

**PAMUKKALE ÜNİVERSİTESİ FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

Kelkaya Travertenlerinde Sedimantolojik ve Petrofiziksel İncelemeler  
(Aşağıdağdere, Denizli)

**YÜKSEK LİSANS TEZİ**  
**Cihan ARATMAN**

**Anabilim Dalı : Jeoloji Mühendisliği**

**Tez Danışmanı: Prof. Dr. Mehmet ÖZKUL**

**Temmuz, 2013**

## YÜKSEK LİSANS TEZ ONAY FORMU

Pamukkale Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü 111149008 nolu öğrencisi Cihan ARATMAN tarafından hazırlanan "KELKAYA TRAVERTENLERİNDE SEDİMANTOLOJİK VE PETROFİZİKSEL İNCELEMELER (AŞAĞIDAĞDERE, DENİZLİ)" başlıklı tez tarafımızdan okunmuş, kapsamı ve niteliği açısından bir yüksek lisans tezi olarak kabul edilmiştir.

Tez Danışmanı :  
(Jüri Başkanı)

Prof. Dr. Mehmet ÖZKUL (PAÜ)



Jüri Üyesi :

Prof. Dr. İbrahim TÜRKMEN (BÜ)

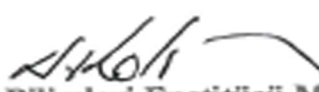


Jüri Üyesi :

Doç. Dr. Tamer Koralay (PAÜ)



Pamukkale Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Yönetim Kurulu'nun 31.07.2013 tarih ve ...25/20... sayılı kararıyla onaylanmıştır.

  
Fen Bilimleri Enstitüsü Müdürü  
Prof. Dr. Nuri KOLSUZ

Bu tezin tasarımı, hazırlanması, yürütülmesi, araştırmalarının yapılması ve bulgularının analizlerinde bilimsel etiğe ve akademik kurallara özenle riayet edildiğini; bu çalışmanın doğrudan birincil ürünü olmayan bulguların, verilerin ve materyallerin bilimsel etiğe uygun olarak kaynak gösterildiğini ve alıntı yapılan çalışmalara atfedildiğine beyan ederim.

İmza :



Öğrenci Adı Soyadı : Cihan ARATMAN

## ÖNSÖZ

Bu çalışmanın başından sonuna kadar bu konuda hep iyi olmam için telkinler ve fikirler veren danışmanlarım Prof. Dr. Mehmet Özkul ve Belçika'nın Leuven Üniversite'sindeki Prof. Dr. Rudy Swennen ve başımın tacı aileme çok teşekkür ederim. Ortaya çıkan tezin gelişmesinde çok önemli katkılar sağlayan saygı değer jüri üyelerim Prof. Dr. İbrahim Türkmen, Doç. Dr. Tamer Koralay ve Yrd. Doç. Dr. İbrahim Çobanoğlu hocalarıma çok teşekkür ederim. Bunun yanında, çalışma boyunca destek ve ilgilerini, tecrübelerini, bıkmadan aktaran Yrd. Doç. Dr. Demet Banu Koralay, Uzman Dr. Mehmet Oruç Baykara, Yrd. Doç. Dr. Sefer Beran Çelik, Araş. Gör. Dr. Arzu Gül Akçay, Uzman Dr. Ezher Toker'e teşekkür etmeyi bir borç bilerim. Tez sürecinde psikolojik ve bilimsel anlamda bilgilerini her zaman paylaşan en iyi can dostum Yüksek Jeoloji Mühendisi Özgür Yıldız'a çok teşekkür ederim. Tezin ilerlemesinde desteklerini maddi ve manevi hiç esirgemeyen saygı değer kardeşim Fizik Öğretmeni Gökhan Aratman'a çok teşekkür ederim. Üniversite içerisinde kolaylıkla işlerimi halletmeme yardımcı olan Jeoloji Mühendisliği Bölüm Sekreteri İdris Akbeyik'e ayrıca teşekkür etmeyi bir borç bilirim. Arazi çalışmasında Kurmer ocağında çalışan mühendis ve işçilerin, bize gösterdikleri ilgi, sevgi ve sıcak dostluklarından dolayı da teşekkür ediyorum. TPAO Araştırma Merkez'inin Sedimentoloji ve Rezervuar biriminde müdür olarak görev yapan Yüksek Mühendis Doğan Alaygut ve Hüseyin Çalışkan, laboratuvar çalışması boyunca analizlerin daha hızlı ve verimli yapılmasına imkan sağladıkları için bu kurumda çalışan tüm mühendis ve teknisyen arkadaşlara çok teşekkür ederim. Bazı seçilmiş traverten örneklerinin duraylı izotop analizlerine hazırlanması, Hannes Claes (Belçika Leuven Üniversitesi) tarafından yapılmıştır.

Haziran 2013

Cihan ARATMAN

Jeoloji Mühendisi



## İÇİNDEKİLER

## Sayfa

ÖNSÖZ.....	iii
TABLolar LİSTESİ .....	vi
ŞEKİLLER LİSTESİ .....	vii
ÖZET .....	x
SUMMARY .....	xiii
1. GİRİŞ.....	1
1.1 Tezin Amacı .....	1
1.2 Materyal ve Metot .....	2
1.2.1 Arazi çalışmaları .....	2
1.2.2 Büro çalışmaları.....	2
1.2.3 Laboratuvar çalışmaları.....	3
1.2.3.1 Mikroskop çalışmaları .....	3
1.2.3.2 Duraylı izotop çalışmaları.....	3
1.2.3.3 Petrofiziksel çalışmalar.....	4
1.3 Önceki Çalışmalar.....	8
1.4 Çalışma Alanı.....	19
2. BÖLGESEL JEOLojİ.....	21
3. SEDİMANToLoJİ.....	25
3.1 Traverten’lerde Litotip Tanımlamaları .....	25
3.1.1 Kristalin kabuk traverten.....	25
3.1.2 Mikrit traverten.....	29
3.1.3 Çalı litotipi .....	34
3.1.4 Kamış litotipi .....	38
3.1.5 Eski toprak seviyesi .....	40
3.2 Depolanma Sistemleri.....	43
3.2.1 Yamaç depolanma sistemi .....	43
3.2.1.1 Düz yamaç fasiyesi .....	43
3.2.1.2 Teraslı yamaç fasiyesi.....	44
3.2.1.3 Şelale (Cascade) fasiyesi .....	49

3.2.2	Çöküntü depolanma sistemi .....	51
3.2.2.1	Bataklık havuz fasiyesi .....	51
3.2.3	Tümsek depolanma sistemi .....	53
3.3	Traverten İstifinde Yanal ve Düşey Değişimler .....	57
4.	İZOTOP JEOKİMYASI .....	60
4.1	Duraylı İzotop Jeokimyası .....	61
5.	DİYAJENEZ .....	70
6.	PETROFİZİKSEL İNCELEMELER .....	83
7.	TARTIŞMA ve SONUÇLAR .....	120
	KAYNAKLAR .....	133
	ÖZGEÇMİŞ .....	145

## TABLULAR LİSTESİ

<b>Tablo</b>		<b><u>Sayfa</u></b>
4.1	: Traverten çökellerin duraylı karbon ve oksijen izotop bileşimleri.....	60
4.2	: Kelkaya ve Rapolano Terme traverten çökellerin karşılaştırılması.....	62
4.3	: Bazı traverten örneklerin derinliğe karşı oksijen ve karbon izotop değerleri.....	68
6.1	: Lucia (1983, 1995, 1999) sınıflamasına göre bu çalışmada gözlenen Lonoy (2006) sınıflamasındaki porozite türleri.....	93
6.2	: Kelkaya traverten çökellerin boşluk türü, boşluk boyutu ve boşluk boyut dağılımının belirlenmesi.....	94
6.3	: Gözlü boşluk türleri ile boşluk parametrelerin ilişkilendirilmesi.....	99
6.4	: Kalıp ve gözlü boşluk türlerin boşluk parametreleri ile ilişkilendirilmesi.....	100
6.5	: Su doygunluğu analizinin test sonuçları.....	101
6.6	: Temel karot analizlerinden elde edilen veriler.....	104
6.7	: Civa enjeksiyon testlerinden elde edilen boşluk boyut çapı değişimleri...	108
6.8	: Civa enjeksiyon testlerinden elde edilen boşluk boğaz çapına göre yapılan boşluk boyut sınıflaması.....	108
6.9	: Temel karot analizinden elde edilen veriler aracılığıyla boşluk boyut çaplarının sınıflandırılması.....	115
6.10	: Civa enjeksiyon testine göre, Nabawy ve diğ. (2009) tarafından kumtaşlarına uygulanan boşluk boyut sınıflaması.....	116
6.11	: Temel karot analizinden elde edilen parametrelerin civa enjeksiyon testleri ile ilişkilendirilmesi.....	119
7.1	: Koyu ve açık renkli mikrit traverten arasındaki farklılıklar.....	124

## ŞEKİLLER LİSTESİ

## Sayfa

Şekil 1.1: Temel karot analizlerinde örnekleme metodu. ....	6
Şekil 1.2: İdeal kapiler basınç-doygunluk ilişkisi (Ahr, 2008'den değiştirilerek alınmıştır). ....	8
Şekil 1.3: Kelkaya traverten sahası ve ocağının genel görünümü, güney-güneydoğu bakış. ....	20
Şekil 2.1: Denizli havzasının jeolojik haritası (Van Noten ve diğ., 2012'den değiştirilerek alınmıştır). ....	23
Şekil 2.2: (A) Çalışma alanının ve çevresinin jeolojik haritası. (B) K-G doğrultusundaki enine kesiti (Sözbilir, 2002'den değiştirilerek alınmıştır). ....	24
Şekil 3.1: Kristalin kabuk litotipinin arazi ve mikroskop görüntüleri. ....	27
Şekil 3.2: Kristalin kabuk litotipinin arazi ve mikroskop görüntüsü. ....	28
Şekil 3.3: Koyu ve açık renkli mikrit litotipinin arazi görüntüleri. ....	30
Şekil 3.4: Koyu renkli mikrit litotipinin petrografik görüntüleri. ....	31
Şekil 3.5: Açık renkli mikrit litotipinin arazi ve mikroskop görüntüleri. ....	33
Şekil 3.6: Çalı litotipinin arazi ve mikroskop görüntüleri. ....	36
Şekil 3.7: Çalı litotipinin mikroskop görüntüleri. ....	37
Şekil 3.8: Kamış litotipinin arazi görüntüleri. ....	40
Şekil 3.9: Koyu kahve renkli mikrit ve Mesozoyik yaşlı köşeli kireçtaşı tanelerinden oluşan eski toprak seviyesi. ....	41
Şekil 3.10: Eski toprak seviyesinin arazi ve mikroskop görüntüleri. ....	42
Şekil 3.11: Eski toprak seviyesinin (Paleosol) diğer fasiyesler ile ilişkisi. ....	43
Şekil 3.12: Teras çeperi (terrace rim) ve teras havuz (terrace pool) arasında meydana gelen değişimler. ....	48
Şekil 3.13: Güney'den kuzeye akış yönünde teraslı yamaç sisteminin gelişmesi. K.2 aynası. ....	49
Şekil 3.14: Şelale fasiyesinin diğer fasiyesler ile ilişkisi. ....	51
Şekil 3.15: Düz yamaç fasiyesinin tabanına yakın yerde oluşan mikrobiyal kafalar (tümsekler) ....	55
Şekil 3.16: Distal kısımlarda oluşan birçok küçük tümsek (mikrobiyal ve kamış) fasiyesler. ....	56
Şekil 3.17: Teraslı yamaç sistemi içerisinde gelişen küçük tümsek fasiyesler. ....	57

Şekil 3.18: Düşey ve yanal yönde fasiyes gelişimi.....	59
Şekil 4.1: Kelkaya traverten ocağından toplanan traverten örneklerin oksijen ve karbon izotop bileşimleri.....	63
Şekil 4.2: Çalı ve kristalin kabuk litotipinin Rapolano'daki aynı çökeller ile denestirilmesi. ....	63
Şekil 4.3: Teras havuzu ve teras çeperi (rim) traverten çökellerinin izotop değerleri..	66
Şekil 4.4: Derinliğe karşı karbon ve oksijen izotop bileşimlerin değişimi. ....	69
Şekil 5.1: Meteorik ve freatik çimento türlerine ait mikroskop görüntüleri..	73
Şekil 5.2: Çimentolanma ve bozunma diyajenez süreçlerine ait arazi ve mikroskop görüntüleri. ....	74
Şekil 5.3: Bozunma, yıkanma ve sparimikritleşme süreçlerine ait arazi, optik mikroskop ve SEM görüntüleri. ....	77
Şekil 5.4: Sparimikritleşme diyajenez sürecinin kökeni. (Jones ve Pemberton, 1987a şeklinden uyarlanmıştır). ....	78
Şekil 5.5: Neomorfizma, sparimikritleşme ve mikroorganizma faaliyetlerini gösteren optik mikroskop ve SEM görüntüleri. ....	81
Şekil 5.6: Spari kalsit kristalleri üzerinde mikroorganizmalar tarafından meydana gelen değişimlerin SEM görüntüleri. ....	82
Şekil 6.1: Arazi gözlemlerine göre belirlenen makroporoziteler. ....	85
Şekil 6.2: Arazi gözlemlerine göre belirlenen makroporoziteler. ....	86
Şekil 6.3: Aşınma yüzeyindeki mağara tipi boşluğun içerisinde oluşan karstik toprak oluşumu. ....	88
Şekil 6.4: Mikroskop çalışmalarına göre belirlenen bağlantılı gözlü (touching vug) porozite.....	89
Şekil 6.5: Mikroskop çalışmalarına göre belirlenen fenestral ve kalıp porozite.....	95
Şekil 6.6: Petrografik çalışmalara göre belirlenen kalıp ve ayrık gözlü porozite. ....	96
Şekil 6.7: Temel karot analiz verilerinden yararlanılarak poroziteye karşı geçirimsizlik grafiğinin çizilmesi.....	105
Şekil 6.8: Koyu renkli mikrit (CA-85-X-1) ve kristalin kabuk (CA-94-X-1) litotiplerinin boşluk boğaz çapına karşı civa doygunluk değerlerinin çizilmesi.....	107
Şekil 6.9: Eski toprak seviyesi (CA-95-X-1) ve koyu renkli mikrit (CA-125-X-1) litotiplerinin boşluk boğaz çapına karşı civa doygunluk değerlerinin çizilmesi.....	107
Şekil 6.10: Koyu renkli mikrit litotipinin kapiler basınç eğrisi. ....	109
Şekil 6.11: Kristalin kabuk litotipinin kapiler basınç eğrisi. ....	109
Şekil 6.12: Eski toprak seviyesinin kapiler basınç eğrisi. ....	109
Şekil 6.13: Koyu renkli mikrit litotipinin kapiler basınç eğrisi. ....	110

Şekil 6.14: Kristalin kabuk (CA-85-X-1;A), koyu renkli mikrit (CA-125-X-1;B) ve eski toprak seviyesi (CA-95-X-1;C) litotiplerinin ölçülen ve hesaplanan boşluk boğaz çapı eğrilerini karşılaştırmak. ....	112
Şekil 6.15: Civa doygunluğuna karşı amprik denklemlerden (Pittman, 1992, 2001) elde edilen boşluk boğazı çapların kullanılmasıyla oluşan boşluk boğazı dağılım eğriler. ....	113
Şekil 6.16: Civa doygunluğuna karşı uygulanan basınç tarafından bölünen civa doygunluğu verileri kullanılarak koyu renkli mikrit litotipinde açığa çıkan apeks noktası. ....	117
Şekil 6.17: Civa doygunluğuna karşı uygulanan basınç tarafından bölünen civa doygunluğu verileri kullanılarak kristalin kabuk litotipinde açığa çıkan apeks noktası. ....	117
Şekil 6.18: Civa doygunluğuna karşı uygulanan basınç tarafından bölünen civa doygunluğu verileri kullanılarak eski toprak seviyesi litotipinde açığa çıkan apeks noktası. ....	118
Şekil 6.19: Civa doygunluğuna karşı uygulanan basınç tarafından bölünen civa doygunluğu verileri kullanılarak koyu renkli mikrit litotipinde açığa çıkan apeks noktası. ....	118
Şekil 7.1: Walker Creek bölgesindeki Jura yaşlı Smackover kayaçlarından alınan MICP ölçümlerine göre elde edilen kapiler basınç eğrisi. (Bliefnick ve diğ., 1990'dan uyarlanmıştır). ....	132

## ÖZET

### **KELKAYA TRAVERTENLERİNDE SEDİMANTOLOJİK VE PETROFİZİKSEL İNCELEMELER (AŞAĞIDAĞDERE, DENİZLİ)**

Günümüzde Afrika'nın Batı kıyısı boyunca devam eden ve Güney Amerika'nın doğu kıyısında çökelen traverten kayaçların ana rezervuar özelliği (porozite, geçirimsizlik, diyajenez) taşıdıkları belirlenmiştir. Böylece, Batı Anadolu'da hazne kaya özelliği sergileyen traverten çökelleri, Denizli Havzası'nın güneydoğusunda Aşağıdağdere köyünde yer alan Kelkaya traverten sahasının incelenmesine olanak sağlamıştır.

Kelkaya travertenleri depolanma konumlarına göre iki grupta incelenmiştir. 1) Alt seviyede, deniz seviyesine göre 515-560 metreler arasında yer alan yamaç travertenleri, 2) Üst seviyede 595-650 metreler arasında yer alan şelale tufaları.

Yamaç, çöküntü ve tümsek depolanma sistemi içerisinde 5 farklı fasiyes tespit edilmiştir. Yamaç depolanma sistemi, düz, teras (rim ve havuz) ve şelale fasiyesinden oluşur. Bu yamaç sistemini üzerleyen (onlap) bataklık havuz fasiyesi, eski toprak seviyesi (litoklast) ise çöküntü depolanma sistemini oluşturur. Lokal, küçük tümsek çökeller, yamaç depolanma sistemi içerisinde gelişmiştir. Yamaç ve çöküntü depolanma sisteminde gelişen en yaygın litotipler sırasıyla kristalin kabuk ve mikrit traverten olarak belirlenmiştir.

Çökelme dokusu ve mikroorganizma faaliyetleri etkisi altında gelişen diyajenez süreçleri ile duraylı izotop analizleri, kristalin çalı çökellerinden oluşan kristalin kabuk, koyu ve açık renkli mikrit litotiplerin birbirinden ayrılmasına yardımcı olmuştur. Daha sonra bu litotiplerin sedimantolojik özellikleri, petrofiziksel özellikleri ile ilişkilendirilmiştir. Bunun için bu çalışmada polarize ve elektron mikroskop, duraylı izotop analizleri, görüntü analizi, temel karot analizleri olarak

adlandırılan helyum ve hava geçirgenliği ile civa enjeksiyon testleri traverten çökellerine uygulanmıştır.

Petrografik gözlemlere göre bu çalışmada kuruma büzülme, organik bozunma, çimentolanma ve sparimikritleşme diyajenez süreçleri tespit edilmiştir. Kuruma-büzülme, laminalanmaya paralel bir dizi birincil fenestral boşlukların açığa çıkmasına neden olur. Diğer yandan, diğer diyajenez süreçleri ikincil olarak gözlü (vug), moldik (mouldic), kamyş biyomoldik (reed-biomouldic) ve organik boşlukları açığa çıkarır. Görüntü analizine göre organik boşluklar, biyomoldik boşluk türlerinden ayırt edilmiştir. Buna göre, bu çalışmada organik porozite adı altında yeni bir porozite sınıflaması ortaya çıkmıştır.

Petrofiziksel açıdan koyu renkli mikrit litotipinde gözlenen çimentolanma ve sparimikritleşme, gözlü (vug) ve biyomoldik boşlukların daralmasına neden olurken, açık renkli mikrit litotipinde gözlenen kuruma büzülme, boşlukların giderek büyümesine yol açar.

Traverten örneklerinin  $\delta^{13}\text{C}$  değerleri +2.7 ile +6.2‰ (VPDB) arasında,  $\delta^{18}\text{O}$  değerleri ise -8.7 ile -7.5 ‰ (VPDB) arasında değişir. Karbon izotop değerleri, güneyden kuzeye doğru yanal olarak bir azalma gösterir. Diğer yandan, oksijen izotop değerlerinde belirgin bir değişim gözlenmemiştir. Ancak, farklı fasiyelerde gözlenen bir litotipin farklı  $\delta^{13}\text{C}$  değerleri verdiği ortaya çıkmıştır. Bu çalışmada  $\delta^{13}\text{C}$  değeri (6.18 ‰VPDB), en fazla teras havuz fasiyesinin koyu renkli mikrit litotipinde gözlenirken, en az tümsek fasiyesinin kamyş litotipinde (3.2 ‰VPDB) meydana gelir. Ayrıca bu fasiyelerdeki kristalin kabuk litotipinin  $\delta^{13}\text{C}$  değeri, teras havuzundaki bakteriyal çalı litotipinin  $\delta^{13}\text{C}$  değerine (5.27 ‰VPDB) yakındır.

Temel karot analizlerine göre porozite değerleri yüksekten düşük değerlere doğru sırasıyla açık renkli mikrit (~ 38 %), kamyş (~ 22 %), bakteriyal çalı (~ 21 %) olarak tespit edilmiştir. Koyu renkli mikrit (~ 15 %), kristalin kabuk (~ 16 %) ve eski toprak seviyelerin (~ 15 %) porozite değerleri, diğer üç litotipten düşük olmakla birlikte hemen hemen birbirine yakın değerler sergiledikleri fark edilmiştir. Düzeltilmiş hava geçirgenlik değerleri ise yüksekten düşük değerlere doğru sırasıyla kristalin kabuk (~ 45 mD), eski toprak seviyesi (~ 7 mD) ve koyu renkli mikrit (~ 1.25 mD) olarak belirlenmiştir. Anizotropiden dolayı, genellikle düşey doğrultudaki geçirimsizlik değerleri, yatay doğrultudan daha fazladır. Bu durum, yatay doğrultuya göre düşey



doğrultudaki boşlukların düzenli dağılım göstermesinden kaynaklanır. Tümsek fasiyesinde karniş litotipi, en fazla porozite (~ 22 %) ve en az geçirimsizlik (~ 0.1 mD) değerleri sergiler. Bu durum, karniş biyomoldik boşlukların enine ya da dik kesilmesinden kaynaklanır. Görüntü analizine göre bu boşlukların dik kesilmesi ile küçük boşluk boğaz çapları meydana gelmiştir. Civa doygunluğu, küçük boşluklardan ziyade büyük boşluk boyutlarında daha fazla gözlenmesinden dolayı, küçük boşlukların geçirimsizlik değerlerinde belirgin bir azalma meydana gelir.

Civa enjeksiyon testine göre, kristalin kabuk litotipinde mezoboşluklar geniş bir aralık sergilemiştir. Ancak, bu litotipte apeks noktasının oluşması ise kaotik dağılıma sahip mikroboşlukların varlığını işaret etmektedir. Bu mikroboşluklar da düzensiz boşluk dağılımını ifade eder. Böylece, düzensiz boşluk boyut dağılımı, geçirimsizliğin azalması ile doğru orantılıdır. Bu görüşü, kristalin kabuk litotipinde hesaplanan yerdeğiştirme basıncının 100 psia üzerinde saptanması da yardımcı olur. Diğer yandan, koyu renkli mikrit litotipindeki düzeltilmemiş hava geçirgenlik değerlerinin kristalin kabuk litotipinden fazla olmasını, 100 psia'dan daha az bir değere sahip olan hesaplanmış yer değiştirme basıncı destekler. Bu çalışmada kapiler basınç , ıslatımsız civa doygunluğu ile ilişkilendirildiğinden dolayı, bu yorumlamalar Sneider (1988) tarafından belirlenen ilkelere uygun değildir. Bu yüzden, kristalin kabuk ve koyu renkli mikrit litotipinin örtü kaya özelliği sergilediği ortaya çıkmıştır.

**Anahtar Kelimeler:** traverten, litotip, porozite sınıflaması, petrofiziksel, temel karot analizi, civa enjeksiyon testi.

## SUMMARY

### **SEDIMENTOLOGICAL AND PETROPHYSICAL INVESTIGATIONS OF THE KELKAYA TRAVERTINES (AŞAĞIDAĞDERE, DENİZLİ).**

At the present time, it is pointed out that travertine rocks are primary reservoir (diagenesis, porosity, permeability) rock, especially deposited in the offshore South America and along the west coast of Africa. So that, travertine deposits exhibiting the reservoir rock properties in West Anatolia allow the examination of Kelkaya travertine field area, which is located in Aşağıdağdere village, in the south-east of the Denizli extensional basin.

The occurrences in different elevations display mainly two depositional settings: (1) Slope deposits developed towards the north, located at the lower altitudes (515 to 560 m) and (2) Waterfall tufa deposits located at the upper altitudes (560 to 650 m).

Five different facies are present into three depositional systems which consist of slope, depression and mound depositional systems. Slope depositional system consists of smooth, terrace which forms pools and rims and cascade facies, whereas depression depositional system arise from paleosol (lithoclast), marsh pool facies which subdivided into dark and light coloured pool facies. The marsh pool facies is onlap to slope facies. Locally, small mound deposits are developed inside of slope depositional system. The most common lithotypes developed in slope and depression depositional systems consist of crystalline crusts and micrite travertine, respectively.

According to both depositional fabrics and diagenesis processes developed under microorganism activity and stable isotopic analysis help especially crystalline crust consisted of crystalline shrub deposits, dark and light micrite lithotypes to be separated from each other. Then, the sedimentological properties of these lithotypes are correlated to its petrophysical characteristics. Hence, the polarization and electron microscope, stable isotope analysis, image analysis, routine core analysis

consisted of helium porosity and air permeability, mercury injection porosimetry are performed to travertine deposits in this study.

According to petrographic observations, shrinkage, organic decomposition, cementation and sparmicritization diagenesis processes are established in this study. The shrinkage result to a lot of primary fenestral pores which is parallel to lamination. On the other hand, other diagenetic processes bring out secondary vuggy, mouldic, reed-biomouldic and organic pores. Based on image analysis, organic pores distinguish from biomouldic pores. Hence, a new porosity classification which is referred to organic porosity is introduced in this study.

In terms of petrophysical characterizations, cementation and sparmicritization which is observed in dark coloured micrite lithotype lead to closure of vuggy and biomouldic pore spaces, whereas shrinkage found in light coloured micrite lithotype result gradually to be enlarged of pore spaces.

The  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  values of the travertine samples vary between +2.7 to +6.2‰ (VPDB) and -8.7 to -7.5 ‰ (VPDB), respectively.  $\delta^{13}\text{C}$  values of travertine deposits show laterally a decrease from south to north of field area. On the other hand, a clear shift is apparent in the  $\delta^{18}\text{O}$  values. However, it is found out the same lithotype appeared in different facies provide different  $\delta^{13}\text{C}$  values. While the  $\delta^{13}\text{C}$  value of 6.18 ‰ (VPDB) appeared in the darkest coloured micrite lithotype of terrace pool facies, the least depleted value of 3.2 ‰ (VPDB) occurs in reed lithotype of mound facies in this study. In addition to, the  $\delta^{13}\text{C}$  value of crystalline crust lithotype from terrace rim is close to its bacterial shrub lithotype (5.27 ‰VPDB) from terrace pool.

According to routine core analysis, helium porosity values are described for light coloured micrite (~ 38 %), reed (~ 22 %), bacterial shrub lithotypes (~ 21 %) towards from highest to lowest values, respectively. Its dark coloured micrite (~ 15 %), crystalline crust (~ 16 %) and paleosol (~ 15 %) are lesser than other three lithotypes and they exhibit close values to each other. On the other hand, corrected air permeability values is determined as crystalline crust (~ 45 mD), paleosol (~ 7 mD) and dark coloured micrite (~ 1.25 mD) towards from highest to lowest values, respectively. Because of anisotropy, permeability values from vertical direction are more than it from horizontal direction. This suggests that a lot of pores of vertical

direction relative to horizontal have uniform porosity distribution. Reed lithotype from mound facies shows much porosity (~ 22 %) and less permeability (~ 0.1 mD) values. This results is due to pores of both the longitudinal and crosscut reed-molds. According to image analysis, these pores of longitudinal consist of small pore throat sizes which possess lower diameters. Although large pore sizes instead of small pore size have much mercury saturation values, a clear decrease occurs in permeability values of small pores.

According to mercury injection porosimetry, mesopores formed in crystalline crust lithotype exhibit a wide distribution. However, the existence of apex point has indicated that it involves much micropores which show chaotic distribution. These micropores suggest to be had patchy pore distribution which leads to decrease uncorrected air permeability. Calculated displacement pressure of crystalline crust which is a value (183 psia) over 100 psia supports this interpretation. On the other hand, it (93 psia) having lesser a value than 100 psia supports that the uncorrected air permeability values of dark coloured micrite lithotype are higher than in the crystalline crust lithotype. However, capillarity pressure relates to non-wetting mercury saturation in this study. So, these interpretations do not correspond to principles which is described by Schneider (1988). Indeed, it is found out that both crystalline crust and dark coloured micrite lithotype exhibit cap rock properties.

**Key Words:** travertine, lithotype, porosity classification, petrophysical, routine core analysis, mercury injection test.

## 1. GİRİŞ

### 1.1 Tezin Amacı

Traverten ve tufa gibi karbonat kayaçları üzerine yapılan çalışmaların çoğu, çökelim mekanizmaları, farklı fasiyeslerin tanımlanması, kayaç tipleri ve mineralojisi üzerine kuruludur (Chafetz ve Folk, 1984; Ford ve Pedley, 1996; Guo ve Riding, 1998; Arenas ve diğ., 2000; Özkul ve diğ., 2002; Koşun, 2012; Özkul ve diğ., 2013). Fakat, son yıllarda fosil veya aktif traverten çökelleri üzerine uygulanan jeokimyasal, paleoortamsal ve paleoiklimsel çalışmalar daha popüler hale gelmiştir (Minissale ve diğ., 2002; Andrews, 2006; Özkul ve diğ., 2010; Kele ve diğ., 2011). Ancak, bu kayaçların porozite ve geçirimsizlik özelliklerini ortaya koymaya yönelik çalışmalar çok azdır.

Son yıllarda Afrika'nın batısı ile Güney Amerika'nın doğu kıyılarında yapılan petrol arama sondajlarında kesilen traverten ve benzeri karbonat kayaların önemli rezervuar özelliği taşıdıkları belirlenmiştir (Aslanian ve diğ., 2009; Claes, 2011; Soete, 2011). Brezilya'nın Tupi petrol sahası, Rio de Janeiro sahilinin 250 km açığında Santos havzasında yer alan büyük bir sahadır. Bu alanın 5000 metre derinliklerinde traverten ve benzeri karbonat kayaçların hazne kaya özelliği taşıması, Denizli travertenleri de dahil, Dünya üzerinde gözlenen güncel ve fosil traverten oluşumlarına olan ilgiyi arttırmıştır (Claes, 2011; Soete, 2011).

Bu çalışmanın amacı, Denizli Havzası'ndaki traverten sahalarından birisini dikkate alarak, travertenlerin sedimentolojik, jeokimyasal ve petrofiziksel özelliklerini ortaya koymak, böylece oluşturulmaya çalışılan veri bankasına katkıda bulunmaktır. Çalışma için Kaklık beldesi yakınında yer alan Aşağıdağdere köyü, Keltepe kuzey eteğindeki traverten sahası seçilmiştir. Bu sahanın seçilme nedeni, ocak işletmeciliği nedeniyle ortaya çıkan tel kesme yüzeylerinin, depolanma mimarisinin 3 boyutlu olarak gözlenmesi açısından ideal olması ve ulaşım kolaylığıdır.

## **1.2 Materyal ve Metot**

### **1.2.1 Arazi çalışmaları**

Depolanma ortamları, fasiyes özellikleri ve dokusal parametreler belirlenerek makroporozite ile ilişkileri ortaya koyulmuştur. Bu ilişkileri iyi gözlemlemek için yanal ve düşey yönde ocak aynaların her biri tabandan tavana doğru numaralandırılmıştır. Ocak, yükseklikleri 4.5 m ile 10.5 m arasında değişen toplam dört kademedен oluşmaktadır. Yanal yönde aynaları kolay denestirmek ve örneğin alındığı yeri kolay bulmak için ocağın tabanından üstüne doğru sırasıyla K.1, K.2, K.3 ve K.4 numaraları verilmiştir. Ayna üzerinde her bir fasiyesin yanal ve düşey ilişkilerini ve fasiyesleri oluşturan litotipleri tanımlamak için her bir ayna ilk önce yıkanma işlemine tabi tutulmuştur. Bu yıkama, ocağın temin ettiği su tankerinden veya el fiskiyesi ile yapılmıştır. Yıkanan aynalardan Nikon D60 fotoğraf makinası ile görüntüler alınarak, litofasiyes haritalamasına zemin oluşturulmuştur. Daha sonra ayna üzerinde ulaşması kolay, belirlenen noktalardan el karotiyer aleti ile 1 inch çapında (2.56 cm), birkaç cm yüksekliğinde tapa örnekleri alınmıştır. Ulaşılması kolay olmayan yerlere ise merdiven kullanılarak tapa alımları gerçekleştirilmiştir. Beyaz kare kağıtlar üzerine örnek ve ayna numaraları yazılarak tapa alınan yerin yakınına yapıştirilmiştir. Daha sonra örnek alınan yerin fotoğrafı çekilmiştir. Alınan her örneğin özellikleri, arazi defterine not edilmiştir.

### **1.2.2 Büro çalışmaları**

Arazi üzerinde çekilen yüksek çözünürlüklü fotoğraflar üzerinde fasiyes haritalaması yapılmıştır. Bu haritalamayı yapmak için en fazla dört ayna yan yana uygun noktalarından birleştirilerek Corel Draw X6 programı üzerinde çizilmiştir. Bunun yanında daha yakından çekilmiş fotoğraflar üzerinde de gerektiğinde daha ayrıntılı litotip haritalaması yapılmıştır. Duraylı izotop ve petrofiziksel analizlerinden gelen sonuçları yorumlamak için Microsoft Office Excel 2010 programı kullanılarak birçok grafikler elde edilmiştir. Ocak aynaları üzerinde görülen boşluk parametreleri (boşluk miktarı, boşluk şekli) J.Micro.Vision 1.27 görüntü analizi programı ile tespit edilmiştir.

### **1.2.3 Laboratuvar çalışmaları**

#### **1.2.3.1 Mikroskop çalışmaları**

101 adet örnek üzerinde mikroskop çalışmaları (taramalı elektron mikroskop incelemeleri dahi) yapılmıştır. İnce kesit çalışması normal ve epoksili olmak üzere iki aşamadan oluşmaktadır. Normal ince kesitler, Pamukkale Üniversitesi ince kesit laboratuvarında hazırlanırken, epoksili incekesitler TPAO Araştırma Merkezi ince kesit hazırlama ünitesinde hazırlanmıştır.

#### ***İnce kesit çalışmaları***

Bu çalışma için elli dört (54) adet standart ve yirmi sekiz (28) adet epoksili ince kesit hazırlanmıştır. Traverten çökelleri içinde boşluk türlerini tespit etmek için mavi epoksi, hazırlanan slaytların üzerine epoksi yapıştırma aleti ile yapıştırılmıştır. Bu epoksinin kayacın içerisindeki boşluklara rahat girmesi için baskı aleti kullanılmıştır.

#### ***Taramalı elektron mikroskop çalışması (SEM)***

Kristal morfolojisi, boşluk boyutu ve şekli diyajenetik değişimler ile mikroorganizma varlığını belirlemek için yirmi bir (21) adet traverten örneği taramalı elektron mikroskopunda (Scanning Electron Microscope - SEM) incelenmiştir.

Taramalı elektron mikroskopu (SEM) çalışmaları Ankara'da Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı Araştırma Merkezi'nde Jeol JSM 6490 LV marka SEM cihazı ile yapılmıştır. SEM çalışmalarına başlamadan önce, el örneklerinden koparılan küçük traverten parçalar, ikişerli ya da üçerli gruplar halinde dairesel diskler üzerine karbon yapıştırıcı ile yapıştırılmış ve ince bir altın tabakasıyla kaplanmıştır. SEM çalışmaları sırasında, cihaza bağlı EDX (energy dispersive X-ray) düzeneği ile görüntüler üzerinde, ihtiyaç duyulan noktalarda, yer yer element tayinleri yapılmıştır.

#### **1.2.3.2 Duraylı izotop çalışmaları**

Travertenve/veya tufa oluşumları ile bunları çökelten kaynak suları ve diyajenetik süreçler hakkında değerlendirmelerde bulunabilmek için toplam 55 adet traverten örneğinin duraylı karbon ve oksijen izotop analizleri yapılmıştır.

Duraylı karbon ve oksijen izotop ölçümleri Friedrich-Alexander Üniversitesi'nde (Erlangen-Nürnberg, Almanya) Prof. M. Joachimski tarafından yapılmıştır. Analizden önce, örnekler el matkabı kullanılarak her bir traverten örneğinden toz

numune elde edilmiştir. Toz numuneler, *ThermoFinnigan Five Plus* kütle spektrometreye bağlı *Gasbench II* kullanılarak, 70°C’de % 100 fosforik asit ile reaksiyona sokulmuştur. Tüm değerler, + 1.95 ‰ <sup>13</sup>C ve – 2.20 ‰ <sup>18</sup>O NBS19 standart değerleri saptayarak V-PDB’e göre ‰ cinsinden rapor edilmiştir. <sup>13</sup>C değeri için standart katsayısı ‰ 0.07 iken, <sup>18</sup>O değeri için standart katsayısı ‰ 0.05 olarak belirlenmiştir (Soete, 2011).

### 1.2.3.3 Petrofiziksel çalışmalar

#### *Su doygunluğu testi*

Bu çalışma için 24 (yirmi dört) adet tapa örneği analiz edilmiştir. 1 inch çapında ve birkaç cm uzunluğunda olan her bir tapa örneği, ilk önce 25°C’de bir etüv içerisinde 24 saat boyunca kurutulmuştur. Etüvden çıkan örnekler terazide tartılarak kuru ağırlıkları ( $W_k$ ) gr cinsinden ölçülmüştür. Tartılan örneklerin hepsi içi yarıya kadar su dolu bir kap içerisine konularak bir gün boyunca suda bekletilmiştir. Suda bekletilen örnekler çıkarıldıktan sonra terazide tartılarak gr cinsinden suya doygun ağırlıkları ( $W_d$ ) ölçülmüştür. Bunun sonucunda ağırlıkça porozite miktarı yüzde (%) cinsinden aşağıda belirtilen denklem ile hesaplanmıştır (1.1). Burada elde edilen porozite değerleri, temel karot analizinden elde edilenler ile kıyaslanmıştır.

$$x = \frac{W_d - W_k}{W_k} \times 100 \quad (1.1)$$

#### *Helyum porozimetre ve hava geçirgenliği çalışmaları*

Helyum porozimetre ve hava geçirgenliği testlerini gerçekleştirmeden önce her bir kayacın yatay (X ve Y) ve düşey (Z) doğrultuları dikkate alınarak örnek alımı yapılmıştır. X-1 parametresi, x doğrultusunda tapanın ilk girdiği yeri temsil eder. X-2 ise, x doğrultusunda X-1’den sonraki uzunluğu temsil eder. Yani, buradaki 1 ve 2 ekleri porozite ve geçirimsizlik üzerinde derinliğin ya da yükseklik faktörünün etkili olduğunu ifade etmektedir. Bu X-1 ve X-2 parametrelerinin ortalaması X doğrultusunda her bir fasiyesin gözeneklilik ve geçirimsizlik değerlerini ortaya koymuştur (Şekil 1.1). Araziden ayna seviyelerine yakın yerlerden birçok blok örnekleri alınarak Pamukkale Üniversite’si karot alma laboratuvarına getirilmiştir. Bu laboratuvarında yaklaşık 7 cm çapında ve bir kaç cm yüksekliğinde karot örnekleri alınmıştır. Bu alınan karot örnekleri, daha güvenilir sonuçlar elde etmek için TPAO Araştırma Merkezi’ne gönderilmiştir. TPAO’da karot alma makinası kullanılarak 7

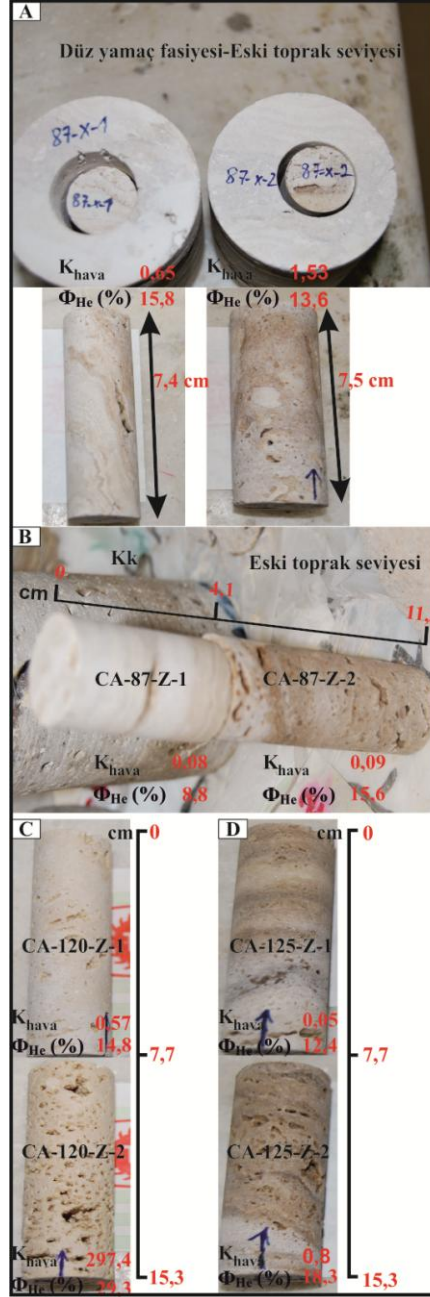


cm çaplı büyük karotlardan 1 inch (2.56 cm) çapında çeperleri düzgün ve en fazla 7.5 cm uzunluğunda daha küçük tapa örnekleri alınmıştır. Ancak, araziden getirilen bloklar en fazla 16 cm yüksekliğinde ve 7 cm çapında olmasından dolayı bu karotlar iki gruba ayrılarak incelenmek zorunda kalmıştır. Böylece, bir karot aynı fasiyesi temsil etmesine rağmen, birden fazla litotipi bünyesinde barındırabileceği fark edilmiştir. Örneğin, düz yamaç fasiyesinden alınan bir tapa örneğinde kristalin kabuk ve eski toprak litotipleri bir arada görülmüştür (Şekil 1.1). Alınan tapa örnekleri, sıcaklık kontrollü bir fırında 70°C sıcaklıkta kurutulduktan sonra boyutları ve ağırlıkları ölçülerek teste hazır hale getirilmiştir (Stikkelorum, 2004).

Efektif porozite hakkında bilgi elde etmek için helyum porozimetre deneyi kullanılmıştır. Helyum porozite, Boyle kanunu ile ölçülmüş tapalardaki efektif poroziteyi ifade etmektedir. Porozite, bir boşluğun alanının örneğin kütle hacmi olarak tanımlanmıştır. Boşluklar arasındaki bağlantı, petrol rezervuarları için önemlidir. Bunun için hava geçirgenliği testi yapılmıştır. Hava geçirgenliği ölçümü "Hassler" tipi karot hücresine yerleştirilen örnek içerisinden gaz geçirilerek "kararlı (steady-state)" koşullar altında yapılmış ve "Darcy Kanunu" yardımıyla mD cinsinden geçirimsizlikler hesaplanmıştır. Boşlukların içerisine enjekte edilen akışkanın (gaz) laminar olması ve örnek ile reaksiyona girmemesi gerekir. Tüm analizler boyunca akışkan oranının sabit olması gerekmektedir. Laminar akış sağlamak için boşluğun en fazla % 30'na kadar gaz verilmiştir. Bu analiz, oda sıcaklığında gerçekleştirilmiştir (Stikkelorum, 2004).

Hava geçirgenliği testlerinde içsel geçirimsizlik, sadece boşluk ve boşluk ağlarının (porozite, boşluk boyutu dağılımı ve boşluk şekli) özellikleri ile ilişkilendirilmiştir. Akışkan özelliklerinden içsel geçirimsizliğin bağımsız olduğu ifade edilmiştir. Bu yüzden, geçirimsizliği ölçmek için hangi akışkan kullanılırsa kullanılsın içsel gaz geçirimsizlik değerlerinin aynı olması gerekmektedir. Bunun için, ölçülen hava geçirgenliği değerleri ( $k_{hava}$ ), *Klinkenberg* düzeltmesi ile eşdeğer sıvı geçirgenliği (KL) değerlerine dönüştürülmüştür. "Gas slippage" veya *Klinkenberg* etkisinden dolayı, bir boşluk ortamdaki gaz geçirgenlik değerlerinin, mutlak (absolute) geçirgenlik değerlerinden daha büyük olmaya eğilim gösterdiği bulunmuştur (Tanikawa ve Shimamoto, 2006). "Slip flow", bir boşluk ortamı boyunca bu gazların geçişi esnasında gazların boşluk çeperleriyle veya birbiriyle çarpışmasından meydana gelmektedir. Boşluk akışkanı boyunca ilave edilen gaz akışı, efektif olarak

boşluk ortamı içinde akışkan oranını arttıracaktır ve bu yüzden geçirimsizlik değerlerinde artış meydana gelecektir (Tanikawa ve Shimamoto, 2006; Soete, 2011). Porozite ve geçirimsizlik değerlerinin ölçülemediği örnekler, boşluk ağlarının yayılımına dik ölçülmesinden, geçirimsiz katmanların oluşumu veya boşluklar arasındaki bağlantıların az olmasından kaynaklanmaktadır.



Şekil 1.1: Temel karot analizlerinde örnekleme metodu. (A) CA-87-X-1 ve CA-87X-2 Eski toprak seviyesi. (B) CA-87Z-1 ve CA-87Z-2 sırasıyla düz yamaç fasiyesinde gözlenen kristalin kabuk ve eski toprak seviyesi. (C) CA-120Z-1 ve CA-120Z-2 düz yamaç fasiyesinde gözlenen kristalin kabuk. (D) CA-125Z-1 ve CA-125Z-2 bataklık havuz fasiyesinde gözlenen koyu renkli mikrit.

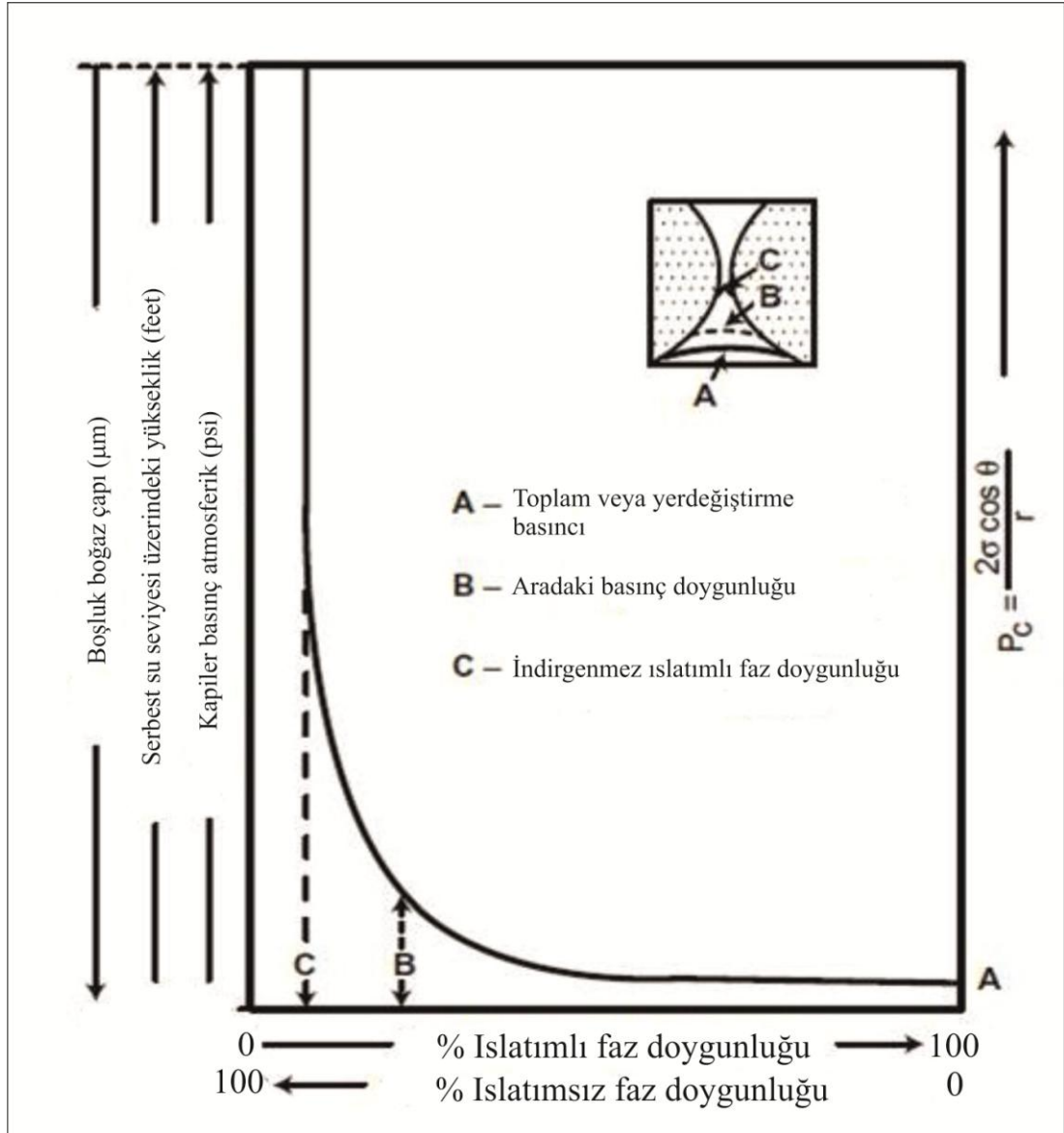
### ***Civa enjeksiyon test çalışmaları***

Kristalin kabuk, koyu renkli mikrit ve eski toprak seviyesi litotipleri olmak üzere toplam dört örneğe civa enjeksiyon testi uygulanmıştır. Civa enjeksiyon testine tabi tutulan örneklerin, çok fazla makro ( $> 6 \mu\text{m}$ ) ve mezoboşluklar (2 ile  $6 \mu\text{m}$  arasında) içermemesine dikkat edilmelidir. Bu yüzden, bu testlerde mikroboşlukların ( $< 0.05 \mu\text{m}$ ) baskın olduğu örnekler dikkate alınmıştır.

