadar ve hatta daha doğuda Pindos dağ kuşağı boyunca uzanan bir yığışım topluluğunun (accretionary complex) yitimi sonucunda güney Balkan ile Anadolu uzun zamanlı bir coğrafik ayrıma maruz kalmıştır (MERCIER vd., 1989). Vallesiyen`de meydana gelen bu jeomorfolojik yapı güneydoğu “ovaları (lowlands)” ve kuzeybatı “dağlık arazileri (highlands)” arasında geniş bir faunal alışverişin oluşmasına olanak sağlamıştır (KOSTOPOULOS, 2009). Yine, Vallesiyen`de (biyozon MN9-10), Anadolu, Afrika, Arabistan ve İran arasındaki daimi kara bağlantısı, Afrika ve Avrasya arasında ve Avrasya içerisinde memelilerin geniş yayımlı göçüne olanak sağlamıştır. Hem Avrasya hem de Afrika`da iyi bilinen *Hipparion* cinsi memeliler, Çameli Havzası`nda *Hipparion* cf. *primigenium* olarak kaydedilmiştir (ALÇİÇEK vd., 2005). Giraffidlerden *Palaeotragus rounei* Eşen (ALÇİÇEK, 2007) ve Yatağan (ATALAY, 1980; SARAÇ, 2003) havzalarında bilinmektedir. STROMBERG vd. (2007) tarafından yapılan palinoloji çalışmalarına göre Geç Miyosen`de Akdeniz bölgesinde genel olarak kurak iklimsel koşullar egemen olmuştur. Nihayet Afrika`ya göç eden memeli faunaları (otlayan, hem otçul hem etçil beslenen ve yuva yapanlar) muhtemelen savan koşullarına uyum sağlamışlardır (STROMBERG vd., 2007). Kurak-step memelilerinin (rodentler ve hyenalar gibi) Avrasya içerisine göç etmesi Erken-Orta Turoliyen`de yaklaşık 7.8 My`da olmuştur (biyozon MN11-12; KOSTOPOULOS, 2009). Erken Turoliyen`de (MN11) doğu Akdeniz bölgesi iklimsel ve bitki örtüsü olarak daha kurak ve açık step ortamına dönüşmüştür (FORTELIUS vd., 2006; STROMBERG vd., 2007; BOHME vd., 2008). Fitolit verileri Orta-Geç Miyosen`de Anadolu ve çevresinde açık habitatların var olduğunu doğrulamaktadır (STROMBERG vd., 2007). Bundan başka Erken Turoliyen`de, Asya bovidleri doğu Akdeniz bölgesine ve bunların bazıları Batı Anadolu`ya gelmişlerdir (Denizli ve Yatağan havzalarında *Gazella* ve Yatağan Havzası`nda *Protoryx* ve *Palaeoryx*). Rodentlerden ise *Parapodemus* Denizli Havzası`nda iyi

bilinmektedir (biyozon MN11-12). Asya provensine ait diğer rodentlerden *Occitanomys*, *Apodemus* and *Byzantinia* cinsleri ise Bozdoğan Havzası'nın MN12 ve MN13 biyozonlarında bulunmaktadır. Sonuç olarak, Erken Turoliyen'de, perissodactyl ve artiodactyl'ların devamlı göçü sonucunda Anadolu'da memeli türlerinde göze çarpan bir zenginleşme meydana getirmiştir.

Erken Turoliyen'de Batı Anadolu ve güney Balkanlar arasındaki fauna değişimi coğrafik izolasyon nedeniyle az miktarda olmuştur (KOSTOPOULOS, 2009). Bu iki bölge arasındaki fauna farklılığı, bölge-içi iklimsel ve bitki örtüsü değişimleriyle (düşük dereceli faunal değişimler ve jeomorfolojik bariyer) açıklanabilmektedir (STROMBERG vd., 2007). Örneğin, Batı Anadolu ve Samos *Hipparion* faunaları "step" tipi ortamı, komşu kuzeydoğu Yunanistan faunaları ise "orman" tipi ortamı karakterize etmektedir (STROMBERG vd., 2007). Yunan Pikermi faunasına ait atlar yuva yapan ve hem etçil hem de otçul iken, Batı Anadolu ve Samos atları ise hem etçil hem de otçul veya otçul beslenme özelliğine sahiptir (STROMBERG vd., 2007). Yunanistan, İran ve Afganistan bölgeleri arasındaki memeli topluluklarında gözlenen çeşitlilik azalması, doğuya doğru kuraklaşmanın arttığını ve faunal değişimlerin azaldığının bir göstergesidir (STROMBERG vd., 2007). MERCERON vd. (2004, 2005a, b), bölgeler arası iklimsel değişimler nedeniyle bitki örtüsünün Afganistan ile karşılaştırıldığında Yunanistan'da daha orman tipi olduğunu ileri sürmüştür.

Akdeniz Bölgesi'nin paleocoğrafyası Pliyosen'in başından itibaren değişime uğramaya başlamıştır. Alp sıradağlarının yükselmesi orta ve kuzey Avrupa'yı birbirinden ayırmıştır. Bu ayrılma neticesinde bunların fauna içerikleri de değişime uğramaya başlamıştır (KOUFOS vd., 2005). Pliyosen'de Anadolu'da Doğu Anadolu ve Kuzey Anadolu fay zonları tarafından kontrol edilen bir Neotektonik rejim meydana gelmiştir (ŞENGÖR, 1980). Erken Pliyosen'in sonunda ise Paratetis (örneğin Marmara Denizi ve Karadeniz) Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun neden olduğu Gelibolu Yarımadası'nın yükselmesi sonucunda geçici olarak büyük bir tatlı su gölüne dönüşmüştür (ÇAĞATAY et al., 2006). Paratetis örihalin hafif acı-tatlısu faunası hızlı bir şekilde güneye doğru yayılmaya başlamıştır (*Cypridopsis*, *Cyprinotus*, *Ilyocypris*, *Planorbis*, *Vertigo* vb.). Karacasu Havzası gölsel birimlerinin içerdiği ostrakod fosil faunaları hem Tetis (*Ilyocypris gibba*, *Ilyocypris bradyi* gibi) hem de Paratetis biyofasiyesine aittir (*Candona neglecta*, *Candona candida*, *Candona parallela pannonica* gibi). Ayrıca yine bu çökeller içerisinde bulunan ve Paratetis biyofasiyesine ait olan gastropod faunaları (*Planorbarius corneus*) güncele kadar Avrupa Neojen istiflerinde yaygın olarak bulunur. Bu durum, Pliyosen'de bu bölgelerde Paratetis'in doğuya doğru yayılım yaptığını ve ayrıca deniz

seviyesinin yüksek sırasında Akdeniz ve Doğu Paratetis arasında zaman zaman bir bağlantı olabileceğini de göstermektedir (F. GROSSI, sözlü görüşme, 2009 ve F. WESSELINGH, sözlü görüşme, 2009). Doğu Akdeniz Pliyosen iklim koşulları sıcak ve yağışlıdır. Batı Anadolu havzalarındaki memeli fosil kayıtları (Yatağan Havzası'ndan MN14 biyozonuna ait *Hipparion* ve *Arvicolid*'ler, SARAÇ, 2003; Çameli Havzası'ndan MN15 biyozonuna ait *Mimomys*, *Apodemus*, *Orientalomys* and *Pseudomeriones* ile MN15-16 biyozonuna ait *Mimomys*, ALÇIÇEK vd., 2005) ile Türkiye, Yunanistan ve Bulgaristan'daki yaygın Pliyosen yaşlı linyit çökelleri bu iklimsel koşulların kanıtıdır.