Testler, yüksek basınç civa enjeksiyonu yöntemiyle yapılmıştır. Kapiler (kılcal) basınç drenaj eğrileri, 2.49 – 60.000 psia arasında değişik basınç kademelerinde kırıntı örneklerinin gözeneklerine giren civa (ıslatımsız faz) hacimlerinin hesaplanması sonucunda elde edilmiştir.

" *American Heritage Dictionary (1992)* " de kılcallık (capillary), bir sıvının bir katı yüzeyine çok fazla tutunmasından kaynaklanan kuvvet olarak tanımlanmıştır. Boşluklu maddenin, bir sıvının içine çekmesine izin veren kuvvettir. Bir sıvı ile katı etkileştiğinde kapiler basınç ardındaki kuvvet, rezervuar uzmanları için kılcallığın önemini temsil eder. Birçok araştırmacı bu kuvvetin, boşluklu ortamda sıvı ve katıların özelliklerine, boşluk boğazların boyut ve dağılımına, rezervuar doygunluğuna bağlı olduğunu ifade etmiştir (Ahr, 2008 s. 64). Boşluk boğaz boyutu, kapiler basınç ile ters orantılıdır (Flügel, 2004). Kapiler basınç hesaplamaları, boşluk boğazlarının silindir tüpler olduğu varsayılarak yapılmıştır. Boşluk boğazları, karmaşık geometriye sahiptir. Böylece hesaplanan boşluk boğaz çapı, efektif boşluk boğaz çapını temsil etmektedir. Bir hava-civa sisteminde ıslatımsız civa, büyük boşluk boğazları içinde düşük basınçlarda havanın yerini almaktadır. Eğer, büyük boşluk boğazların boyutu düzenli (uniform) olursa veya kayaç içinde birbirine iyi bağlanırsa, tüm boşluklar veya boşluk boğazları dolana kadar ıslatımsız faz aracılığıyla doygunluk, düz bir eğri boyunca düşük basınçlarda ilerleyecektir. Civa enjeksiyon kapiler basıncın, akışkan doygunluğuna karşı çizilmesi boşluk ve boşluk boğazların doygunluğuna karşılık, karakteristik şekli hakkında bilgi sağlamaktadır. Eğrinin ilk kısmı, ıslatımlı akışkan ıslatımsız akışkanın yerini alana kadar, ıslatımlı bir akışkana karşı ıslatımsız bir akışkan tarafından uygulanan basıncı yansıtmaktadır. Bu ilk basınç toplam basınç olarak bilinmektedir. Islatımsız akışkanın (non-wetting fluid), bir boşluk içinde ıslatımlı akışkan (wetting fluid) durumundan uzaklaşmaya başladığı basınç, yerdeğiştirme basıncı (displacement pressure) olarak adlandırılmıştır. Kapiler basınç eğrisinin düşey eksenini, mikrometre cinsinden verilen

boşluk boğaz boyutunu yansıtmaktadır (Şekil 1.2). Eğri üstünde patlama noktasındaki basınçlar, eşik basınçları (threshold pressure) temsil etmektedir ve tek bir eğri üstünde eşik basınçların aralığı, örnek için birçok boşluk boğaz boyutlarının kümelendiğini göstermektedir (Ahr, 2008).



Şekil 1.2: İdeal kapiler basınç-doygunluk ilişkisi (Ahr, 2008'den değiştirilerek alınmıştır).

### 1.3 Önceki Çalışmalar

Land (1970) tarafından Bermuda'nın Orta Pleistosen yaşlı Belmont Formasyonunun, çimentolanma (cementation) ve diyajenezle aynı zamanda maruz kalan sahil-kumu biyo-kalkarenitlerden (beach-dune biocalcarenes) oluştuğu belirlenmiştir. Plaj çökelleri, plaj kayası (beach rock) meydana getirmek için fibröz çimento (fibrous

isopachous cement) ile çimentolanmıştır. Buna karşılık, bu çökellerin daha ileride denizden uzakta iç kısımlara doğru çok fazla meteorik freatik diyajenez (meteoric phreatic diagenesis) maruz kaldığı tespit edilmiştir. Bu diyajenez sonucunda büyük taneli çimento ürünlerinin meydana geldiği gözlenmiştir. Mağara çökelleri içeren vadoz meteorik (vadose meteoric) kayalar, freatik (phreatic) kayalardan daha fazla 12C ve az miktarda Mg ve Sr içerdiği belirlenmiştir. Petrografik analizlere göre, meteorik çimentolardan (meteoric cements) denizel çimentoları (marine cements) ve freatik çimentolardan (phreatic cements) vadoz çimentoları (vadose cements) ayırt etmek istenilmiştir. Ancak, bu ölçüt çok fazla iyi tanımlanamamıştır.

Klappa (1979) tarafından Akdeniz'in batısındaki Kuvaterner yaşlı kalkerler incelenmiştir. Petrografik çalışmalara göre, karasal çökeller içinde kalsitleşmemiş filamentlerin bol olduğu ortaya atılmıştır. Kalsitleşen filamentlerin boyutu, şekli ve dizilimine göre, bu yapılar kalsitleşmiş organik filamentler olarak tanımlanmıştır.

Chafetz ve Folk (1984) tarafından, traverten çökellerin morfolojik yapısına göre şelale (waterfall), yamaç tümseği (slope mound), yelpazesi (fan) ve konisi (cone), teras tümseği (terrace mound) ve çatlak sırtı (fissure-ridge) olmak üzere beş fasiyes belirlenmiştir. Bu traverten fasiyesleri üzerinde kaynak suların jeokimyası ile bu fasiyesi oluşturan çökellerde inorganik ve organik faaliyetlerin rolü tartışılmıştır.

Chafetz (1986) tarafından, bazı traverten çökellerini oluşturan kalsit kabuklu bakteri kümeleri ile denizel peloidler arasındaki benzerlikler tanımlamaya çalışılmıştır. Bunun sonucunda peloid çekirdeklerinin bakteri kümelerinden oluştuğunu ortaya atılmıştır. Ancak, peloidlerin çeper kısımlarında oluşan özşekilli kalsit kristallerinde herhangi bir bakteri gözlenmemiştir. Buna ilaveten, bakteri kümelenmesinden oluşan peloidlerin bulanık bir form sergilediği belirtilmiştir.

Jones ve Kahle (1986) tarafından bir karasal ortam içinde karbonatların çimentolanmasında mikroorganizmaların önemli bir rol oynadığı ispat edilmiştir. Dendritik (dendritic) kalsit kristalleri ile kabuklaşan epilit (epilith) algal filamentleri açığa çıkarmışlardır. Fakat bu kristaller, bir karstik breşin (karstic breccia) her yerindeki mağara tipi (cavity) oluşumların çeperlerinde bulunamamıştır. Böylece, dendritik (dendritic) kristallerin oluşumunda algal mikroorganizmaların sadece bir araç olduğu sonucuna varmışlardır.

Pentecost ve Riding (1986), Krumbein ve Giele (1979) ile Winsborough ve Golubic (1987) tarafından mikroorganizmaların metabolik faaliyetleri (metabolic activities) tartışılmıştır. Fotosentez esnasında makrofitlerin (macrophytes), mavi-yeşil alglerin (cyanobacteria) ve diatomelerin (diatome) sütunundan karbondioksiti uzaklaştırdığı ifade edilmiş (böylece kalsiyum karbonatın doygunluğu artar) ve mikrit saçaklı çimentoların çökelişi için bir taban veya zemin oluşturduğu vurgulanmıştır. Ayrıca mikrobiyal toplulukları, kristal tohumların gelişimi veya her yerde çökelen kristaller için bir bağlayıcı ortam sağlayan hücre dışı polimer maddesinden (Extra Polimer Substance-EPS) oluşmuş biyofilm ile ilişkilendirmişlerdir (Kempe ve Emeis, 1985; Emeis vd., 1987). Mikritik saçaklı çimentoların, trombolitik dokular (thrombolitic fabric) veya peloidler (biyofilm toplulukları) halinde kalsiyum karbonat çökelişine yol açtığı ifade edilmiştir.

Jones (1987) tarafından Büyük Cayman adasındaki bir karstik breş içinde dolomit tanelerini çimentolayan kalsit kristallerin, organik faaliyetler ile ilişkili olan veya olmayan bozunmaya ilaveten, alg ve fungi tarafından istila edilmesinin sonucu olarak aslında değiştiği belirlenmiştir. Bunun sonucunda meydana gelen özellikler, 1) delikler (borings), 2) yapıcı mikritik zarflar (constructive micrite envelopes), 3) sivri uçlu kalsit (spiky calcite), 4) badem şekilli aşınma oyukları, 5) blok şekilli kristaller ve 6) bazı kristallerin sarmal gelişimiyle geliştiğini ifade eden bozunmuş kristal yüzeyleri olarak tespit edilmiştir.

Jones ve Pemberton (1987a) tarafından spar kristalleri üzerine bilinen fungi türleri yerleştirilerek karbonat diyajenezinde funginin çok önemli bir rol oynadığı deneysel anlamda ispat edilmiştir. Bunun sonucunda 1) çözünme boyunca funginin sparmikritleşmeye (sparmicritization) neden olduğu, 2) çözünme boyunca sivri uçlu kalsiti (spiky calcite) meydana getirdiği, 3) gevşek kalsit tanelerini tuttuğu (trapping) ve bağladığı (binding) ve 4) yeni kalsit kristallerin gelişmesine yardımcı olduğu gibi bulgular elde edilmiştir.

Love ve Chafetz (1988) tarafından laminalı iri kristalin neomorfik kabuklar, Oklahoma'nın Arbuckle dağındaki şelale traverten çökelleri içinde tespit edilmiştir. Bu kabukların, 1) siyanofit (cyanophyte) filament içeren her bir çalının (shrub) bir veya çok uzun spar kristalleri (elongate spar crystals) tarafından kaplanan katmanlar ve 2) eş boyutlu kristallerin (equant crystals) her bir siyanofit filamentleri çevrelediği

katmanlardan oluştuğu belirtilmiştir. Bu yoruma göre, bu katmanların inorganik kökenli olduğu sonucuna varılmıştır.

Moshier (1989) tarafından Orta Doğu, Kuzey Afrika ve Kuzey Amerika körfez kıyısının Mezosoyik ve Tersiyer çökelleri içinde yaygın olan kireçli doku (chalky-textured) sergileyen kireçtaşı hazne kayaları (reservoir rocks) incelenmiştir. Kireçli doku (chalky-textured) sergileyen mikrit bağlayıcısı (micrite matrix) içinde bol ve saçılmış halde bulunan 5-10 µm çapındaki kristalarası mikroboşlukların (intercrystalline pores), % 20'den fazla porozite (porosity) ile 1 mD'den fazla geçirimsizliğe (permeability) sahip oldukları belirtilmiştir. Böylece, rezervuar kalitesi bakımından 5 µm'nun altındaki mikroboşluklar zayıf özelliklere sahip iken, diğer yandan 10 µm'un altındaki değerlerin ise ideal örnekler olduğu ortaya atılmıştır.

Chafetz ve diğ. (1991a) tarafından aktif bir traverten sistemi üzerinde karbonat çökellerin doğası ve mineralojisini kontrol eden mikro-ortam koşulları incelenmiştir. Kaynaktan uzaklaştıkça, CO<sub>2</sub> gazında (CO<sub>2</sub> degassing) oluşan azalma ve buna karşılık pH koşullarında meydana gelen artışın, çok az mesafede kaynak suların kalsiyum karbonat bakımından doygunluğunu (CaCO<sub>3</sub> saturation index) etkilediği ortaya atılmıştır.

Chafetz ve Lawrence (1994) tarafından spari kalsitin üç türü, Hırvatistan'ın Plitvice Ulusal Park'ındaki şelale ve bariyer çökellerinde gözlenmiştir. Bunlar sırasıyla, çok küçük boyuttaki eş boyutlu ya da bıçağımsı spari kalsit, büyük boyutlu bıçağımsı spari kalsit kristaller ve mikrit yığılımları etrafında yaygın bir şekilde gözlenen sütunsal spari kalsit kristalleri olarak tespit edilmiştir. Petrografik analizler, siyanobakteri, fungi ve diğer organizmaların spari kalsit kristallerin içerisini oyduğunu ve bu spari kalsiti mikrite dönüştürdüğünü ortaya koymuştur.

Guo ve Riding (1994) tarafından Rapolano Terme'deki Kuvaterner yaşlı sığ havuz çökellerinin ağaç biçimli çalıya benzer kalsit çökellerinden oluştuğu tespit edilmiştir. Bu çalı çökellerin, açık renkli rombohedral spar agregaları ile koyu renkli mikrit agregaların ardalanması ile meydana geldiği ifade edilmiştir. Spar agregaların diyatome (diatome) ve mikroorganizma filamentleri ile ilişkilendirilmesinden dolayı, bu çalı çökellerin hem mikroorganizma hem de inorganik faaliyetler neticesinde oluştuklarını ifade etmişlerdir.

Jones (1994) tarafından Cayman adasındaki karstik bölgelerde bitki kökleri ve mikroorganizmalar ile ilişkili diyajenez süreçleri tartışılmıştır.

Pentecost (1995) tarafından aktif metojen (meteogenesis) bölgelerdeki suların  $^{13}\text{C}$  bakımından azaldığı, buna karşılık termal (thermal) suların ise  $^{13}\text{C}$  bakımından zenginleştiği ifade edilmiştir. Aynı zamanda aktif termal bölgelerde daha hızlı gaz çıkışı (rapid degassing) ve suların soğuması, metojen (meteogenesis) bölgelerden daha fazla bir çökeltimene neden olmaktadır.

Guo ve diğ. (1996) tarafından özellikle kristalin kabuk ve çalı traverten çökellerindeki mikrobiyal etkiler, ortaya koyulmaya çalışılmıştır.

Keighin (1997) tarafından Wind nehri, Uinta ve Anadarko havzalarında kırıntılı rezervuar kayaçların fiziksel özellikleri araştırılmıştır. Kapiler basınç (capillary pressure) ve boşluk boğaz boyutları (pore throat size) üstünde rezervuar koşullarında hidrokarbonu tutan gerilme (confining stress) kullanılarak rezervuar kayaçlardan hidrokarbonun keşfedilmesini hesaplamaya çalışmıştır. Böylece, bu hidrokarbonu tutan gerilmenin (confining stress) kırıntılı kayaçlarda boşluk boğazların doğasını, bu boşlukların fasiyes dağılımı ve diyajenez ile ilişkisini, akan akışkanların (fluid flow) mekanizmalarını anlamaya yardımcı olacağını belirtmiştir.

Guo ve Riding (1998) tarafından açık renkli yamaç ve teras travertenlerin, koyu renkli kamış tümseği ve çöküntü dolgulu traverten sistemlerine geçiş yaptığı belirlenmiştir. Buna göre, çöküntü sisteminden yamaç ve tümsek fasiyesine doğru gelişimi yukarı doğru basamaklanma (steepening up) ve bunun aksine yamaç ve tümsek fasiyesinden çöküntü fasiyesine doğru değişimi ise yukarıya doğru düzleşme (levelling up) olarak isimlendirilmiştir. Bu depolanma sistemlerinin kristalin kabuk (crystalline crust), çalı (shrub), pizoyid (pisoid), sal tipi (paper-thin raft), zarflı gaz kabarcığı (coated bubble), kamış (reed) ve litoklast-breş (lithoclast) litotiplerinden oluştuğunu belirlemişlerdir.

Cantrell ve Hagerty (1999) tarafından, Suudi Arabistan'da Arap Formasyonu olarak adlandırılan kireçtaşlarında mikroporoziteler belirlenmiştir. Bu karbonat örneklerinin nitel incelemesi, mikroporozitenin dört ana türde meydana geldiğini ifade etmiştir. Ayrıca, mikroporozitenin sayısal olarak hesaplanması da ince kesit üzerinde nokta sayma ve kapiler basınç verisinden elde edilen boşluk boğaz çapı dağılımları üzerinden yapılmıştır.



Chafetz ve Guidry (1999) tarafından düzensiz morfolojiye sahip bakteriyal çalı ile düzgün tekrarlanmalı halinde gelişen kristalin çalı çökelleri birbirinden ayırt edilmiştir. Flüoresans özelliği gösteren bakterilerin tahrip olması ile bu çalı çökellerinde birçok mikroboşlukların varlığı tespit edilmiştir.

Freytet ve Verrecchia (1999) tarafından tufa çökellerindeki birincil kristallerin diyajenez maruz kaldığı ifade edilmiştir. Kalsitleşmemiş organik kalıntılar ile ince kesitlerin kıyaslanması, algal türlerin kristal şekli, boyut ve bileşim ile ilişkili olduğunu ortaya çıkarmıştır.

Lucia (1999) tarafından porozite sınıflama sistemi boşluk geometrileri ve bu boşlukların arasında seyahat eden veya çeperlerinde dolaşan akışkanların özelliklerine dayalı bir sınıflama sistemi ortaya atmıştır. Boşluk boyutu ve tane tipine göre petrofiziksel olarak kristalarası (intercrystalline) ve tanearası (interparticular) porozitenin aynı olduğunu düşünmüştür ve tanearası boşluk tipini, tane destekli (grain-dominated) ve çamur destekli (mud-dominated) halde ayırmayı tercih etmiştir. Diğer yandan, vug poroziteyi (vuggy porosity), ayrık (separate) ve bağlantılı (touching) olarak incelemiştir.

Jones ve diğ. (2000) tarafından kaynak ağızı (spring orifice) içinde ve apron bölgesi üstünde çökelen kalsit çökelleri, birçok dallanmalar ile karakterize edilen büyük asimetric dendritik (dendritic) kristallerden oluştuğu açığa çıkarılmıştır. Tüm bu dalların ise, trigonal bir enine kesit sergiledikleri belirlenmiştir. Gelişen bu dendritik (dendritic) kristallerin kaynak sularının doygunluk derecesi (saturation index) ve  $pCO_2$  basıncı,  $CO_2$  çıkışının ( $CO_2$  degassing) miktarı ve oranına bağlı olarak meydana geldiği vurgulanmasından dolayı bu kristallerin gelişimi inorganik (abiotic) süreçlere dayandırılmıştır.

Pittman (2001) tarafından çamurlu kumtaşları (muddy-sandstone) ve karbonatlar üzerine temel karot analizleri ve civa enjeksiyon testleri uygulanmıştır. Temel karot analizinden elde edilen sonuçlara göre düzeltilmemiş hava geçirimsizlik (uncorrected air permeability) değerleri 0.05 ile 995 mD arasında ölçülmüştür. Civa enjeksiyon testleri (mercury injection test) pahalı olmasından dolayı, temel karot analizinden elde edilen porozite (porosity) ve geçirimsizlik (permeability) değerleri kullanılarak her bir örneğin boşluk boğaz çapı (pore throat size) hesaplanmıştır.

Özkul ve diğ. (2002) tarafından Denizli havzasında çökelen traverten litotipleri, petrografik olarak incelemiştir. Bunun sonucunda, Guo ve Riding (1998) tarafından ortaya atılan 8 ana litotipler, bu havza içinde gözlenmiştir. Bunlar, kristalin kabuk (crystalline crust), çalılar (shrubs), pizoyidler (pisoids), sal tipi (paper-thin rafts), gaz kabarcıkları (gas bubbles), kamyş (reed), litoklast breş (lithoclast breccia) ve eski toprak seviyesi (paleosol) olarak isimlendirilmiştir.

Sözbilir (2002) tarafından Paleosen-Eosen yaşlı nap üstü tortulların (sup-allochthonous sediments) stratigrafisi, fasiyes analizi ve tektonik evrimi incelenmiştir. Bunun sonucunda metamorfizmaya uğramamış Paleosen-Eosen sedimanter istifin 8 fasiyesten oluştuğu tespit edilmiştir.

Chafetz ve Guidry (2003) tarafından gölsel ortamdan (lacustrine environment) teras (terrace) ortamına kadar traverten çökellerin karbon ve oksijen izotop değerlerinde belirgin bir azalma fark edilmiştir. Bu azalmanın nedenini ise, akışkanların izotop bileşimi, sıcaklık ve çökelimden sonra oluşan diyajenetik değişimlerden kaynaklandığı şeklinde açıklamışlardır.

Sant-Anna ve diğ. (2004) tarafından Brezilya'nın güneydoğusunda küçük bir yarı-grabeni temsil eden Itaborian havzasındaki Paleosen yaşlı travertenlerin petrografik ve jeokimyasal özellikleri ortaya atılmıştır. Bu çalışmada faya yakın yerde kristalin kabuk (crystalline crust), faydan uzakta ise pizoyid (pisoids), mikrit (micrite), litoklast traverten (lithoclast travertine) veya tufa gibi diğer litofasiyesler gözlenmiştir. Hem kristalin kabuk (crystalline crust) içindeki götit hem de mikrit (micrite) traverten içinde pirit minerallerin varlığı, bu traverten çökelleri üzerinde muhtemelen biyolojik faaliyetlerin daha baskın olduğunu göstermektedir. Buna ilaveten, Paleosen travertenlerin iyi korunduğu saptanmıştır. Bu traverten çökellerin duraylı izotop bileşimlerinde büyük farklılıklar gözlenmiştir. Bu değişimler, fibröz kalsitin (fibrous calcite) katedolüminesans (CL) zonlu modeline dayalı yorumlama ile uyumlu olan çökeltme zamanında suların kimyasındaki olası değişimler ile açıklanmıştır. Böylece, yeraltı suyunun kimyasal bileşenleri çoğunlukla mermer ve gnays içeren Prekambriyen yaşlı temel kayalardan kaynaklandığı ortaya atılmıştır.

Altunel ve Karabacak (2005) tarafından, Denizli havzası içinde normal fayın tavan bloğu üzerinde gelişmiş birçok aktif ve aktif olmayan çatlak sırtı travertenler incelenmiştir. Genişleme oranlarını belirlemek için bantlı travertenlerden alınan

örnekler, U-Th metodu ile yaşlandırılmıştır. Bunun sonucunda yazarlar, Denizli havzası içinde genişleme miktarında batıdan doğuya doğru bir azalma gözlemlemişlerdir. Başka bir deyişle, bir alan içinde genişleme miktarını hesaplamak için toplam çatlak genişliği ve bu çatlakların yaşlarının bilinmesi gerektiğini savunmuşlardır.

Büyükutku ve diğ. (2005) tarafından Bolu havzasındaki Eosen karbonatlarının rezervuar potansiyeli araştırılmıştır. Tokmaklar Formasyon 'undaki karbonatların mikritleşme, çözünme, çatlak ve çimentolanma süreçlerine maruz kaldıkları ifade edilmiştir. Bu diyajenetik süreçlerden dolayı karbonatların çoğunlukla birincil boşlukları kaybettikleri ifade edilmiştir. Erken meteorik diyajenez esnasında iskeletsel veya iskeletsel olmayan mikritik çimentolu tanelerin çözünmesiyle ikincil porozitenin açığa çıktığı belirtilmiştir.

Pentecost (2005) tarafından, traverten yüzeyi üstünde (epilithon) veya içinde (endolithon) yer alan mavi-yeşil alglerin (cyanobacteria) kalsiyum karbonat için çekirdek bölgeleri oluşturarak, travertenin yapısını ve dokusunu (fabric) etkilediği ortaya atılmıştır. Fakat kalsiyum karbonatın çökeliminde az rol oynadığını vurgulanmıştır. Bu çalışmada, sınıf taksonomisi ile molekül taksonomisi birleştirilirse, üstün bir sınıflama meydana geleceği iddia edilmiştir.

Lonoy (2006) tarafından diğer sınıflamalarda ifade edildiği gibi boşluk boyutu (pore size) ve tipine ilaveten bir rezervuar boyunca her bir fasiyeste farklılaşan boşluk dağılımı (pore distribution) dikkate alınmıştır. Yazar, boşluk dağılımını (pore distribution) kayaç içerisinde düzenli (uniform) ve düzensiz (patchy) olarak incelemiştir. Geçirimsizlik (permeability) değerlerinin, düzenli porozite dağılımına (uniform porosity distribution) nazaran düzensiz porozite dağılımında (patchy porosity distribution) daha fazla olduğunu ortaya atmıştır.

Tanikawa ve Shimamoto (2006) tarafından gaz ve su geçirgenlikleri arasındaki fark, "*Klinkenberg faktörüne*" göre analiz edilmiştir. Deneysel sonuçlara göre, gaz geçirgenliğinin, su geçirgenliğinden daha fazla olduğu ve gaz geçirgenliğinin artan boşluk basıncı ile arttığını ifade ederek, kapiler basınç testlerini açığa çıkarmıştır. Böylece petrofiziksel olarak yapılan çalışmalarda su geçirgenliği, gaz geçirgenliğinden ölçülmüştür.

Lucia (2007) tarafından yüzde (%) poroziteye karşı geçirimsizlik (mD) eğrileri çizilerek sınıf-1, sınıf-2 ve sınıf-3 şeklinde porozite geçirimsizlik ilişkisi ortaya konmuştur. Böylelikle optik mikroskop aracılığıyla gözlemlenemeyen çok küçük kristal boyutları (mikrit, spar gibi), bu eğriler üzerinde gözlenmiştir.

Rainey ve Jones (2007) tarafından genç tufa çökellerinin orijinal dokularını gizleyen rekristalizasyon (recrystallization) üzerine odaklanılmıştır. Tufa rekristalizasyonu (recrystallization) için diyajenetik bir model sunulmuştur. Fall Creek soğuk kaynakların yosun tufaları (bryophyte tufas), dört aşamada gelişmiştir. Bunlar; 1) kabuklaşma (encrustation), 2) kaplama (encapsulation), 2) mağara tipi boşlukların kapanması (cavity occlusion) ve 4) diyajenez değişimi olarak adlandırılmıştır.

Ahr (2008) tarafından, boşluk türlerin kökeni ile ilişkili bir sınıflama ortaya atılmıştır. Bu sınıflamanın rezervuar özellikleri ve modelleme ile akışkan haritalama da kullanılabileceği ileri sürülmüştür.

Büyükutku (2009) tarafından, Adana havzası içindeki Karaisalı Formasyon'un rezervuar özellikleri incelenmiştir. Bu formasyon içinde foraminifer-alg istiftası gibi tane destekli fasiyeslerin en iyi rezervuar koşulları sunduğunu ortaya çıkmıştır. Erken diyajenez esnasında, bu fasiyesler içindeki ikincil gözlü veya kalıp porozitelerin iskeletsel tanelerin çözünmesi ve mikritik çimentodan kaynaklandığı ifade edilmiştir. Bunun yanında, 1-2 µm çapında olan boşluk boğazları, 20 % porozite ve 7 mD ile 18 mD arasında değişen geçirimsizlik değerleri sergilediği belirtilmiştir.

Nabawy ve diğ. (2009) tarafından civa enjeksiyon testlerinden (mercury injection test) elde edilen boşluk boğazı çapları (pore throat size) kullanılarak kumtaşı rezervuarlarındaki gözeneklilik karakterize edilmeye çalışılmıştır. Stratigrafik kapanları ve sızıntıları belirlemek için Winland denklemi, eşik basıncı (threshold pressure), yerdeğiştirme basıncı (displacement pressure) ve Pittman'ın denklemi kullanılmıştır. Bu metotları, Mısır'ın güneyindeki çok fazla geçirimli Nubia kumtaşlarına uygulayarak bu denklemlerin güvenilirliği test edilmek istenilmiştir.

Volery ve diğ. (2010) tarafından Fransa'nın Jura Dağları'ndaki Urgonian Formasyonu içinde mikroboşluklu ve sıkı kristalli kireçtaşların porozite ve geçirimsizlik değerleri karşılaştırılmıştır. Bu mikroboşluklu ve sıkı kristalli seviyelerin gelişimini kontrol eden diyajenez süreçleri araştırılmış ve bu mikroporozitenin korunması ve gelişimi için bir diyajenez modeli önerilmiştir. Başka bir deyişle, bu

bölümdeki sıkı ve mikroboşluklu tabakaların kıyaslanarak tanımlanması ve bu iki tabakayı kontrol eden petrofiziksel özellikler karşılaştırılmıştır.

Brasier (2011) tarafından, Siluriyen'de karasal damarlı bitkilerin ortaya çıkmasından sonra ve önce denizel olmayan karbonat süreçleri ile ilgili olan bazı sorular keşfedilmeye çalışılmıştır (örn, Edwards, 1996). Karasal karbonat miktarının artmasında fungi organizmaları ve bitki köklerinin rolü göz önüne alınmıştır. Damarlı bitki ve yosunların birlikte yaşaması ile organik bakımından zengin toprakların meydana geldiği ve bu bitkilerin hem buharlaşma-terleme (evapotranspiration) hem de kalsiyum bakımından zengin esen rüzgar tozlarını yakaladığı ifade edilmiştir.

Claes (2011) tarafından Denizli'nin Ballık yöresinde (Kaklık'ın KB'sı) yer alan Ece Ocağının 8 fasiyesten oluştuğu ortaya atılmıştır. Bunlar, Litoklast (high external influence facies), düz havuz (flat pool), kamış (reed), şelale (cascade), basık şelale (cascade facies with overprint), mağara oluşumlu şelale (waterfall with cave formation) marn (marl) ve varv (varve) fasiyesleri şeklinde ifade edilmiştir. Bu fasiyeslerde tanearası (interparticle), kristalarası (intercrystalline), kalıp (mouldic), gözlü (vug), sığınak (shelter), fenestral, çatı (framework), çatlak (fissure) ve kanal (channel) porozite türleri tespit edilmiştir.

Fouke (2011) tarafından Mammoth sıcak su kaynaklarındaki güncel traverten oluşumları, mekansal (spatial) ve zamansal (temporal) boyutlarda ele alınmıştır. Teraslı traverten oluşumları, inorganik (abiotic), organik (biotic) ve mikroorganizmaların metabolik faaliyetleri göz önüne alınarak incelenmiştir.

Soete (2011) tarafından nicel olarak helyum porozimetre (helium porosimetry) testine tabi tutulan traverten örneklerin, maksimum % 25.6, ortalama % 13.7 ve minimum % 6 porozite değerleri sergiledikleri belirtilmiştir. Bu değerlerin görüntü analizindeki (image analysis) değerler ile benzerlik gösterdiği, fakat örnek boyutunun değişmesiyle ince kesitlerde gözlenen porozitelerin yorumlama açısından yeterli olmadığı sonucuna ulaşılmıştır. Düzeltilmemiş hava geçirgenlik (uncorrected air permeability) testine göre tapaların (plugs) yatay geçirimsizlik değerleri, gaz molekülleri ile katı çeperler üzerinde meydana gelen çarpışmaların sıklığından dolayı Tanikawa ve Shimamoto (2006) tarafından önerilen Klinkenberg yatay geçirgenlik

(lateral permeability) düzeltilmesi kullanılarak, geçirimsizlik (permeability) değerleri 0.01 ile 3674 mD arasında değiştiği gözlemlenmiştir.

Worthington (2011) tarafından rezervuar kayaçların da kaynak kaya olduğu ihtimali göz önüne alınarak, açık delik içerisine giren kuyu logları ile ıslatımlı rezervuarlar soyut olarak algılanılmaya çalışılmıştır.

Jones ve Peng (2012) tarafından dendritik kalsit çalılarının üç ayrı faz halinde gelişim döngüsü incelenmiştir. Bu çalışma, dış faktörlerden (extrinsic) ziyade iç faktörlerin (intrinsic) dendritik kalsit çalılarının üç ayrı faz halinde gelişmesine neden olduğunu ispat etmektedir. Ayrıca, bölgesel iklimdeki mevsimsel değişimlerden ziyade kaynak suların manto kaynaklı CO<sub>2</sub> içeriği ile kontrol edildiği şeklinde bu üç ayrı fazı açıklama ihtiyacı duymuşlardır.

Koşun (2012) tarafından üç ana teras sistemi ile ilişkili olan Kuvaterner yaşlı Antalya tufa çökelleri, litolojik ve petrografik özelliklere göre otokton ve allokton olarak ikiye ayrılmıştır. Otokton grubu (autochthonous) içerisinde 3 ve allokton (allochthonous) grubunda ise 7 olmak üzere toplam 10 fasiyes belirlenmiştir. Otokton grubu içerisindeki tabakalı mikritik tufa (bedded micritic tufa) ile allokton grubu içerisindeki kanal tipi pizolit tufa (channel type pisolitic tufa) ilk kez bu çalışmada ortaya atılmıştır. Antalya tufa çökellerinin oksijen izotop değerlerinin geniş bir aralık sergilemesinin nedeni, su sıcaklıklarındaki mevsimsel değişimlerden kaynaklandığı şeklinde ifade edilmiştir. İki örnek hariç, Antalya tufa çökellerinin oksijen ve karbon izotop değerlerinin pozitif değerlikler sergilediği belirtilmiştir. Negatif karbon izotop değerleri sergileyen iki örneği, havuz (pool) ve teras (terrace) içinde kaynak suyunun barınma zamanı ve sıcaklığın mevsimsel değişimi ile ilişkilendirmişlerdir. Yani, Antalya tufa çökellerinin karbon ve oksijen izotop değerlerini dikkate aldıklarında bu çökellerin soğuk su koşullarını ifade ettiğini ortaya çıkarmışlardır.

Özkul ve diğ. (2013) tarafından Denizli havzasında bulunan 6 traverten çökellerinin depolanma, mineralojik ve jeokimyasal özellikleri, bu traverten çökellerinin gelişimini kontrol eden iç (intrinsic) ve dış (extrinsic) faktörler göz önüne alınarak karşılaştırılmıştır. Bunun sonucunda, Denizli havzasının kuzey kısmında bulunan kaynak sularının, en yüksek sıcaklıklara, elektriksel iletkenliklere (electrical conductivity), çözülmüş CO<sub>2</sub> (dissolved), Sr ve karbonat doygunluk derecesine sahip

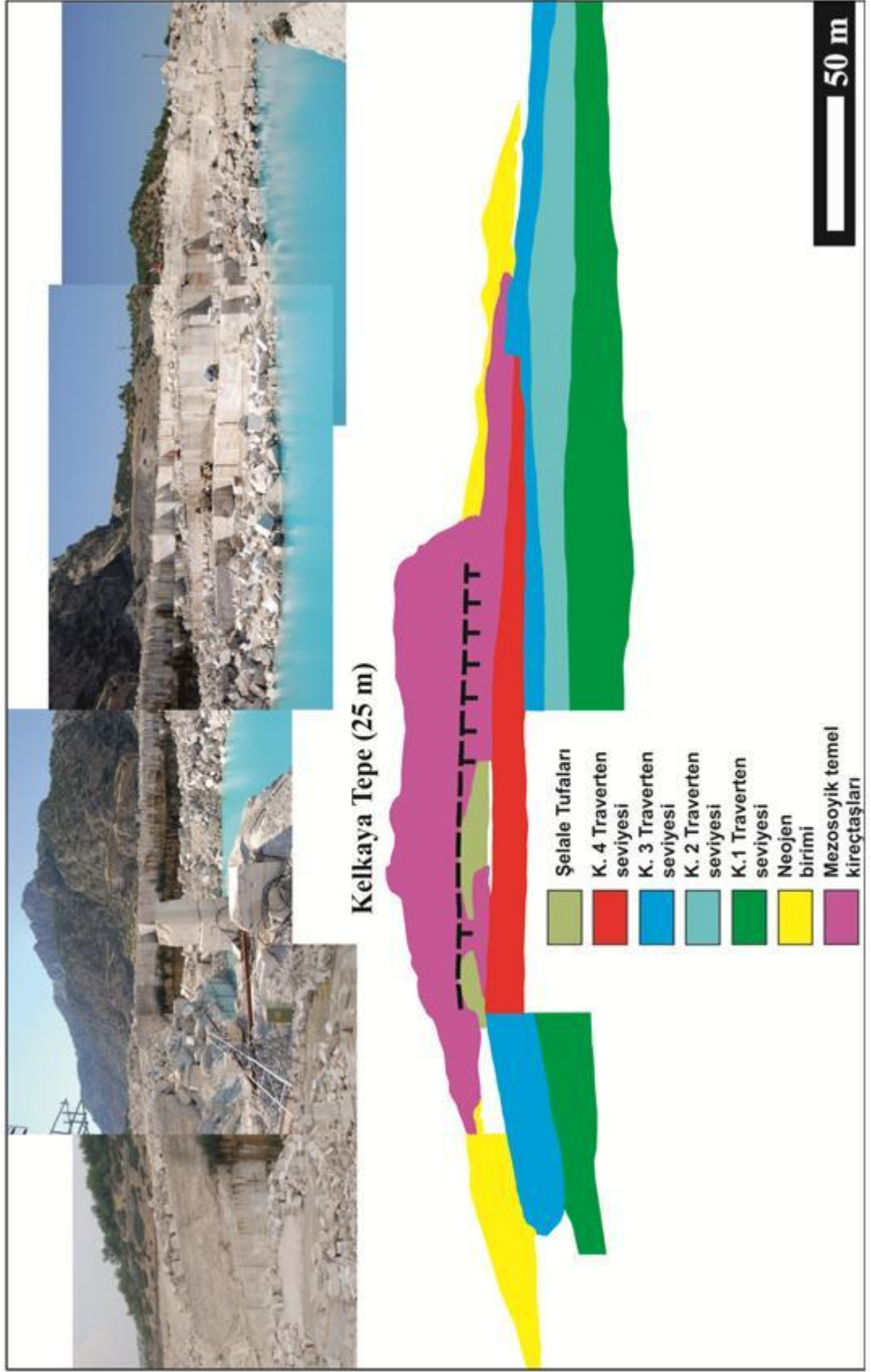
oldukları tespit edilmiştir. Diğer yandan kuzey sınırları boyunca açığa çıkan travertenlerin  $\delta^{13}\text{C}$  değeri, diğer yerlerdeki travertenlerden daha fazla olduğu ortaya atılmıştır (en yüksek + 12 ‰ PDB).

#### 1.4 Çalışma Alanı

Çalışılan traverten sahası, Aşağıdağdere köyü yakınlarında Kelkaya'nın kuzey eteğinde Denizli havzasını güneyden sınırlayan normal fay segmentinin tavan bloğu üzerinde yer alır. Saha, deniz seviyesine göre 515 – 650 metreler arasında olup 0,615 km<sup>2</sup>'lik bir alan kaplar. Sahanın kuzey kısmında KURMER A.Ş. tarafından traverten ocak işletmeciliği yapılmaktadır.

Kurmer Şirketi tarafından çalıştırılan ocak dört kademedен oluşmaktadır. Herbir kademenin yüksekliği 1 ile 9 metre arasında değişmektedir. Dört kademenin toplam yüksekliği 25.5 metredir. Ancak en alt kademedен yapılan sondaj verilerine göre, traverten istifinin altta yaklaşık 30 metre daha devam ettiği belirtilmiştir. Buna göre toplam kalınlığın 55.5 metre civarında olduğu söylenebilir. En alt kademenin yüksekliği 6 metre olarak ölçülmüştür (Şekil 1.3). Bu çalışmada üstte tufaya benzer traverten çökellerinin kalınlığı tespit edilmemiştir. Ocak aynalarındaki tabakalanma düzlemi, aşınma yüzeyi gibi süreksizlikler boyunca su çıkışları devam etmektedir.

Su çıkışlarının fazla olması, diğer ocaklara göre kayacın çok fazla boşluklu olmasına neden olmaktadır. Travertenin kalitesi kötü olduğundan dolayı, çevrede çok fazla atık bloklar bulunmaktadır. Bu bloklar, agrega malzemesi olarak özellikle çimento fabrikaları tarafından kullanılmaktadır. Ocakta çıkan bloklar daha çok elmas kesicilerden oluşan tel kesme aleti ile parçalara ayrılmaktadır.



Şekil 1.3: Kelkaya traverten sahası ve ocağının genel görünümü, güney-güneydoğu bakış.



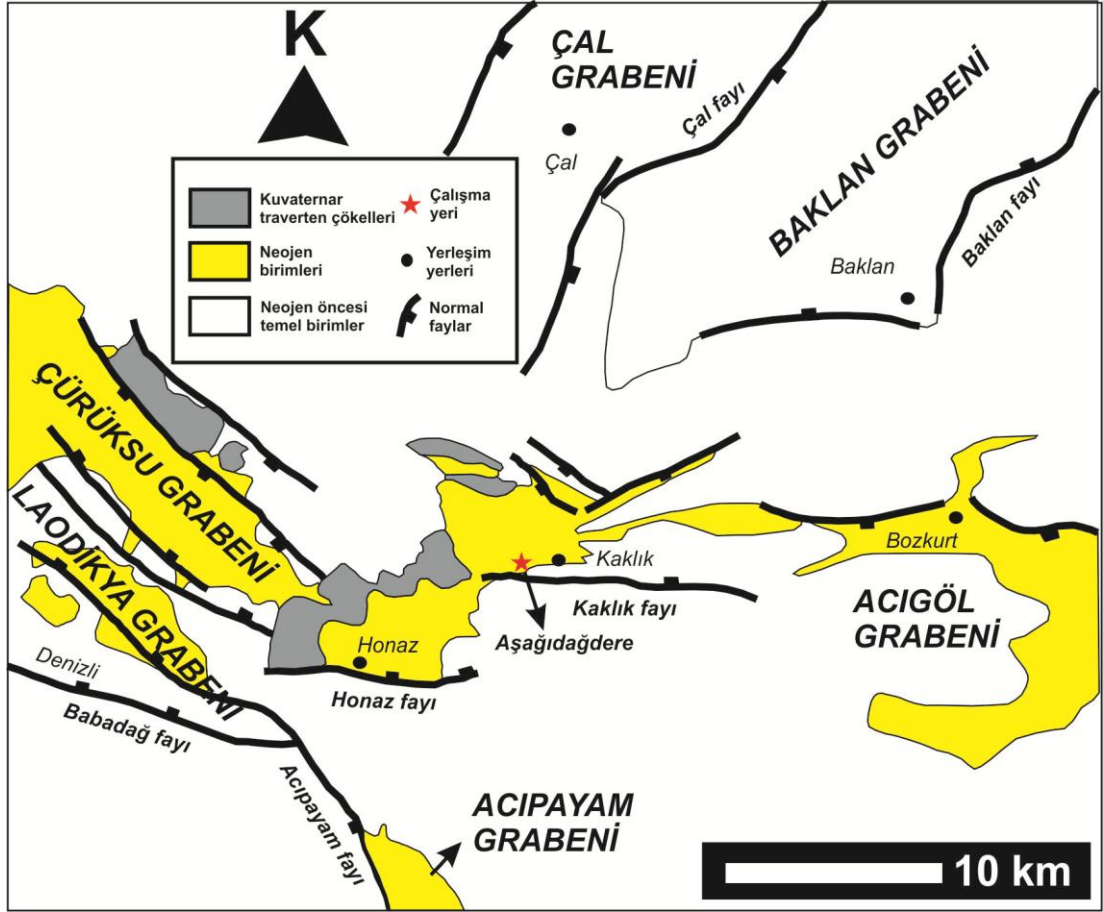
## 2. BÖLGESEL JEOLJİ

Batı Anadolu'da D-B gidişli Büyük Menderes Grabeni, KB-GD gidişli Gediz grabeni ile kesişmektedir. Bu grabenlerin birleşmesi sonucunda Neojen-Kuvaterner havzası olarak adlandırılan Denizli havzası meydana gelmiştir (Westaway, 1993).

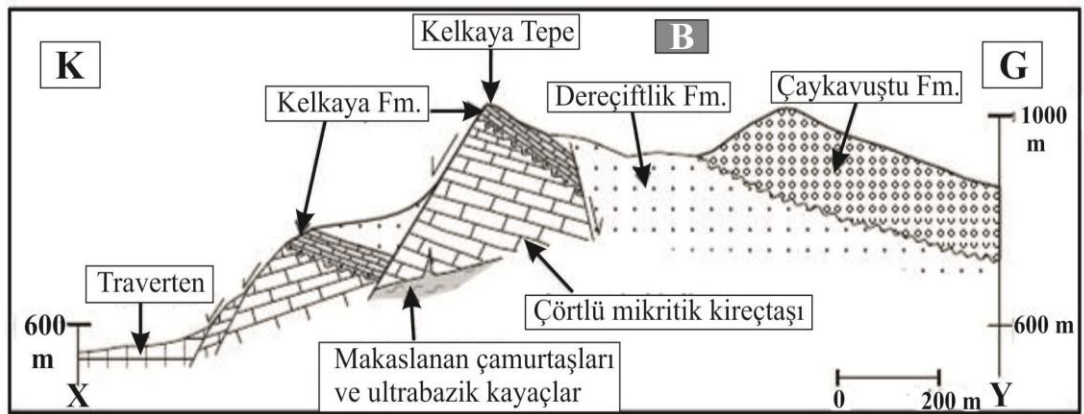
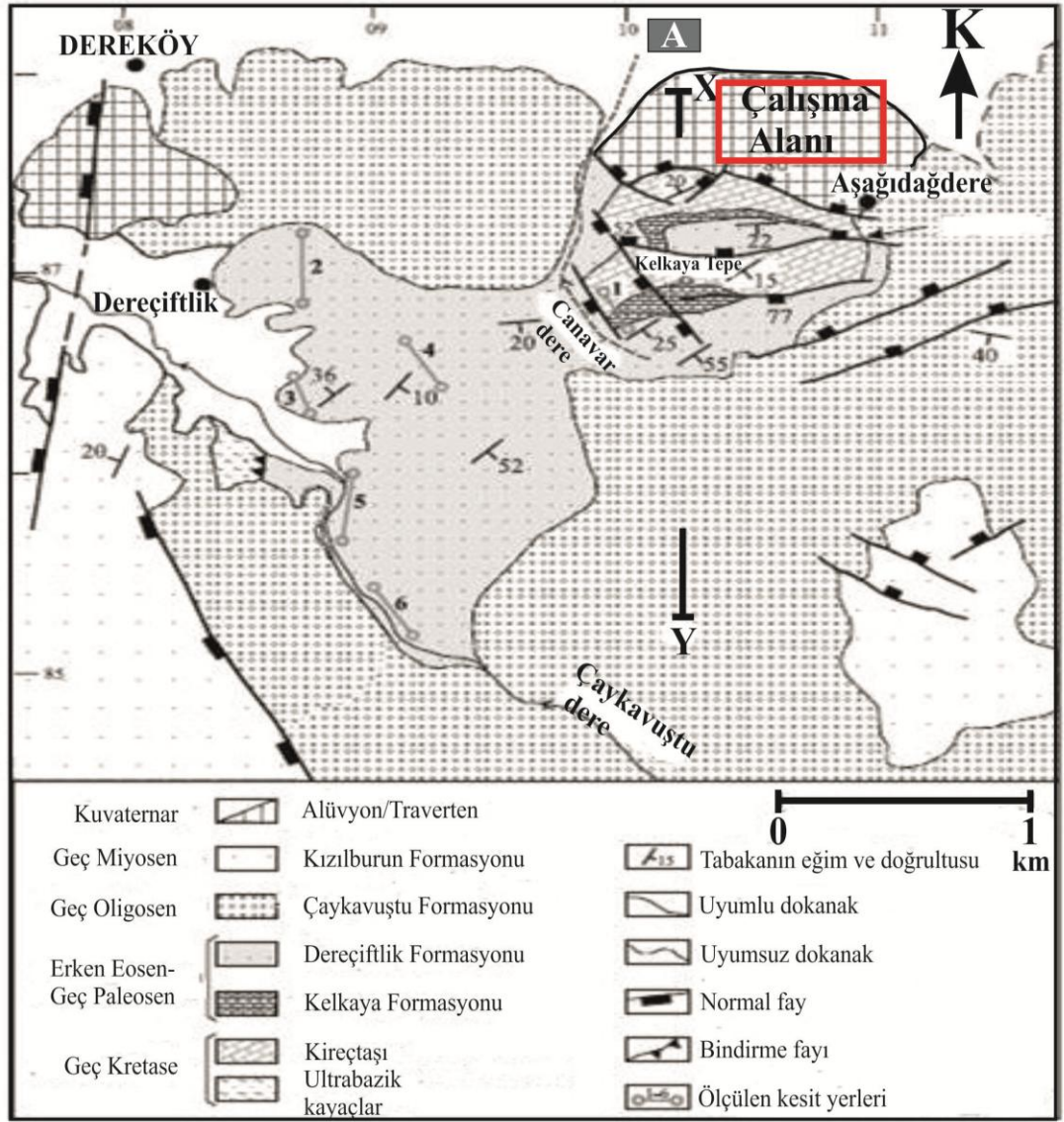
Denizli havzası 50-70 km uzunluğunda ve 24-50 km genişliğinde, havzanın güneybatısındaki KKD eğimli normal fay ile kuzeydoğu sınırındaki GGB eğimli normal faylar tarafından sınırlanan (Van Noten ve diğ., 2012) ve Batı Anadolu genişleme provensi içinde yer alan Neojen-Kuvaterner çöküntüsüdür (Westaway, 1993; Altunel ve Karabacak, 2005; Alçiçek ve diğ., 2007). Bu havzanın orta kısmı, tipik bir horst-graben yapısı ile karakterize edilmiştir ve güneyde Kuvaterner yaşlı Laodikya yarı-grabeni ile kuzeydeki Çürüksu yarı grabenini içine almaktadır (Kaymakçı, 2006; Koçyiğit, 2005; Van Noten vd., 2012). Çürüksu yarı grabenin kuzey sınırı, KB-GD gidişli Pamukkale fay zonudur (Van Noten ve diğ., 2012). Erken Miyosen esnasında bir yarı graben olarak meydana gelen Denizli havzasının güneyi Babadağ fayı tarafından kontrol edilmektedir (Topal, 2012). Erken Kuvaterner'dan itibaren Denizli yarı grabeni, havzanın kuzeyindeki Pamukkale fayının aktifleşmesinden dolayı tam grabene dönüşmüştür. Denizli havzasının kuzeyinde yer alan Pamukkale fayı, havza içinde başlıca traverten çökeline neden olan sıcak kaynak çıkışlarının doğmasına sebep olmuştur (Alçiçek ve diğ., 2007). Havza içindeki traverten kütlelerinin, fay doğrultusu boyunca eğim atımlı normal fay segmentlerinin sıçrama yaptığı rahatlatma alanlarında meydana geldiği ifade edilmiştir (Çakır, 1999). Traverten oluşumları çoğunlukla, Pamukkale'yi de içine alan kuzey kenar fayları boyunca meydana gelirken, bazı traverten çökelleri (Karahayıt, Pamukkale, Yenice ve Gölemezli'de olduğu gibi) havzanın güney kısımlarında oluşmuştur (Özkul, 2005; Özkul ve diğ., 2013) (Şekil 2.1). Tektonik olarak aktif bölgelerde travertenlerin, normal fayların tavan bloğunda (Brogi, 2004; De Filippis ve Billi, 2012), makaslama zonlarındaki gerilme çatlakları içinde (Faccenna, 1994; Faccenna ve diğ., 2008) ve karşılıklı normal faylar arasındaki

genişlemeli zonlar içinde (Altunel ve Hancock, 1993a; Çakır, 1999; Hancock ve diğ., 1999; Brogi ve diğ., 2012) geliştiği ifade edilmiştir (Van Noten ve diğ., 2012). Denizli Havzası'nda termal kaynaklardan çökelen travertenler dışında, Güney, Sakızcılar ve Honaz lokalitelerinde olduğu gibi, soğuk karstik sulardan çökelmiş kalkerli tufa oluşumları da gözlenmiştir (Horvantincic ve diğ., 2005; Özkul ve diğ., 2010).

Denizli Havza'sının güneydoğu kısmı Honaz ve Kaklık fayları ile sınırlanmıştır. Honaz ve Kaklık fayları arasındaki sıçrama zonlarında Kuvaterner yaşlı travertenler çökelmiştir (Sözbilir, 2002). Traverten çökelleri altında yer alan Neojen havza dolgusu ve yaşlı temel kayalar (old bedrock), bu havzanın horst kısımlarda ve graben omuzlarında (graben shoulders) açığa çıkmıştır. Bu Neojen dolgusu, alüvyal (alluvial), flüvyal (fluvial) ve gölsel (lacustrine) çökellerden meydana gelmiştir. Bu havzanın temel kayaları ise Menderes Masifini örten şist ve mermerlerden, tektonik olarak Menderes Masifini üzerleyen Likya napların Mesozoyik yaşlı allokton kireçtaşlarından (allochthonous Mesozoic limestone), dolomit ve jips (gypsum) kayalarından oluşmuştur (Okay, 1989; Bozkurt ve Oberhansli, 2001; Erdoğan ve Güngör, 2004; Özkul ve diğ., 2013). Likya ofiyolitik melanjın (Lycian ophiolitic melange) üzerine Dereköy istif (succession), uyumsuz olarak oturmuştur. Bu istif, transgressif taban konglomerası (transgressive basal conglomerate) ve kireçtaşı ile başlayan ve üste doğru kırıntılı türbiditik malzemeyle devam eden şelf-derin deniz tortul çökellerinden (shelf to submarine sediments) oluşmaktadır. Erken Oligosen yaşlı Çaykavuştu Formasyonunun konglomera ve kumtaşları, Dereköy istif üzerine uyumsuz olarak gelmiştir. Dereköy Formasyonunun taban kısmı, Kelkaya Formasyonu olarak isimlendirilmiştir. Bu Formasyon, taban konglomeraları (basal conglomerates), çakıllı kumtaşları (pebble sandstones) ve resifal biyoklastik kireçtaşlarından (reefal-bioclastic limestones) oluşmaktadır. Taban konglomerası (basal conglomerates), Geç Kretase yaşlı çörtlü kireçtaşı üzerine uyumsuz olarak gelmiştir (Şekil 2.2). Karbonat çimentolu (carbonate-cemented), az derecelenmiş (poorly sorted) ve tana destekli taban konglomeraları (clast-supported basal conglomerates), kireçtaşı (limestone), dolomit (dolomite), laminalanmış killi kireçtaşı (laminated clayey limestone), rekristallenmiş kireçtaşı (recrystallized limestone), çört (chert), metakuvarsit (metaquartzite) ve ultrabazik kayalar (ultrabasic rocks) kırıntıları içermektedir (Sözbilir, 2002).



Şekil 2.1: Denizli havzasının jeolojik haritası (Van Noten ve diğ., 2012'den değiştirilerek alınmıştır).



Şekil 2.2: (A) Çalışma alanının ve çevresinin jeolojik haritası. (B) K-G doğrultusundaki enine kesiti (Sözbilir, 2002'den değiştirilerek alınmıştır).

### 3. SEDİMANTOLOJİ

#### 3.1 Traverten’lerde Litotip Tanımlamaları

##### 3.1.1 Kristalin kabuk traverten

Makroskobik ve mikroskobik özellikler bakımından Kelkaya traverten ocağındaki litotipler arasında gözlenen en yaygın litotiptir. Bu ocağın güneyinde, stratigrafik olarak taban kısımlarında gelişmiştir. Kristalin kabuk travertenin yanal devamlılığı en fazla 10 metre, kalınlığı ise değişken olmakla birlikte en fazla 5 cm olarak tespit edilmiştir. Kristalin kabuk litotipi, 1 – 1.5 cm kalınlığında açık renkli spar ve koyu renkli mikrit düzeylerin ardalanmasından oluşmuştur. Depolanma yüzeyine dik gelişmiş spari kalsit kristalleri, bazı düzeylerde açık renkli, sıkı, yukarıya doğru genişleyen 1–2 cm’lik yelpaze kümeleri oluşturmuşlardır (Şekil 3.1a). 2 cm kalınlığındaki aşınma yüzeyinin üzerinde gelişen kristalin kabuk, kaynak suyun hızlı akmasından veya tektonik aktiviteden dolayı dış bükey bir geometri kazanmıştır (Şekil 3.2b).

Arazi gözlemlerine göre kristalin kabuk litotipi, dendritik (dendritic) (Şekil 3.1a) ve ışınsal doku (radial fabric) (Şekil 3.1c) sergiler. Spari kalsit kristalleri arasında mikrit çökellerin yer alması, kristalin kabuğa dendritik görünüm kazandırmıştır. Bazen bu mikrit düzeyleri yelpazeler halinde gelişerek, 4 cm uzunluğunda ve 2 cm çapında koni şeklinde bir görünüm sergilemiştir (Şekil 3.1d ve d1).

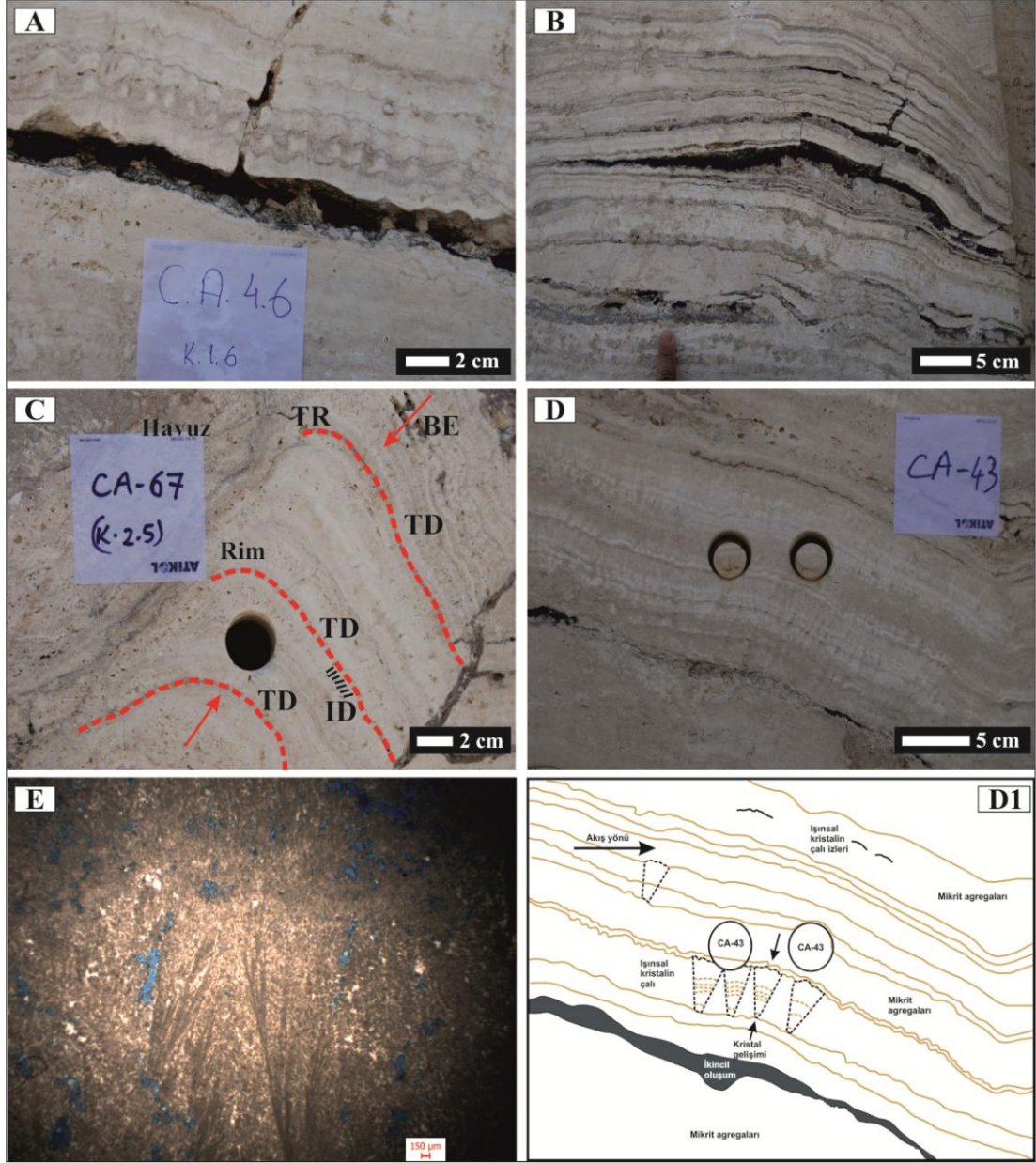
Optik mikroskop gözlemlerine göre yapı ve doku bakımından kristalin kabukların kristalin çalı (crystalline shrub) ve ışınsal kristalin çalı (radial crystalline shrub) formları sergilediği ortaya çıkmıştır (Şekil 3.1e). Bu kristalin çalılar, belli bir kristalografik ekseni takiben gelişen düzgün, ince birkaç mikrit kökenli dallanmalardan oluşur. Arazi gözlemlerine göre dendritik doku (dendritic fabric) sergileyen kısımların (Şekil 3.2a), optik mikroskopta incelendiğinde düzgün doku (Şekil 3.2b) sergilediği açığa çıkmıştır. Bu düzgün doku, 0.6 mm kalınlığında uzun (elongate) veya eşboyutlu (equant) spari kalsit kristalleri (elongate or equant spar

calcite crystals) ile 1.3 mm kalınlığındaki mikrit katmanların ardalanmasından oluşmuştur. Bu spar kristalleri ise muhtemelen mavi yeşil alg (cyanophyte) ve algal mikroorganizmalar içermektedir (Şekil 3.2b). Folk ve diğ. 1985 tarafından ifade edildiği gibi, bu mikroorganizmaların tahrip olması ile bu katmanlar içerisinde birkaç boşluklar meydana gelmiştir.

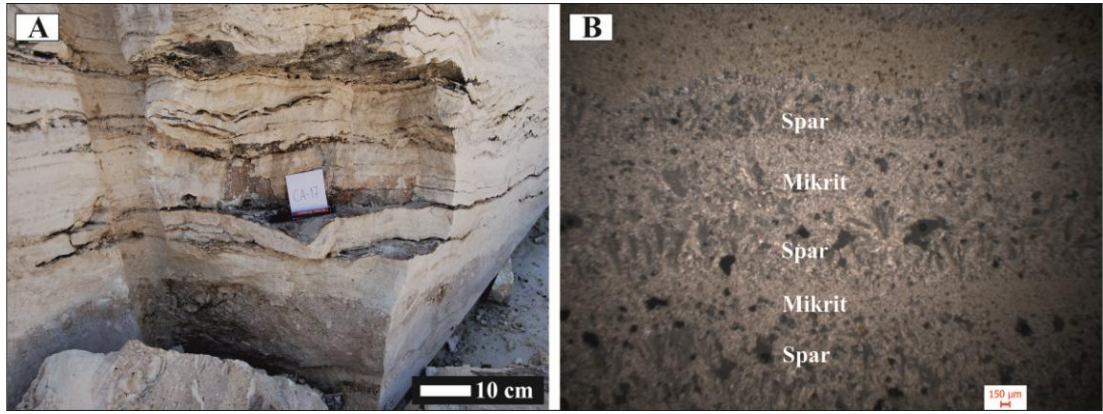
Işınsal kristalin çalı litotipinin kökeni, siyanofit ve algal mikroorganizmalara bağlı olabilir (Love ve Chafetz, 1988; Guo ve Riding, 1996; Pentecost, 2005). Bu organizmalar, daha sonra eş boyutlu spari kalsit kristalleri ile kaplanmıştır. Mikritin baskın olduğu koyu renkli katmanlarda çalı gelişimi seyrek ve spar kristallerin boyutlarında bir azalma olduğu fark edilmiştir. Love ve Chafetz, 1988 tarafından mikrit ve spar katmanların ardalanmasının, laminalanmış organik kabukları oluşturduğu ifade edilmiştir. Chafetz ve Folk, 1984 tarafından bu ışınsal kristalin kabukların, iki mikritik laminalar arasında çalı çökellerini kaplayarak geliştiği belirtilmiştir (Chafetz ve Folk, 1984). Bu ışınsal spari kalsit (radial sparite calcite) kristallerin ise bıçağımsı kalsit kristallerinden oluştuğu ortaya atılmıştır (Chafetz ve Guidry, 1999).

İğnemsı kalsit kristallerin (needle calcite crystal) radyal (radial) diziliminden dolayı, Folk vd. (1985) bu kristalin çalı (crystalline shrub) morfolojisini yelpaze (fan) olarak isimlendirmişlerdir. Folk ve diğ. (1985) tarafından bu yelpaze dokusu (fan fabric) sergileyen çalı çökelleri arasında çok sayıda mikro boşluklar fark edilmiştir. Aynı boyutta birçok mikro ve mezo boşlukların oluşması, bu çalılar veya kabuklar içinde ilk önce var olan bakteri oluşumlarını ifade ettiği şeklinde yorumlanmıştır.





Şekil 3.1: Kristalin kabuk litotipinin arazi ve mikroskop görüntüleri. (A) 1 – 2 cm boyunda yelpaze kümeleri ile belirgin kristalin kabuk litotipi. K.1.6 nolu ayna yüzeyi. (B) Aşınma yüzeyleri ile aralanmalı olarak gelişen kristalin kabuk litotipi. K.1.6 nolu ayna yüzeyi. (C) Kristalin kabuk litotipi. K.2.5 nolu ayna yüzeyi. (TR: teras çeperi (terrace rim), TD: teras duvarı (terrace wall), BE: büyüme eksenini, ID: ışınsal doku (radial fabric). Kırmızı oklar, kristallerin büyüme eksenini gösterir). (D) Işınsal doku sergileyen kristalin kabuk ve detaylı haritalaması (D1) (K.2.5 aynası). (E) D'deki kristalin kabuğun ince kesit görüntüsü ve kristalin çalılarının gelişimi.



Şekil 3.2: Kristalin kabuk litotipinin arazi ve mikroskop görüntüsü. (A) Kristalin kabuk litotipi (K.1.6 aynası). (B) A'daki örneğin ince kesit görüntüsü. Spar ve mikrit seviyelerin ardalanması (İkinci nikol).

Bu yumrulu spari kalsit agregalar petrografik olarak incelendiğinde birçok dallanmalar yaparak ağaca benzer bir kristal doğasına sahip oldukları ortaya çıkmıştır. Bu yüzden, bazı araştırmacılar tarafından bu kristaller dendritik olarak isimlendirilmiştir (Keith ve Padden, 1964; Lofgren, 1974; Jones ve Kahle, 1986, 1993; Jones ve Renaut, 1995; Jones ve diğ., 2005; Jones ve Renaut, 2008). Bir dendritik kristal, aynı oranda madde içeren kompakt bir kristalden daha büyüktür. Buckley (1951)'e göre bir dendritik, ana bir gövdeden, birincil ve ikincil dallardan oluşmaktadır. Strickland-Constable (1968), farklı bir terminoloji kullanmıştır ve dendritik kristallerin birincil iğneler, ikincil dallar ve bazı durumlarda üçüncü derece dallar halinde olduğunu ortaya atmıştır. Normalde dendritik kristaller tek bir kristaldir ve dallar, kesinlikle kristalografik doğrultuları izlemiştir (Hile vd., 1958; Strickland-Costable, 1968). Doherty (1975), çoğu dendritik kristallerin, dendritik kollar arasındaki alanlar içerisinde kristallerin gelişmesi tarafından şekillerini daha sonra kaybettiklerini fark etmiştir. Dendritik oluşum için en temel ihtiyaç, hızlı karbondioksit gazı çıkması (Jones ve diğ., 2005) ile çok fazla doymuş çözeltinin oluşmasıdır (Buckley, 1951; Jones, 1986; Chafetz ve Guidry, 2003). Bunun yanında dendritiklerin kaynak suyun sıcaklığının 80 dereceden fazla olduğu ve soğuk su kaynak sistemlerinde meydana geldiği, Turner ve Jones (2005) tarafından vurgulanmıştır. Aynı zamanda kristallerin bir kenarının iyi gelişmesi sedir ağacı görünümünün ortaya çıkmasına neden olduğu da ifade edilmiştir (Kitano, 1963; Folk ve diğ., 1985). Jones ve Renaut (2008) tarafından dendritik dokular, kristalin ve kristalin olmayan dokular olarak ikiye ayrılmıştır. Chafetz ve Folk (1984) tarafından

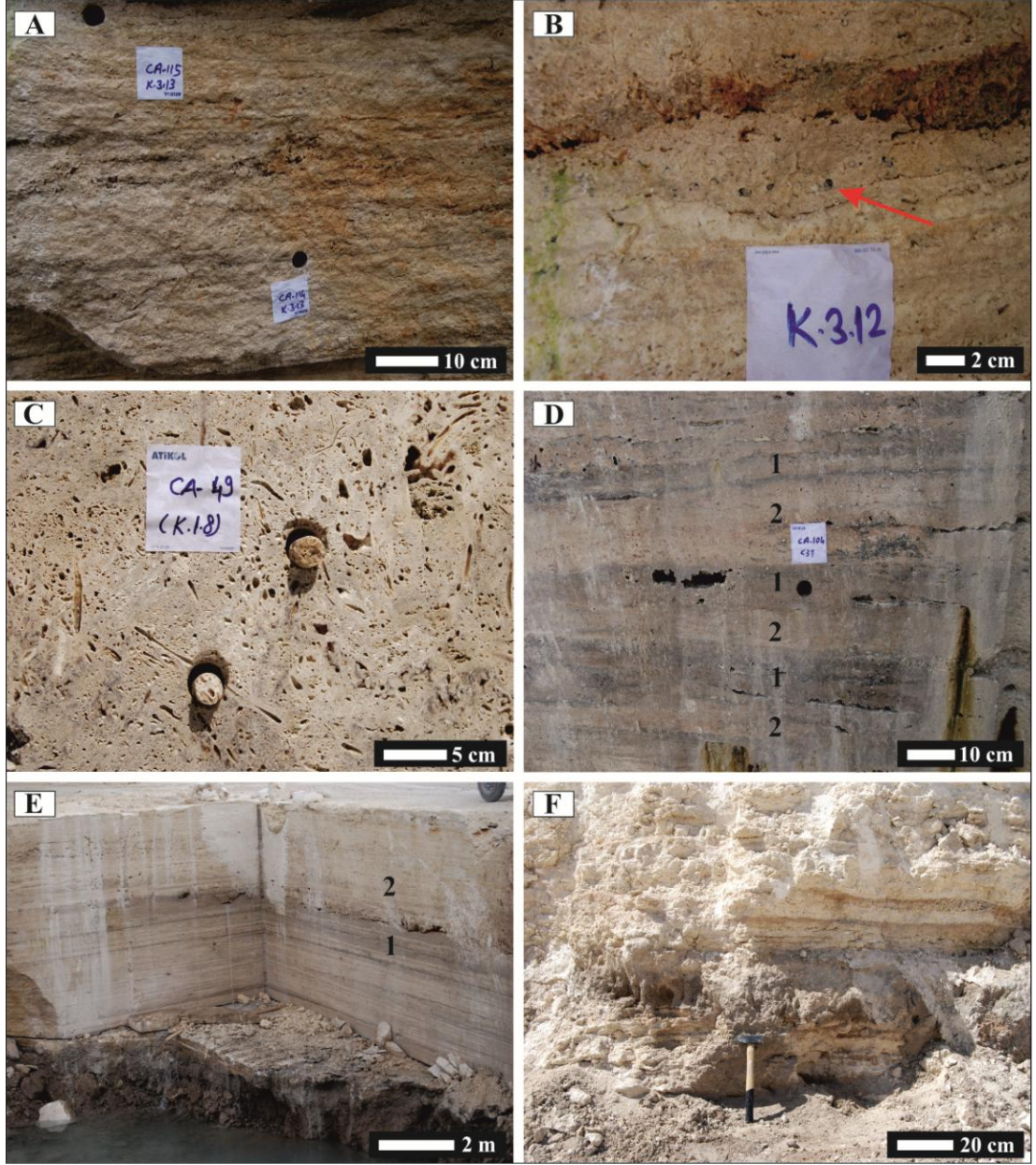


en genç kristalin kabukların yumuşak ve kolaylıkla kırılabildiği, buna karşılık yaşlı kabukların çok sert olduğu belirtilmiştir (Chafetz ve Folk, 1984; Guo ve Riding, 1998; Jones ve Renault, 2010).

### **3.1.2 Mikrit traverten**

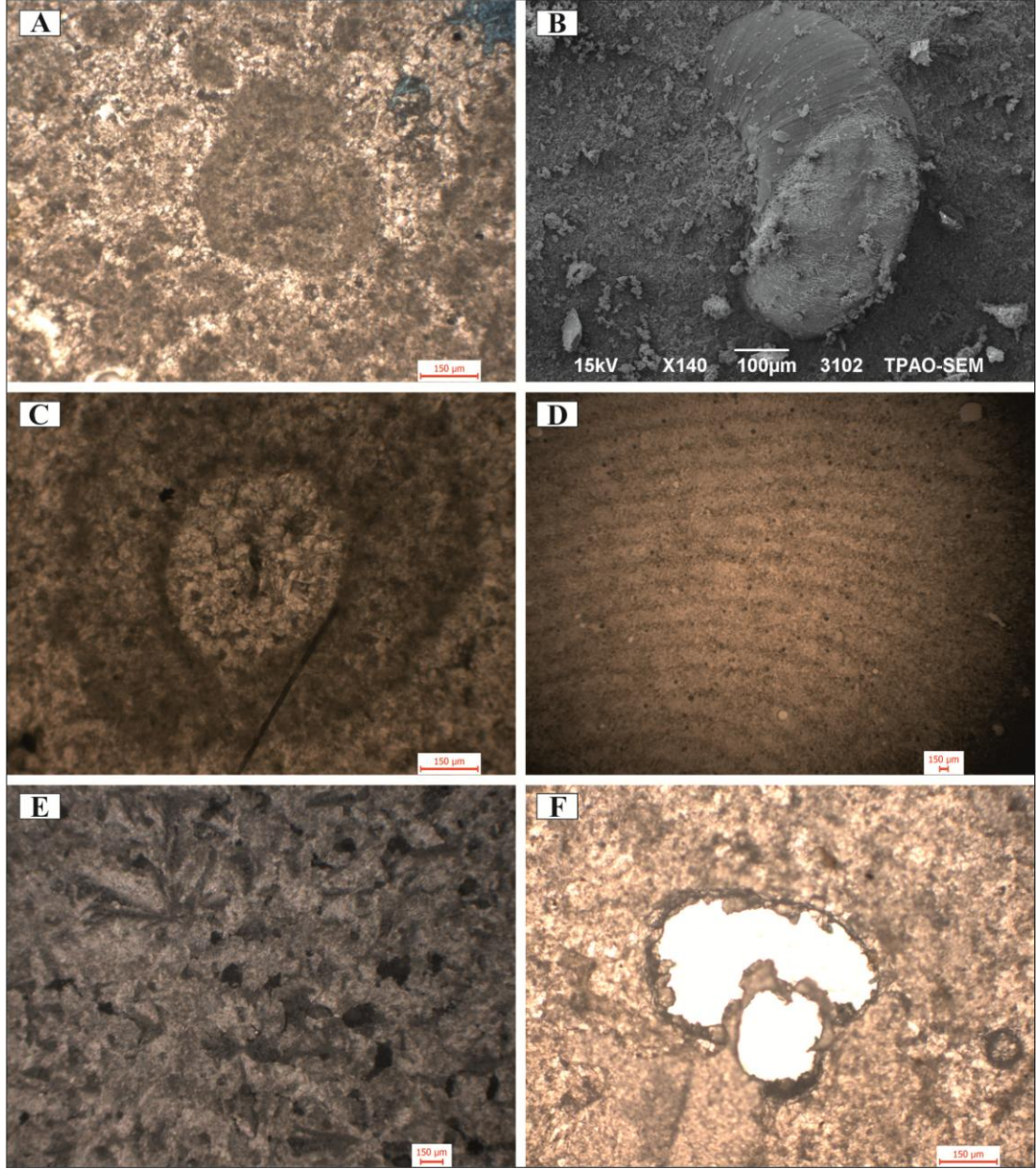
Kökeni tam olarak belli olmayan mikrit traverten, daha çok kaynağın uzak (distal) kısımlarında meydana gelir. Kelkaya traverten ocağında mikritik traverten, en yaygın ikinci litotipi temsil eder. Bu litotip, koyu kahve veya açık krem renginde, genellikle yer yer laminalı veya masif bir görünüm sergiler (Şekil 3.3a). Bu lamina kısımlarında bazen ostracod kavkılarına rastlanır (Şekil 3.3b). Genellikle diğer traverten litotipleri (sal, kamış, gaz kabarcıkları gibi) ile bir arada bulunur.

Mikritik traverten, ‘koyu renkli mikritik traverten’ ve ‘açık renkli mikritik traverten’ olmak üzere ikiye ayrılır. Ocağın taban kısımlarında koyu renkli mikrit litotipi, kamış ve ot gibi makrofitler ile birlikte gelişirken (Şekil 3.3c), üst kısımlarında açık renkli mikrit ile ardalanmalı halde bulunur (Şekil 3.3d). Bu durum, ortam enerjisinin yukarıya doğru giderek azaldığını ve kaynak suların daha sakin bir ortamda çökeldiğini ifade eder. Ocağın üst kısımlarında en fazla 100 cm kalınlığındaki eski toprak seviyesi, koyu renkli mikrit litotipi tarafından üzerlenir ve iki litotip arasında keskin bir geçiş vardır. Bu koyu renkli mikrit ise kalınlığı 200 cm olan açık renkli mikrit tarafından üzerlenir. Bu iki mikrit arasında da dereceli bir geçiş izlenir (Şekil 3.3e). Bunun yanında muhtemelen kaynağın çıkış yerlerinden uzakta ocağın kuzeyine doğru açık renkli mikrit litotipi çok dağınık, tebeşirimsi ve iyi taşlaşmamış bir özellik sergiler (Şekil 3.3f).



Şekil 3.3: Koyu ve açık renkli mikrit litotipinin arazi görüntüleri. (A) Kaba laminalanma. K.3.13 ayna yüzeyi. (B) Kaba laminalanma içerisinde gözlenen ostracod kavkıları (Kırmızı ok, ostracod kavkısını gösterir). K.3.13 ayna yüzeyi. (C) Makrofit bitkilerin etrafında gözlenen koyu renkli mikrit litotipi. K.1.8 ayna yüzeyi. (D) Koyu ve açık renkli mikritin ardanması. K.3.1 ayna yüzeyi. (E) Eski toprak seviyesi, koyu renkli mikrit ve açık renkli mikrit litotipleri arasında gözlenen geçişler. K.3.13 ayna yüzeyi (1: Koyu renkli mikrit, 2: Açık renkli mikrit). (F) Eski toprak seviyesi üzerinde gözlenen açık renkli, gevşek traverten.



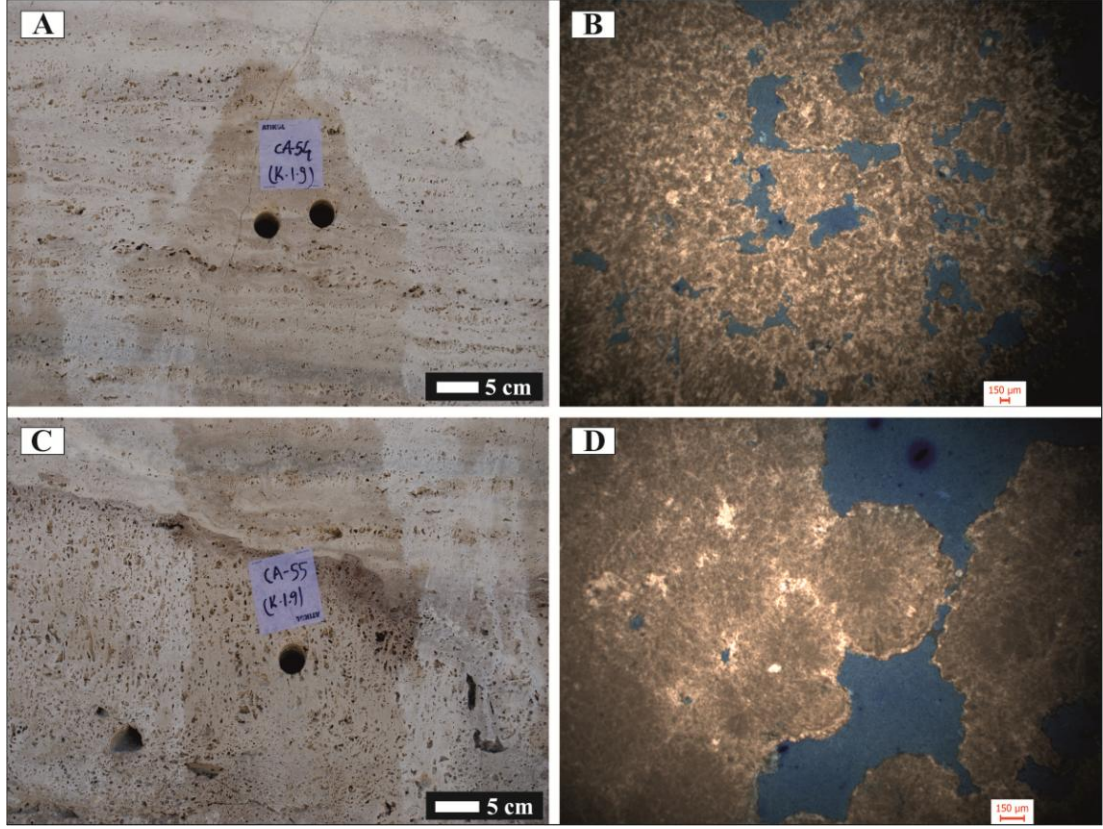


Şekil 3.4: Koyu renkli mikrit litotipinin petrografik görüntüleri. (A) Peloidal mikrit dokusu (tek nikol, mavi boyalı kısım epoksidir). (B) Ostracod kavkısı (Taramalı elektron mikroskop görüntüsü). (C) Peloidal mikritin hayalet bir doku sergilemesi (tek nikol). (D) Koyu ve açık renkli seviyelerin araldanması ile oluşan düzgün doku (tek nikol). (E) Muhtemelen mavi yeşil alg (cyanophyte) ve algal çalılarının spari kalsit kristalleri ile kaplanması (ikinci nikol). (F) Kırılmış ostracod kavkısı (tek nikol).

Petrografik incelemeye göre koyu renkli mikrit litotipinin 150-750 um uzunluğunda "peloidal doku" (Pentecost, 2005) sergilediği fark edilir (Şekil 3.4a). Bu peloidal mikrit kristalleri içerisinde ostracod kavkısı vardır (Şekil 3.4b). Bu peloidal mikrit arasında sparit kristalleri ikincil olarak meydana gelir. Rainey ve Jones (2007) tarafından peloidal doku, rengi gri ya da kahverengi, belli bir içyapısı olmayan,

küresel veya elipsoidal (50-200 mikron uzunluğunda) gevşek veya sıkı olarak kümelenmiş agregalar olarak tanımlanmıştır. Peloidal mikrit dokusunun baskın olması mikroorganizma (alg, fungi, siyanobakteri gibi) faaliyetlerinin baskın olduğunu gösterebilir. Buna karşılık sparit dokusunun baskın olması mikroorganizma faaliyetlerin az olması ile beraber oluşan peloidal mikrite bulanık veya hayalet (Claes, 2011) bir görünüm kazandırır (Şekil 3.4c). Diğer yandan, mikrit ve sparit seviyelerin ardalanması ile düzgün doku sergileyen koyu renkli mikrit litotipleri de bu çalışmada fark edilir (Şekil 3.4d). Bu sparit seviyesi içinde, muhtemelen mavi yeşil alg (cyanophyte) ve algal çalılıarın uzun spari kalsit kristalleri ile kaplandığı ortaya çıkar (Şekil 3.7a 3.4e olacak). Gözlü (vug) boşlukların yoğun olduğu koyu renkli mikrit içerisinde kırılmış "*gastropod*" kavkısına (Şekil 3.4f) rastlanılır. Bu fasiyesinde "*peloidal doku*" sergilediği açığa çıkar. Fakat burada gözlenen doku akışkan inklüzyonlarından dolayı biraz daha kirli bir görünüme sahiptir.

Açık renkli mikrit litotipi, tabakalanmaya paralel bir dizi mikro ve mezo boşlukların dizilimi ile fenestral doku sergiler (Şekil 3.5a). Bu dokuyu oluşturan boşluklar, 75-150 mikron boyutunda kümelenmiş mikrokristalin kalsit kristalleri etrafında gelişir. Bunların etrafında ise mikrospar kalsit kristalleri halinde ince, izopak çimento (isopachous cement) bulunur (Şekil 3.5b). Bu fenestral dokuyu, diğer dokulardan ayırt eden özellikler; sparit kristallerin hemen hemen hiç gelişmemesidir. Açık renkli mikrit litotipi, yosun (bryophyte) ile birlikte geliştiğinde (Şekil 3.5c) hem radyal (radial) hem de fenestral doku (fabric) sergiler. Bu yosun (bryophyte) gövdesi etrafında 0.25-1 mm uzunluğunda uzun mikrit kristalleri, bir merkezden çeperlere doğru gelişmesiyle ile bu radyal dokuyu açığa çıkarır (Şekil 3.5d). Bu radyal spari kalsit kristalleri, özşekilli, çapı 0.5 ile 1 mm aralığında olan yarı küresel adacıkları oluşturur (Şekil 3.5d).



Şekil 3.5: Açık renkli mikrit litotipinin arazi ve mikroskop görüntüleri. (A) Fenestral doku. K.1.9 ayna yüzeyi. (B) A'daki boşlukların etrafında gelişen izopak (isopachous) çimento (tek nikol, mavi boyalı kısım epoksidir). (C) Yosun (bryophyte) bitkisinin tahrip olması ile ortaya çıkan boşluklar. K.1.9 ayna yüzeyi. (D) C'deki açık renkli mikrit çökelleri ile taşlaşan yosun (bryophyte) bitkisinin radyal doku (radial fabric) doku sergilemesi (tek nikol, mavi boyalı kısım epoksidir).

Sant-Anna (2004) tarafından Brezilya'da "*Itaborian*" havzasında en yaygın gözlenen mikrit traverten, masif ve saf olmayan mikrit traverten olarak ikiye ayrılmıştır. Saf olmayan mikrit travertenin açık renkli (bej, açık gri ve yeşil) silt ve kum boyutunda kırıntılar ve iyi korunmuş "*gastropodlar*" içerdiği öne sürülmüştür. Jones ve Renaut (2010), bu mikrit traverten kökeninin belli olmadığını, fakat bazı araştırmacılara dayanarak göllerde gerçekleşen mikroorganizma süreçlerine bağlı olduğu şeklinde bir yorumlama yapmıştır.

Pedley (1992) tarafından peloidler tufalar içerisinde gözlenmiştir. Burada gözlenen peloidlerin miktarı, mikritten daha az olduğu şeklinde yorumlamalar yapmışlardır. Bunların kalsit tarafından çimentolanması ile peloidlerin giysili veya "*grumose*" bir doku açığa çıkardıkları ileri sürülmüştür (Pedley, 1992). Peloidler, tufalar içinde bulunan "*gastropodlar*" ve "*ostracodlar*" tarafından meydana gelen "*fekal pelletler*"



olabilmesine rağmen, peloidlerin "*abiyotik*" süreçler boyunca meydana geldiği (Macintyre, 1985; Jones, 1989b) ihtimali veya bakteri etrafında çökeliyle (Chafetz, 1986) oluştuğu göz ardı edilmemiştir (Rainey ve Jones, 2007).

Pedley (1994), Riding (2000), Das ve Mohanti (1997), Koban ve Schweigert (1993) peloidal mikrit yapısının oluşumunu, mikrobiyolojik faaliyetler (bakteri ve mavi yeşil alg) ile ilişkilendirmiştir. Özellikle laminalı mikrit yapısının alglar ile ilişkili olduğu ifade edilmiştir (Claes, 2011). Bu laminalı yapı koyu ve açık renkli seviyelerin araldanmasından oluşmaktadır. Claes (2011), renk değişimlerini alg ve bakterilerin mevsimsel gelişiminden dolayı olduğu şeklinde ifade etmiştir. Koyu renkli mikrit litotipinde agregalar halinde olan bu yapılar, giysili bir görünüm sergilemektedir. Bakteri organizmaları etkisi altında meydana gelen çökellerde peloidlerin çekirdeğinin bakterilerden oluştuğu ifade edilmiştir (Riding, 2000; Pache ve diğ. 2001). Bu yüzden, bakterilerin bir katalizör olarak rol oynadığı ve ayrık mikro mağara boşlukları (micro cavity pores) içinde mikritin çökmesine neden olduğu şeklinde yorumlamalar yapılmıştır (Chafetz ve Guidry, 1999).

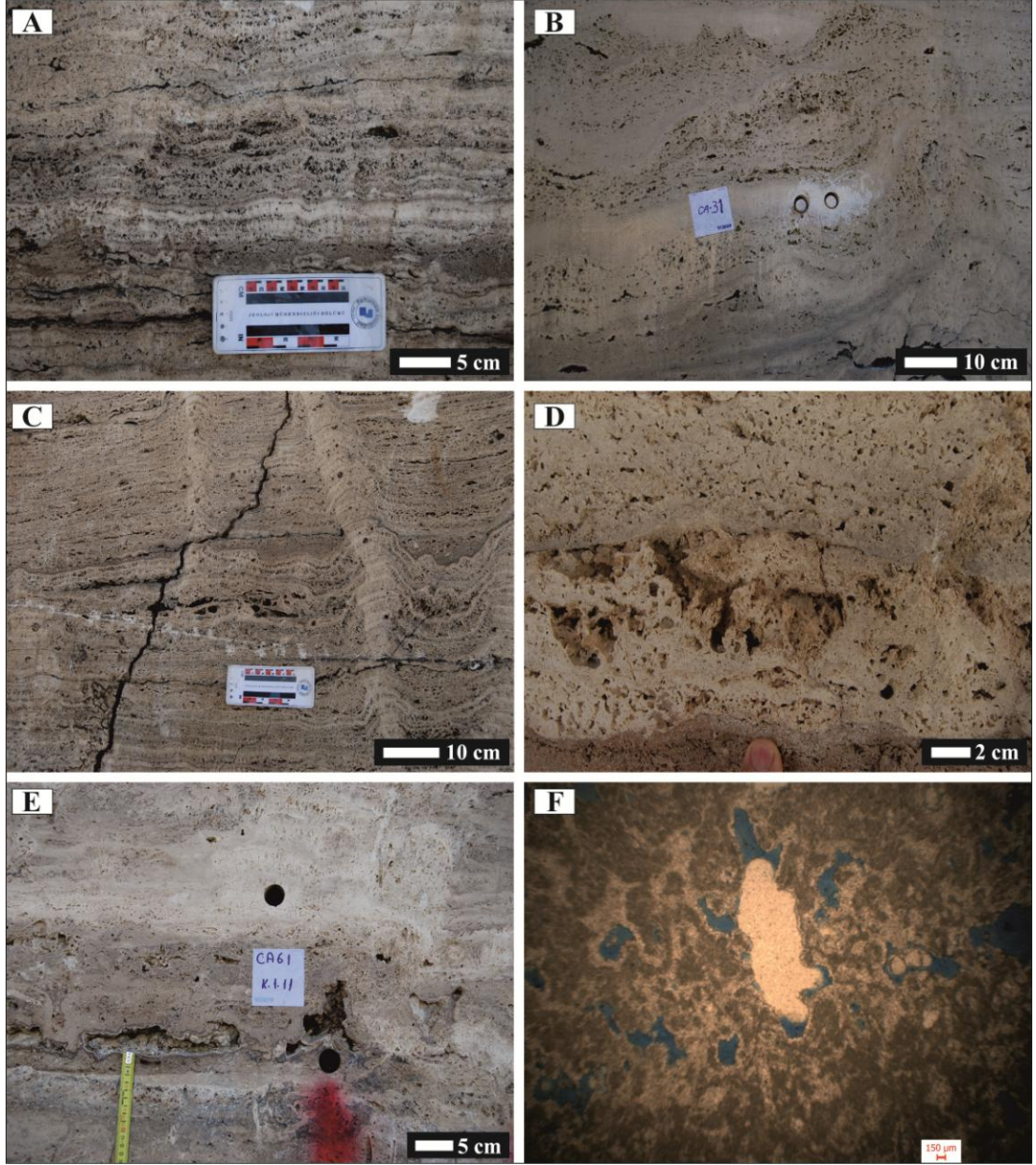
### **3.1.3 Çalı litotipi**

Kelkaya traverten ocağında gözlenen en yaygın üçüncü litotiptir. Bu litotip, açık renkli, kalınlığı 1.4 cm olan tabakalar halinde gelişir. Çalı çökelleri, yapı ve doku bakımından belirgin farklılıklar gösterir. Bu yüzden, kaynağın yakınından uzağına doğru çalı litotipinde gözlenen dokular, sırasıyla dendritik (Şekil 3.6a) ve fenestral (Şekil 3.6b) olarak ikiye ayrılır. Dendritik doku sergileyen çalılar, yer yer makrofit bitkiler ile birlikte gelişir. (Şekil 3.6c). Diğer yandan, bu çalılar, kristalin kabuk ile bir arada bulunur (Şekil 3.6a). Kristalin kabuk gelişimi çökelin kalsiyum karbonat bakımından çok fazla doygun olduğunu gösterir. Başka bir deyişle, başlangıçta çalılar boşluklu ve hassastır, daha sonra çimentolar gözenekleri doldurdukça sıkışmaya başladığı şeklinde açıklamak daha doğru olacaktır (Şekil 3.6d). Ancak, kaynak su akış hızının az olması, stromatolite benzer tabakalanmanın (Şekil 3.6a) açığa çıkmasına neden olur. Yer yer su derinliğinin fazla olduğu kısımlarda bakteriyel çökellerin tahrip olarak büyük, düzgün geometriye sahip, fakat heterojen dağılım sergileyen yuvarlak veya elipsoidal boşluklar bıraktığı gözlenir (Şekil 3.6b). Bu boşluklar, bakteriyel çökellerin çökelim oranı ile doğru orantılı olabilir. Ayrıca, kaynak su geliminin fazla olduğunu ve ortam enerjisinin yüksek olduğunu

göstermektedir. Sonuç olarak bakteriyal çökellerin yoğunluk ve renginde meydana gelen değişimler, birbirinden farklı dokuların oluşmasına neden olur.

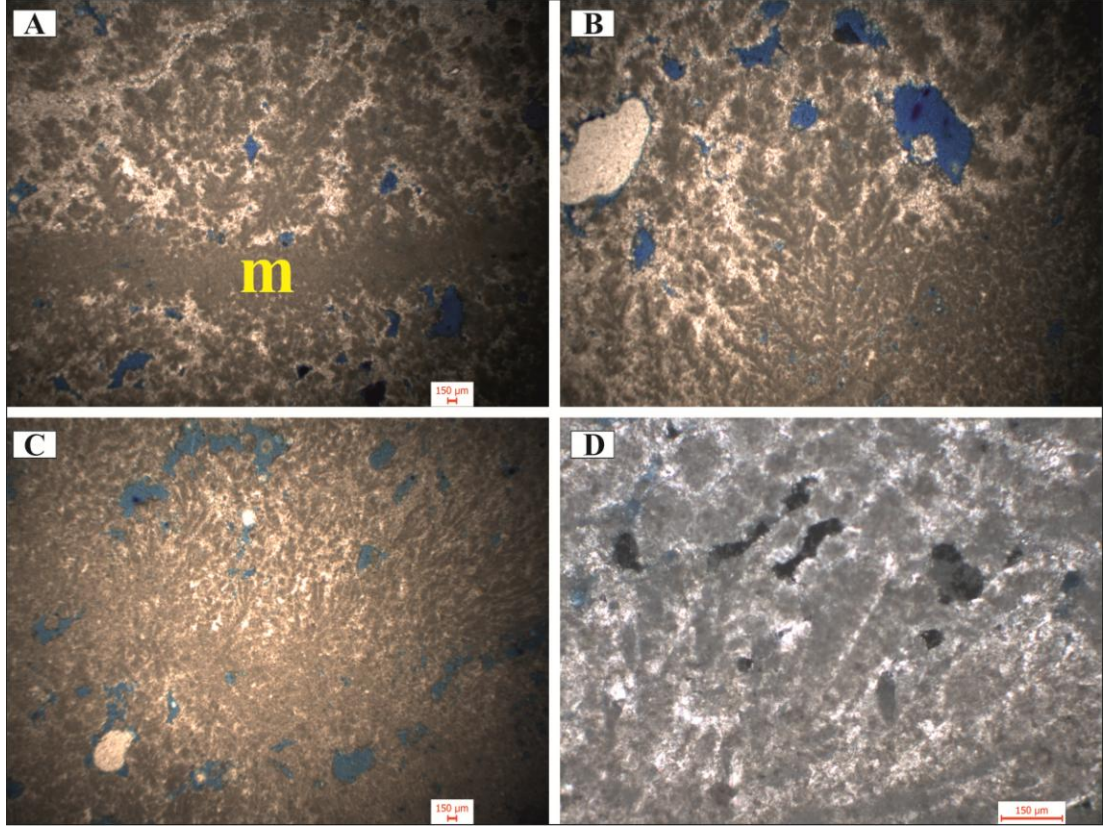
Arazi çalışmalarına göre, en fazla 20 cm uzunluğunda ve 50 cm genişliğinde mikrobiyal kafalar (microbial heads) tespit edilmiştir (Şekil 3.6e). Petrografik çalışmalara göre bu kafaların, çalı çökellerin kümelenmesinden oluştuğu belirlenmiştir. Bu başlar mikrit kökenli olup, araları mikrospar spari kalsit kristalleri ile dolmuştur. Mikrokristalin kalsit ve spari kalsit kristallerin birlikte gelişmesi, çallara peloidal doku kazandırır (Şekil 3.6f). Buna göre, arazi çalışmalarında mikrobiyal kafaların çoğunlukla açık renkli olması, spari kalsit kristallerin eş zamanlı olarak gelişmesinden kaynaklanır. Sonuç olarak, mikrobiyal kafalar arazi çalışmasına göre dendritik doku sergilerken, petrografik çalışmaya göre peloidal doku sergilemektedir.

Petrografik olarak çalılardan boyutları, morfolojisi, bir tabaka içindeki sıklığı, şekli ve yaprakların bileşimi çok önemlidir (Chafetz ve Guidry, 1999). Mikroskop görüntülerine göre bir mikrit tabakasının altında ve üstünde çalı çökellerin geliştiği tespit edilmiştir (Şekil 3.7a). Yanal olarak çalılar, sıkı bir paketlenme sergiler. Sıkı paketlenmiş çalılar içinde dallanmalar düzensiz, ince olmaya eğilim gösterir ve depolanma yüzeyine dik olarak yönelenirler (Şekil 3.7b). Fakat eğimli yüzeylerde meydana gelen çalılar, seyrek paketlenme özelliği sergiler (Şekil 3.7c). Bu yüzeylerde dallanmaları oluşturan mikrokristalin kalsit kristallerin boyutu ise daha küçüktür (Şekil 3.7d). Dallanmaları oluşturan yaprakların şekli ise çok belirgin değildir. Çalıları oluşturan yapraklar, kısmen belirsiz kenarları olan düzensiz formlardan, sınırları belli keskin yapraksı formlara kadar değişmektedir. Bazı yaprakların içlerinde mikro-spar ve pseudospar bulunmasına rağmen, bu yapraklar çoğunlukla mikritik kökenlidir. Her biri yaklaşık 2 ile 4 mikron boyut aralığına sahip mikrokristalin kalsit veya mikrospar kristallerinden oluşur. Sonuç olarak, optik mikroskop incelemesine göre çalı litotipi başlıca mikritten meydana gelir.



Şekil 3.6: Çalı litotipinin arazi ve mikroskop görüntüleri. (A) Dendritik doku (dendritic fabric) sergileyen çalı litotipi. K.2.2 ayna yüzeyi. (B) Fenestral doku sergileyen çalı litotipi. K.2.3 ayna yüzeyi. (C) Çalı çökelleri ile makrofitlerin bir arada gelişmesi. K.2.2 ayna yüzeyi. (D) Çalı çökelinin tahrip olması ile açığa çıkan boşluk. (E) Mikrobiyal kafalar (Microbial heads). K.1.11 ayna yüzeyi. (F) E'deki örneğin peloidal doku sergilemesi (tek nikol, mavi boyalı kısım epoksidir).





Şekil 3.7: Çalı litotipinin mikroskop görüntüleri. (A) Mikrit tabakası (m) üzerinde gelişen çalı çökelleri (tek nikol). (B) Sıkı paketlenme sergileyen çalı çökelleri (tek nikol). (C) Seyrek paketlenme sergileyen çalı çökelleri (tek nikol). (D) Çalı çökellerini oluşturan mikrokristalin kalsit kristalleri (çift nikol, C'deki örneğin yakın çekimidir) (Mavi boyalı kısım epoksidir).

Guo ve Riding (1998) tarafından kalın ve geniş çalı çökelleri tespit edilmiştir. Yarı yatay yüzeyler üstünde küçük çalı gelişimlerinin baskın olduğu yerler, boşluklu traverten olarak adlandırılmıştır (Chafetz ve Folk, 1984; Casanova, 1986; Pentecost, 1990; Guo ve Riding, 1994). Buradaki çalılar mikrit/rombohedral spar çalılar olarak isimlendirilmiştir. Çalı ve mikrit katmanların ardalanmasıyla nitelendirilen çalı litotipi, su derinliği ve akış koşullarına göre değiştiği ifade edilmiştir. Guo ve Riding (1994) tarafından yapılan petrografik ve duraylı izotop çalışmalarına göre, bunların başlıca mikrobiyal faaliyetler altında meydana geldiği sonucuna varılmıştır. Fakat, mikrit/rombohedral spar ve iğnemsî kristaller halindeki böyle çalılar (Guo ve Riding, 1994, 1998) inorganik (Pentecost, 1990) ve organik süreçlere bağlı olduğu sonucuna varılmıştır (Chafetz ve Meredith, 1983; Chafetz ve Folk, 1984; Chafetz ve Guidry, 1999).