Şekil 5.6. Karacasu Havzası ve diğer Batı Anadolu genişlemeli havzaların stratigrafik olarak karşılaştırılması

Geç Pliyosen`de Akdeniz Bölgesi`nin morfolotektonik yapısı, küçük paleocoğrafik değişimlerle birlikte memeli faunalarının göçü ve değişimi iklimsel değişimlerin kontrolünde gelişmeye devam etmiştir (KOUFOS vd., 2005). Yaklaşık 2.6 My önce (Erken Villaniyen: MN16) meydana gelen kuraklaşma yaklaşık 1.8 My öncesine kadar sürmüştür. Bunun sonucunda memeli faunaları özellikle güneydoğu Avrupa`da daha step uyumlu özellikte olmuşlardır (KOUFOS vd., 2005). Türkiye ve Yunanistan kara alanları daha kurak iklime uyum sağlayan memeli faunalarına sahip olmuştur. Batı Anadolu`da, Alaşehir Havzası`ndan Spalacid ve Arvicolid`ler (SARAÇ, 2003) MN16 biyozonunda, Karacasu Havzası`ndan *Equus* ve *Bos* (SARAÇ, 2003; AÇIKALIN, 2005), Denizli Havzası`ndan *Mimomys* ve *Borsodia* (KAYMAKÇI, 2006) ve Çameli Havzası`ndan *Mimomys* ve *Apodemus* (ALÇİÇEK vd., 2005) MN17 biyozonunda yaygın olarak kaydedilmiştir. *Mimomys* ve *Apodemus* cinsleri Büyük Menderes ve Alaşehir havzalarında MN16-17 ve MN17 biyozonuna ait çökellerde de bulunmaktadır (ÜNAY vd., 1995; SARAÇ, 2003). *Apodemus dominans* fosili Rodos adasında olduğu gibi orta ve doğu Avrupa`da birçok lokalitede bulunmaktadır. *Equus* cinsi Bering karaköprüsü vasıtasıyla Kuzey Amerika`dan Asya`ya doğru göç etmiş ve son olarak Orta Villaniyen`in başında doğu Akdeniz bölgesine ulaşmıştır (KOUFOS vd., 2005).

6. SONUÇLAR

Batı Anadolu genişlemeli Neojen havzalarından biri olan Karacasu Havzası; başlıca kırıntılı, karbonat ve evaporit depolanmaları ile temsil edilir. Üst Miyosen-Pleyistosen yaşlı havza dolgusu, Pliyosen sonrası tektonik aktivitelerle yükselerek, güncel grabenin kuzey ve güney kenarları boyunca yüzeylemiştir.

Geç Miyosen`de genişlemeli tektonik rejim ile çökmeye başlayan havzanın ilk ürünleri Damdere formasyonuna ait tortullardır ve başlıca yakınsak-ortaç alüvyon yelpazesi (Işıklar üyesi: FT1) ve ıraksak alüvyon yelpazesi ortamları (Dedeler-1: FT2) ile temsil edilir. Bu alüvyon yelpazeleri, güneyde BKB-DGD gidişli normal faylarla sınırlı bir yarı-grabenin kenarından kuzeye-kuzeydoğuya doğru yayılmışlardır. Erken Pliyosen`de Damdere formasyonunu üzerine uyumlu olarak Karacaören formasyonu yerleşmiş ve tatlı sığ göl (Ataköy üyesi: FT3) ile başlayıp yukarı doğru tuzlu derin göl (Dandalas üyesi: FT4) ve daha sonra tuzlu göl kenarı (Dedeler-2 üyesi: FT5) ortamına dönüşmüştür. Buna göre, havza istifisi Geç Miyosen`den Pliyosen`in sonuna kadar sürekli bir sedimentasyonun varlığını gösterir.

Kuvaterner döneminde Neojen yaşlı havza dolgusu, BKB-DGD doğrultulu normal faylarla parçalanmış, göl ortamı kaybolmuş. Bu yeni fay sistemleri denetiminde meydana gelen alüvyon yelpazesi ve akarsu çökelleri önceki birimleri uyumsuzlukla örtmüştür. Kuvaterner`de hemen hemen bugünkü morfolojisini kazanan Karacasu havzasının eski nehir yataklarında konglomera, kumtaşı ve çamurtaşı araldanmasından oluşan ve günümüzde havza kenarlarında yükselmiş halde bulunan Karacasu formasyonunun yakınsak-ortaç alüvyon yelpazesi (Alemler üyesi: FT6) ve ıraksak alüvyon yelpazesi ortamları (Çamarası: FT7) depolanmıştır. Günümüzde ise havza tabanında Dandalas nehrinin çökelleri depolanmaktadır.

Karacasu Havzası Neojen istifinden elde edilen mineralojik, jeokimyasal ve izotopik veriler sedimentolojik ve paleontolojik verilerle tam olarak uyum sağlamaktadır. Bu verilerin tümü Neojen`de Karacasu bölgesindeki iklimsel değişimleri yansıtmış ve paleohidrolojik ve paleolimnolojik değişimlerin havza çökel sistemi üzerine olan etkilerinin ortaya çıkarılmasını sağlamıştır. Buna göre, incelenen havza istifisi, eski göllerin jeokimyasal ortamını karakterize eden 3 farklı evre ile temsil edilmiştir. Bu evreler kalsitce zengin fasiyesler (FT2 ve FT7), dolomitce zengin ve kalsitce fakir fasiyesler (FT3 ve FT5) ve dolomit ve sülfatca zengin fasiyesler (FT4) şeklinde gerçekleşmiştir. Kalsit bakımından zengin fasiyesler düşük tuzluluk ortamını, yüksek su seviyesini ve yarıkurak iklim koşullarını gösterirken, dolomit bakımından zengin ve kalsit bakımından fakir fasiyesler, daha kurak altında Mg`ca zengin çözeltilerin göl ortamında yoğunlaşması ve kristallenmesi, bazen de bu tür eriyiklerin erken diyajenezde

kalsit minerallerini ornatması sonucunda meydana gelmiştir. Dolomit ve sülfat bakımından zengin fasiyesler ise tuzluluk oranındaki artışı, düşük su seviyesini ve kurak iklimi temsil etmektedir. Majör ve iz element jeokimyası, kimyasal çökeltme fazlarını ve iklim belirteci olan bazı elementer oranları açık bir şekilde göstermektedir. Karbonatlardan elde edilen karbon ve oksijen izotopları ile majör ve iz element verileri, eski depolanma ortamlarının hidrolojik koşullarını (açık/kapalı) da yansıtmaktadır. Buna göre, Damdere formasyonunun Dedeler-1 üyesi, Karacaören formasyonunun Ataköy üyesi ve Karacasu formasyonunun Çamarası üyesi hidrolojik olarak açık göl koşullarını, yine Karacaören formasyonunun Dandalas ve Dedeler-2 üyeleri ise kapalı göl koşullarını temsil etmektedir.

Karacasu Havzası Neojen istifinden elde edilen sedimantolojik, paleontolojik, mineralojik ve jeokimyasal veriler, havzadaki depolanmanın tektonizma ve eski iklim denetiminde gerçekleştiğini ortaya koymaktadır. Tüm bu verilerin değerlendirilmesiyle elde edilen sonuçlar; Karacasu Neojen Havzası tortul dolgusunun sunduğu depolanma, iklimsel ve biyolojik verilerin Batı Anadolu için olduğu kadar, eşyaşlı diğer paleo-Akdeniz havzaları için de kullanışlı bir referans niteliğinde olduğunu göstermektedir.

YARARLANILAN KAYNAKLAR

- ABDUL AZIZ, H., Sanz-Rubio, E., Calvo, J.P., Hilgen, F.J., Krijgsman, W., Palaeoenvironmental reconstruction of a Middle Miocene alluvial fan to cyclic shallow lacustrine depositional system in the Calatayud Basin (NE Spain), *Sedimentology*, 50, 211-36, (2003).
- AÇIKALIN, S., 2005. Sedimentary evolution of the Karacasu cross-graben (Aydın-West Anatolia). PhD Thesis, Osmangazi University, Eskişehir, Turkey.
- AÇIKALIN, S., Ocakoğlu, F., Karacasu çapraz grabeni (Batı Anadolu) Pliyo-Kuvaterner çökellerinin sedimentolojisi. 59. Türkiye Jeoloji Kurultayı, Bildiri Özleri, Ankara, (2006).
- AKGÜN, F. and SÖZBİLİR, H., A palynostratigraphic approach to the SW Anatolian molasse basin: Kale-Tavas molasse and Denizli molasses, *Geodinam. Acta*, 14, 71-93, (2001).
- ALÇIÇEK, 2007, H., Denizli Havzası (Sarayköy-Buldan Bölgesi, GB Türkiye) Neojen Çökellerinin Sedimentolojik İncelemesi. Doktora Tezi, Ankara Univ., Ankara, (2007),
- ALÇIÇEK, H., Varol, B., Özkul, M., Sedimentary facies, depositional environments and palaeogeographic evolution of the Neogene Denizli Basin of SW Anatolia, Turkey. *Sedim. Geol.*, 202, 596-637, (2007).
- ALÇIÇEK, M.C., Kazancı, N., Özkul, M., Multiple rifting pulses and sedimentation pattern in the Çameli Basin, southwestern Anatolia, Turkey. *Sedim. Geol.*, 173, 409–431, (2005).
- ALÇIÇEK, M.C., Tectonic development of an orogen-top rift recorded by its terrestrial sedimentation pattern: the Neogene Eşen Basin of southwestern Anatolia, Turkey. *Sedim. Geol.*, 200, 117–140, (2007).
- ALÇIÇEK, M.C., Ten Veen, J.H., Özkul, M., Neotectonic development of the Çameli Basin, southwestern Anatolia, Turkey. In: Robertson, A.H.F., Mountrakis, D. (Eds.), Tectonic Development of the Eastern Mediterranean Region. *Geol. Soc. London Spec. Publ.* 260, pp. 591–611, (2006).
- ALGEO, T.J., Maynard, J.B., Trace-element behavior and redox facies in core shales of Upper Pennsylvanian Kansas-type cyclothems, *Chemical Geology*, 206, 289–318, (2004).
- ALLEN, J.R.L., Studies in fluvial sedimentation: bars, bar complexes and sandstone sheets (low-sinuosity braided streams) in the Brownstones (L.Devonian), Welsh Borders, *Sedim. Geol.*, 33, 237-93, (1983).

- ALONSO ZARZA, A.M., Calvo, J.P., Del Cura, G., Palustrine sedimentation and associated features – grainification and pseudo-microkarst – in the Middle Miocene (Intermediate unit) of the Madrid Basin, Spain, *Sedim. Geol.*, 76, 43-61 (1992).
- ANADÓN, P., Cabrera, L., Julià, R., Roca, E., Rosell, L., Lacustrine oil-shale basins in Tertiary grabens from NE Spain (Western European Rift System), *Paleogeogr., Paleoclimatol., Paleoecol.*, 70, 7-28, (1989).
- ANADÓN, P., Orti, F., Rosell, L., Neogene lacustrine systems of the southern Teruel Graben (Spain). In: Gierlowski-Kordesch, E.H., Kelts, K.R. (Eds.), *Lake Basins Through Space and Time*. American Association of Petroleum Geologists Studies in Geology 46, Tulsa, pp. 497–504, (2000).
- ANADÓN, P., Robles, F., Roca, E., Utrilla, R., Vázquez, A., Lacustrine sedimentation in the diapir-controlled Miocene Bicorn Basin, eastern Spain, *Paleogeogr., Paleoclimatol., Paleoecol.*, 140, 217-43, (1998)
- ANADÓN, P., Utrilla, R., Sedimentology and isotope geochemistry of lacustrine carbonates of the Oligocene Campins Basin, north-east Spain, *Sedimentology*, 40, 699-720, (1993).
- ANGELIER, J., Dumont, J. F., Karamanderesi, H., Poisson, A., Simsek, S. and Uysal, S., 1981. Analyses of fault mechanism and expansion of southwestern Anatolia since the Late Miocene, *Tectonophysics*, 75, T1-T9, (1981).
- ARENAS, C., Alonso-Zarza, A.M., Pardo, G., 1999. Dedolomitization and other early diagenetic processes in Miocene lacustrine deposits, Ebro Basin (Spain). *Sedim. Geol.* 125, 23-45, (1999).
- ARENAS, C., Pardo, G., Latest Oligocene-Late Miocene lacustrine systems of the north-central part of the Ebro Basin (Spain): sedimentary facies model and palaeogeographic synthesis, *Paleogeogr., Paleoclimatol., Paleoecol.*, 151, 127-48, (1999).
- ARMENTEROS, I., Daley, B., García, E., Lacustrine and palustrine facies in the Bembridge Limestone (Late Eocene, Hampshire Basin) of the Isle of Wight, southern England. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 128, 111-132, (1997).
- ARMENTEROS, I., Daley, B., Pedogenic modification and structure evolution in palustrine facies as exemplified by the Bembridge Limestone (Late Eocene) of the Isle of Wight, southern England. *Sedim. Geol.*, 119, 275-295, (1998).
- ARTHUR, M.A., Dean, W.E., A holistic geochemical approach to cyclomania: examples from Cretaceous pelagic limestone sequences. In: *Cycles and Events in Stratigraphy* (Eds. G. Einsele, W. Ricken & A. Seilacher). Springer, Berlin, (1991), 126-166.

- ATALAY, Z., 1980. Muğla-Yatağan ve yakın dolayısı karasal Neojen'inin stratigrafisi araştırması. *Bull. Geol. Soc. Turkey*, C23, 93–99, (1980).
- AYGÜN, M. ve Tekin, A., Aydın-Karacasu kükürt zuhurlarının jeoloji incelemesi. MTA Raporu, No: 7663, (1985).
- BASSETTI, M.A., Manzi, V., Lugli, S., Roveri, M., Longinelli, A., Lucchi, F.R., Barbieri, M., Paleoenvironmental significance of Messinian post-evaporitic lacustrine carbonates in the northern Apennines, Italy, *Sedim. Geol.*, 172, 1-18, (2004).
- BATES, R.L., J.A. Jackson, 1980. Glossary of Geology. Falls Church, VA. American Geological Institute. 751 p, (1980).
- BECKER-PLATEN, J.D., Lithostratigraphische Untersuchungen im Känozoikum Südwest Anatoliens (Türkei)-(Känozoikum und Braunkohlen der Türkei)-Beihefte zum Geologischen Jahrbuch, 97, Hannover, (1970), 244 sy.
- BELLANCA, A., Calvo, J.P., Censi, P., Neri, R., Pozo, M., Recognition of lake-level changes in Miocene lacustrine units, Madrid Basin, Spain. Evidence from facies analysis, isotope geochemistry and clay mineralogy, *Sedim. Geol.*, 76, 135-53, (1992).
- BENISON, K.C., Goldstein, R.H., Sedimentology of ancient saline pans: an example from the Permian Opeche Shale, Williston Basin, North Dakota, *J. Sediment. Res.*, 70, 159–169, (2000).
- BENVENUTI, M., Facies analysis and tectonic significance of lacustrine fan-deltaic successions in the Pliocene–Pleistocene Mugello Basin, Central Italy, *Sedim. Geol.*, 157, 197-234, (2003).
- BERALDI-CAMPESI, H., Cevallos-Ferriz, S.R.S., Centeno-García, E., Arenas-Abad, C., Fernández, L.P., Sedimentology and paleoecology of an Eocene-Oligocene alluvial-lacustrine arid system, Southern Mexico, *Sedim. Geol.*, 191, 227-254, (2006).
- BOHME, M., Ilg, A., Winklhofer, M., 2008. Late Miocene “washhouse” climate in Europe. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 275, 393–401, (2008).
- BOZKURT, E., Neotectonic of Turkey a synthesis, *Geodinamica Acta*, 14, 3-30, (2001).
- BOZKURT, E., Origin of NE-trending basins in western Turkey, *Geodinamica Acta*, 16, 61-81, (2003).
- BOZKURT, E., Sozbilir, H., Geology of the Gediz Graben: new field evidence and its tectonic significance, *Geol. Mag.*, 141, 63-79, (2004).
- BOZKURT, E., Timing of Extension on the Büyük Menderes Graben, Western Turkey and its tectonic implications, in: E. Bozkurt, J.A. Winchester, J.D.A. Piper, (Eds), Tectonics and