Chafetz ve Folk (1984) tarafından bu litotip, genel morfolojisi ağaçsı bitkilere benzerlik göstermesinden dolayı çalı olarak isimlendirilmiştir. Bu çalı çökelleri

içerisinde bazı bakteriler, tespit etmesinden dolayı bakteriyal çalı (bacterial shrub) litotipi denilmesini uygun görmüştür. Mikroskop üzerinde bu bakteriyal çalılarda en fazla 1 ile 3 cm arasında, hatta bazı çalı formların da ise 6 cm'yi aşan kalınlıklar gözlenmiştir. Bakteriyal çalıların belirgin bir kristalin yapıya sahip olmadığı, fakat dendritiklerden oluştuğu Keith ve Padden (1964) ve Jones-Renaut (1995) tarafından ifade edilmiştir. Ayrıca, kristal özelliği göstermeyen dendritik kristaller ise birçok ayırık (feather) kristaller içerdiği Jones ve Renaut (1995) tarafından ortaya atılmıştır. Traverten çökelleri içindeki çalıların genellikle bir merkez bölgeden dışa doğru dallanmalar sergiledikleri ortaya atılmıştır. Çalıların dalları, mikrit agregaların kümelenmesinden veya yapraklardan oluşmuştur. Yapraklar, bakteri kümelenmelerin etrafında çökelen mikrit birikimleri olarak tespit edilmiştir. Buna ilaveten, Chafetz ve Guidry (1999) tarafından bu küçük bakteriyal çalıların günlük laminalar olarak ışınal kristalin kabukların kristal yüzeyleri üstünde geliştiği öne sürülmüştür (Folk vd., 1985). Bakteriyal çalı şeklinde bakteri kümelenmeleri baskın olduğu için bu çalılarda düzensiz, belli kristal özelliği olmayan, tekrarsız bir yapı ortaya çıkmıştır. Ama yine de, bakteriyal çalı morfolojilerinde çökelen mineralin az bir rol oynadığı öne sürülmüştür (Chafetz ve Guidry, 1999).

### **3.1.4 Kamış litotipi**

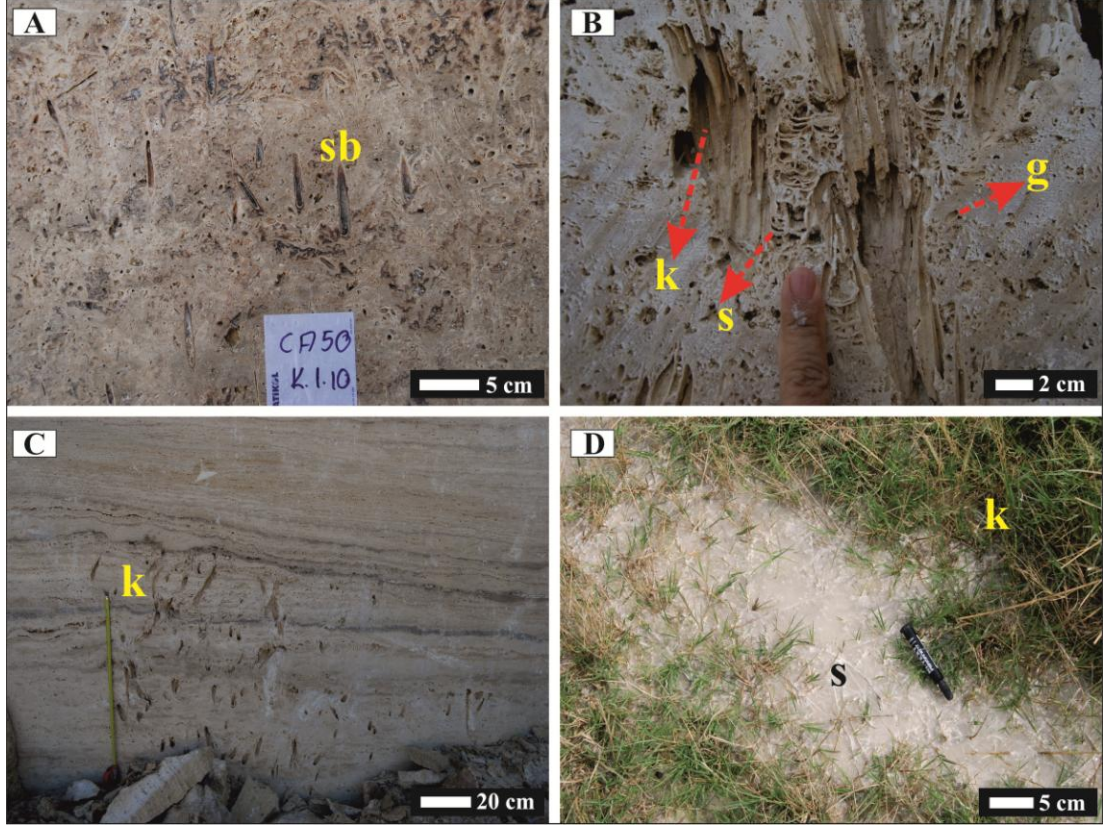
Kelkaya traverten ocağında genellikle koyu ve açık renkli mikrit ile birlikte gözlenen lokal bir oluşumdur. Bu litotip, iç kısımları daha çok iri spari kalsit kristalleri ile kaplanan sucul bitkiler (grass) (Şekil 3.8a) ve cm boyutundaki kamış gövdeleri (reed stems) arasında gözlenen sal (paper-thin rafts) ve gaz kabarcığı (coated gas bubbles) gibi litotipler (Şekil 3.8b) ile beraber gelişir. Stratigrafik olarak aşağıdan yukarıya doğru sırasıyla gaz kabarcığı, sal ve bu litotipleri genellikle kesen kamış litotipleri halinde bir düzen açığa çıkar. İlk olarak bu kamışların arasındaki boşlukları dolduran ince kristalin karbonat ile bu bitki maddesi kabuklaşır. Kamışların gelişmediği boş kısımlarda ise ince, gevrek kristalin kabuk halinde salların geliştiği görülür. Daha sonra mikrobiyal faaliyetlerin etkisi altında açığa çıkan küresel gaz kabarcıkları, ince kalsiyum karbonat filmi ile sıvanır, kamış ve salların altında gelişmeye başlar. Bu küresel gaz kabarcıkların boyutu 1 ile 4 mm arasında değişir. Allen ve Day (1935), Kitano (1963), Schreiber ve diğ. (1981), Chafetz ve Folk (1984), Koban ve Schweigert (1993), Guo ve Riding (1998) tarafından bu gaz kabarcıklarının kaynağı suyu ile ilişkili olan kalsiyum karbonat ile kaplandığı tespit edilmiştir. Buna ilaveten,

Guo ve Riding (1996) tarafından durgun su içinde bu kabarcıkların, düşey doğrultuda birbirine bağlanması ile zincirler meydana getirdikleri vurgulanmıştır.

Ocağın tabanından yukarıya doğru kamış gövdelerin boyutunda belirgin bir artış fark edilmiştir. Arazi gözlemleri neticesinde kamış boşlukların morfolojisi, boyutu ve ortam koşullarına göre kamış litotipleri, kamış-1 (Şekil 3.8c), kamış-2 (Şekil 3.8a) ve kamış-3 (Şekil 3.8b) halinde alt sınıflara ayrılır. Kamış-1 litotipi, genellikle eğimli yüzeylerde tabana yakın yerde gelişir veya yukarıya doğru gelişmesi ile eğimli yüzeyler oluşturur (Şekil 3.8c). Suyun durağan olduğu yerlerde gelişen cm boyutundaki sucül bitkiler (grass) ise kamış-2 olarak adlandırılır (Şekil 3.8a). Açık renkli mikrit, sal (paper-thin rafts) ve gaz kabarcıkları (coated gas bubbles) ile birlikte gelişen cm boyutundaki iri kamış gövdeleri (reed stems) ise kamış-3 olarak isimlendirilir (Şekil 3.8b). Buna benzer bir sınıflandırma, Claes (2011) tarafından Ballık yöresindeki ECE ocağında yapılmıştır.

Guo ve Riding (1998) tarafından "*Rapolano Terme*" travertenleri içinde yerinde kümelenmeler halinde meydana gelen iri ot (grass) ve kamışlar (reeds), kamış litotipi olarak adlandırılmıştır. "*Terme San Giovanni*" bölgesinde hemen hemen birkaç cm derinliğindeki su içinde güncel kamışların (reeds) yoğun kümelenmesi traverten çökellerini meydana getirmektedir (Şekil 3.8d). Bu yüzden, kamış litotipinin sal litotipi ile beraber geliştiği ortaya atılmıştır. CO<sub>2</sub> gaz çıkışının (degassing) fazla olduğu yerlerde kalsiyum karbonat bakımından doymuş kalsitin oluşması, ince kristalin salları (paper-thin rafts) oluşumuna olanak sağlamıştır (Allen ve Day, 1935; Folk ve diğ., 1985; Chafetz ve diğ., 1991; Capezzuoli ve Gandin, 2005). Bu milimetre kalınlığındaki salları, "sıcak su buzunu" (Allen ve Day, 1935) ve "kalsit buzunu" (Bargar, 1978) olarak isimlendirilmiştir ve mağara havuzlarında oluşan sallara (Gonzalez ve Lohmann, 1988; Chafetz ve diğ., 1991) benzediği ifade edilmiştir. Salların üst yüzeyinin düz ve alt yüzeyinin ise tırtıklı (dentate) olduğu gözlenmiştir. Yüzey suyunun çalkantılı olması, hassas kalsit çökelleri değişik boyut ve şekilli salları halinde kırmaktadır. Bunun nedeni ise kristallerin aşağıya doğru su içerisinde gelişmesinden kaynaklanmaktadır. Sal litotipinin hemen altında genellikle gaz kabarcıklarının tutulduğu tespit edilmiştir. Havuz tabanı üstündeki sediment içinde meydana gelen mikrobiyal aktivite, bu gaz kabarcıklarının oluşmasına olanak sağlamıştır (Şekil 3.10F). Bu küresel gaz kabarcıklarının bir mikrit filmi ile hızlıca çevrelendiği ifade edilmiştir. Zarflı kabarcık kütleleri halindeki kayaçlar, "kabarcık

kireçtaşı", "taşlaşmış kabarcıklar" veya "köpük kayacı" (Chafetz ve Folk, 1984) olarak adlandırılmıştır. Düşey olarak birbirine karışmış halde meydana gelen uzun gaz kabarcıkları, havuz tabanları üstünde biriken sedimentler içinde olduğu ifade edilmiştir (Guo ve Riding, 1992, 1998).



Şekil 3.8: Kamış litotipinin arazi görüntüleri. (A) Koyu renkli mikrit ile sucul bitkilerin (sb) birlikte gelişmesini ifade eden Kamış-2 litotipi. K.1.10 ayna yüzeyi.(B) Açık renkli mikrit, sal (s) ve gaz kabarcığı (g) ile birlikte gelişen Kamış-3 litotipi. K.4.6 ayna yüzeyi. (C) Eğimli yüzey oluşturan kamış-1 litotipi. K.2.13 ayna yüzeyi. (D) Güncel ortamda kamış (k), sal (s) ve gaz kabarcıklarının (g) birlikte gelişmesi (sb: sucul bitkiler (grass), k: kamış (reed), s: sal (paper-thin raft), g: zarflı gaz kabarcığı (coated bubble)).

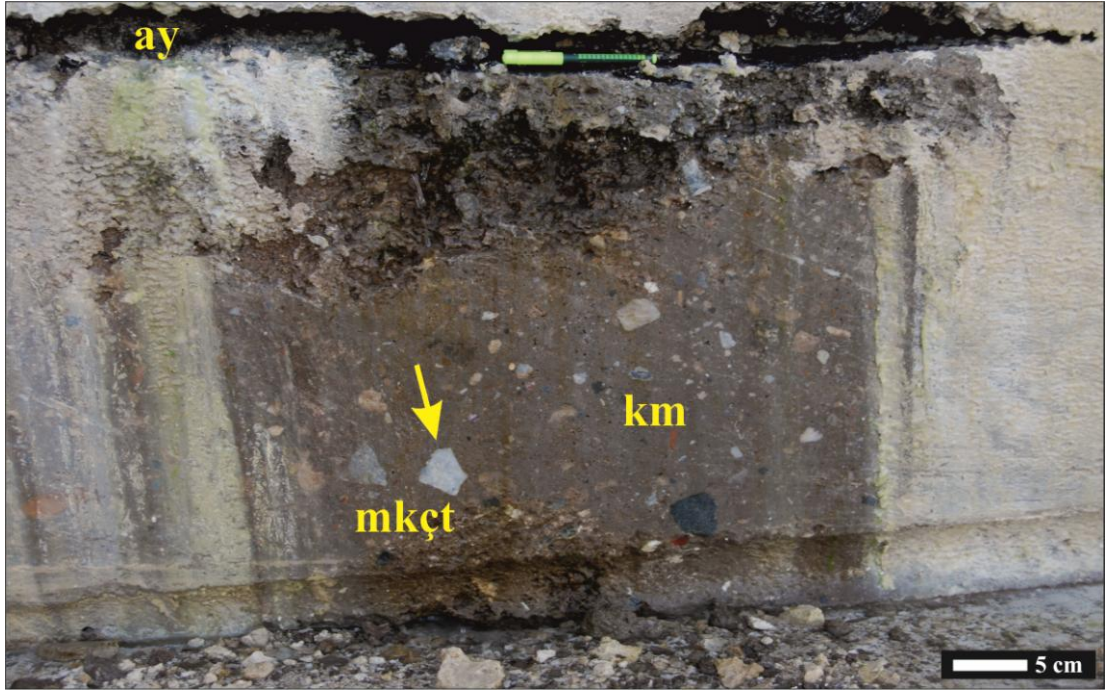
### 3.1.5 Eski toprak seviyesi

Eski toprak seviyeleri doğrudan traverten litofasiyesi olmamakla birlikte traverten litofasiyesi ile yakın ilişkili oldukları saptanmıştır. Eski toprak seviyesi, her bir fasiyes içerisinde oluşmasından dolayı litotip adı altında incelemek daha doğru olacağı düşünülmüştür. Bu çalışmada "*Mezozoyik kireçtaşları*" ile beraber bulunan koyu kahve renkli toprak oluşumu (Şekil 3.9) ve "*intraklastlar*" ile birlikte gelişen açık kahve renkli mikrit (Şekil 3.10a), eski toprak seviyeleri olarak incelenmiştir. Optik mikroskop çalışmasına göre, bu açık kahve renkli mikrit çökelinin

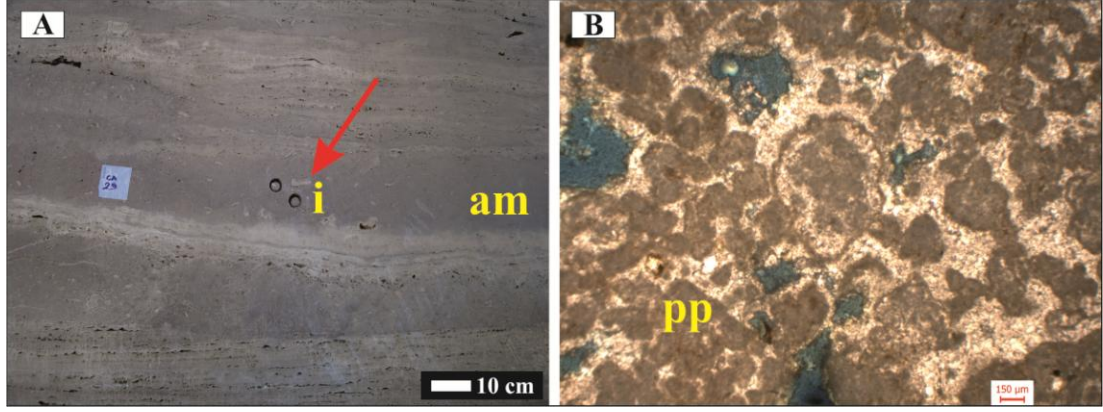


"pseudopellet" dokusuna (Şekil 3.10b) sahip olduğu belirlenmiştir (Flügel, 2004 sayfa 115). Kötü derecelenme, boyut ve şekillerindeki belirgin farklılıklar, pseudopellet dokusunun aslında hafif taşlaşmış karbonat çamuru olduğunu veya yamaç aşağı mikritin yeniden işlendiğini ifade etmektedir.

Böyle bir oluşum, Almanya'nın Erken Permiyen yaşlı göl sel karbonatlarında göllerin sığ kenarlarında tespit edilmiştir (Flügel, 2004). "*Çamur peloidlerin*", taşlaşan karbonat çamuru veya mikrit çimentosunun yeniden işlenmesinden kaynaklandığı ifade edilmiştir. Genelde çoğu çamur taneli "*peloidler*", aynı havza içinde tekrar çökme ve erozyon aracılığıyla meydana gelen "*intraklastlar*" olarak ortaya çıkmıştır.



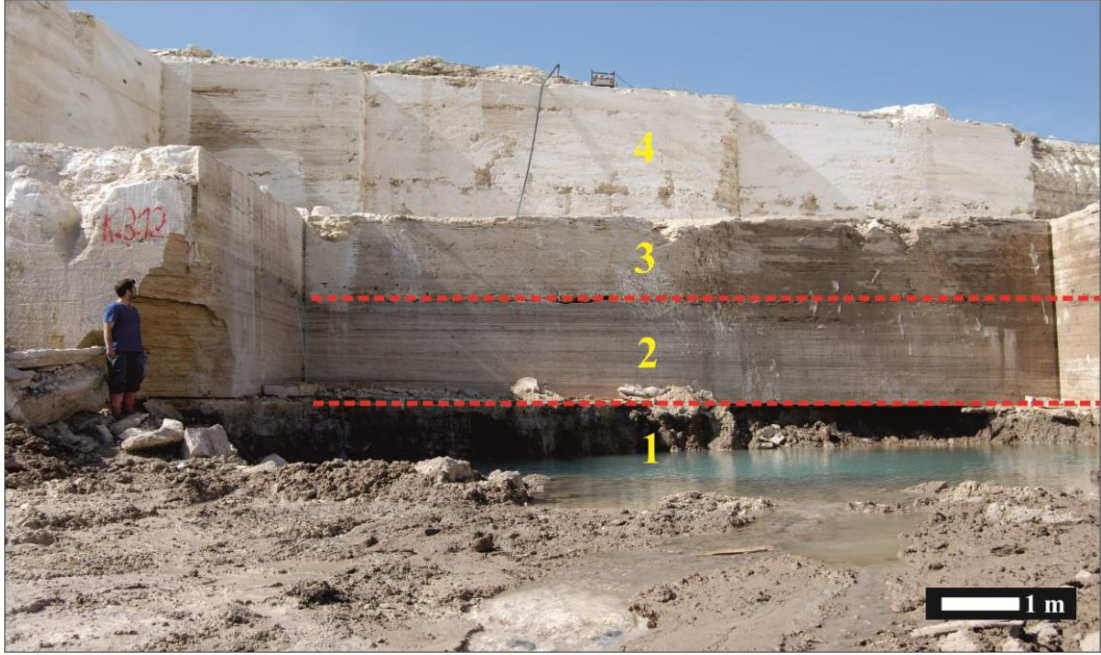
Şekil 3.9: Koyu kahve renkli mikrit ve Mesozoyik yaşlı köşeli kireçtaşı tanelerinden oluşan eski toprak seviyesi. K.3.10 ayna yüzeyi (paleosol) (ay: aşınma yüzeyi, mkçt: sarı ok ile gösterilen Mesozoyik kireçtaşı, km: koyu kahve renkli mikrit).



Şekil 3.10: Eski toprak seviyesinin arazi ve mikroskop görüntüleri. (A) Açık kahve renkli mikrit (am) ve intraklasttan (i) oluşan eski toprak seviyesi (paleosol). K.2.3 ayna yüzeyi. (B) A'daki eski toprak seviyesini ifade eden pseudopellet (pp) dokusu (i: intraklast, am: açık kahve renkli mikrit, pp: pseudopellet, kırmızı ok: intraklastı gösterir).

Sıcak kaynak suların kısa süreli kesintiye uğraması, traverten çökellerin atmosfer koşullarına maruz kalmasına neden olur. Traverten çökellerinin değişmesine neden olan ana faktörler, *i*) yağmur suyu, *ii*) atmosfere maruz kalması (subaerial exposure) ile kuruma ve *iii*) biyolojik faaliyetler etkisi altında gerçekleşen alterasyonlardır. Bunun sonucunda topraklaşma meydana gelmiştir. Kristalin kabuk ve koyu renkli mikrit arasında oluşan aşınma yüzeyleri, bu litotiplerin sınırlarını oluşturur (Şekil 3.11).

Guo ve Riding (1998) tarafından eski toprak seviyelerinin (paleosol), pedojenik kalkerler ile çakıştığı gözlemlenmiştir ve sığ tatlı su bataklıklarında meydana gelen gölsel (palustrine) kireçtaşları (Platt ve Wright, 1992) ile karşılaştırılabileceği ifade edilmiştir. "Rapolano Terme" traverten çökelleri arasında gözlenen eski toprak seviyesi, havuz ve bataklık ortamları içinde açık renkli traverten çökelleri ile birlikte gözlenmiştir. Diğer yandan, Kaklık'ın KB'sındaki İllik ocağında bu litotipe çok fazla rastlanılmıştır (Özkul ve diğ. 2002).



Şekil 3.11: Eski toprak seviyesinin (Paleosol) diğer fasiyeler ile ilişkisi (1: Eski toprak seviyesi, 2: Koyu renkli mikrit, 3: Açık renkli mikrit, 4: Gevşek traverten çökeli. İstif sınırı, kırmızı kesik çizgi ile gösterilmiştir).

## 3.2 Depolanma Sistemleri

### 3.2.1 Yamaç depolanma sistemi

Yamaç depolanma sistemi, düz yamaç, teraslı yamaç ve şelale fasiyesinden oluşmaktadır.

#### 3.2.1.1 Düz yamaç fasiyesi

Düz yamaç fasiyesi, yanal yönde teraslı yamaç fasiyesinden sonra gelişir. Bu fasiye ve teraslı yamaç fasiyesi arasında dereceli bir geçiş vardır. Diğer yandan, düşey yönde düz yamaç fasiyesi, küçük tümsek fasiyesi ile keskin bir geçiş sergiler. Yanal yönde teraslı yamaçtan düz yamaç fasiyesine doğru meydana gelen değişim, kaynak suyun akış hızındaki azalmayı ifade eder. Bu fasiyeste gözlenen kalın, düz tabakaların eğimi 10 ile 40 derece arasında değişir. Düz yamaç fasiyesi, kristalin kabuk ve eski toprak seviyesi litotipinden oluşur. Kristalin kabuğu oluşturan tabakalar, iki mikrit laminası arasında tabakaya dik yönde gelişen sedir ağacı görünümüne benzer dendritik kalsit kristallerinden (dendritic calcite crystals) oluşur. Bazen ikincil oluşumlar, tabakaların arasına nüfuz etmiştir. Hatta bu oluşumlar, tabakaların sınırını temsil etmektedir.

Bu çalışmada, düz yamaç fasiyesinde teras yapısının az olması, su akışında meydana gelen dalgalanmaların ve yüzey düzensizliğinin (surface roughness) az olduğunu ifade eder. Bu fasiyeste gözlenen dendritik dokuya sahip kalın kristalin kabuklar, yüksek akış oranları altında hızlı çökeli mi yansıtırken (Guo ve Riding, 1998), yelpaze dokusuna sahip ince kristalin kabuklar ise kaynak su akışı ve çökeli m oranının az olduğunu gösterir. Kaynak suyu miktarı azaldıkça, yamaç çökellerin yüzeyi gittikçe atmosfere maruz kalır ve diyajenetik değişimler kısa süreli de olsa gözlenebilmektedir. Bu durum, "*sparimikritleşme*" olayını ifade etmektedir (Love ve Chafetz, 1988). Buna ilaveten, teraslı yamaçtan kopan taneler, yamaç aşağı yağmur veya kaynak suyu ile yıkanır. Böylece, yamaç depolanma sisteminin uzak (distal) kısımlarında gözlenen mikrit ve intraklastların birbiri ile karıştığı görülür.

Bu çalışmada kristalin kabuğun içerisinde gözlenen ışınal kristalin çalılarının, kaynak ağızları veya teras çeperlerinde meydana geldiği ifade edilmiştir. Kaynak ağızları (spring orifice) ve çeper taşlarını (rimstone) meydana getiren bu kristalin kabukların kalın demetlerinin, çalı ve mikrit çökellerinden oluştuğu gözlenmiştir (Chafetz ve Guidry, 1999).

Yamaçların üst kısımlarında çökelen travertenler, mikrit çökellerinin daha baskın olduğu gölsel (lacustrine) travertenler içine benzer aşınma yüzeyleri sergiler. Bu aşınma yüzeyleri, erozyondan daha çok çökeli min olmadığı süreçleri ifade etmektedir (Chafetz ve Folk, 1984).

### **3.2.1.2 Teraslı yamaç fasiyesi**

"Mammoth Sıcak Kaynak'larda" (Fouke ve diğ., 2000; Chafetz ve Folk, 1984), Türkiye'nin batı kesimindeki Pamukkale travertenleri (Julia, 1983; Altunel ve Hancock, 1993) ve İtalya'daki "Rapolano Terme" travertenleri (Guo ve Riding, 1998) güncel traverten bölgelerinde gelişen en iyi teras sistemlerini temsil etmektedir. Buna ilaveten "Kolombiya'da Clinton" yakınında yüzeylenen büyük üç boyutlu dendritik tabakaların meydana getirdiği teras önleri, Jones ve Renaut (2008) tarafından incelenmiştir. Chafetz ve Folk (1984) tarafından dik yamaçlar üstünde yığılan çökeller ise teras tümsekleri olarak adlandırılmıştır.

Kelkaya traverten ocağında teraslı yamaç sistemi çok yaygındır. Bataklık havuz fasiyesi, yanal yönde teraslı yamaç fasiyesini üzerler. Buna karşılık, düşey yönde teraslı yamaç fasiyesi, kil içerikli açık renkli bataklık havuzu ile keskin bir geçiş



sergilemektedir. Aslında teraslı yamaç fasiyesinin ilerlemesi (progradation), muhtemelen kaynak çıkış yerinin değişmesi ile kesilmiştir. Bunun sonucunda eski toprak seviyesi aniden gelişmiştir.

Teras çeperi (terrace rim), teras duvarları (terrace wall) ve teras havuzları (terrace pool) bu fasiyesin alt bölümlerini oluşturur. Teras havuzları ile duvarları arasına giren teras çeperleri, sıcak kaynak su çökelinin en hızlı aktığı, çökelim oranının en fazla olduğu en uç veya zirve bölgelerini temsil eder. Aşağıya doğru sarkan özelliği ile kendini belli eden dik teras duvarların genişliğinin uzunluğundan daha az olduğu tespit edilmiştir. Hemen hemen dike yakın teras duvarlarının önünde gelişen su ile dolu bünyesinde birçok çökelleri barındıran koyu renkli çökeller, teras havuz fasiyesi olarak adlandırılmıştır. Teraslı yamaç fasiyesinin bazı kesimlerinde teras çeperlerin büyüme yönünde yukarıya doğru artmasıyla sıcak kaynak suyun akışı hızlanmıştır ve birbiriyle ardalanmalı sıkı dalgalı laminalanmalar, Guo ve Riding (1998) tarafından kıvrım (eddies) olarak adlandırılmıştır. Bunun sonucunda teras havuzların genişliğinde belirgin azalma gözlenmiştir (Şekil 3.12). Bu yüzden, teras oluşumu başlıca suyun türbülansına, akış hızına ve yamaç yüzeyine bağlı olarak ortaya çıktığı ifade edilmiştir (Guo ve Riding, 1998). Laminar akış altında su, yatay olarak akış doğrultusuna paralel akmaktadır ve bunun sonucunda yatay katmanlar oluşmuştur. Eğer yeni açığa çıkan bir kaynak suyu türbülanslı akması sonucu laminar akan suyu keserse bölgesel olarak kıvrımlı laminalardan (eddies) oluşan katmanlar meydana gelmektedir. Bu kıvrımlar, akış hızında bir artış meydana getirerek fazla çöketime ve yamaç yüzeyinin sertleşmesine neden olmaktadır (Guo ve Riding, 1998). İşte bu durum, teraslı yamaç fasiyesinin kökenini açıklamaya yardımcı olmuştur.

Bu teraslı yamaç fasiyesinde karşılaşılan en baskın litotip kristalin kabuk ve bakteriyal çalı çökelleridir. İnce mikrit laminalar arasında gözlenen kristalin çalı çökelleri teras çeperlerinde kristalin kabuk litotipini oluşturur. Teras çeperini oluşturan bu kristalin kabuklarda kristalin çalı filamentlerin izleri gözlenmiştir. Bu ince kahve renkli çökelin oluşumu, kaynak suyu akışının bazı dönemlerde kesildiği şeklinde ifade edilmiştir (Guo ve Riding, 1998). Bu teras duvarlarını oluşturan ince kristalin kabuk, aşağıya doğru giderek belirsizleşmiş veya incelir. Bu incelmeden dolayı teras havuzlarına geçiş net değildir. Bu kristalin kabuk litotipi, havuz çökellerine yaklaşık 62.5 derece ile eğimlenmiştir (Şekil 3.12). Teras havuzlarının derinliği ise yer yer mm veya cm boyutundadır. Genellikle teras havuzlarının

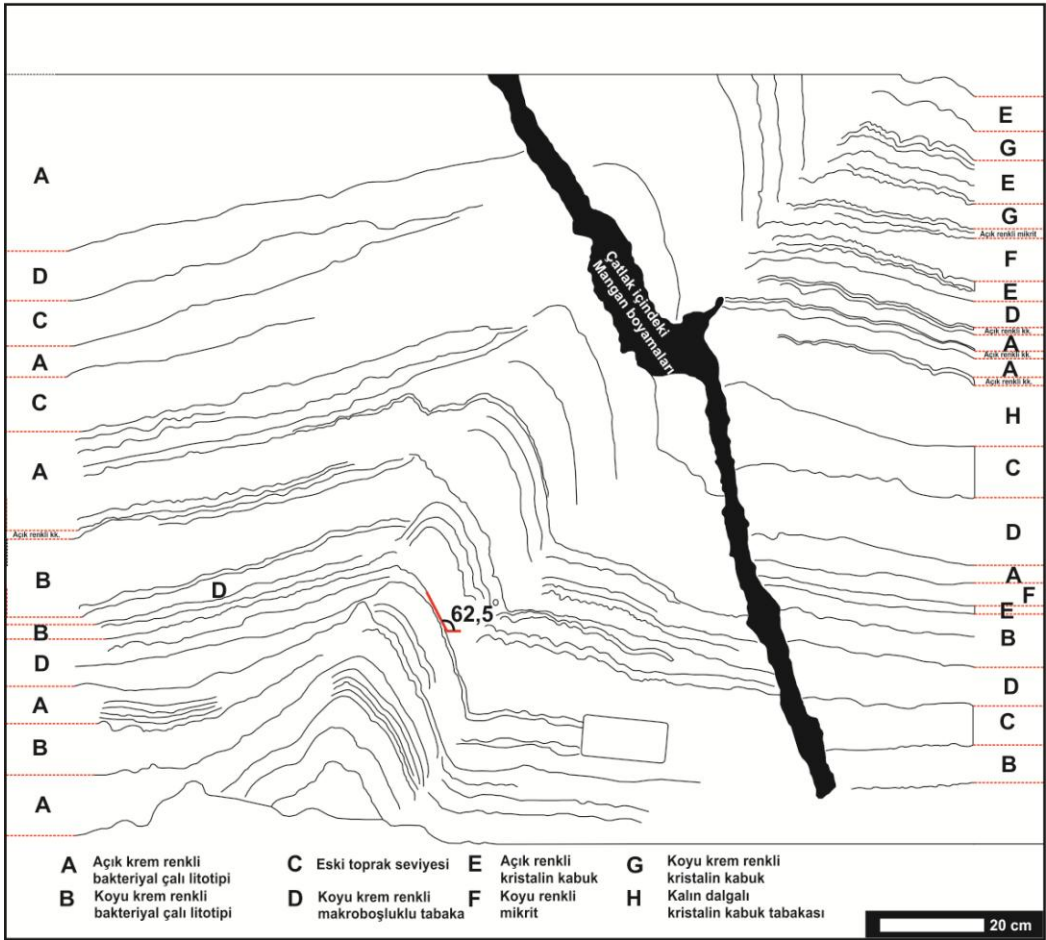
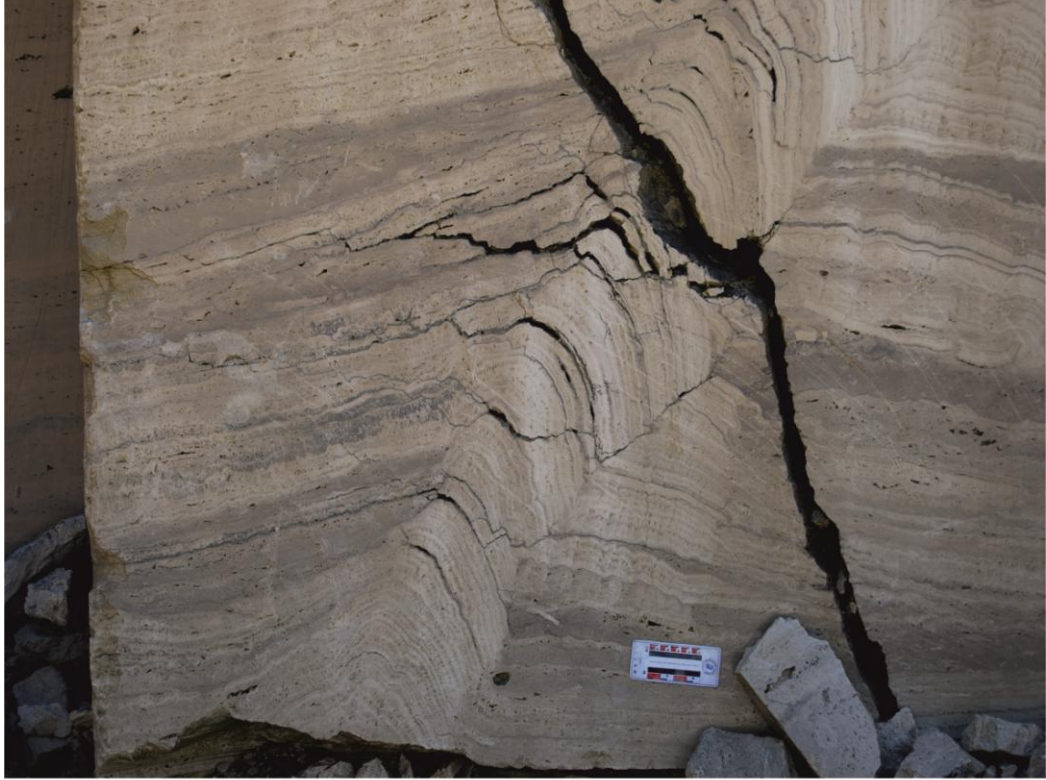
genişliği, derinliğinden fazladır. Biręok litotipi bünyesinde barındıran teras havuzlarında en fazla açık krem renkli bakteriyal ęalı ęökellerine rastlanır. Bu havuzlar içerisinde yer yer gözlenen koyu kahve renkli tabakalar, yamaçtan kopan traverten kırıntılarını barındırmaktadır. Teras havuzları içerisinde koyu renkli mikritik ęökellerin oluşunu da kaynak suyun yavaş akmasından kaynaklanmaktadır (Guo, 1993).

Teraslı yamacın tabanında meydana gelen küçük düzensizlikler yüzey pürüzlülüğünü (surface roughness) arttırmaktadır ve bölgesel olarak ęökeli zenginleştirmektedir. Havuzlar ęökelinin olmadığı alanlar içinde meydana gelmiştir ve daha sonra iyi, belirgin terasların geliştiği fark edilmiştir. Akış yönüne doğru (kuzeye doğru) terasların yükseliği azalırken, genişliği giderek artmaktadır. Böylece havuzlar azalmıştır ve hatta düzleşmeye eğilimi gösterir (şekil 3.13).

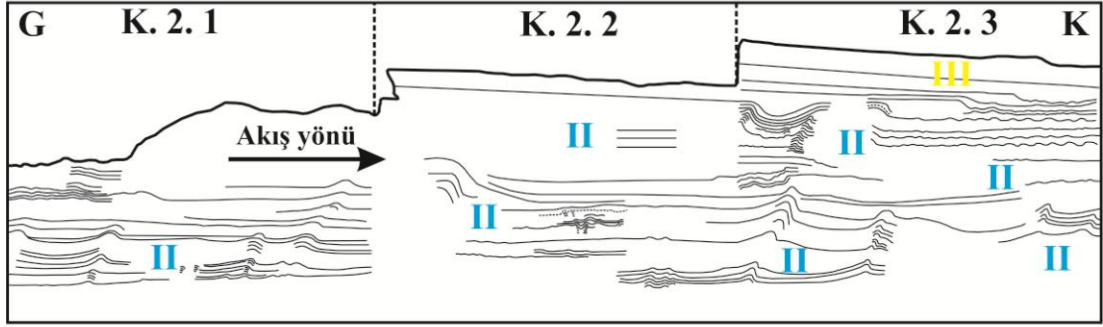
Teras havuzlarında bakteriyal ęalılarının tahrip olmasından dolayı ortaya ęıkan biręok boşluklar vardır. Bu cepler halindeki boşluklarda suyun türbülans ve ęalkalanmasının fazla olduğu tespit edilmiştir. Suyun bileşimi ve sıcaklığına bakmaksızın suyun ęalkalanması, CO<sub>2</sub> ęözünme (exsolution) oranını arttıracaktır. Dolayısıyla bu durum, suyun karbonat doğunluğunu etkileyecektir (Kitano, 1963; Jones ve Renaut, 2010). Sonuç olarak, kaynak suyundan ęıkan CO<sub>2</sub> gazının oranı, CO<sub>2</sub>'nin kaynaktan ęıktıęında kaynak suyun *p*CO<sub>2</sub>'si (Herman ve Lorah, 1987,1988; Chafetz ve Lawrence, 1994), kaynak suyun boşalmaya başladığı yerin derinliği ve alanı (Dandurand ve diğ., 1982), suyun ęalkalanma miktarı ve türbülansı (Jacobson ve Usdowski, 1975; Herman ve Lorah, 1988) gibi faktörlere dayandırılmıştır. Fazla *p*CO<sub>2</sub>'ye sahip kaynak sulardan CO<sub>2</sub>'nin ani ęıkması, suyun kalsiyum karbonat bakımından ęok fazla doğunlaşmasına neden olmaktadır. Havuzların kenarlarında oluşan türbülans akışı ve ęalkalanma, CO<sub>2</sub> gazı ęıkıřında artışa neden olmaktadır (Jones ve Renaut, 2010).

Chafetz ve Folk (1984) tarafından ęalılarının, bakterilerin bulunabildiği kimyasal olarak sert (sıcak ve asidik) depolanma ortamlarında geliştiği ifade edilmiştir. Böylece, bakteriyal ęalılarının gösel (lacustrine) ortamlarda (Bagni di Tivoli, Yellowstone National Park) ęok fazla geliştiği ileri sürülmüştür. "Mammoth Sıcak Kaynaklar", "Yellowstone National Park'daki" aktif ęökelim bölgelerinde bakteriyal ęalılar, teras tümseği (terrace mound) traverten birikimlerinin havuzları içinde yaygındır. Buna karşılık, iyi gelişen büyük ışınal kristalin kabuklar, havuzların

köşelerini meydana getiren çeper taşı (rimstone) tümseğine ilaveten yatay olarak bitişiğindeki kaynak ağızları (spring orifice) oluşturmaktadır (Guo ve Riding, 1994). Bakteriyal çalıların çok fazla ürediği gösel ortamlarda çalılar, yanal olarak yatay, devamlı tabakalar meydana getirdikleri fark edilmiştir. Gösel ortamlarda bakteriyal çalıların yanal devamlılığı yüzlerce metre iken, diğer depolanma ortamlarında (teras tümsekleri) sadece cm uzunluğunda olduğu belirtilmiştir. Buna ilaveten, çalılar teras tümsekleri (İtalya'daki Rapolano Serre travertenleri ve Amerika'daki Yellowstone National Park), yamaç tümsekleri (slope mound) (Rapolano Serre) ve çatlak sırtlarında (fissure-ridges) (Yellowstone National Park, Yeni Meksika'daki Jemez kaynaklarındaki Soda dam ve İtalya'daki San Giovanni Terme) da fark edilmiştir (Chafetz ve Folk, 1984).



Şekil 3.12: Teras çeperi (terrace rim) ve teras havuz (terrace pool) arasında meydana gelen değişimler.



- |            |                                |  |                           |
|------------|--------------------------------|--|---------------------------|
| <b>I</b>   | <b>Düz yamaç Fsys.</b>         |  | <b>Aşınma yüzeyi</b>      |
| <b>Ia</b>  | <b>Koyu renkli yamaç Fsys.</b> |  | <b>Katman</b>             |
| <b>II</b>  | <b>Teraslı Yamaç Fsys.</b>     |  | <b>Ayna sınırı</b>        |
| <b>III</b> | <b>Açık renkli havuz Fsys.</b> |  | <b>Kıvrımlar (Eddies)</b> |
| <b>IV</b>  | <b>Koyu renkli havuz Fsys.</b> |  | <b>Çatlak dolgusu</b>     |
| <b>V</b>   | <b>Tümsek Fsys.</b>            |  |                           |
| <b>VI</b>  | <b>Eski Toprak Seviyesi</b>    |  |                           |
| <b>VII</b> | <b>Şelale (Cascade) Fsys.</b>  |  |                           |

Şekil 3.13: Güney'den kuzeye akış yönünde teraslı yamaç sisteminin gelişmesi. K.2 aynası.

### 3.2.1.3 Şelale (Cascade) fasiyesi

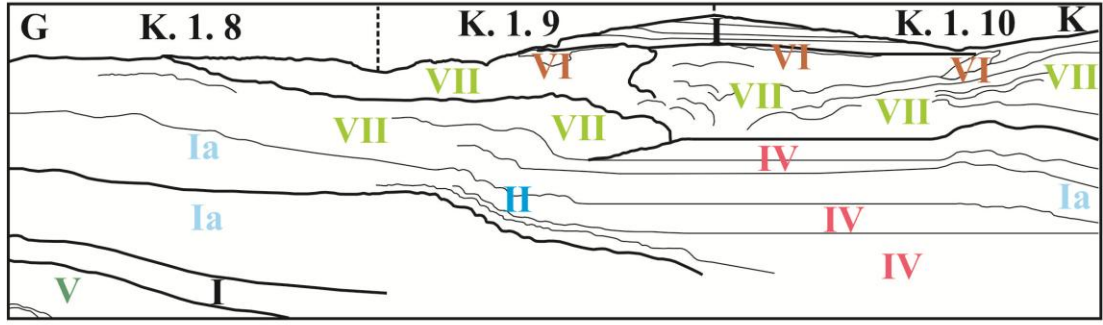
Kelkaya traverten ocağında seyrek gözlenen bir fasiyedir. Düz yamaç fasiyesin tabanına yakın yerde yukarıya doğru gelişen makrofit bitkilerin üzerlerinin kaplanması ile aşağıya doğru hafif düşümler yaparak belirginleşir. Daha sonra bu fasiyes yukarıya doğru bataklık havuz fasiyesine dereceli bir geçiş gösterir. Bu fasiyesin genellikle teras duvarı ve düşük eğimli yamaç çökellerine benzer olduğu görülür. Şelale yüzeyleri çoğu kez havaya maruz kalmıştır ve oksitlenmeden dolayı çökellerin renginde belirgin koyulaşmalar görülür. Bu çalışmada şelale fasiyesi, çoğunlukla açık renkli mikrit litotipinden oluşurken, yosun (bryophyte), koyu renkli mikrit, eski toprak seviyesi, sucul bitkiler de gözlenir.

Şelale fasiyesinin büyük ve küçük ölçekte, tabakasız ve masif, yapı ve doku bakımından çok fazla düzensiz ve boşluklu olduğu tespit edilmiştir. Bu çökellerde gözlü (vug) boşluklar içinde birikmiş çökeller, mağara çökellerine benzer. Bu durum, göl (marsh-pool) ve küçük tümsek (mound) fasiyeslerinde de gözlenmiştir. Bu fasiyesi ayırt eden en önemli özellik, bu çökelleri oluşturan yapıların çoğunlukla alg (cyanophyte) ve yosunlardan (bryophyte) oluşmasıdır.

Alg ve yosunların kolayca birbirine bağlanabildiği, geliştiği ve karbonat bileşimini pozitif olarak etkileyebildiği bir yer şelale fasiyesini temsil etmektedir. Buna karşılık, ağaç gövdeleri ve dalların yeterince büyük olduğu durumlarda kaynak suyun akışı engellenir (Jones ve Renaut, 2010) ve dolayısıyla karbonat yerine çok fazla koyu renkli mikrit çökelleri meydana gelir. Ayrıca bu ortam, çok fazla çalkantılıdır. Kalsiyum karbonat bakımından doymuş olan kaynak suyu, yosun (bryophyte) ve uzun mavi-yeşil algal filamentlerin (cyanophyte) etrafını sararak taşlaşır. Kaynak suyunun kabuklaşması, yaşayan bitkinin gömülmesini ya da hapsolmesini sağlar. Daha sonra bitkilerin tahrip olması ile kabuklaşan bitkiler içinde görünüşleri birbirine benzeyen boşluklar meydana gelir. Bu kabuklaşan bitkiler, yanal ve düşey doğrultuda çok fazla düzensiz yüzeyler üstünde büyür. Bitki kalıplarının bazıları hafif eğimlenmiş olmasına rağmen, çökelleme yüzeyine dik doğrultuda gelişmeye eğilim gösterir. Burada şelale fasiyesinde gözlenen yosun (bryophyte) kalıbı, düşey doğrultuda arka arkaya dizilen birçok boşluklardan anlaşılır (Şekil 3.16).

İtalya'nın Tivoli ve Ferentino bölgelerinde, Idaho'daki (A.B.D) Fall Creek'te, Meksika'nın Guadalupe dağlarındaki *Sitting Bull Falls'ta*, Oklahoma'nın Arbuckle dağlarındaki *Turner Falls ve Prices Falls'ta* hem aktif hem de aktif olmayan şelale travertenleri gözlenmiştir (Chafetz ve Folk, 1984). Guo ve Riding (1998) tarafından şelale fasiyesinden çalı düzlüğü ve bataklık havuz fasiyesine düşey ve yatay yönde değişimler meydana geldiği ifade edilmiştir. Pedley (1990), şelale fasiyesinin sıcak kaynak sularının oluşturduğu traverten çökellerinden ziyade, ılık su kaynaklarından oluşan flüvyal tufalar (flüvial tufas) içinde meydana geldiğini vurgulamıştır.





2 m

- |            |                                |  |                           |
|------------|--------------------------------|--|---------------------------|
| <b>I</b>   | <b>Düz yamaç Fsys.</b>         |  | <b>Aşınma yüzeyi</b>      |
| <b>Ia</b>  | <b>Koyu renkli yamaç Fsys.</b> |  | <b>Katman</b>             |
| <b>II</b>  | <b>Teraslı Yamaç Fsys.</b>     |  | <b>Ayna sınırı</b>        |
| <b>III</b> | <b>Açık renkli havuz Fsys.</b> |  | <b>Kıvrımlar (Eddies)</b> |
| <b>IV</b>  | <b>Koyu renkli havuz Fsys.</b> |  | <b>Çatlak dolgusu</b>     |
| <b>V</b>   | <b>Tümsek Fsys.</b>            |  | <b>İntraklast</b>         |
| <b>VI</b>  | <b>Eski Toprak Seviyesi</b>    |  |                           |
| <b>VII</b> | <b>Şelale (Cascade) Fsys.</b>  |  |                           |

Şekil 3.14: Şelale fasiyesinin diğer fasiyesler ile ilişkisi. K.1 aynası.

### 3.2.2 Çöküntü depolanma sistemi

Bu depolanma sistemi, görsel olarak düşük topoğrafyalı alanlarda oluşan düzlükler içinde meydana gelmiştir. Bu sistem, koyu ve açık renkli bataklık havuz fasiyesi ile bunların içerisinde gözlenen eski toprak seviyesinden oluşur.

#### 3.2.2.1 Bataklık havuz fasiyesi

Kelkaya traverten ocağında bataklık havuz fasiyesi, yamaç fasiyesinden sonra en yaygın fasiyesi temsil eder. Yer yer düz ve teraslı yamaç fasiyesi üzerinde gelişir. Bataklık havuz fasiyesi ile şelale fasiyesi arasında düşey yönde dereceli bir geçiş vardır. Diğer yandan, yatay doğrultuda teraslı yamaç fasiyesi ile dereceli bir geçiş

sergiler. Yani, bataklık havuz fasiyesi, traverten yamacı ve küçük tümsekler tarafından sınırlanan çöküntüler içinde meydana gelmiştir. Yatay olarak incelenmiş olan yatay veya hafif konkav şekle sahip katmanlar içinde koyu gri veya kahverengimsi intraklast ile açık kahve renkli mikrit çökelleri gözlenir. Özellikle bataklık havuz fasiyesinin açık renkli kısımlarında laminalanmaya paralel oluşan fenestral doku oldukça belirgindir. Bu fenestral doku, mikroorganizmaların tahrip olmasının bir sonucu olarak meydana geldiği şeklinde yorumlamalar yapılmıştır (Chafetz ve Folk, 1984). Buna karşılık, koyu renkli kısımlarında ise birçok ostracod fosil kavkısına rastlanılır. Bu fasiyes, yağmur suları tarafından çok fazla etkilenmiştir. Bataklık havuz fasiyesinde eski toprak seviyesi, kamış-1, kamış-2 ve kamış-3 olmak üzere toplam dört litotip tespit edilmiştir. Ocağın üst kısımlarındaki açık renkli bataklık havuz fasiyesinde kamış, sal ve gaz kabarcıkları birlikte gelişmiştir. Diğer yandan, ocağın tabanında koyu renkli havuz fasiyesi içerisinde cm boyutundaki sucul bitkiler ile kamışlar bir arada bulunmuştur. Gözlenen bu litolojik değişimler, suyun türü ve miktarındaki farklılıkları yansıtmaktadır. Kaynak ve yağmur suyunun toplandığı güncel kamış yataklarının dışı kurumaktadır ve bataklık havuz çökelleri için bir yer meydana getirmektedir.