- Magmatism in Turkey and the Surrounding Area. Geo. Soc. London, Spec. Publ., 173, pp. 385-403, (2000).
- BRENNICH, G., Denizli vilayetinde bulunan kükrt zuhurları, MTA Rapor no: 2087, (1967), Ankara, 15 sy.
- BROWN, G. ve Brindley, G.W., X-ray diffraction procedures for clay mineral identification. In Crystal Structures of Clay Minerals and their X-ray Identification, G.W.Brindley, G.Brown (eds.), Mineralogical Society, London, 305-360, (1980).
- BRULAND, K.W., Trace elements in sea-water. In: (Eds. J.P. Riley & R. Chester). Chemical Oceanography, 8, Academic Pres, London, (1983), 157-220.
- BULL, W.B., The alluvial environment. *Prog. Phys. Geog.*, 1, 222-70, (1977).
- BUSTILLO, M.A., Arribas, M.E., Bustillo, M., Dolomitization and silicification in low-energy lacustrine carbonates (Paleogene, Madrid Basin, Spain), *Sedim. Geol.*, 151, 107-26, (2002).
- CABRERA, L., Cabrera, M.; Gorchs, R., de las Heras, F. X. C., Lacustrine basin dynamics and organosulphur compound origin in a carbonate-rich lacustrine system (Late Oligocene Mequinenza Formation, SE Ebro Basin, NE Spain), *Sedim. Geol.*, 14, 289-317, (2002).
- ÇAĞATAY, M.N., Görür, N., Flecker, R., Sakınç, M., Tunoğlu, C., Ellam, R., Krijgsman, W., Vincent, S., Dikbaş, A., Paratethyan-Mediterranean connectivity in the Sea of Marmara region (NW Turkey) during the Messinian. *Sedim. Geol.*, 188-189, 171-187, (2006).
- CALVERT, S.E., Pedersen, T.F., Geochemistry of Recent oxic and anoxic marine sediments implications for the geological record, *Marine Geology*, 113, 67-88, (1993).
- CAPUZZO, N., Wetzel, A., 2004. Facies and basin architecture of the Late Carboniferous Salvan-Dorénaz continental basin (Western Alps, Switzerland/France). *Sedimentology*, 51, 675-697.
- CARROLL, D., Clay minerals. A guide to their X-ray identification. Geological Society of America. Spec., Boulder, Colorado, U.S.A, (1970), 126.
- CHOUGH, S.K., Hwang, I.G., Choe, M.Y., The Miocene Doumsan fan-delta, southeast Korea: composite fan-delta system in a back-arc margin, *J. Sedim. Petrol.*, 60, 445-55, (1990).
- ÇİFTÇİ, B., BOZKURT, E., Evolution of the Miocene sedimentary fill of the Gediz Graben, SW Turkey. *Sedim. Geol.*, 216, 49-79, (2009).

- COLLINSON, J.D., Alluvial sediments In: *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy* (Ed. H.G. Reading). Blackwell Science, Oxford, (1996), 37–82.
- COLLINSON, J.D., Alluvial Sediments. In: *Sedimentary Environments and Facies* (Ed. H.G. Reading), Blackwell Sci. Publ., 15-60, (1978).
- COLOMBO, F., Abanicos aluviales. In: Arche, A. (Ed.), *Sedimentología*, vol. 1. Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Madrid, (1992).
- COPLEN, T.B., Kendall, C., Hoppfe, J., Comparison of stable isotope reference samples, *Nature*, 302, 236-238, (1983).
- CRAIG, H., Gordion, L.I., Deuterium and Oxygen-18 variations in the ocean and the marine atmosphere. In: *Stable Isotopes in Oceanographic Studies and Paleotemperatures* (Ed. E. Tongiorgi) Consiglio Nazionale delle Ricerche, Laboratorio de Geologia Nuceare, Pisa. (1965), 161-182.
- DAĞ, F., Aydın-Karacasu-Dandalas AR: 28487 nolu kükürt sahasının maden jeolojisi raporu. MTA Raporu, No: 8813, (1989a).
- DAĞ, F., Aydın-Karacasu-Dandalas AR: 31690 nolu kükürt sahasının maden jeolojisi raporu. MTA Raporu, No: 8908, (1989b).
- DAĞ, F., Aydın-Karacasu-Dandalas kükürt zuhurlarının maden jeolojisi raporu. MTA Raporu, No: 8959, (1990).
- DEWEY, J. F., Extensional collapse of orogens; *Tectonics*, 7, 1123-39, (1988).
- DEWEY, J. F., Hempton, M. R., Kidd, W. S. F., Paroglu, F., and Peng, A. M. C., Shortening of continental lithosphere : the neotectonics of Eastern Anatolia - a young collision zone. In: M. P. Coward and A. C. Ries, (eds.), *Collision Tectonics*, Geology Society of London, 19, 3-36, (1986).
- DEWEY, J.F., Şengör, A.M.C., Aegean and surrounding regions: complex multiplate and continuum tectonics in a convergent zone, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, T90T, 84–92, (1979).
- DUNAGAN, S.P., Driese, S.G. Control of terrestrial stabilization on Late Devonian palustrine carbonate deposition: Catskill magnafacies, New York, USA. *J. Sed. Res.*, 69, 772–783, (1999).
- DUNAGAN, S.P., Turner, C.E., Regional paleohydrologic and paleoclimatic settings of wetland/lacustrine depositional systems in the Morrison Formation (Upper Jurassic), Western Interior, USA, *Sedim. Geol.*, 167, 269-96, (2004).

- EL-TABAKH, M., Riccioni R., Schreiber, B.C., Evolution of late Triassic rift basin evaporites (Passaic Formation): Newark Basin, Eastern North America, *Sedimentology*, 44, 767-790, (1997).
- ERAKMAN, B., Meşhur, M., Gül, M.A., Alkan, H., Öztaş, Y., Akpınar, M., Fethiye-Köyceğiz-Tefenni-Elmalı-Kalkan arasında kalan alanın jeolojisi. Türkiye 6.Petrol Kong., Jeoloji Bildirileri: Güven, A., Dinçer, A., Derman, A.S. (ed). 23-32, (1986)
- ESPITALIE, J., Madec, M, ve Tissot, B., Source rock characterization: 9 th Offshore Technology Conference, (1977), 439-444.
- EUGSTER, H., Hardie, L.A. Saline lakes. In Lakes, Chemistry, Geology, Physics, ed. A. Lerman, pp. 239-93, Springer, NY, (1978).
- EUGSTER, H.P., Kelts, K., Lacustrine chemical sediments. In: Chemical Sediments and Geomorphology (Ed. A.S. Goudie & K. Pye). Academic Press, London, (1983), 321-68,.
- EUGSTER, H.P., Lake Magadi, Kenya and its precursors. In: Hypersaline Brines and Evaporitic environments (Developments in Sedimentology 28) (Ed. A. Nissenbaum). Elsevier, Amsterdam, (1980), 195-232.
- EVANS, J.E., Facies relationships, alluvial architecture, and paleohydrology of a Paleogene, humid-tropical alluvial-fan system: Chumstick Formation, Washington State, USA, *J. Sediment. Petrol.*, 61, 732–55, (1991).
- FIELDING, C.R., Upper delta plain lacustrine and fluviolacustrine facies from the Wesphalian of the Durham coalfield, NE England, *Sedimentology*, 31, 547-67, (1984).
- FORTELIUS, M., Eronen, J., Liu, L., Pushkina, D., Tesakov, A., Vislobokova, I., Zhang, Z., Late Miocene and Pliocene large land mammals and climatic changes in Eurasia. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 238, 219–227, (2006).
- FREYTET, P., Petrography and paleoenvironments of continental carbonated deposits with a particular reference to Upper Cretaceous and Lower Eocene of Languedoc, Southern France. *Sedim. Geol.* 10, 25-60, (1973).
- FREYTET, P., Plaziat, J.C., Continental carbonate sedimentation and pedogenesis – Late Cretaceous and early Tertiary of southern France, *Contrib. Sedimentol.*, vol. 12, 213 pp., (1982).
- GASSE, F., Fontes, J.C., Plaziat, J.C., Carbonel, P., Kaczmarska, I., De Decker, P., Soulié-Marsche, I., Callot, Y., Depeuble, P.A., Biological remains, geochemistry and stable isotopes for the reconstruction of environmental and hydrological changes in the

- Holocene lakes from north Sahara. *Paleogeogr., Paleoclimatol., Paleoecol.*, 60, 1-46, (1987).
- GAUPP, R., Gast, R., Foister, C., Late Permian playa lake deposits of the Southern Permian Basin (Central Europa). *Lake Basins through Space and Time*. American Association of Petroleum Geologists. *Studies in Geology*, 46, Tulsa, (2000), 75–86.
- GESSNER, K., Ring, U., Johnson, C., Hetzel, R., Passchier, C.W., Güngör, T., An active bivergent rolling hinge detachment system: the central Menderes metamorphic core complex in western Turkey, *Geology*, 29, 611-14, (2001).
- GHIBAUDO, G., Subaqueous sediment gravity flow deposits: practical criteria for their field description and classification, *Sedimentology*, 39, 423-454, (1992).
- GIERLOWSKI-KORDESCH, E., Rust, B.R., The Jurassic East Berlin Formation, Hartford Basin, Newark Supergroup (Connecticut and Massachusetts): A saline lake-playa-alluvial plain system. *Sedimentology and Geochemistry of Modern and Ancient Saline Lakes, SEPM Special Publication*, 50, (1994), 249-266.
- GIERLOWSKI-KORDESCH, E.H., Carbonate deposition in an ephemeral siliciclastic alluvial system: Jurassic Shuttle Meadow Formation, Newark Supergroup, Hartford Basin, USA, *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 140, 161-184, (1998).
- GLIKSON, M., Trace elements in oil shales, their source and organic association with particular reference to Australian deposits. *Chemical Geology*, 53, 155-74 (1985).
- GLODNY, J., Hetzel, R., Precise U-Pb ages of syn-extensional Miocene intrusions in the central Menderes Massif, western Turkey. *Geol.Mag.*, 144, 235-246, (2007).
- GLOPPEN, T.G., Steel, R.J., The deposits, internal structure and geometry in six alluvial fan-fan delta bodies (Devonian-Norway) -a study in the significance of bedding sequence in conglomerates. In: *Recent and Ancient Nonmarine Depositional Environments* (Eds. F.G. Ethridge & R.M. Flores). *Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Miner.*, 31, (1981), 49-69.
- GRADSTEIN, F.M., Ogg, J.G., Smith, A.G., Bleeker, W., Lourens, L.J., A new geological time scale with special reference to Precambrian and Neogene, *Episodes*, 27, 83-100, (2004).
- GROSSI, F., Roma Tre Üniversitesi, İtalya, (2009) (sözlü görüşme).
- GÜNDOĞDU, N., Neojen yaşlı Bigadiç sedimanter baseninin jeolojik-mineralojik ve jeokimyasal incelenmesi. Hacettepe Üniversitesi. Fen Bilimleri Enstitüsü, Beytepe-Ankara, Doktora Tezi, (1982), 386 s. (yayınlanmamış).

- HAKYEMEZ, H.Y., Kale-Kurbalık (GB Denizli) bölgesindeki Senozoyik yaşlı çökel kayaların jeolojisi ve stratigrafisi, *MTA Dergisi*, 109, 9-21, (1989).
- HARDIE, L.A., Smoot, J.P., Eugster, H.P., Saline lakes and their deposits: a sedimentological approach. In: Modern and Ancient Lake Sediments (Eds. A. Matter & M.E. Tucker). *Spec. Publ. Int. Ass. Sedimentology.*, 2, (1978), 7-41.
- HARMS, J.C., Southard, J.B., Walker, R.G., Structures and sequences in clastic rocks. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Short Course 9, (1982), 249 pp.
- HETZEL, R., Ring, U., Akal, C., and Troesch, M., Miocene NNE-directed extensional unroofing in the Menderes Massif, southwestern Turkey, *Journal of the Geological Society London*, 152, 639-54, (1995).
- HIGGS, R., Sedimentology and tectonic implications of Cretaceous fan-delta conglomerates, Queen Charlotte Islands, *Bull. Canada*, 37, 83-103, (1990).
- HUERTA, P., Armenteros, I., Calcrete and palustrine assemblages on a distal alluvial-floodplain: A response to local subsidence (Miocene of the Duero basin, Spain). *Sedim. Geol.*, 177, 253-270, (2005).
- HUNTSMAN-MAPILA, P., Ringrose, S., Mackay, A.W., Downey, W.S., Modisi, M., Coetzee, S.H., Tiercelin, J.-J., Kampunzu, A.B., Vanderpost, C., Use of the geochemical and biological sedimentary record in establishing palaeo-environments and climate change in the Lake Ngami basin, NW Botswana. *Quaternary International*, 148, 51-64 (2006).
- ILGAR, A., Nemeç, W., Early Miocene lacustrine deposits and sequence stratigraphy of the Ermenek Basin, Central Taurides, Turkey, *Sedim. Geol.*, 173, 233-275, (2005).
- JACKSON, K.S., Hawkins, P.L., Bennett, A.J.R., 1985. Regional facies and geochemical evolution of Southern Denison Trough. *APEA Journ.*, 20, (1985), 143-158.
- JACOBS, K.C., Fritz, S.C., Swinehart, J.B., Lacustrine evidence for moisture changes in the Nebraska Sand Hills during Marine Isotope Stage 3, *Quaternary Research*, 67, 246-254, (2007).
- JIANG, Z., Chen, D., Qiu, L., Liang, H., Ma, J., Source-controlled carbonates in a small Eocene half-graben lake basin (Shulu Sag) in central Hebei Province, North China. *Sedimentology*, 54, 265-292, (2006).
- JIMÉNEZ-MORENO, G., Granada Üniversitesi, İspanya, (2009) (sözlü görüşme).
- JONES, B., Manning, D.A.C., Comparison of geochemical indices used for the interpretation of palaeoredox conditions in ancient mudstones, *Chemical Geology*, 111, 111-29, (1994).

- KARISTINEOS, N., Ioakim, C., Palaeoenvironmental and palaeoclimatic evolution of the Serres Basin (N. Greece) during the Miocene, *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 70, 275-85, (1989).
- KASTELLİ, M., Denizli-Sarayköy-Çubukdağ-Karacasu alanı jeolojisi incelemesi, MTA Rapor no: 4573, (1971), Ankara, 32 sy.
- KAYMAKÇI, N., Kinematic development and paleostress analysis of the Denizli Basin (Western Turkish): implications of spatial variation of relative paleostress magnitudes and orientations, *Journal of Asian Earth Sciences*, 27, 207-22, (2006).
- KHADKIKAR, A.S., Sant, D.A., Gogte, V., Karanth, R.V., The influence of Deccan volcanism on climate: insights from lacustrine intertrappean deposits, Anjar, western India, *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 147, 141-49, (1999).
- KOÇYIĞIT, A., Güneybatı Türkiye ve yakın dolaylarında levha içi yeni tektonik gelişim. *TJK Bülteni*, 27, 1-16, (1984).
- KOÇYIĞIT, A., Özacar, A., Extensional neotectonic regime through the NE edge of the outer Isparta Angle, SW Turkey: New field and Seismic data. *Turkish Journal of Earth Science*, 12, 67-90, (2003).
- KOÇYIĞIT, A., The Denizli graben-horst system and the eastern limit of western Anatolian continental extension: basin-fill, structure, deformational mode, throw amount and episodic evolutionary history, SW Turkey, *Geodinamica Acta*, 18, (3/4), 167-208, (2005).
- KOÇYIĞIT, A., Yusufoglu, H. and Bozkurt, E., Evidence from the Gediz Graben for Episodic Two-stage Extension in Western Turkey. *Journal of the Geological Society*, 156, 605-616, (1999).
- KONAK, N., Göktaş, F. 1:100.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası: Denizli M21 paftası. MTA Yayınları, Ankara (baskıda).
- KOSTOPOULOS, D., The Pikermian Event: Temporal and spatial resolution of the Turolian large mammal fauna in SE Europe. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 274, 82–95, (2009).
- KOUFOS, G.D., Kostopoulos, D.S., Theodora, D., Neogene/Quaternary mammalian migrations in Eastern Mediterranean. *Belg. J. Zool.*, 135, 181–190, (2005).
- KUHN, V., Heydemann, A., Usdowski, E., Mineralogy of the Upper Albian sediments from the Kirchrode I borehole with special emphasis on the clay mineralogy. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 174, 145–59, (2001).

- LANDING, W.M., Bruland, K.W., Manganese in the North Pacific. *Earth Planet. Sci. Lett.* 49, 45–56, (1980).
- LAST, W.M., Lacustrine dolomite – an overview of modern, Holocene and Pleistocene occurrences, *Earth Sci. Rev.*, 27, 221-63, (1990).
- LE PICHON, X., Angelier, J., The Hellenic arc and trench systems: a key to the neotectonic evolution of the Eastern Mediterranean area, *Tectonophysics*, 60, 1-42, (1979).
- LEWAN, M.D., Maynard, J.B. 1982. Factors controlling the enrichment of vanadium and nickel in the bitumen of organic sedimentary rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 46, 2547–60.
- LOWE, D.R., Sediment gravity flows: II Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents, *J. Sediment. Petrol.*, 52, 279-297, (1982).
- LOWENSTEIN, T.K., Hardie, L.A., Criteria for recognition of salt-pan evaporites, *Sedimentology*, T32T, 627–644, (1985).
- LYONS, T.W., Berner, R.A., Carbon-sulphur-iron systematics of the uppermost deep-water sediments of the Black Sea. In: Geochemistry of metalliferous black shales (Eds. P.A. Meyers, L.M. Pratt & B. Nagy). *Chem. Geol.*, T99T, (1992), 1–27.
- MCCABE, P.J., Depositional environments of coal and coal-bearing strata. In: *Sedimentology of Coal and Coal-bearing Sequences* (Eds. R.A. Rahmani & R.M. Flores). IAS Spec. Publ., 7, (1984), 13-42.
- MCKENZIE, D.P., Active tectonics of the Mediterranean region. *Geophys. J. Astr. Soc.*, 30, 109-185, (1972).
- MCKENZIE, J.A., 1985. Carbon isotopes and productivity in the lacustrine and marine environment. In: Stumm W.D. (Ed.), *Chemical Processes in Lakes*, Wiley, New York, pp. 99-118.
- MELEZHIK, V.A., Fallick, A.E., Medvedev, P.V., Makarikhin, V.V., Palaeoproterozoic magnesite: lithological and isotopic evidence for playa/sabkha environments. *Sedimentology*, 48, 379-397, (2001).
- MERCERON, G., Blondel, C., Brunet, M., Şen, S., Solounias, N., Viriot, L., Heintz, E., The Late Miocene paleoenvironment of Afghanistan as inferred from dental microwear in artiodactyls. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 207, 143–163, (2004)..
- MERCERON, G., de Bonis, L., Viriot, L., Blondel, C., Dental microwear of fossil bovids from northern Greece: paleoenvironmental conditions in the eastern Mediterranean during the Messinian. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 217, 173–185, (2005a).