Çoğu farklı bitkiler (damarlı bitkiler ve yosunlar), hayvanlar (Balık, böcekler ve ostracodlar), ökaryot mikroorganizmalar (Protozoa, alg ve fungi), prokaryot mikroorganizmalar (Siyanobakteri, diğer fotosentetik ve heterotrofik bakteri) kaynak suları içerisinde koloni halinde bulunabilmektedirler (Pentecost, 2005). Buna karşılık, yaprak ve ağaç kırıntıları içeren diğer bitki maddelerin yıkandığı ve kaynak suları içerisine taşındığı belirtilmiştir. Bu çalışmada muhtemelen açık ve koyu renkli bataklık havuz fasiyesi içerisinde ökaryot organizmalara rastlanılmıştır. Bataklık havuz fasiyesi içerisinde özellikle açık renkli mikrit içerisinde akıcı, beyaz mukus maddesi gözlenmiştir. Buczynski ve Chafetz (1991), suyun sıcaklık ve bileşimine bakmaksızın mikrobiyal mukusun karbonat polimorfunu oluşturduğunu ifade etmiştir. Çünkü gelişmekte olan çekirdek bölgelerine iyonların geçişini mikrobiyal mukusun engelleyebildiğini savunmuşlardır.

Bu çalışmada bataklık havuz fasiyesinde meydana gelen laminaların rengine göre bu fasiyes ikiye ayrılarak incelenmiştir. 1) Koyu renkli laminaların baskın olduğu fasiyese koyu renkli bataklık havuz fasiyesi, 2) açık renkli bataklık havuz fasiyesi. Bu laminalanma yapısı, bozunma ve erozyonun az olduğu, sedimentlerin korunması



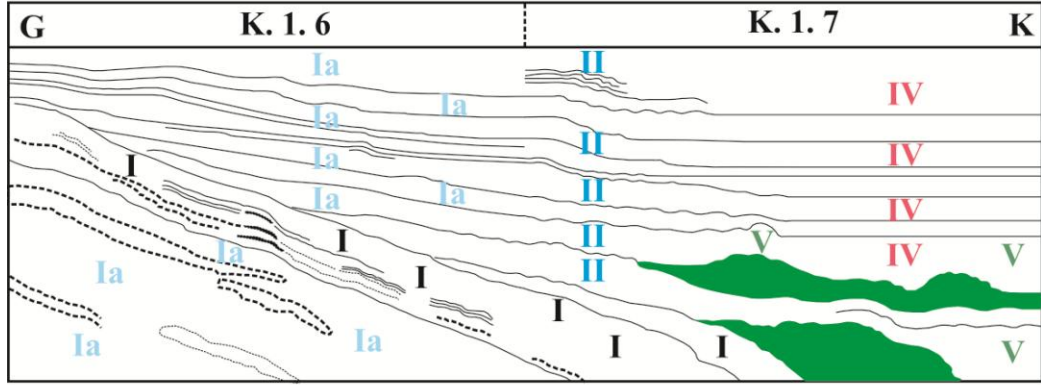
için koşulların sağlandığı düşük enerjili yerlerde oluşmaktadır (Glenn ve Kelts, 1991). Farklı sediment girdisi, organizma kalıntılara ilaveten (Goth ve diğ., 1988; Clausing ve Boy, 2000) sedimanter tanelerin tane boyutu ve mineralojideki sezonsal değişimlere dayandırılmıştır (Anderson ve Dean, 1988; Gruszka, 2007). Genelde karbonat laminaların kalınlığı, yaz sıcaklığı ile iyi ilişkilendirilmemiştir. Ancak, yağmur yağış modelleri ve su girdisindeki değişimler ile muhtemelen ilişkilendirilmiştir (Romero-Viana vd., 2008).

### **3.2.3 Tümsek depolanma sistemi**

Tümsek depolanma sistemi, yamacın tabanına yakın yerde açığa çıkan mikrobiyal kafalar (Şekil 3.15), bataklık havuz fasiyesi içerisinde gelişen tümsekler (Şekil 3.16) ve teraslı yamaç sisteminin gelişmesine neden olan tümsekler (Şekil 3.17) olmak üzere üç farklı oluşum modelleri sergiler. Yamaç tabanına yakın yerde ortaya çıkan tümsekler, koyu renkli bataklık havuz fasiyesi üzerine doğru ilerler, bataklık havuz fasiyesi ile tümsek fasiyesi arasında dereceli geçişin oluşmasına neden olur. Buradaki tümsekler, koyu renkli iri boşluk boyutları ile ayırt edilir. Bu boşluklar, düzensiz gelişen mikroorganizmaların bıraktığı boşlukları temsil eder. Diğer yandan, şelale fasiyesi içerisinde gelişen damarlı bitkiler (yosunlar) düzgün geometriye sahip bir dizi boşlukların üst üste gelişmesi ile belirginleşir. Son olarak, yamaç depolanma sistemi halinde yer yer küçük çaplı tümsekler ve havuzlar, ocağın kuzeyine doğru belirginleşmeye başlar. Bu teraslı sistem, oluşum esnasında meydana gelen topoğrafik çıkıntılardan fark edilir. Teraslı yamaç sistemi giderek havuz fasiyesine dönüşmeye başlar. Bu depolanma sistemi içerisinde oluşan tümsekler (mikrobiyal kafalar), kamış yerine çalı etkisi altında gelişir. Fakat bazı seviyelerde cm boyutunda kamışların asimetric halinde zıt yönlerde doğru gelişmesi, küçük kamış tepelerin oluşmasına neden olur. Bu kamış tepeleri veya mikrobiyal kafalar arasında gelişen küçük çaplı havuzlar, çökme yüzeyine paralel bir dizi gözlü (vug) boşluklar ile belirginleşir. Bu gözlü boşlukların iç kısmının mikrit çökelleri ile dolması, jeopetal dokunun gelişmesine neden olur. Ayrıca havuzlar içerisinde koyu gri renkli mikrit çökellerin varlığı, bu ortama kaynak su geliminin az olduğunu ve dolayısıyla çökellerin atmosfer ile çok fazla temasta olduklarını gösterir. Kaynak su geliminin azlığından dolayı akış düzensizdir ve bu akış, küçük çökmüş havuzları doldurmuştur veya yüzeyi örtmüştür. Bu ortamda gözlü (vug) boşlukların kahverengi mikrit

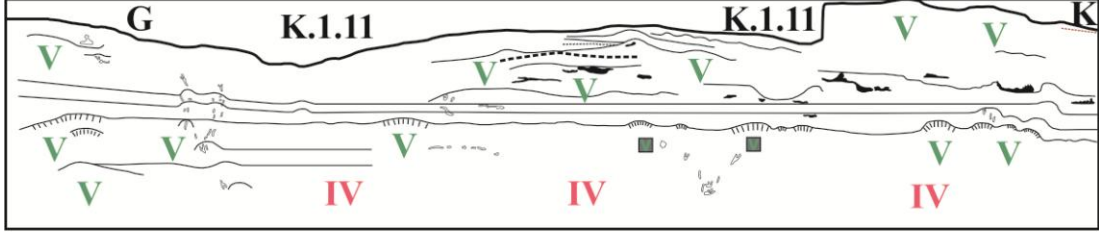
çökelleri ile dolması ve oksitlenmeden dolayı bu mikritin renginde meydana gelen değişim, bu yorumu destekler (Şekil 3.16).






Ocağın kuzeyine yakın yerde artan hidrostatik basınçtan dolayı yamaç üstünde açığa çıkan kaynağın yer değiştirmesi, kahverengi koyu renkli mikrit ve mikroorganizma veya damarlı bitkilerin çok fazla oluşmasına neden olmuştur. Bu koyu renkli mikrit içerisinde kırılmış gastropod kavkısına rastlanılmıştır. Mikroorganizma veya damarlı bitkilerin tahrip olması ile üst üste bağlanmalı halinde gelişen birçok gözlü (vug) boşluklar açığa çıkmıştır. Bu gözlü (vug) boşlukların çok fazla gelişmesi, laminaların eğimlenmesine adeta yamaç görünümü kazanmasına neden olmuştur. Gözlü (vug) boşlukların çeperlerinden alınan örnekler de ise mikroorganizma faaliyetlerinin baskın olduğu ortaya çıkarmıştır. Buna benzer oluşum, koyu renkli bataklık havuz fasiyesi içerisinde gelişen kamışlarda da gözlenmiştir. Burada gelişen kamışların aslında tümsek meydana getirmedikleri, lokal olarak çok fazla oluştuklarından dolayı laminalara eğim kazandırdıkları şeklinde yorumlama yapmak daha doğru olmaktadır.



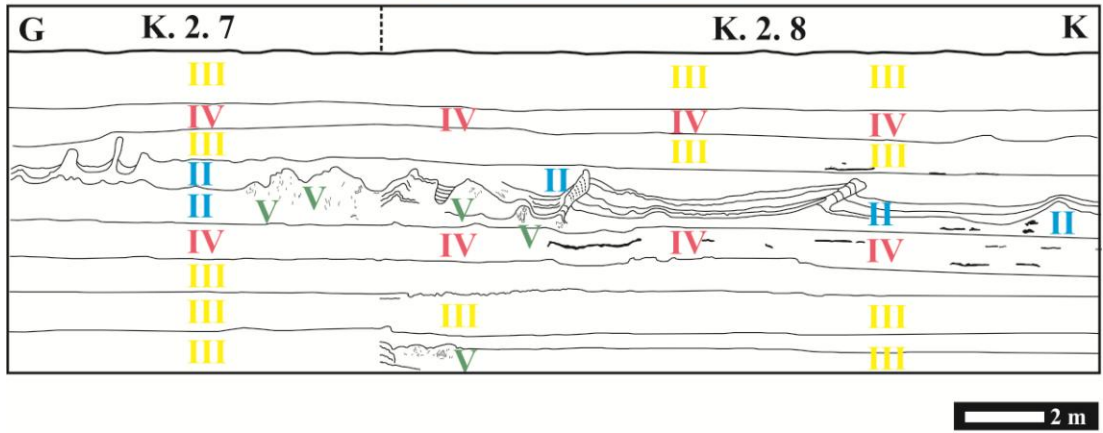
- |            |                         |  |                    |
|------------|-------------------------|--|--------------------|
| <b>I</b>   | Düz yamaç Fsys.         |  | Aşınma yüzeyi      |
| <b>Ia</b>  | Koyu renkli yamaç Fsys. |  | Katman             |
| <b>II</b>  | Terashlı Yamaç Fsys.    |  | Ayna sınırı        |
| <b>III</b> | Açık renkli havuz Fsys. |  | Kıvrımlar (Eddies) |
| <b>IV</b>  | Koyu renkli havuz Fsys. |  | Çatlak dolgusu     |
| <b>V</b>   | Tümsek Fsys.            |  | İntraklast         |
| <b>VI</b>  | Eski Toprak Seviyesi    |  |                    |
| <b>VII</b> | Şelale (Cascade) Fsys.  |  |                    |

Şekil 3.15: Düz yamaç fasiyesinin tabanına yakın yerde oluşan mikrobiyal kafalar (tümsekler) (Yeşil boyalı alan, mikrobiyal kafaları gösterir). K.1 aynası.



- |            |                         |   |                   |
|------------|-------------------------|---|-------------------|
| <b>I</b>   | Düz yamaç Fsys.         |    | Aşınma yüzeyi     |
| <b>Ia</b>  | Koyu renkli yamaç Fsys. |    | Katman            |
| <b>II</b>  | Terashlı Yamaç Fsys.    |    | Ayna sınırı       |
| <b>III</b> | Açık renkli havuz Fsys. |    | Kamış             |
| <b>IV</b>  | Koyu renkli havuz Fsys. |    | Mikrobiyal başlar |
| <b>V</b>   | Tümsek Fsys.            |  | Jeopetal doku     |
| <b>VI</b>  | Eski Toprak Seviyesi    |   |                   |
| <b>VII</b> | Şelale (Cascade) Fsys.  |   |                   |

Şekil 3.16: Distal kısımlarda oluşan birçok küçük tümsek (mikrobiyal ve kamış) fasiyesler. K.1 aynası.



- |            |                                |  |                          |
|------------|--------------------------------|--|--------------------------|
| <b>I</b>   | <b>Düz yamaç Fsys.</b>         |  | <b>Aşınma yüzeyi</b>     |
| <b>Ia</b>  | <b>Koyu renkli yamaç Fsys.</b> |  | <b>Katman</b>            |
| <b>II</b>  | <b>Terashlı Yamaç Fsys.</b>    |  | <b>Ayna sınırı</b>       |
| <b>III</b> | <b>Açık renkli havuz Fsys.</b> |  | <b>Kamış</b>             |
| <b>IV</b>  | <b>Koyu renkli havuz Fsys.</b> |  | <b>Mikrobiyal başlar</b> |
| <b>V</b>   | <b>Tümsek Fsys.</b>            |  | <b>Jeopetal doku</b>     |
| <b>VI</b>  | <b>Eski Toprak Seviyesi</b>    |  | <b>Kıvrım (eddles)</b>   |
| <b>VII</b> | <b>Şelale (Cascade) Fsys.</b>  |  |                          |

Şekil 3.17: Terashlı yamaç sistemi içerisinde gelişen küçük tümsek fasiyesler. K.2 aynası.

### 3.3 Traverten İstifinde Yanal ve Düşey Değişimler

Bu çalışmada belirtilen düz ve terashlı yamaç fasiyesi, Chafez ve Folk (1984)'ün yamaç tümseği fasiyesine denk düşer. Yamaç tümseğinin oluşumunda mavi yeşil algal (cyanobacteria) organizmaların hayati bir rol oynadığı Herlinger (1981) tarafından ifade edilmiştir (Chafetz ve Folk, 1984).

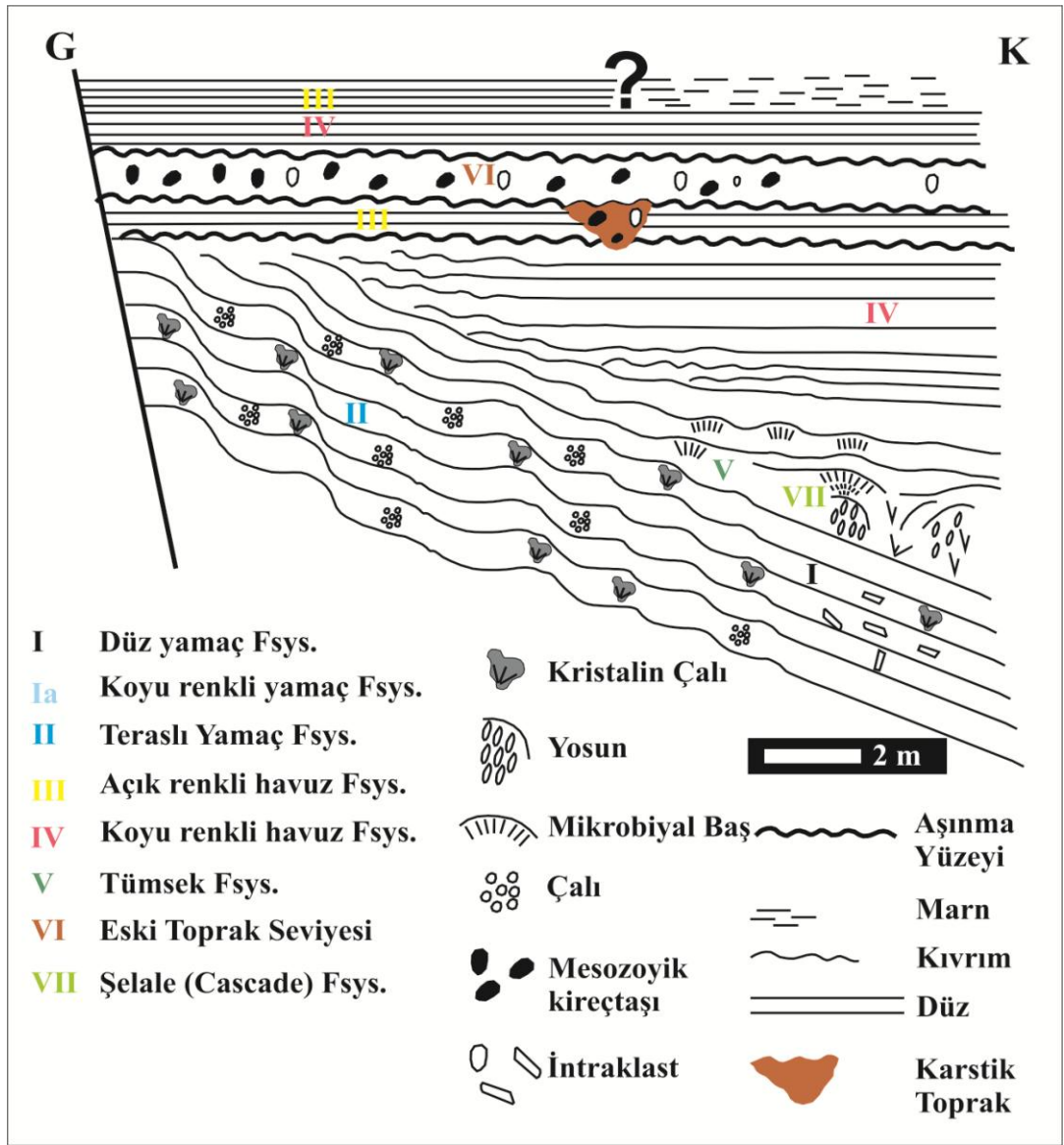
Kaynak yerinin tüm fasiyesi tanımlamada önemli bir faktör olduğu ortaya atılmıştır. Kaynaklar doğrudan yamaçlar veya yükseklikler üstünde doğmuştur ve daha sonra teras ve düz yamaç fasiyesleri meydana gelerek, yamaç aşağı çöküntü çökellerine

doğru geçiş yapmaktadır (Guo ve Riding, 1998). Kaynak suların hızlıca yağmur suları ile seyreltildiği yer, "*pedojenez*" ile birlikte artan organik gelişme ve kopan traverten tanelerin yıkanması, çöküntüler içinde koyu renkli travertenin birikmesini teşvik etmektedir. Kaynak su miktarında meydana gelen kesilme, traverten ökeliminın durmasına, çökellerin atmosfere maruz kalmasına ve erozyon yüzeylere neden olmaktadır. Bu çalışmada yamaç üstünde açığa çıkan kaynağın, yüksek hidrostatik basınçtan dolayı aşağıya dūřmesi veya yer değiştirmesi, eski toprak seviyesinin oluşmasına yol açmıştır. Kurak iklim koşulları altında çökellerin kısa süre atmosfere maruz kalması "*pedojenik*" etkilerin oluşmasına neden olurken, uzun süre kalması ise eski toprak seviyesini oluşurmaktadır (Guo, 1993).

Yanal yönde teraslı yamaç fasiyesinin, düz yamaç ve koyu renkli havuz fasiyesleri ile dereceli geçiş sergilediği görülmüştür. Ocağın kuzeyine doğru açık renkli bataklık havuz fasiyesi ile marnlı traverten arasında bir geçiş gözlenmiştir. Diđer yandan, dūřey yönde teraslı yamaç fasiyesi, açık renkli bataklık havuz fasiyesine keskin geçiş sergilemiştir. Buna ilaveten, düz yamaç ve şelale fasiyesleri arasında da keskin bir geçiş gözlenmiştir. şelale fasiyesleri içerisinde küçük tümsek fasiyesleri meydana gelmiştir. Bu tümsek fasiyesinde iri makrofit bitkilerin fazla oluşması, aşağıya doğru hafif sarkık vaziyette dūřümler meydana getirmesi ile belirginleşmiştir. Dūřey yönde açık renkli ile koyu renkli bataklık havuz fasiyesleri arasında eski toprak seviyesi (paleosol) meydana gelmiştir. Bu eski toprak seviyesi, aşınma yüzeyleri ile sınırlanarak diğer iki fasiyes ile keskin geçişler yapmıştır. Daha sonra bu teraslı yamaç fasiyesi, açık renkli bataklık havuz fasiyesi ile üzerlenmiştir. Bunun yanında, koyu renkli bataklık havuz fasiyesi, teraslı yamaç fasiyesini üzerlemiştir. Sonuç olarak, hem aşınma yüzeyleri hem de fasiyesler arasında meydana gelen dereceli ve keskin geçişler, istiflerin sınırlarını oluşurmaktadır (şekil 3.18). Ocağın en üst kısımlarında belli aralıklarla üç farklı ince aşınma yüzeyi tespit edilmiştir. Bu aşınma yüzeylerinden kaynak suyu boşalımları halen devam etmektedir. Atmosfere maruz kaldığını ifade eden aşınma yüzeyleri (subaerial erosion), çöküntü fasiyesleri içerisinde çok yaygındır. Bataklık havuz fasiyesinden ziyade yamaç fasiyeslerinin aşınmaya karşı daha fazla duyarlı oldukları tespit edilmiştir. Aşınma yüzeyleri, genellikle koyu, çamur eski toprak seviyesi (paleosol) tarafından üzerlenmiştir. Eski toprak seviyesi (paleosol) ise koyu ve açık renkli bataklık havuz fasiyesi arasında gelişmiştir. Bu seviye altında gözlenen açık renkli havuz fasiyesi içerisinde çamur

penetre olmuştur. Bunun yanında, açık renkli havuz fasiyesi içerisinde çökmüş çözünme deliklerini ifade eden çamur içerikli mağara tipi boşluklar (cavity) da gelişmiştir.

Düşey yönde yamaç fasiyesinden bataklık havuz fasiyesine doğru oluşan değişim, kaynak suyu miktarındaki azalmayı ifade etmektedir. Böyle bir değişim Guo ve Riding (1998) tarafından yamaç gerilemesi (slope retrogradation) ile meydana geldiği şeklinde açıklanmıştır. Fakat, bu çalışmada yamaç akıntı yönüne doğru ilerlemektedir. Daha sonra, bataklık havuz fasiyesi, yamaç fasiyesi üzerine ilerlemiştir.



Şekil 3.18: Düşey ve yanal yönde fasiyes gelişimi.



#### 4. İZOTOP JEOKİMYASI

Traverten jeokimyası kapsamında 36 adet örneğin duraylı karbon ve oksijen izotop ölçümleri yapılmıştır (Tablo 4.1).

Tablo 4.1: Traverten çökellerin duraylı karbon ve oksijen izotop bileşimleri.

Örnek No	Fasiyes-Litotip	$\delta^{13}\text{C}$ (‰ PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰ PDB)
CA 18	Düz yamaç-Kristalin kabuk	5,16	-8,03
CA 42A	Düz yamaç-Kristalin kabuk	4,88	-7,93
CA 42B	Düz yamaç-Kristalin kabuk	4,81	-8,73
CA 46	Düz yamaç-Kristalin kabuk	4,97	-8,08
CA 21	Teras çeperi-Kristalin kabuk	5,87	-7,97
CA 24	Teras çeperi -Kristalin kabuk	4,68	-8,18
CA 28	Teras çeperi-Kristalin kabuk	6,14	-7,68
CA 72.2	Teras çeperi-Kristalin kabuk	5,81	-7,66
CA 20	Teras havuzu-Koyu renkli mikrit	6,18	-7,81
CA 32	Düz yamaç-Koyu renkli mikrit	4,41	-8,66
CA 39	Düz yamaç-Koyu renkli mikrit	4,23	-8,00
CA 104	Bataklık havuz-Koyu renkli mikrit	3,88	-8,38
CA 105	Bataklık havuz-Koyu renkli mikrit	4,60	-8,08
CA 112	Bataklık havuz-Koyu renkli mikrit	4,93	-7,97
CA 113	Bataklık havuz-Koyu renkli mikrit	4,65	-8,21
CA 114	Bataklık havuz-Koyu renkli mikrit	4,52	-8,20
CA 115	Bataklık havuz-Koyu renkli mikrit	4,39	-8,10
CA 27.2	Teras havuz-Koyu renkli mikrit	4,58	-7,74
CA 54	Düz yamaç-Açık renkli mikrit	4,01	-8,41
CA 55	Şelale-Açık renkli mikrit	3,84	-7,61
CA 103B	Bataklık havuz-Açık renkli mikrit	5,08	-8,03
CA 107	Bataklık havuz-Açık renkli mikrit	4,51	-8,33
CA 122	Bataklık havuz-Açık renkli mikrit	4,48	-8,36
CA 123	Bataklık havuz-Açık renkli mikrit	4,41	-8,11
CA 27.1	Teras havuzu-Çalı	5,68	-7,65
CA 30	Teras havuzu-Çalı	4,52	-8,03
CA 31	Teras havuzu-Çalı	4,10	-7,99
CA 64	Teras havuzu-Çalı	5,36	-7,47
CA 38	Tümsek-Kamış	4,04	-8,08
CA 60.1	Tümsek-Kamış	3,20	-8,30
CA 50.1	Bataklık havuz-Kamış	3,53	-8,56
CA 51.1	Bataklık havuz-Kamış	3,26	-8,41
CA 108A	Bataklık havuz-Kamış	4,50	-8,02
CA 29	Teras havuzu-Eski toprak seviyesi	5,27	-7,83
CA 56	Eski toprak seviyesi	4,81	-8,02
CA 65	Teras havuzu-Eski toprak seviyesi	4,90	-7,81
CA 61	Kamış tümseği-İkincil oluşum	3,29	-7,98
CA 108B	Bataklık havuz-İkincil oluşum	3,81	-8,15

#### 4.1 Duraylı İzotop Jeokimyası

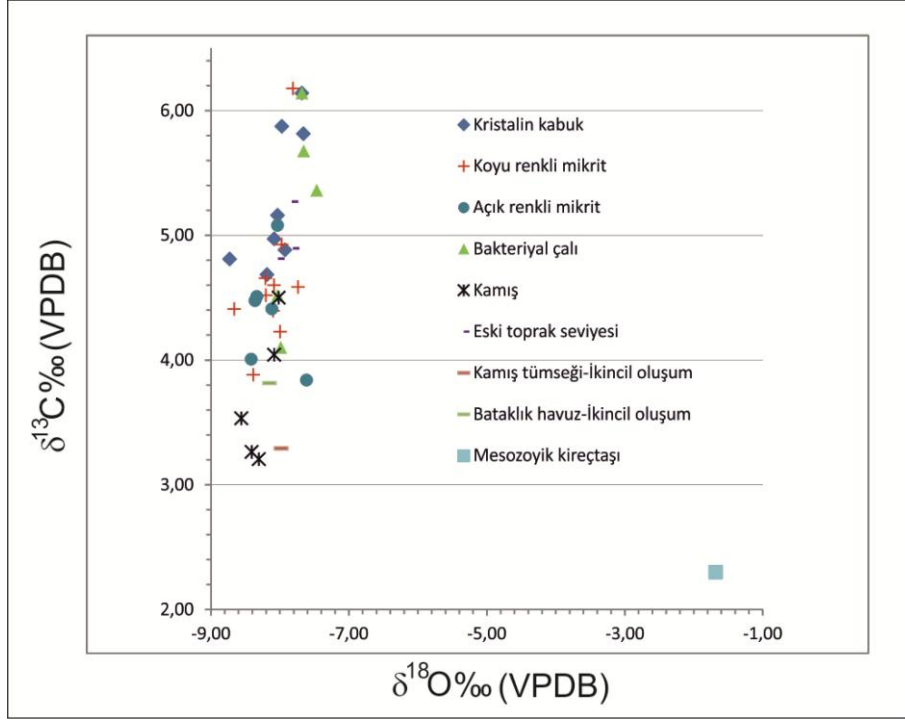
Traverten örneklerinin duraylı karbon ( $\delta^{13}\text{C}$ ) ve oksijen izotop ( $\delta^{18}\text{O}$ ) değerleri, Tablo 4.1’de verilmiştir. Depolanma ortamı, akışkan özellikleri ve iklim değişimleri hakkında bilgi sağlamak için oksijen ve karbon izotop verileri kullanılmıştır (Chafetz ve Guidry, 2003; Andrews ve Brasier, 2005; Andrews, 2006; Claes, 2011). Traverten örneklerinin  $\delta^{18}\text{O}$  değerleri -7.47 ‰ ile -8.73 ‰ VPDB arasında değişirken, ortalama değeri -8.3 ‰ (VPDB)’dir. Bu çökellerin  $\delta^{13}\text{C}$  değeri ise, 3.2 ‰ ile 6.18 ‰ VPDB arasında gözlenirken, ortalama değer 4.8 ‰ VPDB olarak tespit edilmiştir (Şekil 4.1). Yanal yönde ocağın güneyinden kuzeyine doğru karbon izotop değerlerinde (6.18 ile 3.2 ‰ arasında) genelde bir azalma, oksijen izotop değerlerinde ise fazla bir farklılık tespit edilmemiştir. Arazi ve petrografik çalışmalara göre her fasiyes için tipik litotipler tespit edilmiştir. Bu litotiplere uygulanan duraylı izotop analizlerinde farklı fasiyeslerde gözlenen bir litotipin farklı  $\delta^{13}\text{C}$  değerleri verdiği ortaya çıkmıştır. Bataklık havuz ve şelale fasiyeslerinde gözlenen açık renkli mikrit litotipi sırasıyla 5.08 ve 3.84 ‰VPDB karbon izotop değerlerine sahiptir. Şelale fasiyesinde gözlenen açık renkli mikrit litotipinin, bataklık havuz fasiyesinde gözlenenlerden düşük olmasının nedeni, yosun (bryophyte) gibi makrofit bitkilerin varlığından kaynaklanabilir. Bu şelale fasiyesinde gözlenen açık renkli mikrit litotipi, tümsek ve bataklık havuz fasiyesinde gözlenen kamış litotipine eşdeğerdir. Diğer yandan, bataklık havuz fasiyesinde gözlenen koyu renkli mikrit litotipinin karbon izotop değeri, teras havuzunda gözlenen koyu renkli mikritten çok daha düşüktür (sırasıyla 3,88 ve 6,18 ‰VPDB). Teras havuzundaki koyu renkli mikrit litotipi, aynı fasiyes içerisindeki eski toprak seviyesine hemen hemen eşdeğerdir (sırasıyla 6,18 ve 5,27 ‰VPDB). Teras rim ( $\delta^{13}\text{C}$  değeri 5,87 ‰VPDB) ve düz yamaç fasiyesinde ( $\delta^{13}\text{C}$  değeri 5,16 ‰VPDB) gözlenen kristalin kabuk litotipi, hemen hemen birbiri ile aynı karbon izotop değerleri sergilemiştir. Bunun yanında bu fasiyeslerdeki kristalin kabuk litotipinin, teras havuzundaki çalı litotipine ( $\delta^{13}\text{C}$  değeri 5,27 ‰VPDB) eşdeğer olduğu da göz ardı edilmemelidir (Şekil 4.2). Traverten çökelleri bakımından bu çalışmada karbon izotop değeri en çok teras havuz fasiyesinin koyu renkli mikrit litotipinde gözlenirken, en az tümsek fasiyesinde kamış litotipinde ( $\delta^{13}\text{C}$  değeri 3,2 ‰VPDB) açığa çıkmıştır (Tablo 4.1). Kamış litotipinin en az  $\delta^{13}\text{C}$  değerleri sergilemesinin nedeni, biyokimyasal faaliyetlerin tümsek ve bataklık havuz fasiyesinde çok fazla meydana gelmesine, kurak dönemlerde toprak kaynaklı

CO<sub>2</sub>'nin girişine ve bitkilerin çok fazla gelişmesine bağlıdır. Buna ilaveten şelale fasiyesinde açık renkli mikrit litotipi için de aynı yorumlama geçerlidir. Biyokimyasal faaliyetlerine kanıt olarak yosun (bryophyte) kalıbının bulunması tipiktir.

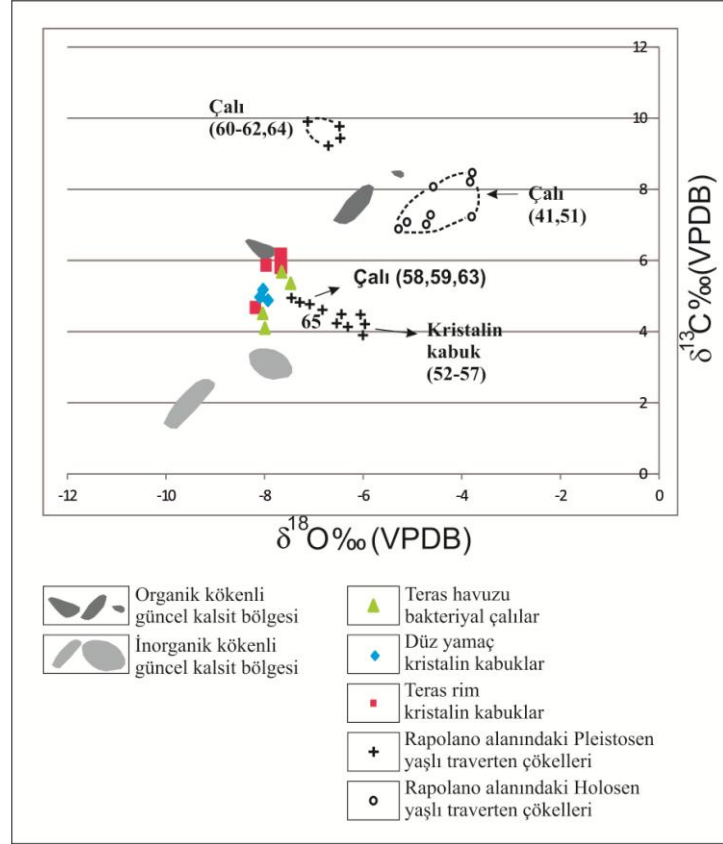
Kelkaya traverten ocağının en üst kısmındaki bataklık havuz fasiyesinin çöküntü (depression) kısmından alınan eski toprak seviyesine ait Mesozoyik temel kireçtaşı tanesinin  $\delta^{13}\text{C}$  ve  $\delta^{18}\text{O}$  izotop değerleri, sırasıyla 2,3 ve - 1,68 ‰VPDB olarak tespit edilmiştir (Şekil 4.1).

Tablo 4.2: Kelkaya ve Rapolano Terme traverten çökellerin karşılaştırılması.

<b>KELKAYA TRAVERTEN ÇÖKELLERİ</b>			
<b>Örnek No</b>	<b><math>\delta^{13}\text{C}</math> (‰ PDB)</b>	<b><math>\delta^{18}\text{O}</math> (‰ PDB)</b>	<b>Örnek adı</b>
CA-42A	4,88	-7,93	Düz yamaç-Kristalin kabuk
CA-46	4,97	-8,08	Düz yamaç-Kristalin kabuk
CA-18	5,16	-8,03	Düz yamaç-Kristalin kabuk
CA-21	5,87	-7,97	Teras çeperi-Kristalin kabuk
CA-24	4,68	-8,18	Teras çeperi-Kristalin kabuk
CA-72.2	5,81	-7,66	Teras çeperi-Kristalin kabuk
CA-28	6,14	-7,68	Teras çeperi-Kristalin kabuk
CA-27.1	5,68	-7,65	Teras havuzu-Çalı
CA-30	4,52	-8,03	Teras havuzu-Çalı
CA-31	4,1	-7,99	Teras havuzu-Çalı
CA-64	5,36	-7,47	Teras havuzu-Çalı
<b>RAPOLANO TERME TRAVERTEN ÇÖKELLERİ (GUO vd. 1996)</b>			
41	6,33	-5,71	Erken Holosen çalılar
42	6,63	-4,07	Erken Holosen çalılar
43	6,51	-5,5	Erken Holosen çalılar
44	6,69	-4,98	Erken Holosen çalılar
45	6,43	-5,04	Erken Holosen çalılar
46	6,43	-5,04	Erken Holosen çalılar
47	7,42	-4,93	Erken Holosen çalılar
48	7,72	-4,03	Erken Holosen çalılar
49	7,7	-4,01	Erken Holosen çalılar
50	7,7	-4,04	Erken Holosen çalılar
51	7,36	-4,88	Erken Holosen çalılar
52	3,73	-7	Yamaç-kristalinkabuk
53	3,75	-6,94	Yamaç-kristalinkabuk
54	3,54	-6,45	Yamaç-kristalinkabuk
55	3,68	-6,46	Yamaç-kristalinkabuk
56	3,9	-6,94	Yamaç-kristalinkabuk
57	3,92	-6,56	Yamaç-kristalinkabuk
58	4,38	-8,01	Pleistosen çalılar
59	4,44	-7,82	Pleistosen çalılar
60	8,79	-6,95	Pleistosen çalılar
61	9,04	-6,95	Pleistosen çalılar
62	8,56	-7,19	Pleistosen çalılar
63	4,36	-7,71	Pleistosen çalılar
64	9,23	-7,61	Pleistosen çalılar
65	4,11	-7,27	Teras havuzu-mikrit



Şekil 4.1: Kelkaya traverten ocağından toplanan traverten örneklerin oksijen ve karbon izotop bileşimleri.



Şekil 4.2: Çalı ve kristalin kabuk litotipinin Rapolano'daki aynı çökeller ile deneştirilmesi. 41-65 arasındaki numaralar Tablo 4.2'de gösterildiği gibi Rapolano Terme traverten çökellerine ait örnekleri gösterir. (Guo ve Riding, 1996 tarafından uyarlanmıştır).

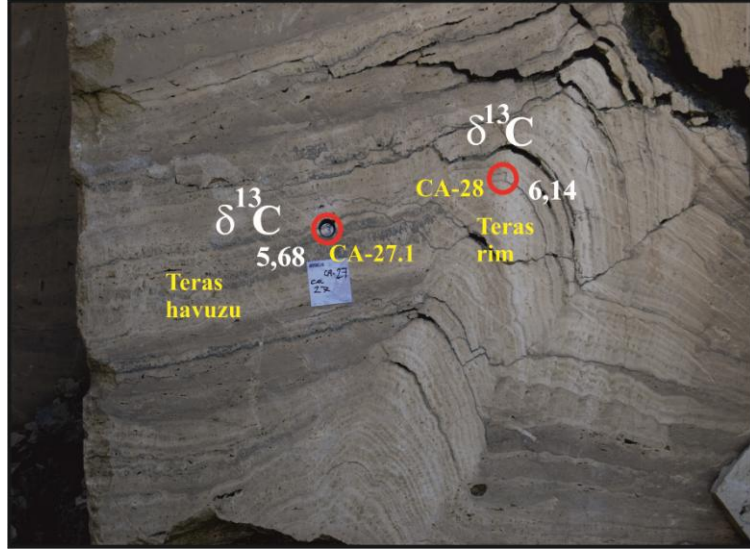
Tablo 4.1’de ikincil oluşum olarak adlandırılan iri spari kalsit çimentolar, genellikle mağara tipi (cavity) veya gözlü (vug) boşlukların çeperlerinden alınmıştır. Chafetz ve Folk (1984) tarafından ifade edildiği gibi bu boşlukların çeperlerinde algal faaliyetlerin fazla olması,  $\delta^{13}\text{C}$  değerlerinin pozitif olmasına ve kamış litotipine yakın değerler sergilemesine neden olmuş olabilir.

Teras çeperi (rim) (kristalin kabuk) ve teras havuzu (çalı) arasında karbon izotop değişimi en fazla ‰ 0.46, en az ‰ 0.16 olarak tespit edilmiştir (Tablo 4.2). Buna ilaveten teras havuzunu oluşturan çalı çökelleri arasında en fazla ‰ 1.58 VPDB’lik bir fark gözlenmiştir. Benzer durum, Guo ve Riding (1996) tarafından "*Rapolano Terme*" travertenlerinde tespit edilmiştir. Guo ve Riding, güncel ortamlarda teras havuzunu oluşturan bakteriyal çalı çökelleri ile teras çeperini oluşturan kristalin kabuk arasında en fazla ‰ 0.5’lik bir fark tespit etmiştir (Tablo 4.2). Çalı çökellerin kristalin kabuklardan daha fazla  $^{13}\text{C}$  izotop değerlikleri sergilediği açığa çıkmıştır (Guo ve Riding, 1996). Diğer yandan Pentecost (2005), yaz mevsiminde meydana gelen fotosentetik kalsitler ile kalsit kütlesi arasında en fazla 0.7 ‰’lik bir artış meydana geldiğini vurgulamıştır. Bu iki ortam arasındaki fark, mikroorganizmalar aracılığıyla meydana gelen fotosentez faaliyetlerine dayandırılmıştır (Guo ve Riding, 1996). Ancak, bu çalışmada kristalin kabukların çalı çökellerinden daha yüksek karbon izotop değerlikleri (pozitif) sergiledikleri fark edilir. Guo ve Riding (1996) tarafından kaynaklardan yüzlerce metre uzaklıkta oluşan çalı çökellerinde fotosentezin etkili olmadığı şeklinde bir yorumlama yapılmıştır. Çalı çökelleri, aslında kristalin kabuktan daha yüksek  $^{13}\text{C}$  değerleri sergilemesine neden olacak iken, teras havuzunda ortamın çok fazla çalkantılı olması çalı çökellerin düşük  $^{13}\text{C}$  izotop değerleri sergilemesine neden olmuştur. Andrews (2006) tarafından ifade edildiği gibi hızlı ve türbülanslı akışın olduğu alanlarda çok fazla  $\text{CO}_2$  gazı çıkışından dolayı cepler halinde çalı çökellerin bıraktıkları boşluklar fark edilmiştir. Chafetz ve Folk (1984), Folk ve diğ. (1985), Casanova (1986), Guo ve Riding (1992) ve Guo ve diğ. (1996) tarafından ifade edildiği gibi bu bölgesel cepler halinde meydana gelen çalı çökellerin oluşumu da, özellikle bakteri ve diyatome gibi mikroorganizmalar tarafından kaynaklanmaktadır. Buna karşılık, Guo ve diğ. (1996) tarafından ifade edildiği gibi bu cepler halinde meydana gelen mikro-teras havuzlarında yıkanma etkileri çok fazla olduğu için bazı bakteriyal çalılarının  $\delta^{13}\text{C}$  değerleri düşük çıkmıştır. Yani, ortam çalkantılı olduğundan dolayı uzun süre

mikroorganizmaların fotosentez gerçekleştirmemesi ve çalkantılı kısımlara göre durgun kısımlarda mikroorganizmaların çok fazla tahrip olmaması şeklinde açıklanabilir. Kristalin kabuğun yüksek  $^{13}\text{C}$  değerleri sergilemesinin nedeni ise, bu kristalin kabuğun aslında kristalin çalı çökellerinden oluşması,  $\text{CO}_2$  gaz çıkışının teras havuzuna göre daha fazla olması (Gonfiantini ve diğ., 1968) ve kristalin kabuklarda organik faaliyetlerin daha baskın olması ile açıklanabilmektedir. Yani, kristalin kabuk ile çalı çökellerin de organik faaliyetlerin baskın olduğu ortaya çıkmaktadır. Diğer yandan, düz yamaç fasiyesini oluşturan kristalin kabuk ile teras çeperini fasiyesini oluşturan kristalin kabuk arasında en fazla ‰ 1,33'lük bir fark gözlenmiştir. Düz yamaç fasiyesindeki kristalin kabuğun düşük  $^{13}\text{C}$  değeri (+ 4.81 ‰VPDB), bu ortamda inorganik faaliyetlerin organik faaliyetlere göre daha baskın olduğunu işaret etmektedir. Düz yamaç fasiyesinde meydana gelen mikrit laminalanması, kabuk oluşumunda "*episodik*" mikrobiyal içeriği yansıtırken, tabakalanmaya dik gelişen dendritik kalsit kristallerin oluşumu ise tamamıyla inorganik (abiotic) çökeller olduğunu göstermiştir (Guo ve Riding, 1992).

Guo ve diğ. (1996) tarafından teras havuzunda gözlenen Pleistosen yaşlı mikrit çökeli, bu çalışmada aynı fasiyeste tespit edilen koyu renkli mikrit çökelinin karbon ve oksijen izotop değerleri birbirine benzerdir (Tablo 4.2). Kristalin kabuk ve bakteriyal çökeller ise organik faaliyetlerden etkilenen çökellerdir. Guo ve diğ. (1996) tarafından önerilen modele dayanarak özellikle teras çeperinde gözlenen kristalin kabukların, organik faaliyetler etkisi altında kaldığı vurgulanabilir (Şekil 4.2). Ayrıca bu çalışmada tespit edilen kristalin kabuk ve çalı çökellerin karbon ve oksijen izotop değerleri, Pleistosen yaşlı traverten çökellerine yakın değerler sergiledikleri açığa çıkmıştır. Buna göre, buradaki çökellerin çok fazla genç olmadıkları tespit edilmiştir (Şekil 4.2).

Önceki çalışmalara göre, kalsitin  $\delta^{13}\text{C}$  bileşimi hakkında fotosentez etkisinin büyüklüğü hala tartışmalı bir konudur. Fotosentez boyunca  $^{12}\text{CO}_2$ 'nin boşalımı, çözülmüş inorganik karbon ve karbonat çökellerin  $\delta^{13}\text{C}$  değerlerin de bir artışına yol açtığı bulunmuştur. Bu olay ortam koşullarına ve bitki türlerine bağlıdır. Bu fotosentez etkileri, siyanobakteri ve bazı alglerin baskın olduğu mikro-ortamlarda çok önemlidir (Pentecost ve Spiro, 1990; Arp vd., 2001).



Şekil 4.3: Teras havuzu ve teras çeperi (rim) traverten çökellerinin izotop değerleri. K.2.3 nolu ayna.

Yaşlı traverten çökellerinde yeraltında meydana gelen diyajenetik değişim önemlidir. Bu çökeller, uzun süre sıcak sular ile temas halinde oldukları için maksimum sıcaklıklarda diyajenetik değişim meydana gelmektedir. En yüksek sıcaklıklar altında diyajenez, çok düşük  $\delta^{18}\text{O}$  değerlerine neden olmaktadır. Fakat bu çalışmada özellikle oksijen izotop bileşiminin değerlendirilmesinde sıcaklık parametresi önemli olmadığı için diyajenetik değişimlerin çökeller üstünde fazla etkiye sahip olmadığı sonucuna varılmıştır. Ayrıca yeraltı suyu bileşiminin kararlı olması da diyajenez değişimlerinin var olmadığını ifade etmektedir.  $^{13}\text{C}$  ve  $^{18}\text{O}$  izotop değerlerinin yüksek olması ise, bu çalışmadaki traverten çökellerinin kaynaktan uzakta meydana geldiği ifade eder. Su, kaynak alanından uzaklaştıkça ılıklaşır, buharlaşma ve gaz çıkışına maruz kalır ve  $\text{CO}_2$  kaybolur. Buharlaşma, sudan  $^{16}\text{O}$ 'yu uzaklaştırır, buna karşılık gaz çıkışı  $^{12}\text{C}$ 'yi ve az miktarda sudan  $^{18}\text{O}$ 'yu uzaklaştırır. Bu yüzden gaz çıkışı, yüksek  $\delta^{13}\text{C}$  değerlerinin ortaya çıkmasına neden olurken, gaz çıkışı ve buharlaşmanın birleşmesi ise yüksek  $\delta^{18}\text{O}$  değerlerin gelişmesine olanak sağlar. Benzer durum, Chafetz ve Guidry (2003) tarafından Mammoth traverten çökellerinde spar ve çalılar arasında fark edilmiştir. Buna ilaveten, ılık su içinde oluşan çalıların spar çökellerinden daha yüksek  $\delta^{18}\text{O}$  değerleri sergiledikleri ifade edilmiştir. Spar çökelim bölgesi ile çalı gelişimi arasındaki sıcaklık farkı, yüksek  $\delta^{18}\text{O}$  değerli çalıları meydana getirdiği ifade edilmiştir (Chafetz ve Guidry, 2003). Ancak, sıcaklıktaki değişimlerin çalı ve spar çökellerin  $\delta^{13}\text{C}$  izotop oranlarında ihmal edilebilir bir etkiye sahip oldukları sonucuna varılmıştır.



Önceki çalışmalara göre  $\delta^{13}\text{C}$  değişim aralığı, yeraltı suyu içinde karbon türlerin kökenini yansıtmaktadır. Bu çalışmadaki karbonun kökeni, muhtemelen Mesozoyik kireçtaşının hidrolizinden kaynaklanır (Panichi ve Tongiorgi, 1975; Guo ve diğ., 1996; Kele ve diğ., 2011; Özkul ve diğ., 2013). Karbon ve oksijen izotop bileşimi, hidrotermal akışkanların yer altındaki kaynak kaya ile temas halinde olmasından çok fazla etkilenmiştir. Hidrotermal akışkanlar, yüzeye çıkmak için bir yol bulduğunda ve kaynaktan uzak (distal) alana aktığında buharlaşmaya ve bünyesindeki  $\text{CO}_2$  gazının çıkmasına neden olacaktır. Buharlaşma, hidrotermal akışkandan  $\delta^{16}\text{O}$ 'nın uzaklaşmasına neden olurken, gaz çıkışı ise çok fazla  $\delta^{12}\text{C}$  ve çok az miktarda  $\delta^{18}\text{O}$ 'i hareket ettirecektir (Turi, 1986; Guo ve Riding, 1996; Chafetz ve Guidry, 2003). Ayrıca,  $\delta^{13}\text{C}$  değerlerinin pozitif olması, hidrotermal akışkanların içerisine meteorik akışkanların da dahil olduğunu ifade edebilir.

Kelkaya ocağının tabanından yukarıya doğru karbon ve oksijen izotop değerlerinin salınımını derinlik boyunca görmek için derinliğe karşı karbon ve oksijen izotop değişimi tablo halinde verilmiştir (Tablo 4.3). Tabloda ocağın taban seviyesi 0 olarak kabul edilmiştir. En üst seviyesi ise 25,5 metre olarak ifade edilmiştir. Teras çeperinde kristalin kabuk litotipinden, teras havuz fasiyesinde çalı litotipine doğru geçerken, tabandan itibaren 5 ile 10 metre arasında belirgin bir salınım gözlenmiştir (Şekil 4.4). Bu derinlikler teraslı yamaç fasiyesinin (mavi boyalı sütun) baskın olduğu kısımlara denk düşmektedir. Bu fasiyeste özellikle teras havuzunda mikroorganizma faaliyetleri ve  $\text{CO}_2$  gaz çıkışının fazla olmasını ifade etmektedir. Bu salınım, standart sapma da meydana gelen değişimden tespit edilmiştir. Fakat, derinlere doğru gidildikçe oksijen izotop bileşiminde çok fazla değişiklik gözlenmemiştir. Bu durum, yeraltı suyu bileşiminin değişmediğini ve buharlaşma etkisinin çok az olduğunu ifade eder.