- MERCERON, G., de Bonis, L., Viriot, L., Blondel, C., Dental microwear of the late Miocene bovids of northern Greece: Vallesian/Turolian environmental changes and disappearance of *Ouranopithecus macedoniensis*? *Bull. Soc. Géol. France*, 176, 475–484, (2005b).
- MERCIER, J.L., Sorel, D., Vergely, P., Extensional tectonic regimes in the Aegean basins during the Cenozoic. *Basin Res.*, 2, 49–71, (1989).
- MIALL, A.D., A review of the braided river depositional environment, *Earth Sci. Rev.*, 13, 1-62, (1977).
- MIALL, A.D., Principles of Sedimentary Basin Analysis, Berlin, (1984), 490 s.
- MIALL, A.D., The Geology of Fluvial Deposits. Springer-Verlag, Heidelberg, (1996), 582 pp.
- NADON, G.C., The genesis and recognition of anastomosed fluvial deposits: Data from the St. Mary River Formation, Southwestern Alberta, Canada. *J. Sediment. Petrol.*, B64, 451-463, (1994).
- NEBERT, K., Bozdoğan ve Karacasu'daki genç Neojen körfezleri jeoloji raporu. MTA Raporu, no: 2511, Ankara, (1955).
- NEMEC, W., Muszyński, A., Volcaniclastic alluvial aprons in the Tertiary of Sofia district (Bulgaria). *Ann. Soc. Geol. Polon.*, 52, 239-303, (1982).
- NEMEC, W., Principles of Lithostratigraphic Logging and Facies Analysis, University of Bergen, Bergen, Short Course Lecture Notes (1996).
- NEMEC, W., Steel, R.J., Alluvial and coastal conglomerates: their significant features and some comments on gravelly mass-flow deposits. In: Sedimentology of Gravels and Conglomerates (Eds. E.H. Koster & R.J. Steel, R.J.). Mem. Can. Soc. Petrol. Geol., 10, (1984), 1-31.
- NESBITT, H.W., Young, G.M., Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites, *Nature*, 299, 715-17, (1982).
- NICHOLS, G.J., Thompson, B. Bedrock lithology control on contemporaneous alluvial fan facies, Oligo-Miocene, southern Pyrenees, Spain. *Sedimentology*, 52, 571-585, (2005).
- NICKEL, E., Alluvial-fan-carbonate facies with evaporites, Eocene Guarga Formation, Southern Pyrenees, Spain. *Sedimentology*, 29, 761-796, (1982).
- OCAKOĞLU, F., Açıklın, S., Akan, S., Karacasu Çapraz Grabeni'nin (Menderes Masifi) Pliyo-Kuvaterner Evrimine İlişkin Ön Bulgular. Aktif Tektonik Araştırma Grubu 8. Toplantısı (ATAG-8), s. 17, Elazığ, (2004).

- OCAKOĞLU, F., Açıklın, S., Akan, S., Saraç, G., Dirik, K., Karacasu çapraz grabeni (Menderes masifi) dolgusunun morfosedimenter özellikleri özellikleri, yaşı ve bölgesel tektonik açıdan çağrışımları. Türkiye Kuvaterner Sempozyumu (TURQUA-V), Bildiri Özleri, s. 268, İstanbul, (2005).
- OKAY, A.İ.. Denizli'nin güneyinde Menderes masifi ve Likya naplarının jeolojisi. *MTA Dergisi*, 109, 45-58, (1989).
- ORTI, F. , Helvacı, C. , Rosell, L., Gündoğan, I. Sulphate–borate relations in an evaporitic lacustrine environment: the Sultancayir Gypsum (Miocene, western Anatolia). *Sedimentology*, 45, 697-710, (1998).
- ORTI, F., Rosell, L., Inglès, M., Playá, E., Depositional models of lacustrine evaporites in the SE margin of the Ebro Basin. *Geologica Acta*, 5, 19-34, (2007).
- PAZ, J.D.S., Rossetti, D.F., Paleohydrology of an Upper Aptian lacustrine system from northeastern Brazil: Integration of facies and isotopic geochemistry. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 241, 247-266, (2006).
- PEREZ-ARLUCEA, M., Mack, G.H., Leeder, M.R., Reconstructing the ancestral (Plio-Pleistocene) Rio Grande in its active tectonic setting, southern Rio Grande rift, New Mexico, USA. *Sedimentology* 47, 701-720, (2000).
- PIPER, D.Z., Perkins, R.B., A modern vs. Permian black shale-the hydrography, primary productivity, and water-column chemistry of deposition. *Chemical Geology*, 206, 177–97, (2004).
- PLATT, N.H., Wright, V.P., Palustrine carbonates at the Florida Everglades: towards an exposure index for the freshwater environment? *J. Sediment. Petrol.*, 62, 1058-71, (1992).
- PLATZMAN, E.S., Platt, J.P., Tapırdamaz, M.C., Sanver, M., Rundle, C.C., Why are there no clockwise rotations along the north Anatolian fault zone? *Journal of Geophysical Research*, 99, 21705–21715, (1994).
- PRICE, S.P., Scott, B.C., A revised lithostratigraphy of the Burdur Formation, SW Turkey, *Bull. Tech. Univ. İstanbul*, 42, 1-27, (1989).
- PURVIS, M., Robertson, A., A pulsed extension model for the Neogene-Recent E-W trending Alaşehir (Gediz) Graben and the NW-SE trending Selendi and Gördes Basins, western Turkey, *Tectonophysics*, 391, 171-201, (2004).
- PURVIS, M., Robertson, A., Sedimentation of the Neogene–Recent Alaşehir (Gediz) continental graben system used to test alternative tectonic models for western (Aegean) Turkey, *Sedim. Geol.*, 173, 373-408, (2005).

- RACHOLD, V., Brumsack, H.-J., Tinorganic geochemistry of Albian sediments from the Lower Saxony Basin NW Germany: palaeoenvironmental constraints and orbital cycles, *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 174, 121-43. (2001)
- RAMOS, E., Cabrera, L., Hagemann, H.W., Pickel, W., Zamarreño, I., Paleogene lacustrine record in Mallorca (NW Mediterranean, Spain): depositional, palaeogeographic and palaeoclimatic implications for the ancient southeastern Iberian margin, *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 172, 1-37, (2001).
- READING, H.G., *Sedimentary Environments and Facies*, 2nd ed. Blackwell Scientific Publications, Oxford, (1986).
- REINHARDT, L., Ricken, W., The stratigraphic and geochemical record of Playa Cycles: monitoring a Pangaeen monsoon-like system (Triassic, Middle Keuper, S. Germany), *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 161, 205-227, (2000).
- RIDGWAY, K.D., DeCelles, P.G., Stream-dominated alluvial fan and lacustrine depositional systems in Cenozoic strike-slip basins, Denali fault system, Yukon territory, Canada, *Sedimentology*, 40, 645–66, (1993).
- RING, U., Johnson, C., Hetzel, R., Gessner, K., Tectonic denudation of a Late Cretaceous-Tertiary collisional belt regionally symmetric cooling patterns and their relation to extensional faults in the Anatolide belt of western Turkey, *Geol. Mag.*, 140, 4, 1-21, (2003).
- ROBERTS, E.M., Facies architecture and depositional environments of the Upper Cretaceous Kaiparowits Formation, southern Utah. *Sedim. Geol.* 197, 207-233, (2007).
- ROBERTS, S.C., Active normal faulting in central Greece and Western Turkey. Unpublished PhD Thesis. Cambridge University, (1988).
- ROBERTSON, A.H.F., Dixon, J.E., Introduction: Aspects of the geological evolution of the eastern Mediterranean; In: *The evolution of the Eastern Mediterranean* (Eds. Dixon J.E. & A.H.F. Robertson, A.H.F.). Spec.Publ. Geol. Soc. London, 17, (1984), 1-74.
- ROGL, F., Mediterranean and Paratethys palaeogeography during the Oligocene and Miocene. In: J. Agustí, L. Rook, P. Andrews (Eds.), *Hominoid Evolution and Climate Change in Europe, Vol. I: The Evolution of Neogene Terrestrial Ecosystems in Europe*. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 8–22, (1999).
- ROUCHY, J.M., Taberner, C., Blanc-Valleron, M.-M., Sprovieri, R., Russel, M., Pierre, C., Di Stefano, E., Pueyo, J.J., Caruso, A., Dinarès-Turell, J., Gömis-Coll, E., Wolff, G.A., Cespuglio, G., Ditchfield, P., Pestrea, S., Combourieu-Nebout, N., Santisteban, C., and

- Grimalt, J.O., Sedimentary and diagenetic markers of the restriction in a marine basin: the Lorca Basin (SE Spain) during the Messinian, *Sedim. Geol.*, 121, 23-55, (1998).
- ROY, P.D., Smykatz-Kloss, Sinha, R., Late Holocene geochemical history inferred from Sambhar and Didwana playa sediments, Thar Desert, India: Comparison and synthesis, *Quaternary International*, 144, 84-98, (2006).
- RUST, B.R., Depositional models for braided alluvium. In: A.D. Miall (ed.), *Fluvial Sedimentology. Can. Soc. Petrol. Geol. Mem.*, 5, 605-25, (1984).
- SÁEZ, A., Inglès, M., Cabrera, L., de las Heras, A., Tectonic-palaeoenvironmental forcing of clay-mineral assemblages in nonmarine settings: the Oligocene-Miocene As Pontes Basin (Spain), *Sedim. Geol.*, 159, 305-24, (2003).
- SÁEZ, A., Cabrera, L., Sedimentological and palaeohydrological responses to tectonics and climate in a small, closed, lacustrine system: Oligocene As Pontes Basin (Spain), *Sedimentology*, 49, 1073-94, (2002).
- SALVANY, J.M., Muñoz, A. and Pérez, A., Nonmarine evaporitic sedimentation and associated diagenetic processes of the southwestern margin of the Ebro basin (Lower Miocene), Spain. *J. Sediment. Res.*, A64, 190–203, (1994).
- SARICA, N., The Plio-Pleistocene age of Büyük Menderes and Gediz grabens and their tectonic significance on N-S extensional tectonics in West Anatolia: mammalian evidence from the continental deposits. *Geol. Jour.*, 35, 1-24, (2000).
- SCHEFFLER, K., Dieter, B., Schwark, L., Analysis of late Palaeozoic glacial to post-glacial sedimentary successions in South Africa by geochemical proxies – Response to climate evolution and sedimentary environment. *Paleogeogr., Paleoclimatol., Paleoecol.*, 240, 184-203, (2006).
- SCHREIBER, B.C., El Tabakh, M., Deposition and Early alteration of evaporites, *Sedimentology*, 47, 215-38, (2000).
- SCHUBEL, K.A., Lowenstein, T.K. Criteria for the recognition of shallow-perennial-saline-lake halites based on recent sediments from the Quidam Basin, western China. *J. Sed. Res.*, 67, 74-87, (1997).
- ŞENGÖR, A. M. C., Satır, M., Akkök, R., Timing of tectonic events in the Menderes massif, western Turkey: implications for tectonic evolution and evidence for Pan-African basement in Turkey. *Tectonics*, 3, 693-707, (1984).
- ŞENGÖR, A.M.C., Cross faults and differential stretching of hanging walls in regions of low angle normal faulting: examples from western Turkey. In: *Continental extensional*

- tectonics (Eds. M.P. Coward, J.F. Dewey & P.L. Hancock). Geol. Soc. London, Spec. Publ., 28, (1987), 575-589.
- ŞENGÖR, A.M.C., Fundamentals of the Neotectonics of Turkey. Geological Society of Turkey, Ankara, 40 pp. (1980) (In Turkish.)
- ŞENGÖR, A.M.C., Görür, N., Şaroğlu, F., Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: as a case study. In: Strike-slip faulting and basin formation (Eds. K.T. Biddle & N. Christie-Blick). SEPM Spec. Pub., 37, (1985), 227-264.
- ŞENGÖR, A.M.C., The North Anatolian Transform Fault: its age, offset and tectonic significance. *Jour. Geol. Soc. London*, 136, 269-282, (1979).
- ŞENGÖR, A.M.C., Yılmaz, Y., Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach, *Tectonophysics*, 75, 181-241, (1981).
- SEYİTOĞLU, G., Işık, V., Çemen, İ., Complete Tertiary exhumation history of the Menderes massif, western Turkey: an alternative working hypothesis, *Terra Nova*, 16, 358-63, (2004).
- SEYİTOĞLU, G., Late Cenozoic tectono-sedimentary development of Selendi and Uşak-Güre basins: a contribution to the discussion on the development of east-west and north-trending basins in western Turkey, *Geol. Mag.*, T134T, 163-75, (1997).
- SEYİTOĞLU, G., Scott, B.C., Late Cenozoic basin development in west Turkey, Gördes basin: tectonics and sedimentation, *Geol. Mag.*, 131, 631-37, (1994a).
- SEYİTOĞLU, G., Scott, B.C., Late Cenozoic crustal extension and basin formation in west Turkey, *Geol. Mag.*, 128 (2), 155-66, (1991).
- SEYİTOĞLU, G., Scott, B.C., Neogene palynological and isotopic age data from Gördes Basin, west Turkey, *Newsl. Stratigr.*, 31, 631-37, (1994b).
- SEYİTOĞLU, G., Scott, B.C., The age of the Alaşehir graben (West Turkey) and its tectonic implications, *Geological Journal*, 31, 1-11, (1996).
- SEYİTOĞLU, G., Scott, B.C., The age of the Büyük Menderes graben (west Turkey) and its tectonic implications, *Geol. Mag.*, 129 (2), 239-42, (1992).
- SEYİTOĞLU, G., Tekeli, O., Çemen, İ., Şen, Ş., Işık, V., The role of the flexural rotation/rolling hinge model in the tectonic evolution of the Alaşehir graben, western Turkey, *Geol. Mag.*, 139 (1), 15-26, (2002).
- SICKENBERG, F., Becker-Platen, J.D., Benda, L., Berg, D., Engesser, B., Gaziry, W., Heissig, K., Hunermann, K.A., Sondaar, P.Y., Schmidt-Kittler, N., Staesche, K., Staesche, U., Steffens, P., Tobien, H., 1975. Die Gliederung des höheren Jungtertiärs und