Önceki çalışmalara göre, meteorik suların  $\delta^{18}\text{O}$  bileşimi başlıca enlem ve yükseklik ile değiştiği ortaya atılmıştır. Bunun yanında, düşük enlem alanlarında oluşan yoğun çökelim ve kutup ile karasal oluşumlardaki sezonsal değişimler gibi diğer faktörler de etkilidir (Andrews, 2006; Decampo, 2010). Çoğu flüvyal ve ilişkili karbonat sistemlerinde  $\delta^{18}\text{O}$  değerleri çok sabit olduğu ve yeraltı suyu bileşiminin kararlılığını yansıttığı şeklinde açıklamalar yapılmıştır (Chafetz ve diğ., 1991; Matsuoka ve diğ., 2001). Çok kurak koşullar, açık sistemlerde bile yüksek  $\delta^{18}\text{O}$  değerleri meydana geldiğine değinilmiştir (Arenas-Abad ve diğ., 2010).

Tablo 4.3: Bazı traverten örneklerin derinliğe karşı oksijen ve karbon izotop değerleri.

Örnek No	$\delta^{13}\text{C}$ (‰ PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰ PDB)	Derinlik (m)	Ayna no	Fasiyes-Litotip
CA-123	4,41	-8,11	19,05	K.4.8	Bataklık havuz-Açık renkli mikrit
CA-122	4,48	-8,36	18,85	K.4.8	Bataklık havuz-Açık renkli mikrit
CA-107	4,51	-8,33	15,6	K.3.2	Bataklık havuz-Açık renkli mikrit
CA-108B	3,81	-8,15	14,7	K.3.2	Bataklık havuz-İkincil oluşum
CA-108A	4,5	-8,02	14,5	K.3.2	Bataklık havuz-Kamış
CA-104	3,88	-8,38	14,15	K.3.1	Bataklık havuz-Koyu renkli mikrit
CA-105	4,6	-8,08	13,62	K.3.2	Bataklık havuz-Koyu renkli mikrit
CA-103B	5,08	-8,03	13,62	K.3.1	Bataklık havuz-Açık renkli mikrit
CA-115	4,39	-8,1	13,3	K.3.13	Bataklık havuz-Koyu renkli mikrit
CA-114	4,52	-8,2	12,84	K.3.13	Bataklık havuz-Koyu renkli mikrit
CA-113	4,65	-8,21	12,46	K.3.13	Bataklık havuz-Koyu renkli mikrit
CA-112	4,93	-7,97	12,35	K.3.13	Bataklık havuz-Koyu renkli mikrit
CA-24	4,68	-8,18	12,2	K.2.1	Teras çeperi-Kristalin kabuk
CA-30	4,52	-8,03	9	K.2.3	Teras havuzu-Çalı
CA-29	5,27	-7,83	8,8	K.2.3	Teras havuzu-Eski toprakseviyesi
CA-31	4,1	-7,99	8,2	K.2.3	Teras havuzu-Çalı
CA-71	3,8	-8,67	7,8	K.2.10	Bataklık havuz-Kamış
CA-39	4,23	-8	7,8	K.1.3	Düz yamaç-Koyu renkli mikrit
CA-20	6,18	-7,81	7,5	K.2.1	Teras havuzu-Koyu renkli mikrit
CA-21	5,87	-7,97	7,2	K.2.1	Teras çeperi-Kristalin kabuk
CA-72.2	5,81	-7,66	7,16	K.2.5	Teras çeperi-Kristalin kabuk
CA-54	4,01	-8,41	7,1	K.1.9	Düz yamaç-Açık renkli mikrit
CA-64	5,36	-7,47	7,02	K.2.4	Teras havuzu-Çalı
CA-28	6,14	-7,68	7,01	K.2.3	Teras çeperi-Kristalin kabuk
CA-27.2	4,58	-7,74	6,98	K.2.3	Teras havuzu-Koyu renkli mikrit
CA-27.1	5,68	-7,65	6,96	K.2.3	Teras havuzu-Çalı
CA-65	4,9	-7,81	6,95	K.2.4	Teras havuzu-Eski toprak seviyesi
CA-56	4,81	-8,02	6,84	K.1.9	Eski toprak seviyesi
CA-55	3,84	-7,61	6,6	K.1.9	Şelale-Açık renkli mikrit
CA-18	5,16	-8,03	5,9	K.1.5	Düz yamaç-Kristalin kabuk
CA-38	4,04	-8,08	2,7	K.1.3	Kamış tümseği-Kamış
CA-42A	4,88	-7,93	2,4	K.1.6	Düz yamaç-Kristalin kabuk
CA-32	4,41	-8,66	2,3	K.1.1	Düz yamaç-Koyu renkli mikrit
CA-61	3,29	-7,98	1,8	K.1.11	Kamış tümseği-İkincil oluşum
CA-51	3,26	-8,41	1,57	K.1.10	Bataklık havuz-Kamış
CA-50	3,53	-8,56	1,54	K.1.10	Bataklık havuz-Kamış
CA-60	3,2	-8,3	1,5	K.1.11	Kamış tümseği-Kamış
CA-46	4,97	-8,08	1	K.1.6	Düz yamaç-Kristalin kabuk



## 5. DİYAJENEZ

Meteorik diyajenez, yeryüzüne yakın veya yer kabuğunda meydana gelen değişimi ifade eder. Bu değişim, güncel atmosferik kökenli sular tarafından istila edilen veya etkilenen çökeller içinde meydana gelir. Meteorik ortam, bir su tablası tarafından bölünen doymun olmayan (vadose) ve doymun (phreatic) zon olarak ikiye ayrılmıştır. Diğer boşluk akışkanları (deniz suyu veya havza suları) ile dolan tabaka ve yüzeysel meteorik akışkanlar arasındaki ara yüzeyler, özel diyajenetik özelliklere sahip olabilen karışma zonları olarak adlandırılmıştır (Scholle ve Ulmer-Scholle, 2004).

Traverten çökellerinin erken diyajenezinin, en üst vadoz zon içinde meydana geldiği ortaya atılmıştır (Guo ve Riding, 1994). Meteorik süreçler, yüzyıllarca hatta milyonlarca yıl devam etmektedir. Vadoz zon (vadose zone), duraysız karbonat minerallerinin (aragonit veya yüksek Mg'lu kalsit) çok fazla çözünmesi ve çoğu kez çok duraylı karbonatın (düşük Mg'lu kalsit) tekrar çökelişi ile karakterize edilmiştir. Sonuç olarak, tamamen veya kısmen birincil porozite meteorik diyajenez esnasında kapanmış ve ikincil porozite açığa çıkmaya başlamıştır. Meteorik diyajenez, geçirimsizlik üzerinde güçlü bir etkiye sahiptir. Birbirine bağlı birincil boşluklar, çimentolanma sonucunda geçirimsizliğinde bir azalma meydana gelirken, kalsiyum karbonat bakımından doymun olmayan diğer çözeltiler ile çatlakların büyümesi geçirimsizliği arttırmaktadır.

Tufa ve traverten çökelleri karasal kireçtaşlarıdır (Chafetz ve Folk, 1984; Ford ve Pedley, 1996). Bu yüzden, vadoz (vadose) ve freatik (phreatic) çimentolar bu çökeller içinde fark edilmiştir. Yaygın çimento morfolojileri, eş zamanlı üzerine büyüme (syntaxial overgrowth), bıçağımsı (bladed), eş boyutlu (equant) ve bloklu (blocky) çimentolar olarak belirlenmiştir (Soete, 2011). Çoğu vadoz çimentolar, tanelerin alt kısımlarından sarkan asılı çimentolar (gravite etkisi ile) veya tane dokanaklarında meydana gelen menisküs (meniscüs) çimentolardır. Buna karşılık, freatik çimentolar (phreatic cements), izopak (isopachous) ve bloklu (blocky) çimentolar olarak tespit edilmiştir (Scholle ve Ulmer-Scholle, 2004). Petrografik

gözlemlere göre, açık renkli mikrit litotipindeki boşluklar içerisinde mikrit adacıkların etrafında izopak çimentolar (isopachous cements) gelişmiştir. Bu çimento türü, freatik (phreatic) ortamı karakterize etmektedir ve ikincil olarak meydana gelmiştir (Şekil 5.1a ve b). Bataklık havuz ve tümsek fasiyeslerinde biyomoldik (biomouldic) boşluklar açığa çıkmıştır (Şekil 5.1c). Ayrıca gözlü (vug) ve kamış biyo moldik (reed biomouldic) boşluklar içerisinde ikincil olarak oluşan bıçağımsı, eşboyutlu ve bloklü çimentolara da rastlanılmıştır (Şekil 5.1d ve e). Bıçağımsı spari kalsit kristalleri, traverten çökelin depolanmasından sonra çimentolanmaya maruz kalması ile ikincil olarak gelişmektedir (Şekil 5.1f) . Bu çimentolar da tipik meteorik çimento türünü ifade eder. Buna göre, bu çalışmadaki traverten çökellerinin diyajenezi, genellikle meteorik-freatik zon (meteoric-phreatic zone) içerisinde meydana geldiği sonucuna ulaşılmıştır.

Çimentolanma, sedimentler veya kayaçlar içindeki boşluklarda mineral maddelerin çökelim süreci olarak tanımlanmıştır. Diyajenezi oluşturan birkaç süreçlerden biridir ve artan yaş ve gömülme derinliği ile sedimanter tabakanın taşlamasına ve gittikçe porozitenin azalmasına neden olur (Soete, 2011). Bataklık havuz fasiyesini temsil eden koyu renkli mikrit litotipinde gözlü (vug) ve biyomoldik (biomouldic) boşluklar içerisinde çimentolanma süreci net bir şekilde gözlenmiştir (Şekil 5.1d, e, ve f). Çimento, sediment-su ve sediment-hava ara yüzeylerinde ve bu yüzeyler üstünde oluşmaktadır. Çökelimden tektonik yükselmeye kadar, gömülme boyunca çimentoların çökelişi herhangi bir safhada meydana gelebilmektedir (Middleton, 2003; Soete, 2011). Petrografik gözlemlere göre bataklık havuz fasiyesinde gözlü (vug) boşluğun (Şekil 5.2a) çeperinden alınan bir örnekte üç çimento türü belirlenmiştir. Bunlardan birincisi, koyu renkli mikrit litotipini karakterize eden açık kahve renkli, peloidal dokuya sahip olan mikrit çimentosu, birincil çimento olarak meydana gelmiştir. Daha sonra, meteorik akışkanların süzülmesi sonucunda, mikrit ile sparit çimento arasında geçiş çimento türünü temsil eden siyah renkli demir çimentosu ise ikincil olarak oluşmuştur. Hemen ardından meteorik akışkanın  $\text{CaCO}_3$  bakımından doymuşluğu ile ikincil olarak sparit çimentonun geliştiği ortaya çıkmıştır (Şekil 5.2b ve c).

Meteorik diyajenez esnasında delme (boring), yıkanma (leaching) ve diğer tane ya da kamış bitkilerini azaltan süreçler, tümsek fasiyesi içerisinde kamış bitkilerin fiziksel sıkışmasına, kimyasal olarak bozulmalarına ya da çürümelerine neden olmuştur

(Scholle ve Ulmer-Scholle, 2004). Petrografik incelemeye göre, kamyş (reed) veya sucul bitki (grass) gövdesi, sadece geride bir mikrit zarf veya kavkı bırakarak bozunmaya maruz kalmıştır. Daha sonraki çimentonun yokluğu, sığ gömülme esnasında yapı bakımından ince ve zayıf zarfın ezilerek sıkışmasına olanak sağlamaktadır (Şekil 5.2d ve e).

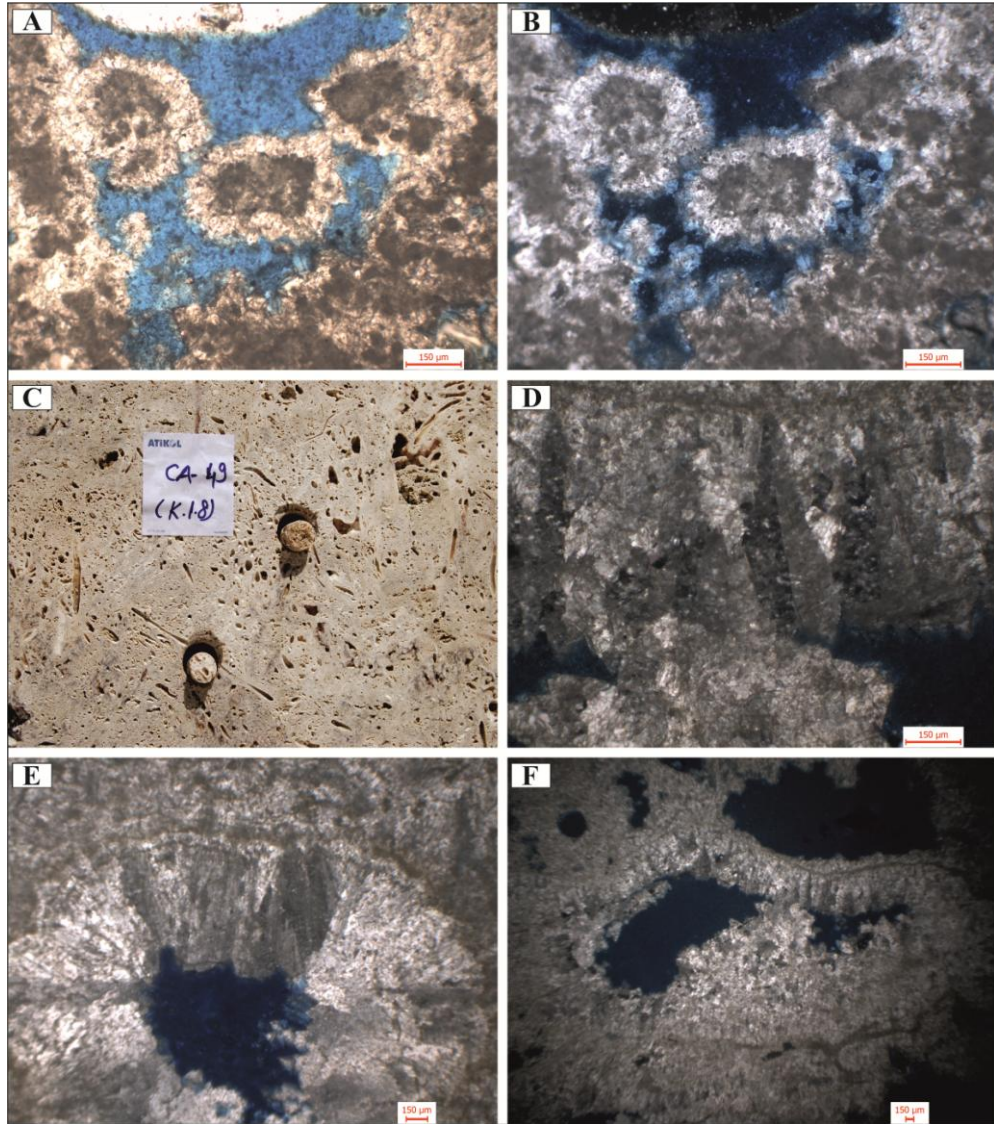
Düz yamaç fasiyesinde mikritik kristalin çalıkların (Şekil 5.2f) arasına meteorik akışkanların nüfuz ettiği fark edilmiştir. Bu akışkanlar, organik maddenin tahrip olmasına neden olmuştur. Bunun sonucunda, çalıkların gelişme doğrultusuna paralel farklı boyutlarda boşluklar ortaya çıkmıştır. Bu asidik (yağmur suyu gibi) akışkan, bakteriyel çalıkların yoğunluğu ve miktarı ile ters orantılıdır. Bu yüzden, çökelin fazla olduğu yerlerde çok fazla bozunma meydana gelmediği sonucuna varılmıştır. Diğer bir deyişle, traverten çökellerin atmosfere maruz kalması ile çalıkların içerisindeki organik maddenin tahrip olması, çökelin çok boşluklu bir yapı kazanmasına da neden olmuştur (Şekil 5.3a). Burada mavi epoksi ile dolan kısım poroziteyi ifade etmektedir. Bu durum, Holosen yaşlı bir akarsu yatağı ortamında meydana gelen tufa veya traverten çökelleri içerisinde daha yaygındır. Bu soğuk ve tatlı su tufa çökelleri, bitki kırıntılarını (kamyş veya sucul bitkiler) kaplayarak çökelen mikrokristalin karbonattan oluşmuştur. Organik bitki kırıntıların bozunması neticesinde bu çökellerde çok boşluklu bir yapının açığa çıktığı belirtilmiştir. Çalıklar üstündeki diyajenetik değişimler, çökellerin arasına giren sıvı akışkanlara, iklim değişimine ve mikrobiyal faaliyetler gibi birçok faktörlere dayandırılmaktadır. Bu diyajenetik süreçlerin, çalıkların depolanmasından sonra mikropların istila etmesi veya meteorik diyajenez ilişkili olduğu düşünülmüştür. Bu süreçlerin etkisi, sparimikritleşme olarak adlandırılmıştır (Guo ve Riding, 1994).

Sparimikritleşme, sparikalsitin mikrite rekristalizasyonu olarak adlandırılmıştır (Kahle, 1977). Bu sparimikritleşme, spari kalsit çimentosu içinde endolit (endolithic) algal veya fungal organizmaların, spari kalsit kristallerini mikrite dönüştürmesinden veya böyle çimentolar içinde oluşan boş deliklerde mikritin çökmesinden kaynaklanmaktadır. Çoğu sparimikritleşme, çözülmüş spari kalsit kristalleri içerisinde mikritin eş zamanlı çökmesiyle meydana gelmektedir. Fungi, alg veya her ikisinin bakteriyel bozunması esnasında organik bileşenler ortaya çıkmıştır. Tamamlanmamış sparimikritleşme kalkerli kabuklarda zarflı dokuların oluşmasına



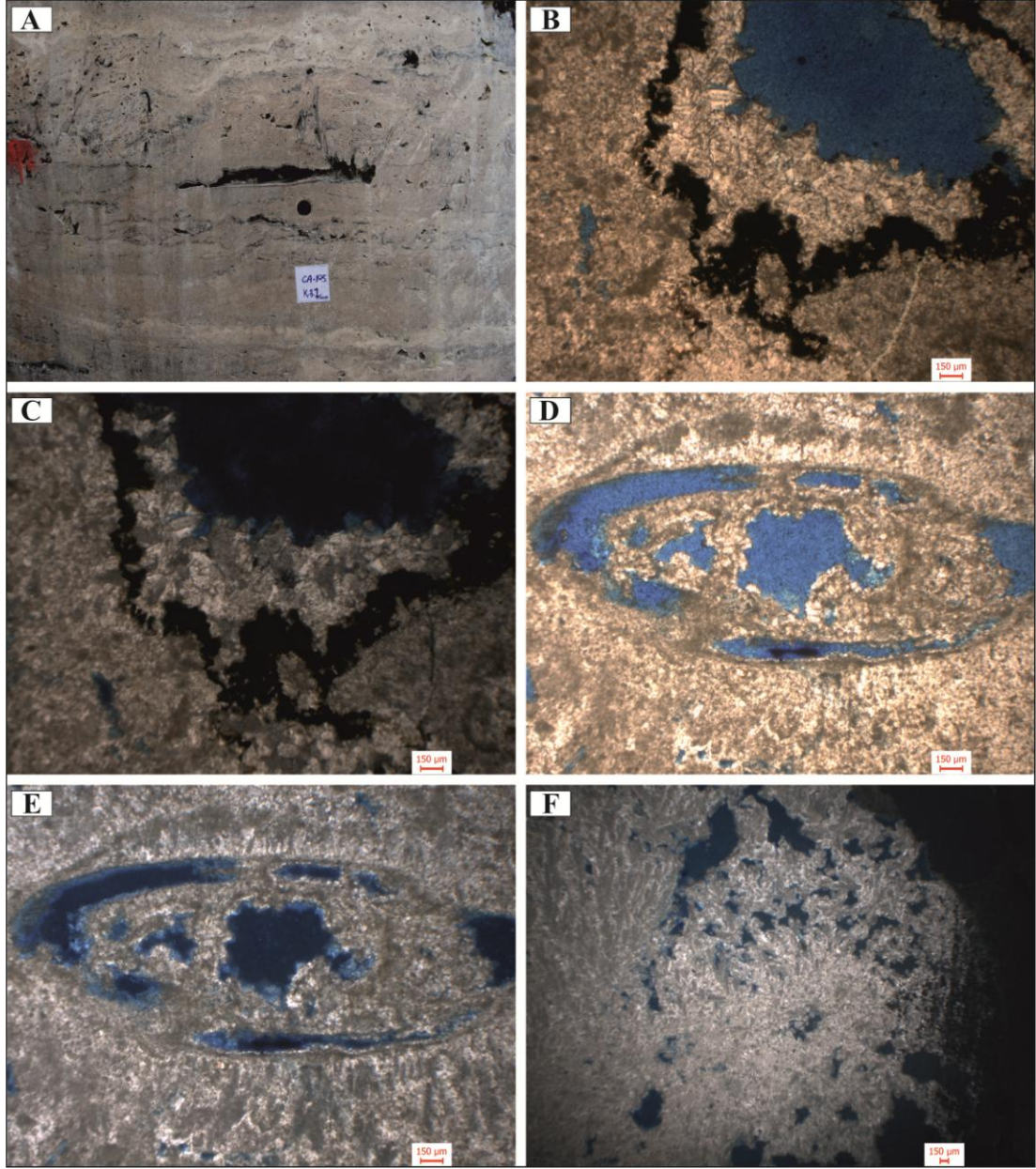
neden olmaktadır (Kahle, 1977). Söz konusu zarflı dokular, bu çalışmada sadece koyu renkli mikrit litotipinde fark edilmiştir.

Teras havuz fasiyesinde gözlenen eski toprak seviyesi pseudopellet dokusuna sahip mikrit çimentosundan oluşmuştur (Şekil 5.3b). Bu çimento,  $\text{CaCO}_3$  bakımından fazla doygun olmadığından dolayı, meteorik akışkanlar mikrit çimentosunun içerisine kolaylıkla süzülürler. Bu akışkanlar ile birlikte çimentoların tekrar işlenmesi, gözlü (vug) boşlukların meydana gelmesine neden olur (Şekil 5.3c ve d).



Şekil 5.1: Meteorik ve freatik çimento türlerine ait mikroskop görüntüleri. (A) açık renkli mikrit litotipinde oluşan izopak çimento türü. (B) A'daki izopak çimentonun ikinci nikol görüntüsü. (C) Bataklık havuz fasiyesinde oluşan biyomoldik boşluklar. (D) C'deki biyomoldik boşlukların çeperlerinde gelişen iri bıçağımsı spari kalsit kristalleri. (E) Tümsek fasiyesinde biyomoldik boşluğun çeperlerinde gelişen iri bıçağımsı spari kalsit kristalleri. (F) C'deki biyomoldik boşluklar içerisinde oluşan çimentolanma.





Şekil 5.2: Çimentolanma ve bozunma diyajenez süreçlerine ait arazi ve mikroskop görüntüleri. (A) Tümsek fasiyesinde gözlü (vug) boşluğun çeperinden alınan koyu renkli mikrit litotipi. (B) A'daki koyu renkli mikritte oluşan birincil ve ikincil çimentolar (Birinci nikol, mavi boyalı kısım epoksidir). (C) Koyu renkli mikrit litotipinde bıçağımsı veya eşboyutlu spari kalsit kristalleri oluşan çimentolanma (B'deki örneğin ikinci nikol görüntüsüdür. Mavi boyalı kısım epoksidir). (D) Tümsek fasiyesinde muhtemelen kamış bitkisinin bozunarak geride boşluklar bırakması (Birinci nikol, mavi boyalı kısım epoksidir). (E) D'deki kamış litotipinin ikinci nikol görüntüsü (Mavi boyalı kısım epoksidir). (F) Düz yamaç fasiyesinde kristalin çalı çökellerin bozunması ile ortaya çıkan organik porozite.

Atmosfere maruz kalmış karbonatların diyajenez değişiminde mikroorganizmaların (alg, fungi ve bakteri) rolü, çoğu araştırmacılar tarafından tartışılmıştır (Knox, 1977; Krumbein ve Giele, 1979; Klappa, 1979; Calvet, 1982; Jones ve Kahle, 1986; Jones

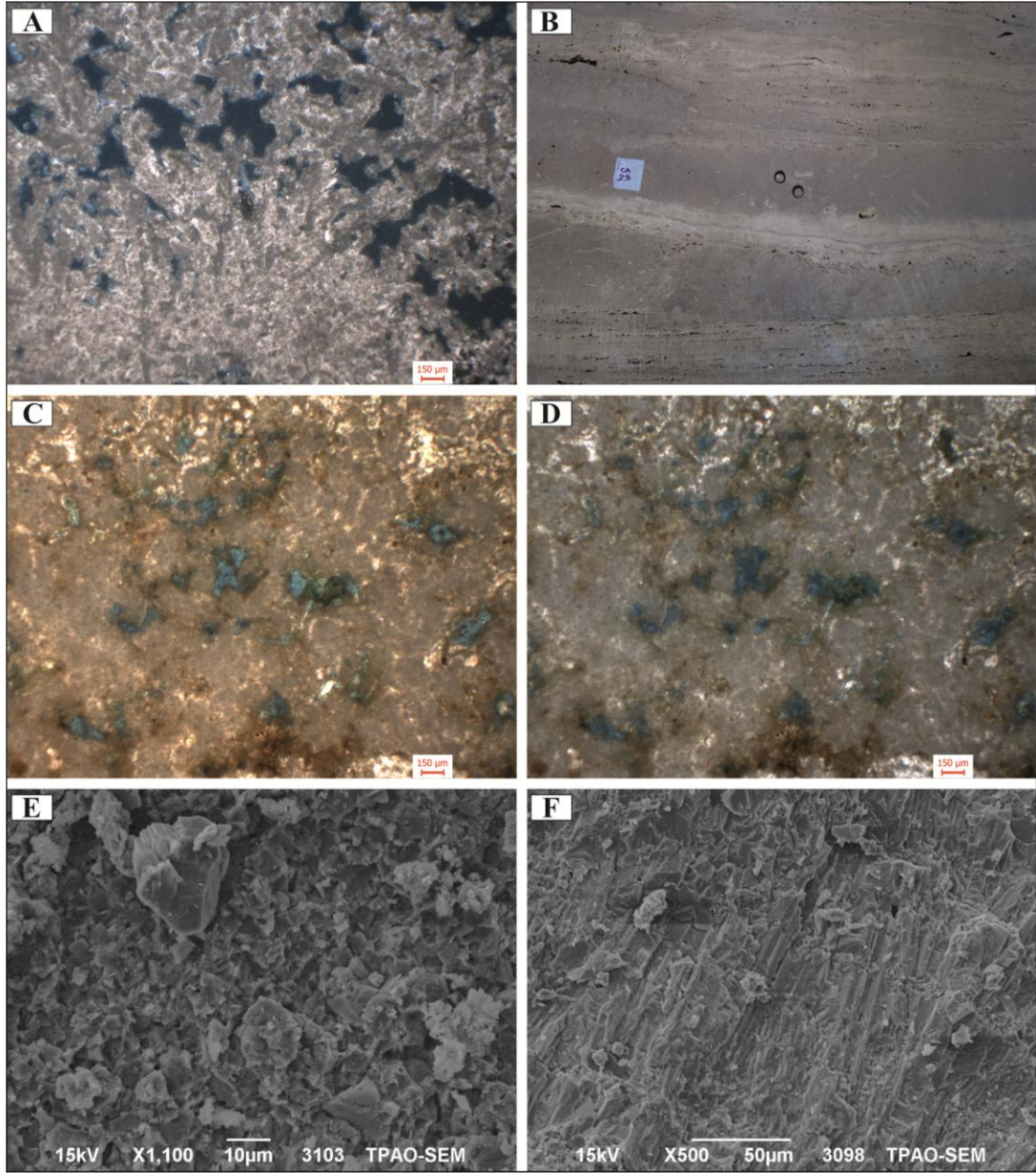
ve Pemberton, 1987a, 1987b). Bu araştırmacılar (Schneider, 1976; Kobluk ve Kahle, 1978), alglerin kimyasal çözünme yoluyla karbonatları oyduğunu varsaymıştır. Bu kimyasal çözünme, metabolik yan ürün olarak meydana gelen karbonik ve oksalat asitler gibi organik asitler neticesinde meydana gelmiştir (Kobluk ve Kahle, 1978). Kobluk ve Kahle (1978), funginin delici işlevinin algden farklı olduğunu fark etmiştir. Bu değerlendirmeye göre, algal faaliyetler sonucunda oluşan boşluklar, sert, bozunmuş çeperler halinde meydana gelirken, fungal organizmalar sonucunda oluşan delikler (borings) ise düz çeperlere sahip olmasından kaynaklanır (Jones ve Pemberton, 1987a). Buna göre, mikrobiyal faaliyetler etkisi altında oluşan sparimikritleşme, belirgin bir şekilde fungal filamentlerin oluşumu ile ilişkilendirilmiştir (Jones ve Pemberton, 1987b). Yaklaşık olarak 1 mikron çapındaki fungal lifler (filament), orijinal kristallerin çevresine bağlanarak karmaşık ağlar oluştururlar. Farklı kristallerin çeşitli bozunma dereceleri vardır (Guo ve Riding, 1994). Alg ve fungi tarafından istila edilen ilk ve ikincil kalsit kristal ürünleri, 1) çok fazla delikler (borings), 2) yüzey mikritleşmesi ve 3) sivri uçlu kalsitin (spiky calcite) gelişmesi ile belirgin hale gelmektedir. Sivri uçlu kalsit (spiky calcite), özellikle lifler ile ilişkili mukus yaygısı tarafından örtülen alanlarda ve algal lifler (filament) ile çok yakından ilişkilidir (Jones, 1987). Diğer yandan, Guo ve Riding (1994)'e göre, mikrit ve sivri uçlu (spiky) kristallerin fungal lifler (filament) tarafından sarıldığı tespit edilmiştir. Burada gözlenen çok iyi gelişmemiş kalsit kristaller, 2-5 mikron çapında büyük bir delik olarak açığa çıkmıştır. Bu delik, ya orijinal bir diyatomenin bölgesi ya da bir lif (filament) olduğu şeklinde yorumlama yapılmıştır. Spari kalsit kristallerinin içindeki deliklerin çevresinde, kristallerin çökmesine neden olan algal saplar ve ipler olduğu sonucuna varmışlardır (Guo ve Riding, 1994). Önceki çalışmalara göre ise sadece yüzey mikritleşmesinin petrografik olarak belirgin olduğu ifade edilmiştir.

Düz yamaç fasiyesinde kristalin kabuk ve koyu renkli mikrit litotipi, sparimikritleşme işlemine maruz kalmıştır. SEM gözlemlerine göre rombohedral spari kalsit kristallerinin biyolojik çözünmeye (biotic dissolution) maruz kalarak sivri uçlu kalsit (spiky calcite) kristalleri meydana getirdiği (Şekil 5.3e) ve daha sonra gevşek mikrit tanelerinin (Şekil 5.3f) oluşmasına neden olduğu fark edilmiştir. Bu durum, Kahle (1977) tarafından ilk kez ortaya atılan sparimikritleşme olayının belirgin bir kanıtını temsil etmektedir (Şekil 5.4). Ancak, Love ve Chafetz (1988)

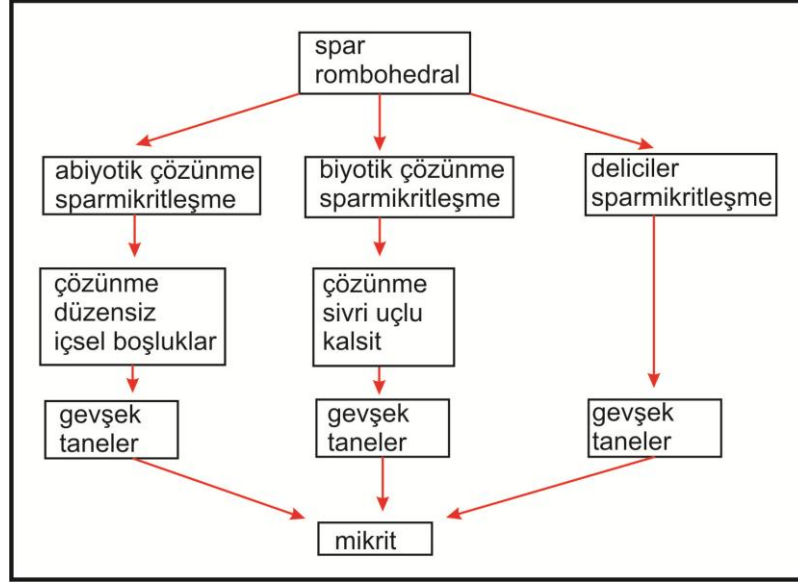
tarafından ifade edildiği gibi bu çalışmada algal ve mavi yeşil algal (cyanophyte) çalılar net olarak tespit edilemediğinden, sparimikritleşmenin organik kökenli olduğu şeklinde bir yorum yapmanın doğru olmadığı görüşüne varılmıştır. Guo ve Riding (1994) tarafından sparimikritleşme, çalı litotipinde gözlenmiştir ve çökelimden sonra oluştuğu şeklinde bir yorum yapılmıştır. Burada oluşan çözünme muhtemelen, ilk rombohedral kristallerin pütürlü, dantelli yüzeylerini açığa çıkararak kristalin dış yüzeylerini tahrip ettiği görüşüne dayandırılmıştır. Tekrar eden çözünme, kristallerin içinde birçok boşluklara neden olmuştur. Sonuçta, mikrobiyal deliciler aracılığıyla oluşan çözünme kısmen veya tamamen orijinal çalı mikroyapısını bozarak kristallerin parçalanmasına neden olmuştur. Bunun aksine, organik etkiler ile ilgili olmayan neormorfizma olayını birkaç araştırmacı ortaya koymuştur (Iron ve Müller, 1968; Love ve Chafetz, 1988; Guo ve Riding, 1994). Aynı fasiyes içerisinde sparimikritleşme ile beraber neormorfizma olayının birlikte gerçekleştiği fark edilmiştir. Bu durum, tabakaya dik gelişen bu mikrit kökenli mavi yeşil algal (cyanophyte) çalılar, spari kalsit kristalleri ile kaplanarak (Şekil 5.5a) bu çalı dokusuna yumrulu, kütük bir form kazandırmıştır. Daha sonra üzerine mikrit kristallerinin gelişmesi (Şekil 5.5b) ile traverten çökeliminin durduğu ortaya çıkmıştır. Böylece, kristal boyutunda giderek meydana gelen azalma "*aggradational neormorfizma*" olayının belirgin bir kanıtını göstermiştir (Şekil 5.5c). Buna ilaveten, bu spari kalsit kristaller muhtemelen bünyesinde mavi yeşil alg (cyanophyte) veya algal çalılar barındırdığı için organik laminalı kristalin kabuk litotipi olarak da isimlendirilmektedir. Benzer durum, şelale veya bariyer traverten fasiyesini oluşturan laminalı organik kabuklar içerisinde gözlenmiştir (Love ve Chafetz, 1988). Bu fasiyeste kalsitten kalsite bir rekristalizasyon olayı gözlemlendiği için bu kabuğun inorganik kökenli olduğu sonucuna varılmıştır. Buna göre, sparimikritleşme süreci bozunma ve neormorfizma süreci olarak kendi içerisinde ikiye ayrılmaktadır. Bozunma süreci, organik kökeni temsil ederken, rekristalizasyon inorganik kökeni yansıtmaktadır. Fakat düz yamaç fasiyesinde koyu renkli mikrit litotipinin aslında iri bıçağımsı spari kalsitlerden oluştuğu fark edilmiştir (Şekil 5.5d). Akıntı yönünde bu spari kalsit kristalleri kimyasal çözünmeye maruz kalması ile gevşek mikrit tanelerinden oluşmuştur (Şekil 5.5e). Böylece düz yamaç fasiyesinin koyu renk kazanmasına neden olmaktadır. Bunun sonucunda sparimikritleşme ise Kahle (1977) tarafından ifade edildiği gibi hem inorganik hem de organik faaliyetlere bağlı olarak



gelişebilmektedir. Kahle (1977) tarafından sparimikritleşmeye neden olan iki mekanizma ortaya atılmıştır; 1) Birbirine bağlı çözünme-çökeltme, 2) Endolit (endolithic) mikropların faaliyetleri (Guo ve Riding, 1994).



Şekil 5.3: Bozunma, yıkanma ve sparimikritleşme süreçlerine ait arazi, optik mikroskop ve SEM görüntüleri. (A) Teras havuz fasiyesinde çalıları oluşturan organik maddelerin tahrip olması. (B) Teras havuz fasiyesinde oluşan eski toprak seviyesi. (C) B'deki eski toprak seviyesini oluşturan mikrit çökellerin yıkanması. (D) B'deki eski toprak seviyesinde akışkanın enjekte olması sonucunda oluşan yıkanma ile ayrık gözlü (separate vug) boşlukların meydana gelmesi. (E) Düz yamaç fasiyesinin kristalin kabuk litotipinde sparimikritleşme sürecini ifade eden sivri uçlu (spiky) kalsit kristalleri. (F) E'deki kristalin kabuk litotipinde etrafa saçılan gevşek mikrit taneleri.



Şekil 5.4: Sparimikritleşme diyajenez sürecinin kökeni. Sparimikritleşme, inorganik (abiotic) çözünme, fungal organizmalar tarafından oluşan çözünme ve mikrobiyal deliciler tarafından kaynaklanabilir. (Jones ve Pemberton, 1987a şeklinden uyarlanmıştır).

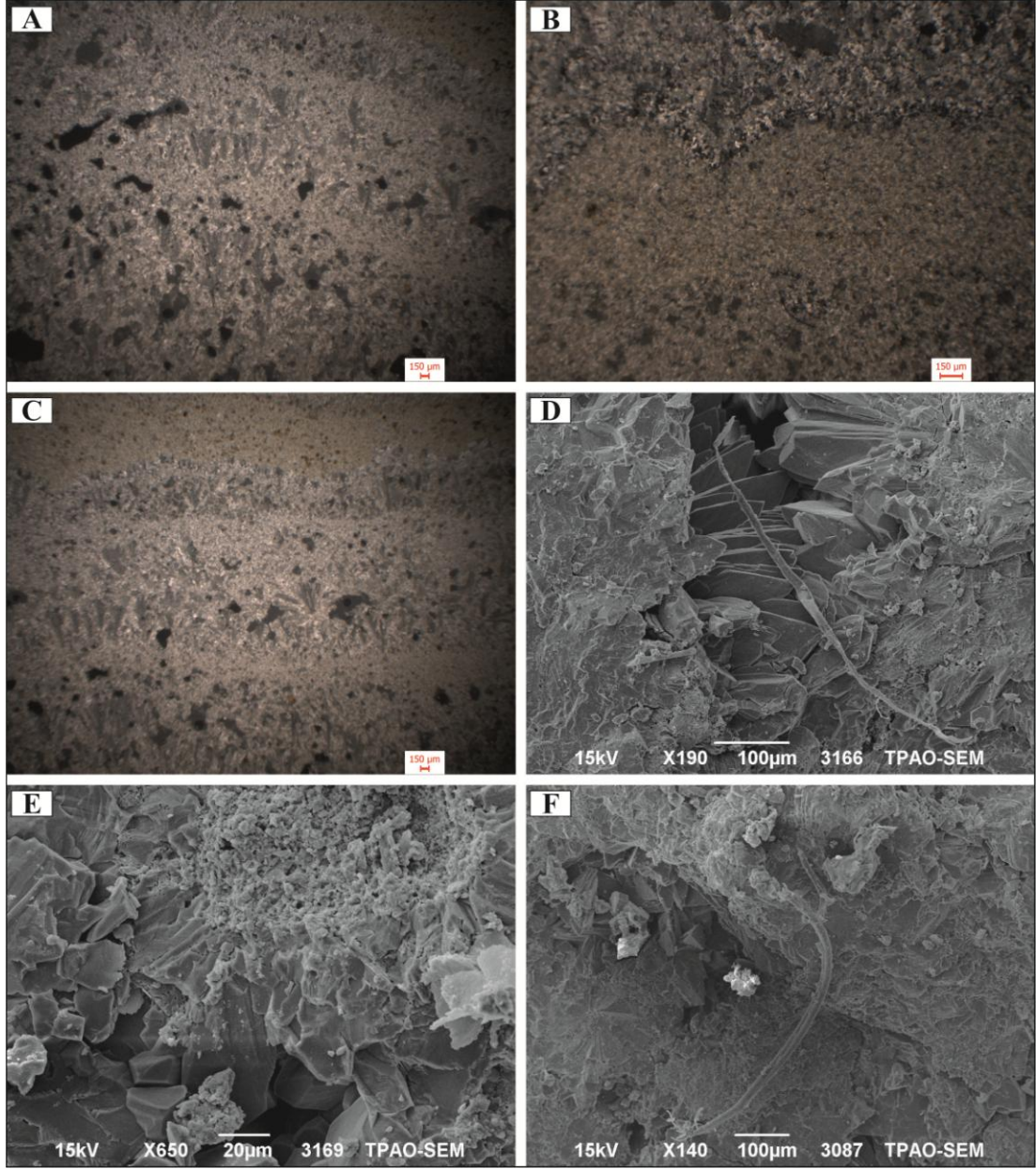
Bataklık havuz fasiyesinde koyu renkli mikrit seviyesini oluşturan bıçağımsı spari kalsit kristallerin giderek mikritleştiği fark edilmiştir. Bu mikritleşme, çözünme veya mikroorganizma faaliyetleri aracılığıyla meydana gelen bozunma olarak iki alt grup altında incelenebilir. SEM analizi esnasında mikroorganizma veya lifsi (filament) yapılarına rastlanılmasından dolayı, bu bozunmanın mikroorganizma etkisi altında meydana geldiği sonucuna varılmıştır (Prof. Dr. Nazime Mercan Doğan, sözlü görüşme). Ancak, mikroorganizmanın cinsi hakkında herhangi bir yorumlama yapılmamasından dolayı bu mikroorganizma, "çubuksu lif (filament)" olarak adlandırılmıştır. 0,5 mm uzunluğunda iki gövdeden ve üç daldan oluşan bu lif, ağaç köküne veya fungal organizmaya benzer bir görünüm sergilediği fark edilmiştir (Şekil 5.5f). Aynı zamanda lifin dış çeperlerinde kokoid bakterileri saptanmıştır (Şekil 5.6a). Kokoid bakterileri, 1 mikron çapında, küçük beyaz nokta görünümü ile ayırt edilmiştir. Bu bakteriler mikritin oluşmasına neden olduğu için bataklık havuz fasiyesi içerisinde yapıcı bir rol oynamaktadır. Buna ilaveten, lifin uç kısımlarında çeşitli saçaklar ve bu saçakların tuttuğu yumrulu karbonat çamuru göze çarpmaktadır (Şekil 5.6b). Üzerinde yer yer kokoid bakterileri barındıran bu karbonat çamurunun, mikroorganizmalar aracılığıyla meydana geldiği düşünülmüştür. Bu durum, mikroorganizmaların da spari kalsit kristallerinin bozunmasında bir rol oynadıklarını ifade etmektedir. Bunun sonucunda, birçok mikroboşluk açığa çıktığından porozite artmıştır, buna karşılık karbonat çamuru meydana getirmesi (Şekil 5.6a) ile de

geçirimsizlik azalmıştır. Polarizan mikroskop incelemelerine göre, koyu renkli mikrit litotipinde sparit ve mikrit çökelleri çimentolar olarak meydana gelmiştir. Spar ve mikrit bağlayıcısının kökeni diyajenetik süreçler ve rekristalizasyondan dolayı birincil veya ikincil olabilir. Örneğin, sparimikritleşme mikrobiyal faaliyetler veya rekristalizasyon süreçleri tarafından tetiklenebilir ve daha sonra ince kesitlerde bağlayıcıda mikritin miktarı artar. Spar kristallerin mikritleşmesi, mikrit kristallerinden anlaşılır. Burada mikrit kristalleri, hayalet (ghost) dokuları (Claes, 2011) açığa çıkarır. Bunun yanında, kamış biyomoldik (reed biomouldic) veya gözlü (vug) boşluklar içerisinde çiçek yapısına benzer gotik ark kristalleri de fark edilmiştir. Trigonal kalsit kristallerinin kümelenmesinden oluşan bu gotik ark yapısı, porozite ve geçirimsizliğin azalmasında önemli bir rol oynamaktadır. Trigonal kalsit kristalleri ile eş zamanlı olarak çökelen en fazla 20 mikron uzunluğunda kalsitleşmiş uzun, çubuksu lifler de fark edilmiştir (Şekil 5.6c). Bu lifler, kristal yüzeyi üstünde epilithic (epilithic) bir form sergileyerek kalsitleşmenin belirgin bir kanıtını yansıtmaktadır. Kalsitleşme olayı, traverten çökeliminde ikincil olarak oluştuğu için porozite miktarında belirgin bir azalma gözlenmiştir. Buna ilaveten, koyu renkli mikrit seviyesinde karşılaşılan ostracod kavkısının çeperlerinde de çözünme başlamıştır. Mikrobiyal deliciler tarafından meydana gelen bu bozunma, ostracod kavkısının iç kısımlarında delikler meydana getirerek porozite miktarının artmasına neden olmuştur (Şekil 5.6d).

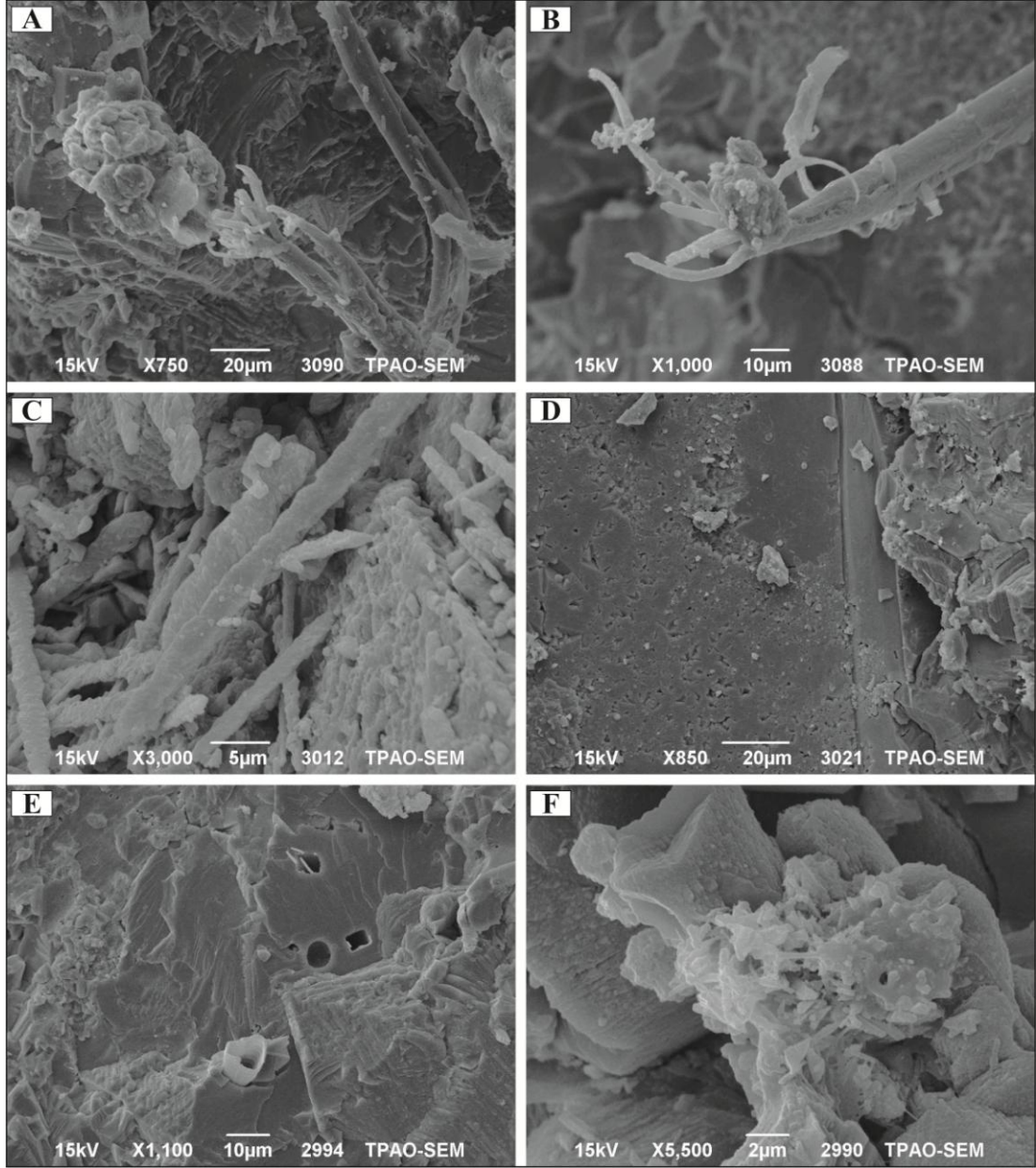
Bataklık havuz fasiyesinin açık renkli mikrit litotipinde filamentlere rastlanılmıştır. Bu filamentler, endolit (Klappa, 1979) bir form sergileyen muhtemelen fungal mikroorganizmaları temsil edebilir. Endolit bir form denilmesinin nedeni, bu kristaller ile mikroorganizmaların aynı anda taşlanması ve kristaller içerisinde bulunmasından kaynaklanır (Şekil 5.6e). Bu taşlaşma, sedimentlerin birbirine tutunmasında önemli bir rol oynayan beyaz mukus maddesi ile meydana gelmiştir (Şekil 5.6f). Spari kalsit kristallerinin yüzeyinde düzgün çeperlere sahip kare, dikdörtgen ve dairesel şekilli (sırasıyla en ve boy: 5 µm, en 5 ve boy 4 µm; çap: 5 µm) makro boşluklar ve 0,5 µm boyutunda oval, yassı şekilli mikroboşluklar (Şekil 5.6e), organik maddenin tahrip olması ile meydana geldiği görüşünü desteklemektedir. Sonuç olarak, bataklık havuz fasiyesi içerisinde koyu renkli ve açık renkli mikrit litotipi bünyesinde birçok mikroorganizmaların yer aldığı gözlemlenmiştir. SEM mikroskobun da gözlendiği üzere, bu mikroorganizmaların

türü farklı olabilir. Bataklık havuz fasiyesinde açık renkli mikrit litotipinde gözlenen mukus maddesi gibi aktif traverten mikro-terasların küçük havuzları içinde zenginleşen diyatome ve diğer mikroplar, küçük sedimenti tutan yapışkan mukusu açığa çıkarır (Emeis ve diğ., 1987) ve aynı zamanda çökelim için bir çekirdek bölgesi oluşturur (Emeis ve diğ., 1987; Chafetz ve diğ., 1991). Emeis ve diğ. (1987), Hırvatistan'nın Plitvice Ulusal Park'ında tatlı su tufalar içinde bulunan bakteriyal lifleri ve diyatome kabuklarını bünyesinde barındıran kalsit agregalarının varlığından söz edilmiştir. Bu araştırmacılar, diyatomlar ve mikrop liflerin, inorganik kökenli kalsit çökeliminin meydana geldiği kristal döllerini tutan mukusu salgıladıklarını ifade etmişlerdir (Emeis ve diğ., 1987). Bataklık havuz fasiyesinde kamış litotipi içerisinde inorganik çözünme (abiotic dissolution) sonucunda beyaz, akıcı mukus maddesine benzeyen kristal dölleri fark edilmiştir (Şekil 5.6f). Hem mukus maddesi hem de kristal dölleri, geçirimsizliğin azalmasında önemli bir rol oynamaktadır.