- Altquartärs in der Türkei nach Vertebraten und ihre Bedeutung für die Internationale Neogen-Stratigraphie. *Geol. Jahrb.* B15, 167 pp, (1975).
- ŞİMŞEK, Ş., ve Yılmaz, S., Nazilli-Kuyucak-Yenice (Karacasu) alanının jeolojisi ve jeotermal enerji olanakları. MTA Raporu, no: 6390, Ankara, (1977).
- SINHA, R., Smykatz-Kloss, W., Stüben, D., Harrison, S.P., Berner, Z., Kramar, U., Late Quaternary palaeoclimatic reconstruction from the lacustrine sediments of the Sambhar playa core, Thar Desert margin, India, *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 233, 252-70, (2006).
- SMITH, G.A., Coarse-grained nonmarine volcanoclastic sediment: terminology and depositional process, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 97, 759-72, (1986).
- SMOOT, J.P., Lowenstein, T.K., Depositional environments of non-marine evaporites. In: Melvin, J.L. (Ed.), *Evaporites, Petroleum and Mineral Resources. Developments in Sedimentology*, 50, Elsevier, Amsterdam, pp. 189–347, (1991).
- SÖZBİLİR, H., Emre, T., Neogene stratigraphy and structure of the northern rim of the Büyük Menderes graben: International Earth Sciences Congress on Aegean Regions (IESCA-1990), Proceedings, İzmir, Turkey, 1990, pp. 314–322.
- SÖZBİLİR, H., Extensional tectonics and the geometry of related macroscopic structures: Field evidence from the Gediz detachment, western Turkey. *Turkish J. Earth Sci.*, 10, 51-67, (2001).
- SÖZBİLİR, H., Revised stratigraphy and facies analysis of Palaeocene-Eocene supra-allocthonous sediments (Denizli, SW Turkey) and their tectonic significance, *Turkish Journal of Earth Sciences*, 11, 87-112, (2002).
- STROMBERG, C., Werdelin, L., Friis E.-M., Saraç, G., The spread of grass-dominated habitats in Turkey and surrounding areas during the Cenozoic: phytolith evidence. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 250, 18–49, (2007).
- SUN, S., Denizli-Uşak Arasının Jeolojisi ve Linyit Olanakları, MTA Rapor no: 9985, (1990), Ankara, 92 sy.
- TALBOT, M.R. A review of the paleohydrological interpretation of carbon and oxygen isotopic ratios in primary lacustrine carbonates, *Chemical Geology*, 80, 261–79, (1990).
- TALBOT, M.R., Kelts, K., Paeolimnological signatures from carbon and oxygen isotopic ratios in organic carbon rich lacustrine sediments. In: *Lacustrine Basin Exploration–Case Studies and Modern Analogs* (Ed. B.J. Katz). AAPG Mem., 50, (1990), 99-112.

- TEN VEEN, J.H., Boulton, S.J., Alçiçek M.C., From palaeotectonics to neotectonics in the Neotethys realm: the importance of kinematic decoupling and inherited structural grain in SW Anatolia (Turkey). *Tectonophysics*, 473, 261-281, (2009).
- THOMAS, B.M., Geochemical analysis of hydrocarbon occurrence in northern, Perth Basin, Australia. *American Association Petroleum Geologist Bulletin*, 63, 1092-1107, (1979).
- THOREZ, J., Phyllosilicates and clay minerals - a laboratory handbook for their x-ray diffraction analysis. Editions G. Lelotte, Liege, (1975), 579 pp.
- TISSOT, B. and Welte, D., Petroleum formation and occurrence. Revised Edition, Springer Verlag, New York, (1984), 699 pp.
- TODD, S.P., Process deduction from fluvial sedimentary structures. In: *Advances in Fluvial Dynamics and Stratigraphy* (Eds. P.A. Carling & M.R. Dawson). Wiley, Chichester, (1996), 299-350.
- TRIBOVILLARD, N., Algeo, T.J., Lyons, T. and Riboulleau, A. Trace metals as paleoredox and paleoproductivity proxies: An update. *Chemical Geology*, 232, 12-32, (2006).
- UMEDA, M., Precipitation of silica and formation of chert-mudstone-peat association in Miocene coastal environments at the opening of the Sea of Japan, *Sedim. Geol.*, 161, 249-68, (2003).
- ÜNAY, E., Göktaş, F., Hakyemez, H.Y., Avşar N., Şan, Ö., The sediments exposed at the northern part of the Büyük Menderes Graben (Turkey) on the basis of Arvicolidae (Rodentia, Mammalia). *Bull. Geol. Soc. Turkey*, 38, 63-68, (1995).
- VALERO-GARCÉS, B.L., Delgado-Huertas, A., Navas, A., Machín, J., González-Sampériz, P., Kelts, K., Quaternary palaeohydrological evolution of a playa lake: Salada Mediana, Central Ebro Basin, Spain. *Sedimentology*, 47, 1135-1156, (2000).
- VALERO-GARCÉS, B.L., Gierlowski-Kordesch, E., Lacustrine carbonate deposition in Middle Pennsylvanian cyclothems - the Upper Freeport Formation, Appalachian Basin, USA. *J. Paleolimnology*, 11, (1), 109-132, (1994).
- WALKER, R.G., CANT, D.J., Sandy fluvial systems, in: *Facies Models*. R.G Walker (ed.), Geoscience Canada Reprint Series 1, 23-31, (1979).
- WERNE, J.P. Werne, T.W. Lyons, D.J. Hollander, M.J. Formolo and J.S. Sinninghe Damsté, Reduced sulfur in euxinic sediments of the Cariaco Basin: sulfur isotope constraints on organic sulfur formation, *Chemical Geology*, 195, 159-179, (2003).

- WESSELINGH, F.P., Cadée, G.C., Renema, W.R., Flying high: on the airborne dispersal of aquatic organisms as illustrated by the distribution histories of the gastropod genera *Tryonia* and *Planorbarius*. *Geologie & Mijnbouw*, 78, 165-174, (1999).
- WESSELINGH, F.P., Ulusal Doğa Tarihi Müzesi, Hollanda, (2009) (sözlü görüşme).
- WESTAWAY, R., Guillou, H., Yurtmen, S., Demir, T., Scaillet, S. and Rowbotham, G., Constraints on the timing and regional conditions at the start of the present phase of crustal extension in western Turkey, from observations in and around the Denizli region. *Geodinamica Acta*, 18, (3-4), 209-238, (2005).
- WRIGHT, V.P., Platt, N.H., Seasonal wetland carbonate sequences and dynamic catenas: a re-appraisal of palustrine limestones, *Sedim. Geol.*, 95, 65-71, (1995).
- YILMAZ, Y., Genç, Ş.C., Gürer, F., Bozcu, M., Yılmaz, K., Karacık, Z., Altunkaynak, Ş., and Elmas, A., When did the western Anatolian grabens begin to develop? *Geological Society of London*, 173, 353-84, (2000).
- ZANCHI, A., Kissel, C., Tapırdamaz, C., Late Cenozoic and Quaternary brittle continental deformation in western Turkey, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 164, 507-17, (1993).

**TÜBİTAK
PROJE ÖZET BİLGİ FORMU**

Proje No: 108Y097
Proje Başlığı: Karacasu Neojen Havzası Çökellerinin Sedimantolojik, Mineralojik ve Jeokimyasal incelemesi: Paleocoğrafik ve Paleoiklimsel Gelişim İçin Yaklaşımlar (GB Anadolu, Türkiye)
Proje Yürütücüsü ve Araştırmacılar: Y. Doç. Dr. Hülya Alçıçek, Dr. Serdar Mayda
Projenin Yürütüldüğü Kuruluş ve Adresi: Pamukkale Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 20070, Denizli
Destekleyen Kuruluş(ların) Adı ve Adresi: -
Projenin Başlangıç ve Bitiş Tarihleri: 01.08.2008-01.08.2009
<p>Öz</p> <p>Karacasu havzası kırıntılı ve karbonat depolanmaları içeren, Batı Anadolu havzalarındandır. Geç Miyosen-Pleyistosen yaşlı havza stratigrafisi, oluşturulan fasiyes ve fasiyes toplulukları, havzadaki depolanmanın, paleocoğrafik ve paleoiklimsel gelişiminin yorumunu sağlamıştır. Havzada ilk olarak, Üst Miyosen yaşlı Damdere Formasyonu'nun alüvyon yelpazeleri çökelmiştir. Erken Pliyosen'de Karacaören Formasyonu'nun sığ ve derin göl ve göl kenarı çökelleri depolanmıştır. Pliyo-Pleyistosen'de Karacasu Formasyonu'nun yine alüvyon yelpazeleri depolanmıştır.</p> <p>Karacasu Havzası Neojen sedimantasyonu, havzanın güneyinde aktif olan BKB-doğrultulu ana normal faylarla birlikte iklimsel değişimlerin kontrolünde gerçekleşen göl seviyesi değişimlerinin etkisinde depolanmıştır.</p>
Anahtar Kelimeler: Karacasu Havzası, GB Türkiye, Neojen, paleohidroloji, paleoiklim, duraylı izotoplar, alüvyon yelpazeleri, akarsu, göl.
<p>Fikri Ürün Bildirim Formu Sunuldu mu? Evet <input type="checkbox"/> Gerekli Değil <input checked="" type="checkbox"/></p> <p>Fikri Ürün Bildirim Formu'nun tesliminden sonra 3 ay içerisinde patent başvurusu yapılmalıdır.</p>
<p>Projeden Yapılan Yayınlar:</p> <p>Alçıçek, H., 2009. Stratigraphic correlation of the Neogene basins in southwestern Anatolia: regional palaeogeographical, palaeoclimatic and tectonic implications. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology (Revizyon ile kabul edildi).</p>