Şekil 5.5: Neomorfizma, sparimikritleşme ve mikroorganizma faaliyetlerini gösteren optik mikroskop ve SEM görüntüleri. (A) Düz yamaç fasiyesinde kristalin kabuğu oluşturan muhtemel mavi yeşil alg (cyanophyte) ve algal çalılarının uzun spari kalsit kristalleri ile kaplanması. (B) A'daki sparit kristallerin mikrit kristallerine dönüşümü. (C) A'daki sparit ve mikrit tabakasının ardalanması ile ortaya çıkan "aggradational neomorfizma" süreci. (D) Düz yamaç fasiyesinde koyu renkli mikrit litotipinin aslında uzun veya bloklu spari kalsit kristallerinden oluşması. (E) D'deki spari kalsit kristallerinin giderek mikritleşmesi. (F) Bataklık havuz fasiyesinde koyu renkli mikrit litotipinde epilit (epilithic) bir form sergileyen çubuksu lif.



Şekil 5.6: Spari kalsit kristalleri üzerinde mikroorganizmalar tarafından meydana gelen değişimlerin SEM görüntüleri. (A) Koyu renkli mikrit litotipinde çubuksu lif tarafından üretilen karbonat çamuru. (B) A'daki çubuksu lifin ucunda oluşan saçaklar ve kokoid bakterileri. (C) Trigonal kalsit kristalleri ile birlikte kalsitleşmiş çubuksu lif. (D) Mikroorganizmalar aracılığıyla ostracod kavkısında meydana gelen bozunma. (E) Endolit (endolithic) çubuksu lif tarafından ortaya çıkan düzgün geometriye sahip boşluklar. (F) Muhtemelen mikroorganizmalar tarafından salgılanmış olan mukus maddesi.

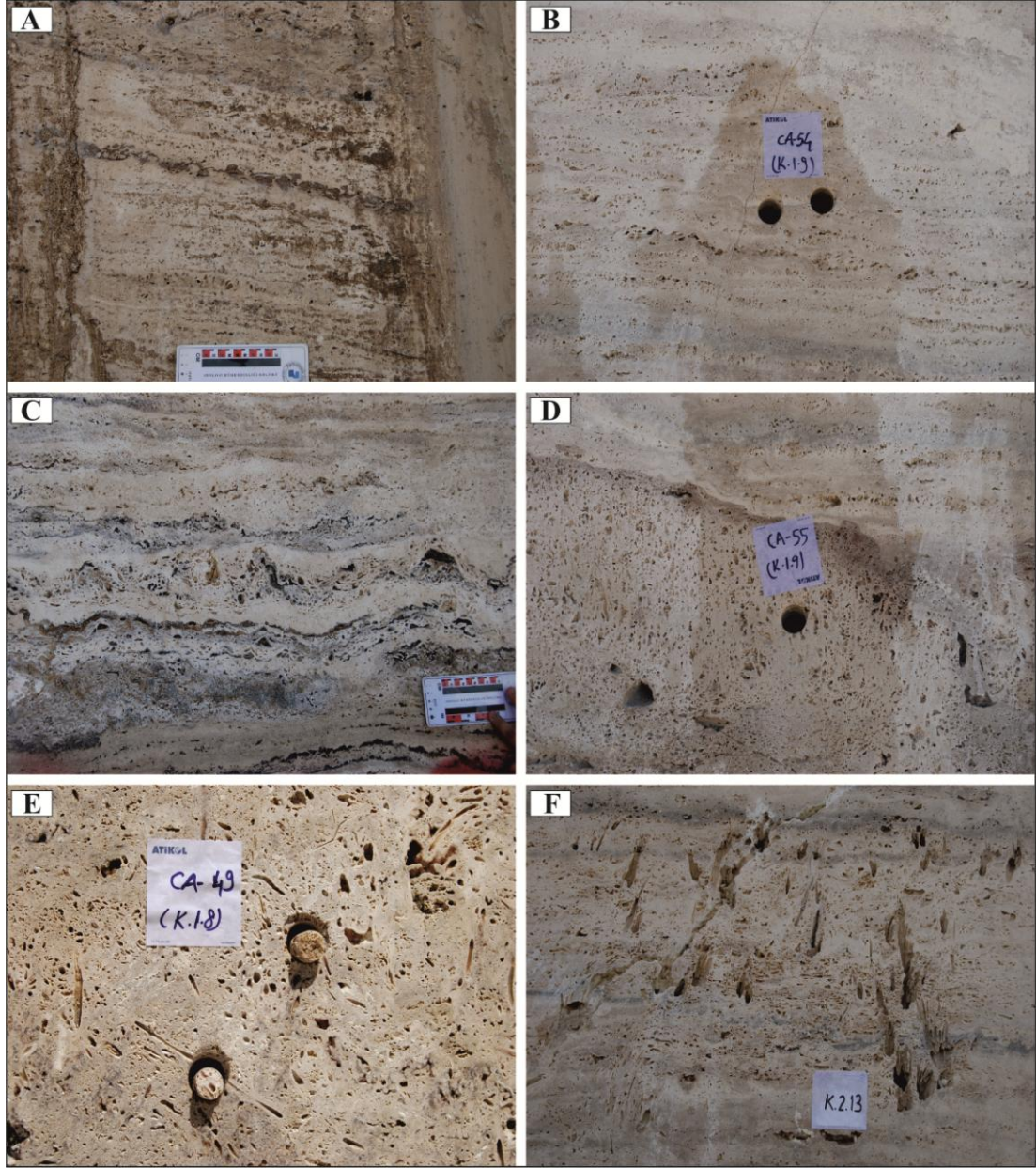
## 6. PETROFİZİKSEL İNCELEMELER

### 6.1 Porozite Sınıflamaları

Karasal kireçtaşlarında 2 ya da 3 boyutlu porozite sınıflaması yapmak mümkündür (Lonoy, 2006; Lucia, 2007; Claes, 2011; Soete, 2011). Bu tez kapsamında iki boyutlu porozite sınıflamasının geliştirilmesi, üç boyutlu sınıflama sistemini oluşturmada gerekli ilk adımı temsil edecektir. Burada yapılan sınıflama arazi ve petrografik gözlemlere göre görsel porozite göz önüne alınarak yapılmıştır. Görsel porozite ise boşluk boyutu esas alınarak belirlenmeye çalışılır. İlk olarak arazi çalışmasında düz yamaç, şelale, teras havuzu, bataklık havuzu, tümsek ve eski toprak seviyelerinde 8 tane porozite türü tespit edilmiştir. Düz yamaç fasiyesinde çalı (Şekil 6.1a) ve açık renkli mikrit litotiplerinde (Şekil 6.1b) depolanma yüzeyine paralel fenestral boşluklar gözlenmiştir. Teras havuzunda çalı çökellerin bozunması ile meydana gelen organik porozite (Şekil 6.1c), şelale fasiyesinde yosun kalıbının bozunması ile oluşan biyomoldik porozite (biomouldic porosity) (Şekil 6.1d), yamaç fasiyes sisteminin tipik boşluklarını temsil etmektedir. Bataklık havuz fasiyesinde ise kristallerin çekirdeğini oluşturan birçok sucul bitki (grass), kamış (reed) gibi gövdelerin bozunması ile açığa çıkan çatı (framework) porozite (Şekil 6.1e) düz yamaç fasiyesinin tabanına yakın yerde gelişmiştir. Bunun yanında, boşluk boyutu bakımından özellikle açık renkli mikrit litotipinde daha büyük olan kamış biyomoldik (reed biomouldic) boşluklar (Şekil 6.1f) ve özellikle koyu renkli mikrit litotipinde fark edilen gözlü (vug) (Şekil 6.2a) ve pedojenik gözlü (vug) boşluklar (Şekil 6.2b), çöküntü depolanma sisteminin tipik porozite türlerini ifade etmektedir. Tümsek fasiyesinde ise gözlü (vug) ve kamış biyomoldik (reed biomouldic) boşlukların daha baskın olduğu gözlemlenmiştir (Şekil 6.2c). Son olarak, eski toprak seviyesinde su çıkışları ile belirgin olan çatlak (fracture) süreksizlik porozitesi, çöküntü depolanma sistemindeki aşınma yüzeylerini ifade etmektedir (Şekil 6.2d).

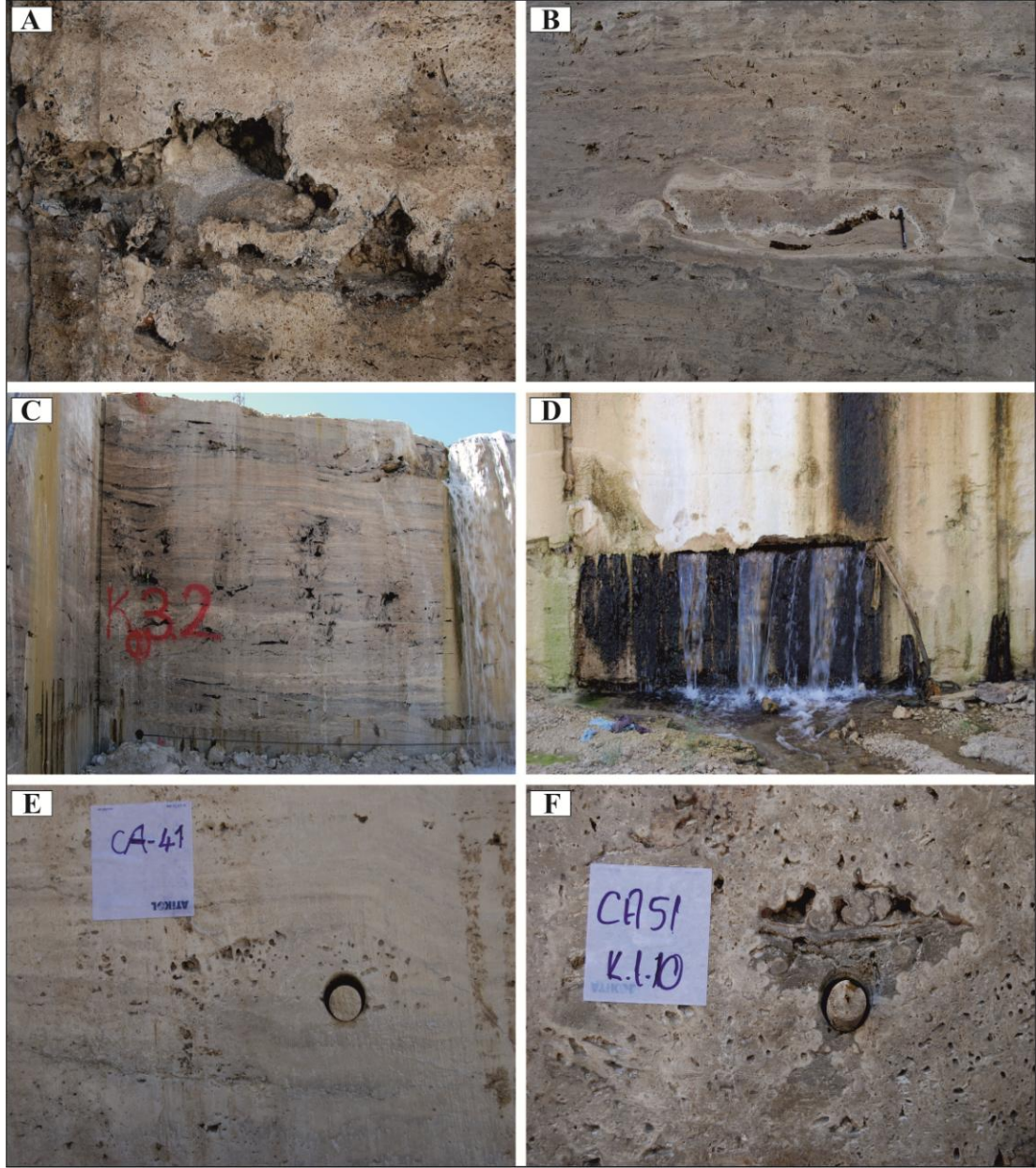
Bu boşluklarda meydana gelen değişim ise organik bozunma (organic decomposition) ve çimentolanmaya (cementation) bağlı olarak gelişmiştir. Organik bozunma, özellikle teras havuzunda çalı çökellerinin tahrip olması ile oluşan koyu renkli (gri) mangan boyaması ile belirgin olmaktadır (Şekil 6.1c). Daha sonra bu bozunma etkisi ile açığa çıkan boşluklar, özellikle düz yamaç fasiyesinde yamaç aşağı koyu kahve renkli mikrit çökelleri ile dolarak boşluğun çimentolanmasına neden olmuştur. Ayrıca düz yamaç fasiyesinde çalı çökellerinin tahrip olması merceksi düzensiz (chaotic) bir dokunun açığa çıkmasına neden olmuştur (Şekil 6.2e). Bu düzensiz (chaotic) doku, mikro boşlukların baskın olduğunu, bu boşlukların düzensiz dağılım sergilediğini ve porozite artışına karşın geçirimsizliğin azalmasını ifade etmektedir. Diğer yandan, tümsek fasiyesinde meteorik akışkanların gözlü (vug) boşluklar içerisine süzülmesi ile boşluğun tabanında koyu veya açık renkli mikrit laminaların oluştuğu fark edilmiştir. Bu mikrit çökelleri toprak halinde gelişmesinden dolayı, bu dokular da "pedojenez" terimini kullanmak daha doğru olacaktır. İkincil gözlü (vug) boşlukların içerisinde gözlenen bu pedojenez etkisi, boşlukları daraltarak boşluğun değişmesine neden olduğu için bu terim, çimentolanma (cementation) diyajenez sürecinin içerisinde ele alınmıştır (Şekil 6.2f). Buna benzer bir oluşum, ılık kaynak su çıkışlarının meydana geldiği aşınma yüzeylerinde gözlenmiştir. Bu kaynak suyu ilk önce çatlak (fracture) porozitenin oluşmasına neden olmuştur. Daha sonra fazla su gelimi, boşluğun giderek çökmesine (depression) ve büyümesine neden olarak çatlak porozitenin mağara tipi poroziteye dönüşmesine olanak sağlamıştır. Bu mağara tipi boşluğun eski toprak seviyesi ile dolması da karstik toprak (soil karst) sürecini ifade etmektedir (Şekil 6.3).





Şekil 6.1: Arazi gözlemlerine göre belirlenen makroporoziteler. (A) Düz yamaç fasiyesinin çalı litotipinde açığa çıkan fenestral porozite. K.2.2 nolu ayna. (B) Düz yamaç fasiyesinin açık renkli mikrit litotipinde oluşan fenestral porozite. K.1.9 nolu ayna. (C) Teras havuzunda açığa çıkan organik porozite. K.2.3 nolu ayna. (D) Şelale fasiyesinde oluşan biyomoldik porozite. K.1.9 nolu ayna. (E) Bataklık havuz fasiyesinde oluşan çatı (framework) porozite. K.1.8 nolu ayna. (F) Bataklık havuz fasiyesinde oluşan kamış biyomoldik porozite. K.2.13 nolu ayna.





Şekil 6.2: Arazi gözlemlerine göre belirlenen makroporoziteler. (A) Bataklık havuz fasiyesinde oluşan bağlantılı gözlü (touching vug) porozite. (B) Bataklık havuz fasiyesinde oluşan pedojenik gözlü (vug) porozite. (C) Bataklık havuz fasiyesinde gözlü (vug) boşlukların tümsek fasiyesi oluşmasına neden olması. (D) Aşınma yüzeyini ifade eden çatlak porozite. (E) Düz yamaç fasiyesinin kristalin kabuk litotipinde gözlenen organik porozitenin düzensiz (chaotic) dağılımı. (F) Gözlü (vug) boşluğun çimentolanması ile pedojenik gözlü (vug) porozite oluşumu.

Bu çalışmadaki petrografik çalışmalara göre, Lonoy (2006) ve Lucia (2007) porozite sınıflamaları traverten çökellerinde meydana gelen boşluklara uyarlanmıştır. Lonoy (2006) porozite sınıflamasından gözlü (vug) ve kalıp (mouldic) poroziteler gözlenirken, Lucia (2007) porozite sınıflamasından ise gözlü (vug) boşlukların bağlanmasına göre bağlantılı (touching) ve ayrı gözlü (separate vug) poroziteler göz

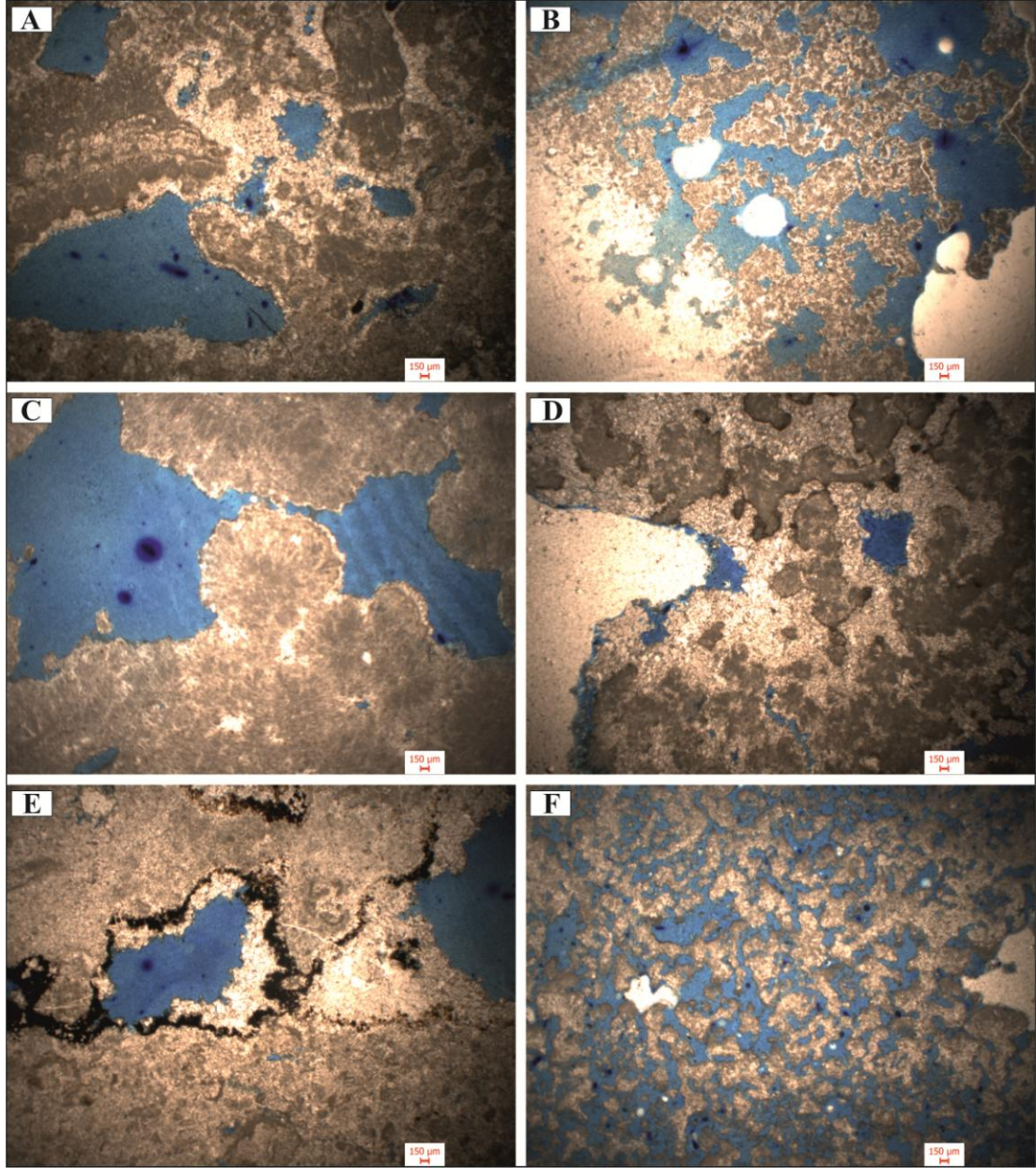
önüne alınmıştır. Lucia (2007) sınıflamasına göre ayırık gözlü (vug) porozite içerisinde kalıp (mouldic) porozite dahil edilmiştir. Bunun yanında fenestral porozite, bağlantılı gözlü (touching vug) porozite içerisinde ele alınmıştır. Bu iki porozite arasında ayırım yapılmasının nedeni, bağlantılı gözlü (touching vug) porozitenin geçirimsizliğinin artmasına neden olduğu düşünülürken, ayırık gözlü (separate vug) porozitenin ise geçirimsizliğinin azalmasında önemli bir rol oynadığı fark edilmiştir. Birincil porozite, tane arası, tane içi, çatı, fenestral ve sığınak porozitelerden oluşurken, ikincil porozite kristal arası, kalıp, çatlak, kanal, gözlü ve mağara tipi poroziteleri kapsamaktadır (Lucia, 1995; Lonoy, 2006). Bu çalışmada birincil porozite olarak fenestral boşluklar gözlenirken, ikincil porozite ise gözlü (vug) ve kalıp (mouldic) porozitelerden oluşmaktadır. Enine kesildiğinden (Flügel, 2004) dolayı fabrik seçimsiz gözlü porozite (non-fabric selective vug porosity) kendi içerisinde bağlantılı (touching) ve ayırık (separate) vug olarak ikiye ayrılmıştır. Kalıp (mouldic) porozite ise biyomoldik, kamış biyomoldik ve organik poroziteler olarak üç alt gruba ayrılarak incelenmiştir. Kalıp boşlukların yapısının, çamurtaşı mikro boşluklara benzediği Lonoy (2006) tarafından fark edilmiştir. Bu çalışmada da benzer bir durum gözlenmiştir. Organik boşluklar, kalıp (mouldic) boşluklara çok benzemesine rağmen, kalıp (mouldic) boşluklar olarak isimlendirilmemiştir. Bunun nedeni, organik boşlukların fabrik seçimli olarak meydana geldiği gözlenirken, kalıp (mouldic) boşlukların fabrik seçimsiz olarak oluşmasından kaynaklanmaktadır. İkincil boşluklar, çözünme ve çimentolanma süreçleri ile meydana gelmektedir. Çözünmenin oluşması için  $CaCO_3$  bakımından doygun olmayan akışkanların olması gerekmektedir. Soete (2011) tarafından gastropod veya kamış bitkileri çözünme süreci ile yok olarak boşluğun genişlemesine neden olduğu şeklinde bir yorumlama yapılmıştır. Fakat, bu görüşü destekleyecek ikincil bir akışkan Soete (2011) tarafından tespit edilmemiştir. Buna göre, Kelkaya traverten çökellerinde çözünme yerine organik bozuşmanın biyomoldik (biomouldic), kamış biyomoldik (reed biomouldic) ve organik porozitelere neden olduğu şeklinde bir ifade kullanılmıştır. Petrofiziksel açıdan organik bozuşma, boşluğun genişlemesine neden olarak porozite miktarını arttırmaktadır. Diğer yandan, çimentolanma süreci gözenegın daralmasına neden olmaktadır.





Şekil 6.3: Aşınma yüzeyindeki mağara tipi boşluğun içerisinde oluşan karstik toprak oluşumu. K.2.10 nolu ayna.

"Bağlantılı gözlü (*touching vug*) porozite", düz yamaç, teras havuzu, şelale, bataklık havuzu ve tümsek fasiyeslerinde gözlenmiştir. Düz yamaç fasiyesinde eski toprak seviyesinde meydana gelmiştir (Şekil 6.4a). Bataklık havuzu (Şekil 6.4b) ve şelale fasiyeslerinde (Şekil 6.4c) açık renkli mikrit litotipinde fark edilirken, teras havuzu (Şekil 6.4d) ve tümsek (Şekil 6.4e) fasiyeslerinde sırasıyla çalı ve koyu renkli mikrit litotiplerinde açığa çıkmıştır. Ayrıca, bataklık havuz fasiyesi içerisinde açık renkli gevşek traverten çökellerinde de tipik poroziteyi temsil etmektedir (Şekil 6.4f). Diğer yandan, bağlantılı gözlü (*touching vug*) porozitenin fenestral porozite kökenli olduğu durumlarda gözlenmiştir. Fenestral kökenli bağlantılı gözlü (*touching vug*) porozite, bataklık havuz fasiyesinin açık renkli mikrit (Şekil 6.4b) ve gevşek traverten çökelleri (Şekil 6.4f) ile teras havuz fasiyesinin çalı litotipinde (Şekil 6.4d) fark edilmiştir.



Şekil 6.4: Mikroskop çalışmalarına göre belirlenen bağlantılı gözlü (touching vug) porozite. (A) Düz yamaç fasiyesinin eski toprak seviyesinde oluşan porozite. (B) Açık renkli mikrit litotipinde oluşan fenestral kökenli porozite. (C) Şelale fasiyesinde yosun kalıbının bozunması ile açığa çıkan porozite. (D) Teras havuz fasiyesinde oluşan porozite. (E) Tümsek fasiyesinin koyu renkli mikrit litotipinde oluşan porozite. (F) Gevşek traverten çökelinde gözlenen fenestral kökenli porozite.

"Fenestral porozite", düz yamaç (Şekil 6.5a), teras havuzu (Şekil 6.5b), şelale (Şekil 6.5c), bataklık havuzu fasiyeslerinde gözlenmiştir. Teras havuzunda çalı litotipinde fark edilmesine rağmen, diğer fasiyeslerde açık renkli mikrit litotipinde açığa çıkmıştır. Bu porozite, depolanma yüzeyine paralel bir dizi boşlukları temsil

etmektedir. İkincil çimento gelişimi söz konusu değildir. Çökme ile eş zamanlı birincil poroziteyi ifade etmektedir.

*Kalip (Mouldic) porozite*, kamış biyomoldik (reed biomouldic), biyomoldik (biomouldic) ve organik porozite olarak üçe ayrılmıştır. Kamış biyomoldik (reed biomouldic), tümsek ve bataklık havuz fasiyesinin kamış (Şekil 6.5d) ve koyu renkli mikrit (Şekil 6.5e) litotiplerinde gözlemlenmiştir. Kamış biyomoldik (reed biomouldic) porozitenin çeperlerinden merkezine doğru bıçağımsı sparikalsit kristallerin gelişmesi, boşluğun daralmasına neden olmuştur (Şekil 6.5f). Biyomoldik porozite, tümsek fasiyesinde gastropod fosilinin bozunması ile sadece mikritik bir kavkı açığa çıkarak meydana gelmiştir (Şekil 6.6a). Ayrıca bazen biyomoldik boşlukların iç kısımları ikincil sparikalsit kristallerinden oluşan çimentolar ile tamamen dolmuştur (Şekil 6.6b). Bu durum, Şekil 6.6b’de gösterildiği gibi, koyu renkli mangan boyamaları ile belli olan organik bozunmadan sonraki çimentolanma sürecini ifade etmektedir. Organik porozite ise düz yamaç ve bataklık havuz fasiyesinin sırasıyla kristalin kabuk ve açık renkli mikrit litotiplerinde açığa çıkmıştır. Kristalin kabuk litotipini oluşturan kristalin çalı çökellerinin yukarıya doğru geliştikten sonra atmosfere maruz kalarak bozunması, fabrik seçimli organik porozitenin oluşmasına neden olmuştur (Şekil 6.6c). Diğer yandan, açık renkli mikrit litotipinde sparikalsit kristalleri içerisinde gelişen fungal mikroorganizmaların tahrip olması, düzgün geometriye sahip fabrik seçimsiz boşlukları oluşturmaktadır (Şekil 6.6d ve e).

*Ayrık gözlü (separate vug) porozite*, sadece teras havuz fasiyesinin eski toprak seviyesi litotipinde gözlenmiştir (Şekil 6.6f).

Porozite ve geçirimsizlik arasında ilişki kurmak için incekesitte boşlukların dağılımı hakkında veri elde etmek önemlidir. İnce kesit görüntüleri ve tapalara göre, porozite sınıflaması, düzenli (uniform) ve düzensiz (patchy) olarak iki alt bölüme ayrılmıştır (Lonoy, 2006). Lonoy (2006), bu porozite dağılımını kristalarası, tanearası ve çamurtaş mikroporoziteye sahip boşluklarda uygulamıştır. Düzensiz porozite dağılımının, düzenli porozite dağılımından daha fazla geçirgenliğe sahip olduğunu tespit etmiştir. Bu durum, düzensiz porozite dağılımını oluşturan boşlukların birbiri ile daha iyi bağlandığı şeklinde yorumlanmıştır. Bu porozite dağılımı, görsel olarak ince kesit ve tapalardan belirlenmiştir. İnce kesitler sadece tapadaki bir kısmı temsil etmesinden dolayı ince kesit yerine tapalardaki boşluk dağılımı, boşluk türlerini

rezervuar özellikleri ile ilişkilendirmede çok önemli olduğunu vurgulamıştır. Lonoy (2006), daha sonra porozite ve geçirimsizlik ilişkisinin anlaşılmasında önemli olan boşluk boyutunu, kendi sınıflamasına dahil etmeye karar vermiştir. Böylece, Lucia (2007) porozite sınıflamasında tane boyutu kullanılmasına karşın, Lonoy (2006) sınıflamasında boşluk boyutu kullanılmıştır. Bu tez çalışmasında ise boşluk boyutunu kullanmak daha mantıklı olacaktır. Petrografik mikroskop kullanılarak bu baskın boşluk boyutu, hacimsel olarak epoksili incekesitlerden ölçülmüştür. Boşluk boyutları mikro, mezo ve makro halinde alt gruplara ayrılmaktadır. Lonoy (2006) tarafından 10 µm'den daha az boşluklar çamurtaşı mikro porozite olarak adlandırılmıştır. Böylece bu tez çalışmasında 10 µm'den daha küçük olanlara mikro boşluk, 10 ile 1000 µm aralığında olanlar mezo boşluk ve 1000 µm'den fazla olanlar ise makro boşluk olarak değerlendirilmiştir (Tablo 6.1). En büyük boşluk boyutu, tümsek fasiyesinin koyu renkli mikrit litotipinde gözlenen biyomoldik boşluklardır. Buna karşılık, bataklık havuz fasiyesi açık renkli mikrit litotipinde en küçük, düzgün geometriye sahip boşluklar fark edilmiştir (Tablo 6.2). Boşluk boyutunu etkileyen faktörler ise, bu çalışmada tespit edilen organik bozunma ve Lonoy (2006) tarafından ortaya atılan çimentolanmadır. Organik bozunma, Soete (2011) tarafından çözünme olarak adlandırılmıştır. Çökelimden sonra meydana gelen bu bozunma, çimentolanma sürecinin hemen öncesinde oluşarak boşluğun genişlemesine neden olmaktadır. Ancak, meteorik akışkanın ürünleri olan ikincil çimento, organik bozunmadan sonra meydana gelerek boşluk boyutunu ve boşluk boğazlarını daraltmaya başlamıştır. Sparikalsit kristallerinden oluşan bu çimento, depolanmadan sonra bağlantılı gözlü (touching vug), kalıp (mouldic) ve kamış biyomoldik (reed biomouldic) boşluklar içerisinde ikincil olarak gelişmesinden dolayı, çimentolanma diyajenez sürecinde yer almaktadır. Şelale fasiyesi açık renkli mikrit litotipinde yosun kalıbının yok olması, organik bozunmanın en fazla meydana geldiğini işaret etmektedir. Ayrıca, düz yamaç fasiyesinde kristalin kabuk litotipini oluşturan kristalin çalı çökellerin bozunması da organik bozunmanın µm boyutunda oluştuğunu göstermektedir. Çalı çökellerin tahrip olarak bozunmasından sonra çimentolanma ise en fazla teras havuzunun çalı litotipinde gözlemlenmiştir. Hem organik bozunma hem de çimentolanma, teras havuzu, tümsek ve bataklık havuz fasiyesinde fark edilmiştir.



Lucia (1983) tarafından ifade edildiği gibi gözlü (vug) porozite, taneler veya kristallerden önemli derecede büyük olan taneler veya kristaller içindeki gözenek olarak tanımlanmıştır. Gözlü (vug) boşlukların, yıkanmış taneler, fosil odacıkları, çatlaklar ve büyük düzensiz mağara tipi boşluklar olarak bulunduğu ifade edilmiştir (Lucia, 1995). Gözlü (vug) boşlukları, ayırık (separate) ve bağlantılı gözlü (touching vug) porozite olarak ikiye ayırmıştır. Ayırık gözlü (separate vug) boşlukların köken bakımından fabrik seçimli olduğu ifade edilirken, bağlantılı gözlü (touching vug) boşlukların fabrik seçimsiz olduğunu belirtmiştir. Bağlantılı gözlü boşluklar içerisinde mağara tipi boşluklar, kanallar, fenestral ve çözeltiler ile büyüyen çatlak boşluk türlerinin yer aldığı belirtilmesine karşın, ayırık gözlü (separate vug) boşluklar da ise tane içi (intraparticulate), sığınak (shelter) ve kalıp (mouldic) boşlukları içerdiğini tespit etmiştir. Fakat, tane destekli dokularda tane sınırları çok fazla çözünürse gözlü (vug) poroziteyi, tane arası porozite olarak sınıflandırmayı daha uygun bulmuştur. Tane arası ve kristal arası poroziteleri de ayırık gözlü (separate vug) boşluklar içerisinde gözlemesine rağmen, bağlantılı gözlü (touching vug) poroziteyi meydana getirdiğini de ifade etmiştir (Lucia, 1983, 1995). Tane içinde meydana gelen mikro porozite ise ayırık gözlü (separate vug) porozite olarak sınıflandırmıştır. Ayırık gözlü porozitenin tane arası poroziteye eklenmesi toplam poroziteyi arttırmasına karşın geçirimsizlikte önemli derecede azalma meydana getirdiğini tespit etmiştir (Lucia, 1983). Diğer yandan, Lonoy (2006), fabrik seçimsiz olan ikincil çözeltiler boşlukları olarak gözlü (vug) poroziteyi tanımlamıştır. Düzensiz şekil ve boyut dağılımına sahip bu boşlukların birbiri ile bağlantılı olabildikleri ifade etmiştir. Gözlü (vug) boşlukların çimento, bağlayıcı ve tanelerin çözünmesi ile meydana geldiğini belirtmiştir. Bu çözünme, yüzeye yakın meteorik suların etkisi altında meydana geldiğini vurgulamıştır (Scholle ve Ulmer-Scholle, 2004). Ama yine de derin gömülme akışkanları ile gözlü boşlukların çözünerek genişlediğini ifade edilmiştir. Bu çözünme, birincil tane çeperlerinin az belirgin olması ile desteklenmiştir.

Lucia (1983) sınıflaması, boşluk boyut dağılımının kayaç dokusu ile ilişkili olduğunu, aynı zamanda geçirimsizlik ve doygunluğu kontrol ettiğini ifade etmektedir. Tanearası, ayırık ve bağlantılı gözlü (touching vug) porozitelerden bir tanesi belirlenirse kayaç dokusunun boşluk boyut dağılımı ile ilişkilendirilebileceği açığa

çıkıştır. Rezervuar hacmi, boşluk hacmi ile ilişkili olduğundan dolayı porozite hacminin bilinmesi gerekmektedir.

Boşluk geometrisi ve akışkan özellikleri porozite sınıflaması ile ilişkilendirmek için petrofizikçiler ve rezervuar mühendisleri tarafından Lucia (1983, 1995, 1999) porozite sınıflamaları tercih edilmiştir. Boşluk türü ile porozite ve geçirimsizlik arasındaki ilişkiyi anlamak için rutin ince kesit tanımlamaları ve temel karot analizlerini yapmanın önemli olduğu vurgulanmıştır (Lonoy, 2006). Lonoy (2006) tarafından sunulan porozite sınıflaması, çökel ve diyajenetik dokuları yansıtan boşluk boyutu ve kayaç dokusunun her ikisini de içine almaktadır.

Lucia (1983), gözlü (vug) porozite olmayan kayalarda tane boyutunun civa testlerinden elde edilen yerdeğiştirme basıncı ile ilişkilendirilebileceğini ispat etmiştir. Çünkü yerdeğiştirme basıncının en büyük, iyi bağlanmış boşlukları ifade ettiğini düşünmüştür. Yerdeğiştirme basıncı en büyük boşluk boyutunu karakterize etmesine ve büyük ölçüde poroziteden bağımsız olmasına karşın, kapiler basınç eğri şeklinin en küçük boşluk boyutunu karakterize ettiğini ve tane arası poroziteye bağlı olduğunu ortaya atmıştır (Lucia, 1983).

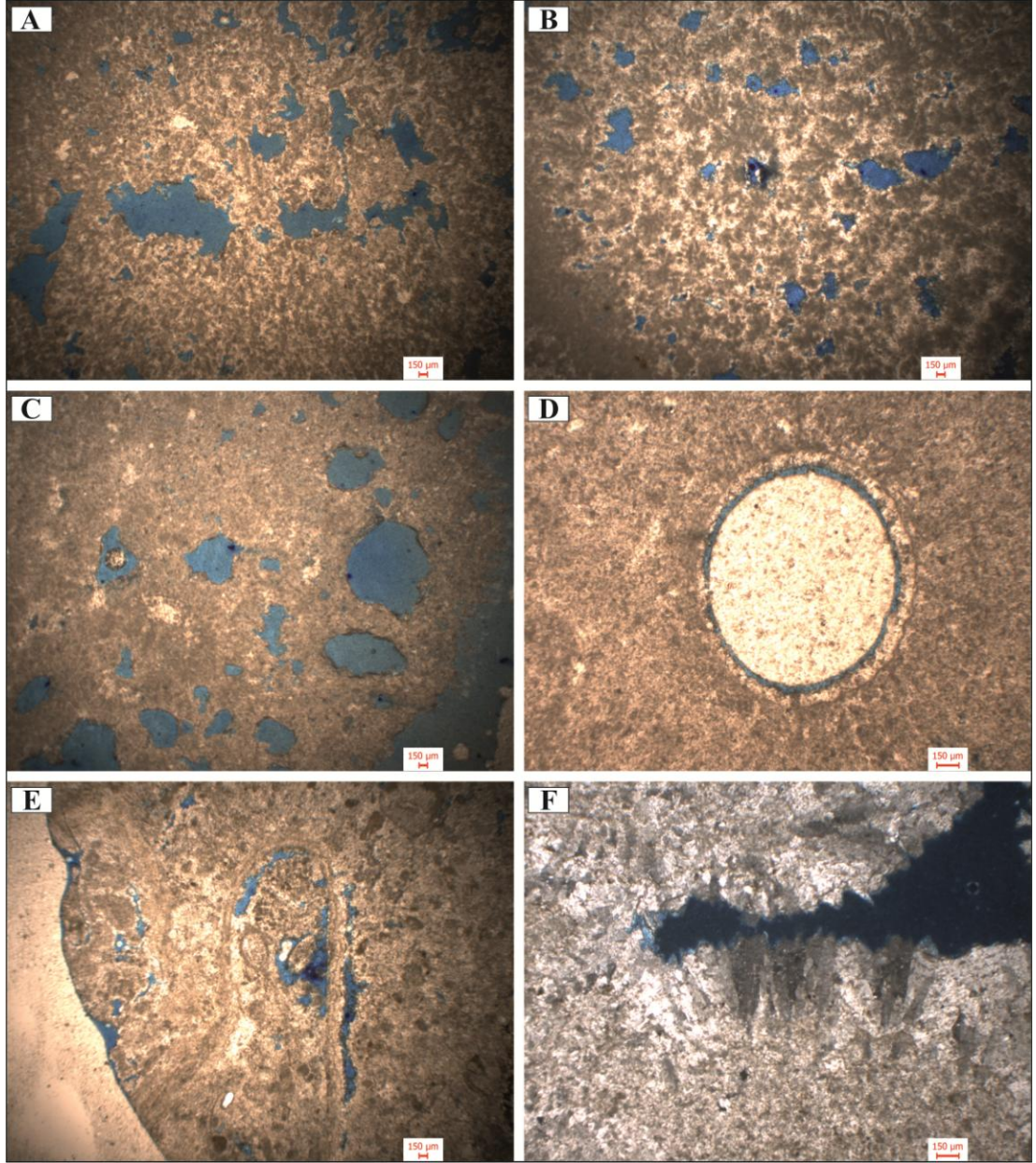
Tablo 6.1: Lucia (1983, 1995, 1999) sınıflamasına göre bu çalışmada gözlenen Lonoy (2006) sınıflamasındaki porozite türleri.

<b>Boşluk türü</b>		<b>Boşluk boyutu (<math>\mu\text{m}</math>)</b>	<b>Boşluk boyut dağılımı</b>
Tane içi porozite	Kalıp boşluk	Mikroboşluk (< 10-20)	
		Makroboşluk (> 20-30)	
Gözlü porozite	Çamurtaşlı mikro porozite	Mikroboşluk (< 10)	Düzenli
			Düzensiz

Tablo 6.2: Kelkaya traverten çökellerinin boşluk türü, boşluk boyutu ve boşluk boyut dağılımının belirlenmesi.

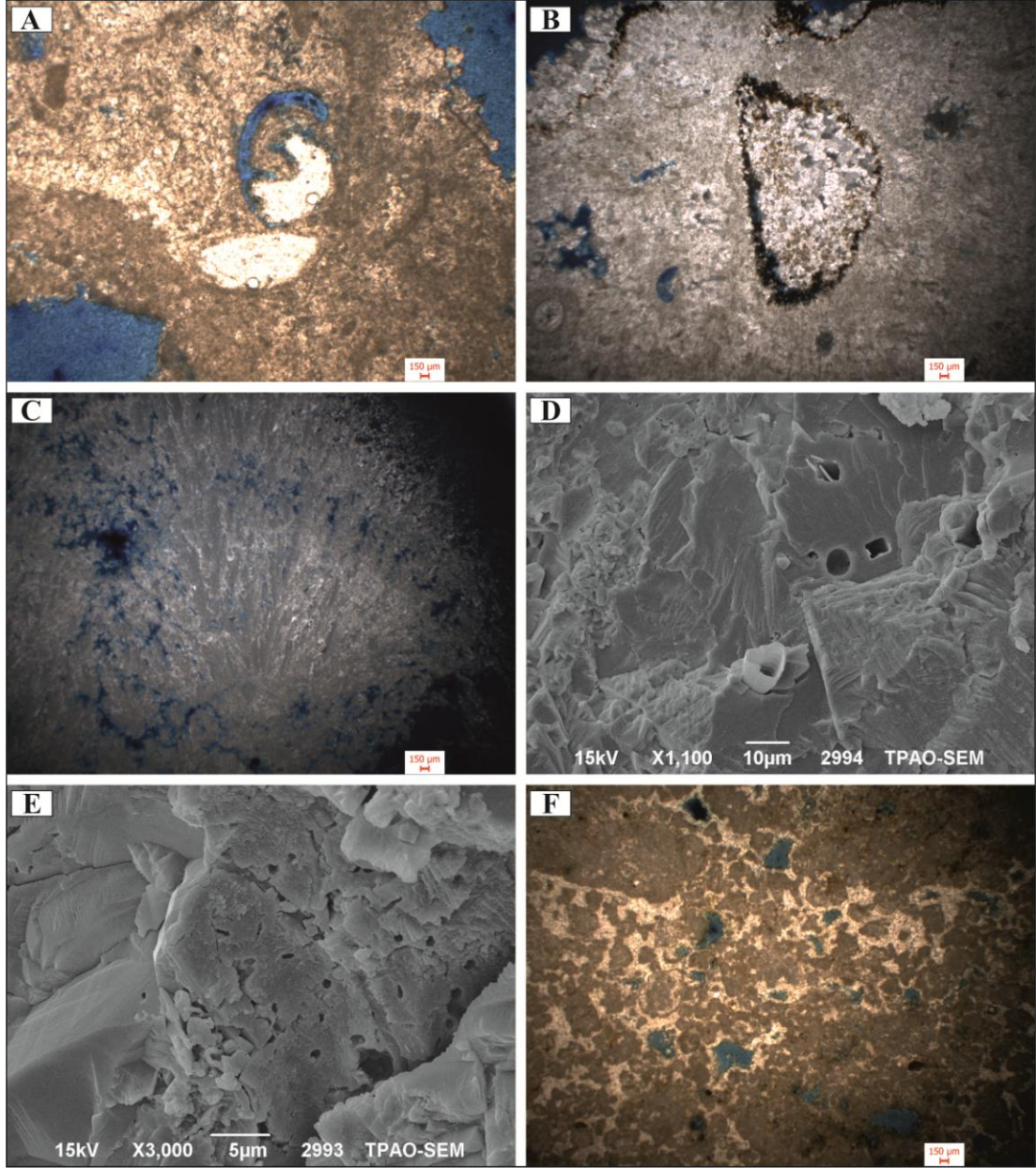
<b>Fasiyes-Litotip</b>	<b>Boşluk Türü</b>	<b>Boşluk boyutu (µm)</b>	<b>Boşluk boyut grubu</b>	<b>Diyajenez Süreçleri</b>
Düz yamaç-eski toprak seviyesi	Bağlantılı Gözlü	350-3500	Mezo, Makro	Çimentolanma
Şelale-açık renkli mikrit		150-2350	Mezo, Makro	Organik bozunma
Teras havuzu- çalı		100-550	Mezo	Organik bozunma + Çimentolanma
Bataklık havuzu -açık renkli mikrit		100-1150	Mezo, Makro	Organik bozunma
Bataklık havuzu-gevşek traverten çökeli		150-600	Mezo	
Tümsek-koyu renkli mikrit		500 -1700	Mezo, Makro	Organik bozunma + çimentolanma
Düz yamaç-açık renkli mikrit	Fenestral	50-1500	Mezo, Makro	Organik bozunma
Teras havuzu-çalı		50 - 600	Mezo	
Şelale-açık renkli mikrit		50 -1100	Mezo	
Tümsek-koyu renkli mikrit	Biyomoldik	50 - 4000	Mezo, Makro	Organik bozunma + çimentolanma
Tümsek-Kamış	Kamış biyomoldik	1250-2500	Makro	
Bataklık havuz-kamış				
Teras havuzu-eski toprak seviyesi	Ayrık Gözlü	50 - 600	Mezo	Yeniden işlenme
Düz yamaç-kristalin kabuk	Organik	10 - 500	Mezo	Organik bozunma
Bataklık havuzu-açık renkli mikrit		1 - 5	Mikro	





Şekil 6.5: Mikroskop çalışmalarına göre belirlenen fenestral ve kalıp porozite. (A) Düz yamaç fasiyesinin açık renkli mikrit litotipinde gözlenen fenestral porozite. (B) Teras havuzunun çalı litotipinde gözlenen fenestral porozite. (C) Şelale fasiyesinin açık renkli mikrit litotipinde gözlenen fenestral porozite. (D) Bataklık havuz fasiyesinin kamış litotipinde açığa çıkan kamış biyomoldik porozite. (E) Tümsek fasiyesinde bozunma ile açığa çıkan kamış biyomoldik porozite. (F) Kamış biyomoldik porozitenin bıçağımsı sparikalsit kristalleri ile çimentolanması.





Şekil 6.6: Petrografik çalışmalara göre belirlenen kalıp ve ayrık gözlü porozite. (A) Gastropod kavkısının bozunması ile açığa çıkan biyomoldik porozite. (B) Biyomoldik porozitenin ikincil sparikalsit kristalleri ile kapanması. (C) Çalı çökellerinin bozunması ile açığa çıkan organik porozite. (D) Çubuksu liflerin yok olması ile açığa çıkan organik porozite. (E) Mikroorganizmalar aracılığıyla açığa çıkan organik porozite. (F) Eski toprak seviyesinde oluşan ayrık gözlü porozite.

## 6.2 Görüntü Analizi

İki boyutlar halinde boşluk parametrelerini hesaplamak ve farklı örnek boyutları üstünde poroziteyi tahmin etmek için J-Micro Vision 1.27 (Roduit, 2006) programı ile görüntü analizi uygulanmıştır. Bu programda, "*nokta sayma* ve *object extraction metodları*", Claes (2011) ve Soete (2011) tarafından uygulanmıştır. "*Nokta sayma metodu*" ocak aynaları üzerine uygulanırken, "*object extraction*" metodu ise taranan ince kesitler üzerine uygulanmıştır. Bu sonucunda, hem helyum porozimetre hem de civa enjeksiyon testlerinden elde edilen sonuçlar ile görüntü analizinden elde edilenler kıyaslanmıştır.

Arazi çalışması sırasında küp şeklindeki farklı traverten blokların ön yüzlerinden yanal yönde birçok fotoğraflar çekilmiştir. Bu amaç için kullanılan kamera aleti, Nikon D60'dır. Yanal yönde porozite miktarını ortaya koymak için bu çalışmada sadece "*point counting*" metodu kullanılmaya çalışılmıştır. Bunun yanında birçok epoksili incekesitlerin, optik mikroskop üzerinden fotoğrafları alınmıştır. Bu ince kesit görüntülerine, "*object extraction*" metodu uygulanmak istenilmiştir. Her iki metot da porozite miktarını yüzde olarak hesaplamak için kullanılmaktadır (Soete, 2011). Ancak, hem ince kesit görüntülerinin hem de blokların renk kontrastı iyi olmadığı için boşluk ile traverten çimentosu arasında ayırım yapılamamıştır. Yani, Soete (2011) tarafından ifade edildiği gibi, traverten çimentosu ile boşluklar arasında iyi bir eşik renginin elde edilmesi gerekmektedir. Ayrıca, ince kesit görüntüleri sadece bir alanı temsil etmesinden dolayı güvenilir bir porozite miktarı elde etmenin imkansız olduğu ortaya çıkmıştır (Cantrell ve Hagerty, 1999). Bu yüzden, bu çalışmada sadece boşluk geometrisi ile ilgili parametreler belirlenmeye çalışılmıştır. Bunun için de "*object extraction*" metodu kullanılmıştır.

Rezervuar özellikleri, boşluk geometrisi, özellikle ortalama boşluk boğaz boyutu (büyük boşlukları birbirine bağlayan minimum enine kesit alanı) tarafından kontrol edilmektedir (Flügel, 2004). Rezervuar özellikleri, gözeneklerin birbirine nasıl bağlandığına veya bu boşlukların nasıl dizildiğine bağlıdır. Bunu ortaya koymak için, boşlukların şeklinin bilinmesi gerekmektedir. Bu kriter, rezervuar kayacın verimliliğini ve porozite türlerinin birbirinden ayrılmasını etkilemektedir (Flügel, 2004). Bu çalışmada, boşluk boyutu ile boşluk şekilleri birbiri ile ilişkilendirilerek, boşluk geometrisi ve geçirimsizlik hakkında yorumlamalar yapılmıştır.

Dikdörtgensellik, nesnenin uzunluğu ve genişliği ile meydana gelen bir dikdörtgen alanının, nesnenin alanına oranı olarak tanımlanmıştır. Katılık, nesne alanının dışbükey alana oranı olarak belirtilmiştir. Dışbükeylik, dışbükey çevresinin nesne çevresine oranı olarak ifade edilmiştir. Ovallık, bir oval alanının nesne alanına oranı olarak tanımlanmıştır. Nesne uzunluğunun genişliğine oranı ise uzama olarak isimlendirilmiştir (Claes, 2011).

Gözlü porozite, dört farklı yapı halinde gözlenmiştir. İlk olarak, dikdörtgensellik ve ovallık bakımından yüksek değerler sergileyen gözlü boşluklar tespit edilmiştir. Bunun yanında Gözlü-I ve Gözlü-II olarak ayrılarak ele alınan bağlantılı gözlü boşlukların oluşumu söz konusudur. Bu gözlü boşluklar, yüksek dikdörtgensellik değerleri sergilemesine rağmen, düşük ovallık değerleri ile açığa çıkmıştır. Üçüncü olarak, dikdörtgensellik ve ovallık değerleri, diğer boşluk türlerinden çok daha yüksek olan bağlantılı gözlü boşluklar tespit edilmiştir. Son olarak 1'in altında dikdörtgensellik değeri ve yaklaşık 0,5 civarında ovallık değeri sergileyen gözlü boşluklar açığa çıkmıştır. Bu durum, bataklık havuz fasiyesi koyu renkli mikrit litotipi içerisinde açığa çıkmıştır (Tablo 6.3).

Kalıp boşluklar, biyomoldik, kamış biyomoldik ve organik boşluklar olarak ele alınmıştır. Kalıp boşluklar içerisinde organik boşlukların çok düşük dikdörtgensellik ve ovallık değerleri sergilediği ortaya çıkarken, çok yüksek katılık ve dışbükeylik değerleri sergilediği fark edilmiştir. Kamış biyomoldik boşluklar ise organik boşluklardan biraz daha yüksek dikdörtgensellik ve ovallık değerleri sergilemektedir. Ancak, kamış biyomoldik boşlukların enine kesilmesi çok yüksek dikdörtgensellik ve düşük uzama değerlerine neden olurken, dik kesilen kamış biyomoldik boşluklardan daha yüksek katılık ve dışbükeylik değerleri sergilemiştir. Enine kesilen kamış biyomoldik boşluklar, neredeyse gözlü boşluklara yakın değerler sergilemiştir (Tablo 6.4).

Tablo 6.3: Gözlu boşluk türleri ile boşluk parametrelerin ilişkilendirilmesi.

Örnek No	Fa <sub>siyes</sub> -Litotip	Porozite türü	Dikdörtgensellik	Ovallık	Uzama	Katılık	Dışbükeylik
CA-104	Bataklık havuz- Koyu renkli mikrit	Gözlü	1,534	0,99	0,254	0,541	0,734
		Gözlü	2,602	1,829	0,603	0,469	0,529
		Gözlü	0,932	0,517	0,458	0,704	0,614
		Gözlü	0,98	0,555	0,296	0,641	0,718
		Gözlü	0,932	0,518	0,372	0,612	0,768
CA-105	Tümsek- Koyu renkli mikrit	Gözlü	1,895	1,273	0,434	0,454	0,516
		Gözlü	1,249	0,766	0,434	0,634	0,844
		Bağlantılı Gözlü	2,202	1,515	0,871	0,46	0,446
CA-116	Bataklık havuz Açık renkli mikrit	Gözlü	1,59	1,034	0,503	0,523	0,48
		Gözlü	1,53	0,987	0,431	0,602	0,685
		Bağlantılı Gözlü	2,162	1,483	0,694	0,495	0,462
		Bağlantılı Gözlü	2,389	1,662	0,701	0,395	0,442
		Bağlantılı Gözlü	2,293	1,586	0,476	0,498	0,557
CA-72.2	Teras <u>rim</u> - Kristalin kabuk	Bağlantılı Gözlü	2,065	1,407	0,739	0,485	0,476
		Bağlantılı Gözlü	2,147	1,471	0,678	0,469	0,445
		Bağlantılı Gözlü	2,493	1,743	0,539	0,363	0,369
CA-54	Düz yamaç- Açık renkli mikrit	Bağlantılı Gözlü	2,314	1,603	0,771	0,46	0,486
		Bağlantılı Gözlü	3,018	2,156	0,483	0,372	0,47
		Bağlantılı Gözlü	1,049	0,609	0,607	0,739	0,404
		Bağlantılı Gözlü	1,057	0,616	0,403	0,624	0,581
CA-29	Teras havuzu- Eski toprak seviyesi	Gözlü-I	0,984	0,558	0,883	0,69	0,597
		Gözlü-II	0,845	0,449	0,565	0,629	0,564
		Gözlü-I	1,044	0,605	0,612	0,657	0,637
		Gözlü-II	1,251	0,768	0,617	0,628	0,615
CA-122	Bataklık havuzu- Açık renkli mikrit	Bağlantılı Gözlü	3,213	2,309	0,57	0,346	0,403



Tablo 6.4: Kalıp ve gözlü boşluk türlerinin boşluk parametreleri ile ilişkilendirilmesi.

Örnek No	Fasives-Litotip	Porozite türü		Dikdörtgensellik	Ovalık	Uzama	Katılık	Dışbükeylik
CA-55	Şelale- Açık renkli mikrit	Biyomoldik	Fenestral	0,45	0,139	0,747	0,858	0,722
		Biyomoldik		0,649	0,295	0,553	0,853	0,791
		Biyomoldik		0,529	0,2	0,697	0,888	0,814
CA-49	Bataklık havuzu- Kamuş	Kamuş		0,589	0,248	0,934	0,827	0,66
		biyomoldik						
CA-48	Bataklık havuzu- Kamuş	Kamuş		0,407	0,105	0,802	0,941	0,78
		biyomoldik						
		Kamuş		0,419	0,115	0,882	0,919	0,748
		biyomoldik						
CA-44	Düz yamaç- Eski toprak seviyesi	Kamuş		1,574	1,022	0,479	0,594	0,512
		biyomoldik						
		Kamuş		2,247	1,55	0,501	0,493	0,368
		biyomoldik						
CA-72.2	Teras çeperi- Kristalin kabuk	Kamuş		1,423	0,903	0,693	0,615	0,55
		biyomoldik						
		Biyomoldik		0,517	0,192	0,831	0,894	0,547
		Gözlü	Bağlantılı	0,969	0,546	0,685	0,654	0,678
CA-44	Eski toprak seviyesi	Gözlü	Gözlü	1,204	0,731	0,494	0,688	0,532
		Gözlü	Bağlantılı	1,882	1,264	0,854	0,553	0,535
		Gözlü	Gözlü	0,974	0,55	0,957	0,765	0,719
		Gözlü						
CA-72.2	Teras çeperi- Kristalin kabuk	Organik		0,292	0,015	0,718	0,945	0,988
		Organik		0,464	0,15	0,938	0,862	0,874

### 6.3 Deneysel Anlamda Porozite ve Geçirimsizlik Değerlerinin Hesaplanması

#### 6.3.1 Su doygunluğu test sonuçlarının yorumlanması

Su doygunluğu test sonuçlarına göre ortalama porozite değeri, % 3.55 olarak hesaplanmıştır. Düşey doğrultuda (Z) ortalama porozite değeri % 3.9 olarak ortaya çıkarken, yatay doğrultuda (X ve Y) ise % 3.4 olarak belirlenmiştir. En yüksek porozite değerleri, yatay doğrultuda bataklık havuz fasiyesinde oluşan açık renkli mikrit ile düşey doğrultuda düz yamaç fasiyesindeki kristalin kabuk litotipinde açığa çıkmıştır. Diğer yandan en düşük porozite değeri, düşey doğrultuda düz yamaç fasiyesindeki kristalin kabuk litotipinde gözlenmiştir. Biyolojik faaliyetlerin baskın olduğu kamyş, çalı ve koyu renkli mikrit litotipleri, % 2.4 ile 3.7 arasında porozite aralığı sergilemektedir. Koyu renkli mikrit litotipinin ortalama porozite değeri, % 2.75 olarak tespit edilmiştir. Açık renkli mikrit litotipinin, koyu renkli mikrit litotiplerinden daha fazla porozite değerlerine sahip olduğu ortaya çıkmıştır. Teras çeperinde oluşan kristalin kabuk ile teras havuzunda oluşan çalı litotiplerinin porozite değerleri hemen hemen aynı olduğu fark edilmiştir. Tane yoğunluğunun baskın olduğu eski toprak seviyesinin porozite değerleri, % 4.5 ile 5.5 arasında değişmektedir (Tablo 6.5).

Tablo 6.5: Su doygunluğu analizinin test sonuçları.

Örnek No	Fasiyes-Litotip	W <sub>k</sub> (gr)	W <sub>d</sub> (gr)	Porozite (%)
CA-38X-1	Tümsek-Kamyş	32,75	33,86	3,39
CA-29X-1	Teras havuzu-Eski toprak seviyesi	45,35	46,22	1,92
CA-120X-1	Düz Yamaç-kristalin kabuk	85,25	88,23	3,49
CA-120Z-1	Düz Yamaç-kristalin kabuk	87,72	90,59	3,27
CA-120Z-2	Düz Yamaç-kristalin kabuk	72,51	78,05	7,64
CA-132X-1	Bataklık havuz-Koyu renkli mikrit	45,96	47,42	3,18
CA-132X/Y-1	Bataklık havuz-Koyu renkli mikrit	89,36	91,63	2,54
CA-25X-1	Teras havuzu-Çalı	42,66	44,17	3,54
CA-48X-1	Bataklık havuz-Koyu renkli mikrit	40,49	41,57	2,67
CA-100X-1	Teras çeperi-Kristalin kabuk	65,16	66,29	1,73
CA-125X-1	Bataklık havuz-Koyu renkli mikrit	58,11	59,51	2,4
CA-125Y-1	Bataklık havuz-Koyu renkli mikrit	65,18	67,07	2,9
CA-125Z-1	Bataklık havuz-Koyu renkli mikrit	90,3	92,5	2,44
CA-125Z-2	Bataklık havuz-Koyu renkli mikrit	74	76,69	3,63
CA-63X-1	Teras çeperi-Kristalin kabuk	55,63	57,61	3,56
CA-134X-1	Bataklık havuz-Açık renkli mikrit	62,83	70,12	11,6
CA-95X-1	Eski toprak seviyesi	33,4	35,02	4,85
CA-95Z-1	Eski toprak seviyesi	75,4	79,46	5,38
CA-87X-1	Düz yamaç-Eski toprak seviyesi	83,18	85,83	3,18
CA-87X-2	Düz yamaç-Eski toprak seviyesi	87,06	89,34	2,62
CA-87Z-1	Düz yamaç-Kristalin kabuk	54,43	55,41	1,8
CA-87Z-2	Düz yamaç-Eski toprak seviyesi	86,89	89,63	3,15
CA-85X-1	Bataklık havuz-Koyu renkli mikrit	69,88	71,45	2,25
CA-94X-1	Teras çeperi-Kristalin kabuk	57,08	58,2	1,96



### 6.3.2 Temel karot analiz sonuçlarının yorumlanması

Temel karot analizleri için 2.5 cm çapında ve birkaç cm yüksekliğinde çatlaksız, herhangi bir litotipi temsil eden 24 adet tapa örneği değerlendirilmiştir. Referans doğrultusu tabakalanmaya göre alınarak, yatay ve düşey doğrultuda bu tapaların alınması uygun görülmüştür. Çünkü yatay (X ve Y) ve düşey doğrultu (Z), kayaç özelliklerinde özellikle boşluk boyut dağılımı, porozite, geçirimsizlik değerlerinde farklılıklar göstermektedir. Bu kayaç özelliklerinde meydana gelen değişim anizotropi olarak adlandırılmıştır (Worthington, 2011). Anizotropi özelliğini daha iyi anlamak için yatay ve düşey doğrultuda gerekirse iki tapa alımı yapılmıştır. Temel karot analizinde en fazla 7.5 cm yükseliğinde tapa alınmasından dolayı, 7.5 cm'den fazla olan karotlardan iki tapa alınması tercih edilmiştir. Böylece bu anizotropi özelliği özellikle düşey doğrultuda alınan kristalin kabuk, koyu renkli mikrit ve eski toprak seviyesi litotiplerinde belirgin bir şekilde fark edilmiştir. Bu litotiplerin özellikle porozite değerlerinde belirgin farklılıklar gözlenmiştir. Özellikle kristalin kabuk litotipi olmak üzere koyu renkli mikrit litotipinin porozite ve geçirimsizlik değerlerinde belirgin farklılıklar gözlenmiştir.

Bu çalışmada yatay doğrultuda ortalama porozite değeri % 16.65 iken, düşey doğrultuda ise % 16.76 olarak hesaplanmıştır. Yatay doğrultuda ortalama düzeltilmiş hava geçirgenlik değeri ise % 2.11 iken, düşey doğrultuda % 47 olarak elde edilmiştir (Tablo 6.6). Porozite değerleri % 25 -20, % 20 -15, % 15 – 10, % 10 ve altı sırasıyla çok iyi, iyi, orta ve kötü olarak rezervuar kalitesi açısından değerlendirilmiştir. Kamış, kristalin kabuk, çalı ve açık renkli mikrit litotipleri çok iyi rezervuar özelliği sergilerken, kristalin kabuk, koyu renkli mikrit ve eski toprak seviyesi litotipleri iyi rezervuar özelliği taşımaktadırlar. Genel olarak porozite değerleri yüksek olmasına karşın düzeltilmemiş hava geçirgenlik değerlerinin düşük olduğu fark edilmiştir. Bunun nedeni, Lonoy (2006) tarafından ifade edildiği gibi boşluk boyut dağılımı ile ilişkilendirilmiştir. Görsel poroziteye dayanarak tapa örneklerine bakıldığında düz yamaç ve teras çeperindeki kristalin kabuk ile bataklık havuzundaki koyu renkli mikrit litotiplerinin düzenli porozite dağılımı sergiledikleri fark edilmiştir. Bu düzenli boşluk boyut dağılımını boşluk türleri ile ilişkilendirmek gerekmektedir. Düz yamaç ve teras çeperinde oluşan kristalin kabuk litotipleri sırasıyla fenestral ve fenestral kökenli bağlantılı gözlü porozitelerden oluşmaktadır. Diğer yandan, koyu renkli mikrit litotipinde bağlantılı gözlü porozitelerin baskın

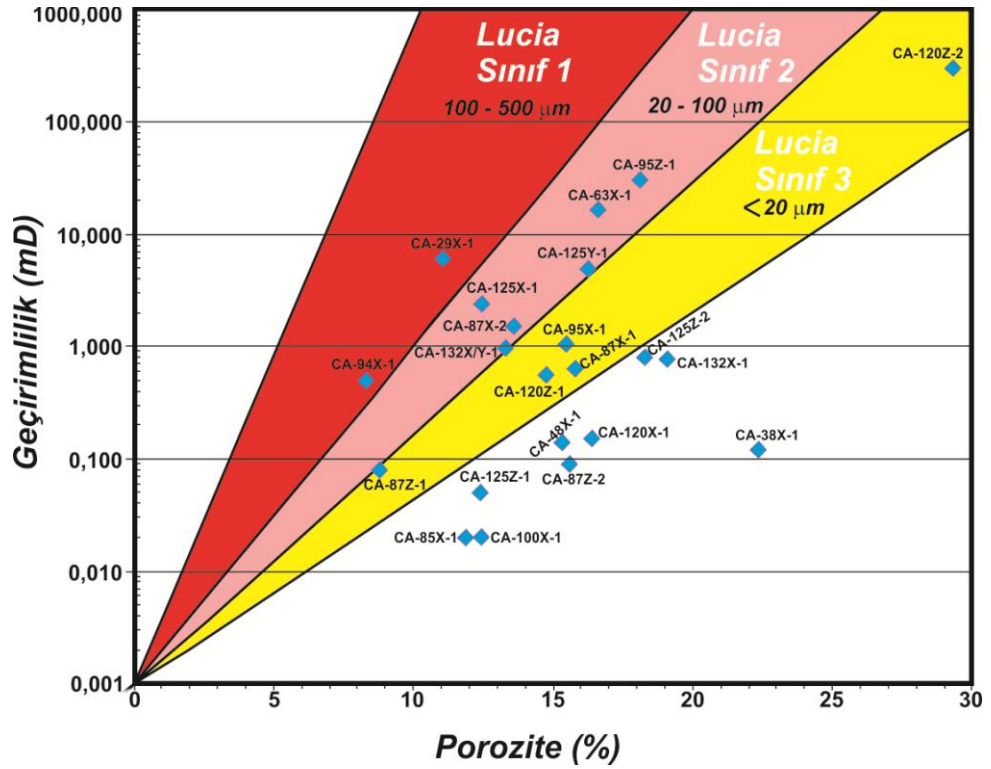
olması da kayacın düzenli porozite dağılımına neden olmaktadır. Porozite dağılımını, kayacın anizotropi özellik göstermesi de etkilemektedir. Örneğin, düşey doğrultuda düz yamaç fasiyesindeki kristalin kabuk litotipinde derinlere doğru gidildikçe düzensiz boşluk dağılımından düzenli boşluk dağılımına geçtiği gözlenmiştir. Buna ilaveten, porozite ve geçirimsizlik değerlerinde meydana gelen artış, bu litotipin çok iyi bir rezervuar özelliği sergilediğini ortaya çıkarmıştır. Diğer yandan, hiç boşluk içermeyen, Mesozoyik yaşlı kireçtaşı tanelerin baskın olduğu eski toprak seviyesinde yatay ve düşey doğrultuda porozite değerlerinde belirgin bir fark gözlenmiştir (Tablo 6.6). Düşey doğrultudaki porozite değerlerinin yatay doğrultudan çok daha fazla olduğu fark edilmiştir. Sonuç olarak, boşluk türü açısından fenestral ve bağlantılı gözlü porozitelerin yüksek porozite ve geçirimsizlik değerleri verdiği tespit edilmiştir. Buna karşılık, kamış biyomoldik ve biyomoldik porozitelerin baskın olduğu makro ve mezo boşluklarda düzensiz boşluk dağılımı ile beraber düşük porozite ve geçirimsizlik değerleri elde edilmiştir. Diğer yandan, teras çeperindeki kristalin kabuk litotipinde kristalin çalı litotipleri saptanmıştır. Bu çalılıarın tahrip olması ile çok sayıda mikro boşluklar açığa çıkmıştır. Bu mikro boşluklar, Bölüm 6.1’de organik porozite olarak isimlendirilmiştir. Bu organik poroziteler, düzenli boşluk dağılımına sahip olmasına rağmen düşük porozite ve geçirimsizlik değerleri vermişlerdir. Bunun nedeni ise, bu mikro boşlukların iri sparikalsit kristalleri ile çimentolanmasından kaynaklanmaktadır.

Porozite ve geçirimsizlik değerleri, Lucia (2007) tarafından oluşturulan kristal boyut sınıflaması ile deneştirilmiştir. Bu sınıflamada sırasıyla kırmızı renkli alan 100 ile 500  $\mu\text{m}$ , pembe renkli alan 20 ile 100  $\mu\text{m}$  ve sarı renkli alan ise 20  $\mu\text{m}$ ’dan küçük kristal boyutlarını ifade etmektedir. Çoğu örneklerin, 20 ile 100  $\mu\text{m}$  arasındaki kristal boyutlarına sahip oldukları görülmüştür. Bu kristal boyutları en fazla teras çeperindeki kristalin kabuk litotipi ile eski toprak seviyesinde açığa çıkmıştır. Ancak, düz yamaç fasiyesinde oluşan kristalin kabuk litotipleri Lucia Sınıf-3’e ( $< 20 \mu\text{m}$ ) denk düşmüştür. Teras çeperinde oluşan kristalin kabukların kristalleri, düz yamaç fasiyesinde oluşandan daha büyük oldukları sonucuna varılmıştır. Zaten düz yamaç fasiyesinde oluşan kristalin kabuk ve eski toprak seviyesi litotiplerin çoğunluğu Lucia Sınıf-3’e ( $< 20 \mu\text{m}$ ) denk düşmüştür. Teras çeperini oluşturan kristalin kabuk litotipleri ile bataklık havuz fasiyesini oluşturan koyu renkli mikrit, Lucia Sınıf-2 (20-100  $\mu\text{m}$ )’e denk düşmüştür. Bu durum, petrofiziksel açıdan koyu renkli mikrit ile

kristalin kabuğu oluşturan kristalin çalı litotiplerinin organik porozite sergilemesinden kaynaklanabilir. Diğer yandan, teras havuz fasiyesinde oluşan eski toprak seviyesi ile teras çeperindeki kristalin kabuk, Lucia Sınıf-1 içerisinde yer almıştır (Şekil 6.7). Bu durumun hem ayrıık hem de bağlantılı gözlü porozitenin oluşumundan dolayı petrofiziksel heterojenliğe bağlı olduğu ifade edilmiştir (Soete, 2011). Ayrıık gözlü poroziteyi, porozite ve geçirimlilik ile ilişkilendirmek çok zordur (Lucia, 2007; Soete, 2011). Ayrıık gözlü porozite, toplam poroziteyi arttırmaktadır, fakat geçirimliliği önemli derecede düşürmektedir.

Tablo 6.6: Temel karot analizinden elde edilen veriler.  $\Phi_{He}$  (%): her bir litotip için temel karot analizlerinden elde edilen helyum porozitesi;  $K_{hava}$  (mD): temel karot analizlerinden elde edilen düzeltilmemiş hava geçirgenliği;  $K_L$  (mD): düzeltilmiş hava geçirgenliği.

Örnek No	Fasiyes-Litotip	$\Phi_{He}$ (%)	$K_{hava}$ (mD)	$K_L$ (mD)	Porozite dağılımı	Doğrultu
CA-38X-1	Tümsek-Kamış	22,4	0,2	0,12	Düzensiz	Yatay
CA-29X-1	Teras havuzu-Eski toprak seviyesi	11,1	7,97	6,14	Düzensiz	Yatay
CA-120X-1	Düz Yamaç-Kristalin kabuk	16,4	0,23	0,15	Düzensiz	Yatay
CA-120Z-1	Düz Yamaç-Kristalin kabuk	14,8	0,84	0,57	Düzensiz	Düşey
CA-120Z-2	Düz Yamaç-kristalin kabuk	29,3	327,4	297,4	Düzenli	Düşey
CA-132X-1	Bataklık havuz-Koyu renkli mikrit	19,1	1,12	0,77	Düzensiz	Yatay
CA-132X/Y-1	Bataklık havuz-Koyu renkli mikrit	13,3	1,4	0,97	Düzensiz	Yatay
CA-25X-1	Teras havuzu-Çalı	21	-	-	Düzensiz	Yatay
CA-48X-1	Bataklık havuz-Koyu renkli mikrit	15,3	0,23	0,14	Düzensiz	Yatay
CA-100X-1	Teras çeperi-Kristalin kabuk	12,4	0,04	0,02	Düzenli	Yatay
CA-125X-1	Bataklık havuz-Koyu renkli mikrit	12,5	3,28	2,4	Düzensiz	Yatay
CA-125Y-1	Bataklık havuz-Koyu renkli mikrit	16,3	6,44	4,89	Düzensiz	Yatay
CA-125Z-1	Bataklık havuz-Koyu renkli mikrit	12,4	0,08	0,05	Düzenli	Düşey
CA-125Z-2	Bataklık havuz-Koyu renkli mikrit	18,3	1,17	0,8	Düzenli	Düşey
CA-63X-1	Teras çeperi-Kristalin kabuk	16,6	20,32	16,56	Düzenli	Yatay
CA-134X-1	Bataklık havuz-Açık renkli mikrit	37,8	-	-	Düzensiz	Yatay
CA-95X-1	Eski toprak seviyesi	15,5	1,55	1,08	-	Yatay
CA-95Z-1	Eski toprak seviyesi	18,1	36,16	30,49	-	Düşey
CA-87X-1	Düz yamaç-Eski toprak seviyesi	15,8	0,96	0,65	Düzensiz	Yatay
CA-87X-2	Düz yamaç-Eski toprak seviyesi	13,6	2,15	1,53	Düzensiz	Yatay
CA-87Z-1	Düz yamaç-Kristalin kabuk	8,8	0,13	0,08	-	Düşey
CA-87Z-2	Düz yamaç-Eski toprak seviyesi	15,6	0,14	0,09	Düzensiz	Düşey
CA-85X-1	Bataklık havuz-Koyu renkli mikrit	11,9	0,04	0,02	Düzensiz	Yatay
CA-94X-1	Teras çeperi-Kristalin kabuk	8,3	0,75	0,5	Düzenli	Yatay



Şekil 6.7: Temel karot analiz verilerinden yararlanılarak poroziteye karşı geçirimsizlik grafiğinin çizilmesi. Lucia (2007) tarafından geliştirilen kristal boyut sınıflaması da grafiğin içerisine eklenmiştir.

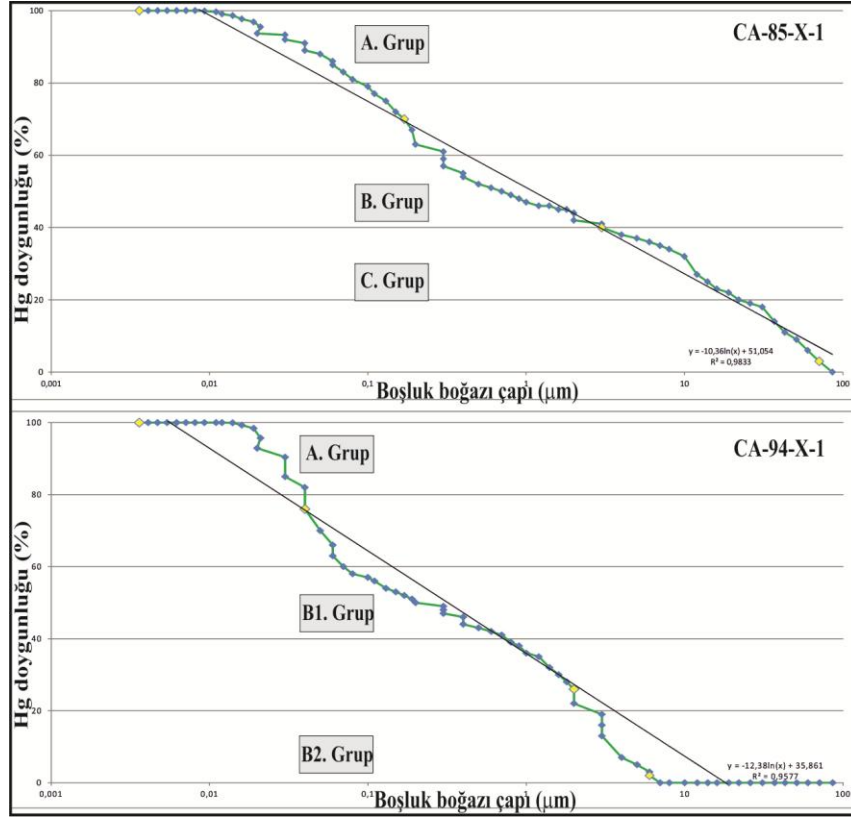
### 6.3.3 Civa enjeksiyon test sonuçlarının yorumlanması

Koyu renkli mikrit, kristalin kabuk ve eski toprak seviyesine civa enjeksiyon testleri uygulanmıştır. Bu testlerden hangi litotipin düzensiz veya düzenli dağılıma sahip olup olmadıkları anlamak için her litotipin kendine özgü boşluk boyut çapları, bu boşluk boyut çapı değişimlerinden yola çıkarak genel boşluk boyut sınıflamasını yapmak gerekir. Ayrıca, rezervuar özelliklerini ortaya koymak için bu boşluk boyut çaplarına denk düşen apeks, eşik, yer değiştirme noktalarını bulmanın yararlı olacağı düşünülmüştür.

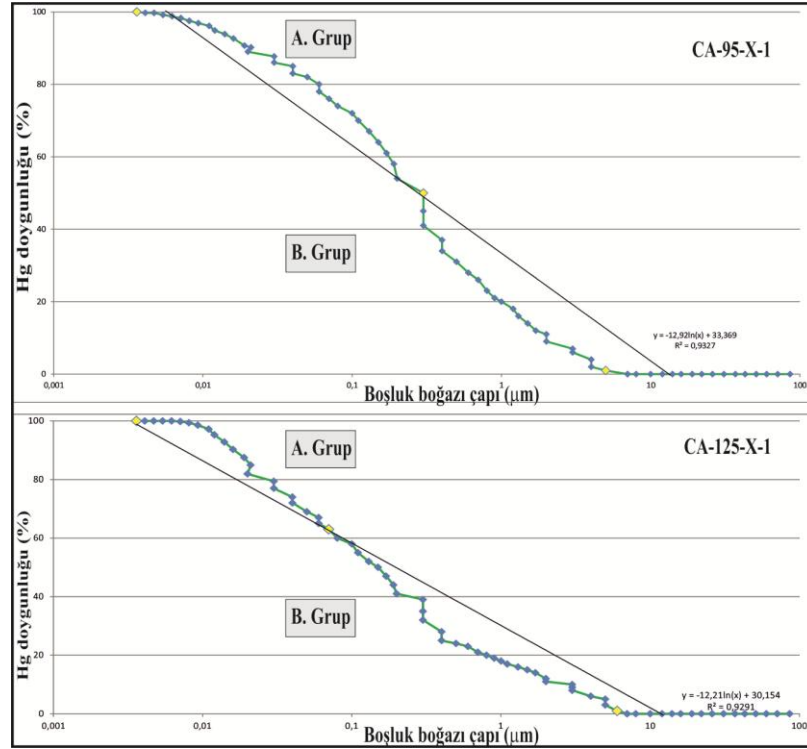
Bu çalışmada ilk olarak civa enjeksiyon testlerinden elde edilen boşluk boğaz çapı ve civa doygunluğu verileri kullanılarak her litotip için dört civa enjeksiyon eğrisi elde edilmiştir (Şekil 6.8 ve 6.9). Aynı eğri çamurlu kumtaşları için Nabawy ve diğ. (2009) tarafından kullanılmıştır. Her eğri üzerine logaritmik eğilim çizgisi uygulayarak birçok boşluk boyutları A, B ve C halinde gruplandırılmak istenilmiştir. B grubu, geniş bir aralık sergilemesinden dolayı B1 ve B2 grupları olarak alt gruplara ayrılmıştır. Buna göre, A grubu mikro boşluklara, B1 ve B2 grupları mezo boşluklara ve C grubu makro boşluklara denk düşmektedir (Tablo 6.7). Bu boşluk

gruplarını belirlemedeki amaç, her litotipin düzenli veya düzensiz dağılım sergileyip sergilemediği hakkında kolay yorumlamak ve boşluk boyut sınıflaması (Tablo 6.8) açığa çıkarmaktır. Koyu renkli mikrit litotipinin bir tanesi A ve B (Şekil 6.8) gruplarından oluşurken, diğeri A, B ve C (Şekil 6.9) gruplarından oluşmaktadır. Kristalin kabuk litotipi A ve B gruplarından oluşmuştur. Fakat, bu litotipin diğelerinden farkı B grubu içine dahil olan B1 ve B2 grupların ikisinin de açığa çıkmasıdır (Şekil 6.8). Eski toprak seviyesi ise sadece A ve B gruplarından oluşmaktadır (Şekil 6.9). Bu durum, bir koyu renkli mikrit ve eski toprak seviyesinin çift gözeneklilik sergilemesine neden olurken, diğeri koyu renkli mikrit ve kristalin kabuk litotiplerin üçlü gözeneklilik sergilediklerini ifade etmiştir. Sonuç olarak koyu renkli mikrit, kristalin kabuk ve eski toprak seviyelerinde mezo boşlukların baskın olduğu açığa çıkmıştır. En küçük boşluk boğaz çapı ise sırasıyla 0.0071, 0.014 ve 0.0041 µm olarak fark edilmiştir (Tablo 6.7). Petrofiziksel açıdan bu küçük boşluk boyutlarının, suyu tutan büyük kılcal kuvvetleri meydana getirdiği Pittman (1971) ve Lucia (1995) tarafından belirtilmiştir. Ayrıca A, B ve C grupların en az ikisinin bu üç litotipte gözlenmesi, traverten çökellerin genellikle düzensiz dağılım sergiledikleri sonucuna ulaştırmıştır. Diğeri yandan nicel olarak traverten çökellerin düzenli veya düzensiz dağılımları hakkında yorumlama yapılabilir. Böyle bir yorumlama, yüzde olarak verilen civa doygunluğuna karşı kapiler basınç verileri kullanılarak çizilen eğri üzerinden yapılmıştır. Bu eğri çok zikzaklı, tırtıklı, keskin geçişler gösteriyorsa düzensiz dağılım, eğer aksi bir durum söz konusu ise düzenli bir dağılım gösterdiği, Nabawy ve diğ. (2009) tarafından ifade edilmiştir. Buna göre eski toprak seviyesi hariç diğeri iki litotipin düzensiz dağılım gösterdikleri sonucuna ulaşılmıştır (Şekil 6.10; 6.11; 6.12 ve 6.13).

Büyüktoku ve diğ. (2005;2009) tarafından kapiler basınç eğrileri yorumlanarak karbonat ve kumtaşı kayaların rezervuar özellikleri hakkında bilgiler elde edilmiştir. Bunun için kapiler basınç eğrilerinin yatay, dik ve dike yakın bir form sergileyip sergilemediği göz önünde bulundurulmuştur. Koyu renkli mikrit ve kristalin kabuk dike yakın bir form sergilemesinden dolayı örtü kaya özelliği göstermesine rağmen, eski toprak seviyesinin (Şekil 6.12) yataya yakın bir form sergilemesi ise iyi bir hazne kaya özelliği taşıdığını ifade etmektedir. Böylece travertenler de eski toprak seviyesi, rezervuar potansiyeli açısından çok önemlidir.



Şekil 6.8: Koyu renkli mikrit (CA-85-X-1) ve kristalin kabuk (CA-94-X-1) litotiplerinin boşluk boğaz çapına karşı civa doygunluk değerlerinin çizilmesi.



Şekil 6.9: Eski toprak seviyesi (CA-95-X-1) ve koyu renkli mikrit (CA-125-X-1) litotiplerinin boşluk boğaz çapına karşı civa doygunluk değerlerinin çizilmesi.



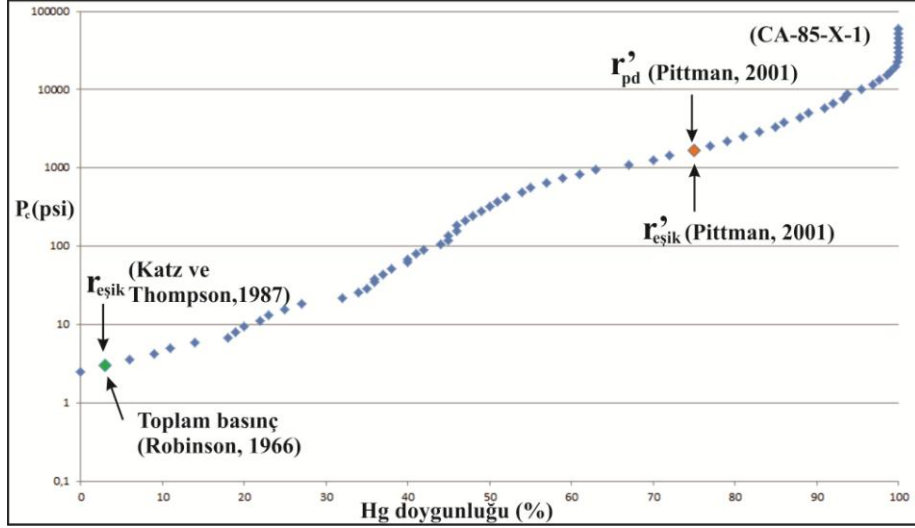
Tablo 6.7: Civa enjeksiyon testlerinden elde edilen boşluk boyut çapı değişimleri.

Boşluk boyut grubu	Boşluk boyut çapı değişimleri ( $\mu\text{m}$ )	Grubu	Örnek No	Litotip
<b>Mikro boşluk</b>	0,07 – 0,0071	A	CA-125-X-1	Koyu renkli mikrit
	0,2 – 0,0041		CA-95-X-1	Eski toprak seviyesi
	0,17 – 0,0093		CA-85-X-1	Koyu renkli mikrit
	0,04 – 0,014		CA-94-X-1	Kristalin kabuk
<b>Mezo boşluk</b>	0,08 - 6	B	CA-125-X-1	Koyu renkli mikrit
	0,3 – 5		CA-95-X-1	Eski toprak seviyesi
	0,19 – 3		CA-85-X-1	Koyu renkli mikrit
<b>Mezo boşluk-1</b>	0,05 – 1,8	B-1	CA-94-X-1	Kristalin kabuk
<b>Mezo boşluk-2</b>	2 – 6	B-2	CA-94-X-1	Kristalin kabuk
<b>Makro boşluk</b>	4 - 71	C	CA-85-X-1	Koyu renkli mikrit

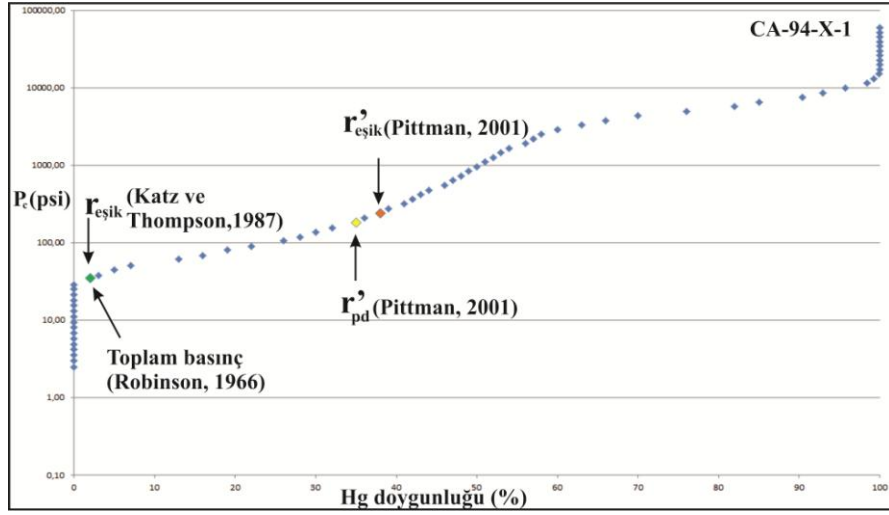
Tablo 6.8: Civa enjeksiyon testlerinden elde edilen boşluk boğaz çapına göre yapılan boşluk boyut sınıflaması.

Boşluk boyut sınıflaması		Boşluk boğaz boyut çapı aralığı ( $\mu\text{m}$ )
<b>Mikro boşluk</b>	Mikro-1	0,0036 – 0,04
	Mikro-2	0,04 – 0,2
<b>Mezo boşluk</b>	Mezo-1	0,05 – 0,3
	Mezo-2	2 – 6
<b>Makro boşluk</b>		4 - 71

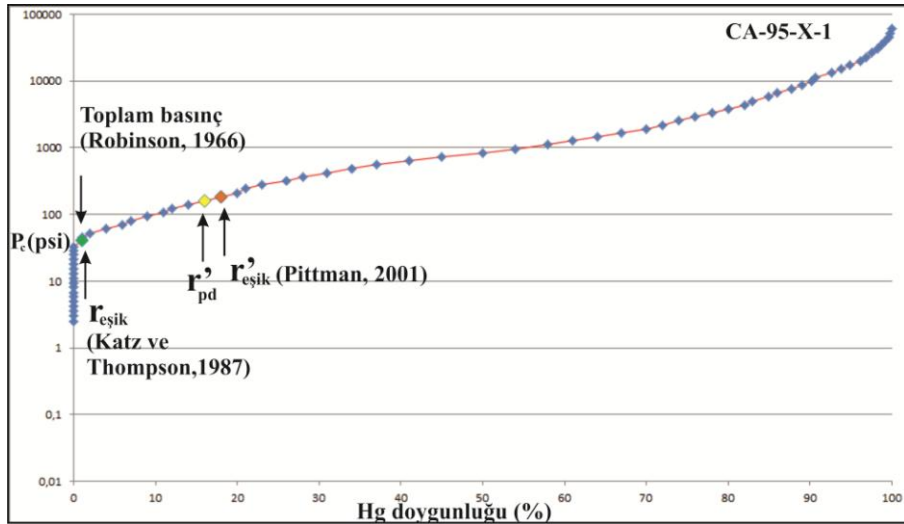
Düz yamaç fasiyesini oluşturan kristalin kabuk litotipi (CA-120-Z-2), ortalama 6.4  $\mu\text{m}$  boşluk boğazı çapına sahip iken, teras çeperindeki kristalin kabuk (CA-100-X-1) ise ortalama 0.078  $\mu\text{m}$  boşluk boğazı çapına sahip olduğu sonucuna varılmıştır. Bu durum, düz yamaç fasiyesindeki kristalin kabuğun C grubundaki makro boşluk boyut sınıflamasında yer aldığını göstermektedir. Buna karşılık, teras çeperindeki kristalin kabuk ise A grubundaki mikro boşluk boyutu sınıflamasını ifade etmektedir. Bataklık havuz fasiyesindeki koyu renkli mikrit ile düz yamaç fasiyesindeki kristalin kabuk ve eski toprak seviyesi arasında boşluk boğazı çapı bakımından benzer bir ilişki vardır. Bu üç litotipinde ortalama boşluk boğazı çapı 0.38 olarak amprik denklemlerden hesaplanmıştır ve mezo boşluk boyut sınıflaması içerisine dahil olmuşlardır (Tablo 6.9).



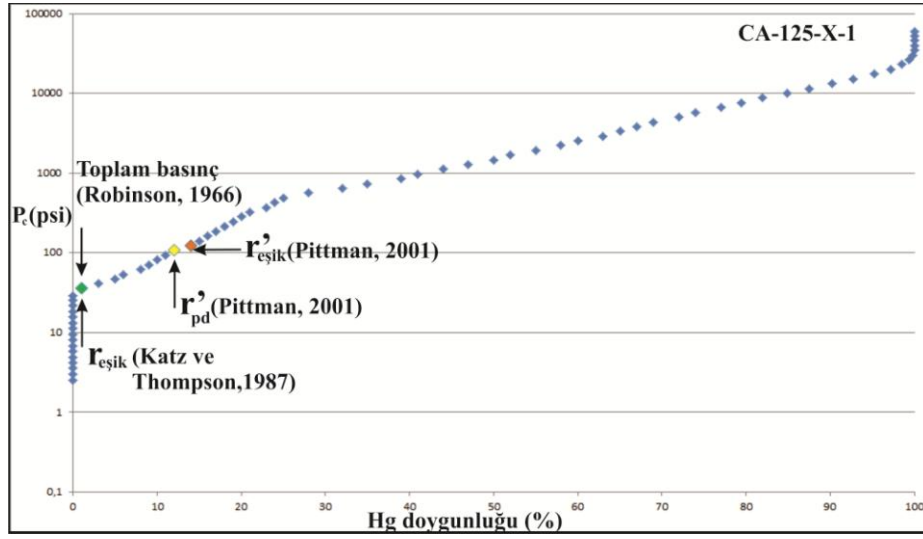
Şekil 6.10: Koyu renkli mikrit litotipinin kapiler basınç eğrisi.



Şekil 6.11: Kristalin kabuk litotipinin kapiler basınç eğrisi.



Şekil 6.12: Eski toprak seviyesinin kapiler basınç eğrisi.



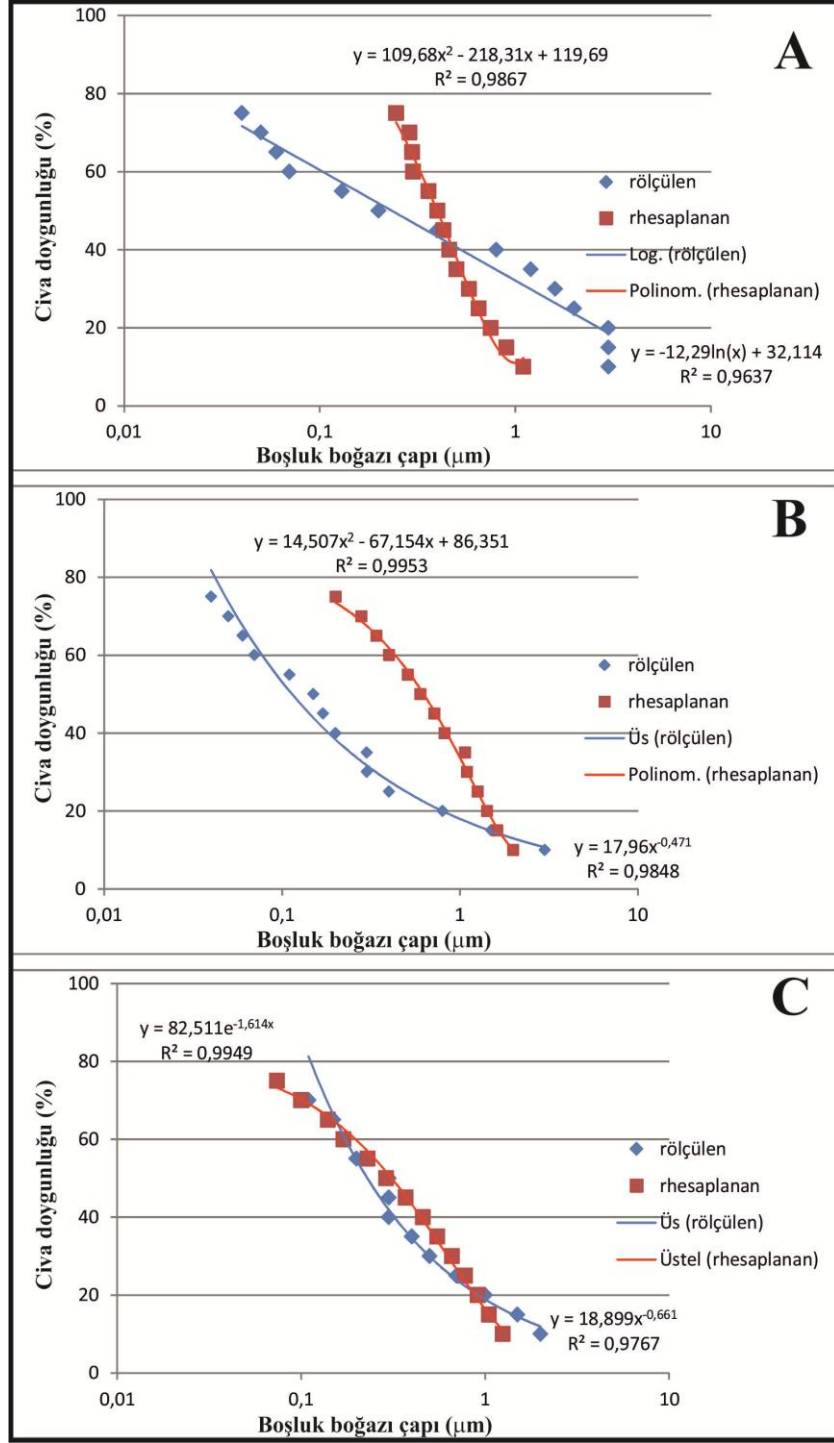
Şekil 6.13: Koyu renkli mikrit litotipinin kapiler basınç eğrisi.

Civa enjeksiyon testlerinin maliyeti yüksek olmasından dolayı bazı araştırmacılar birçok amprik denklemler türetmişlerdir. Nabawy ve diğ. (2009)'in denklemleri Mısır'da yüzeylenen Paleozoyik-Kretase yaşlı 109-5839 mD aralığında geçirgenlik değerleri ve % 25-40 helyum porozite değerleri sergileyen silisli kumtaşı rezervuarlarını ifade etmektedir. Buna karşılık, Pittman (2001)'in denklemleri ise 0.05 ile 998 mD aralığında düşük geçirgenlik değerleri ve % 3.3-28 helyum porozite değerlerine sahip 202 sıkı çimentolanmış çamurlu kumtaşları ve karbonat kayaçlarını temsil etmektedir. Her iki denklemler de "*multiple regresyon programı*" (İstatiksel Analiz Sistemi) kullanılarak oluşturulmuştur. Bu amprik denklemler, temel karot analizlerinden elde edilen düzeltilmemiş hava geçirgenliği ( $K_{hava}$ ) ve helyum porozitesine ( $\Phi_{He}$ ) göre yapılmıştır. Böylece, bu çalışmada civa enjeksiyon testlerinden elde edilen veriler az olmasından dolayı Pittman (1992, 2001) tarafından türetilen amprik denklemler kullanılmıştır. Bu logaritmik denklemlerde, sırasıyla % 10, 15, 20, 25, 30, 35, 40, 45, 50, 55, 60, 65, 70, 75 civa doygunluğuna denk düşen boşluk boğaz boyutu çapı bağımlı değişken olarak kullanılmıştır. Fakat Nabawy ve diğ. (2009), hesaplanan boşluk boyutu çapı ile ölçülen boşluk boyut çapı hemen hemen aynı trendi sergilemesi gerektiğini vurgulamıştır (Şekil 6.14). Civa enjeksiyon testi yapılmayan yirmi (20) örneğe, bu denklemleri uygulamadan önce Pittman (2001)'in yaptığı gibi % 10 ile % 75 aralığındaki civa doygunluklarına karşı, bu doygunluklara denk düşen boşluk boyutu çizilerek bir grafik elde edilmiştir. Aynı grafik içerisinde bu doygunluklara denk düşen boşluk boyut çapı, Pittman (2001)

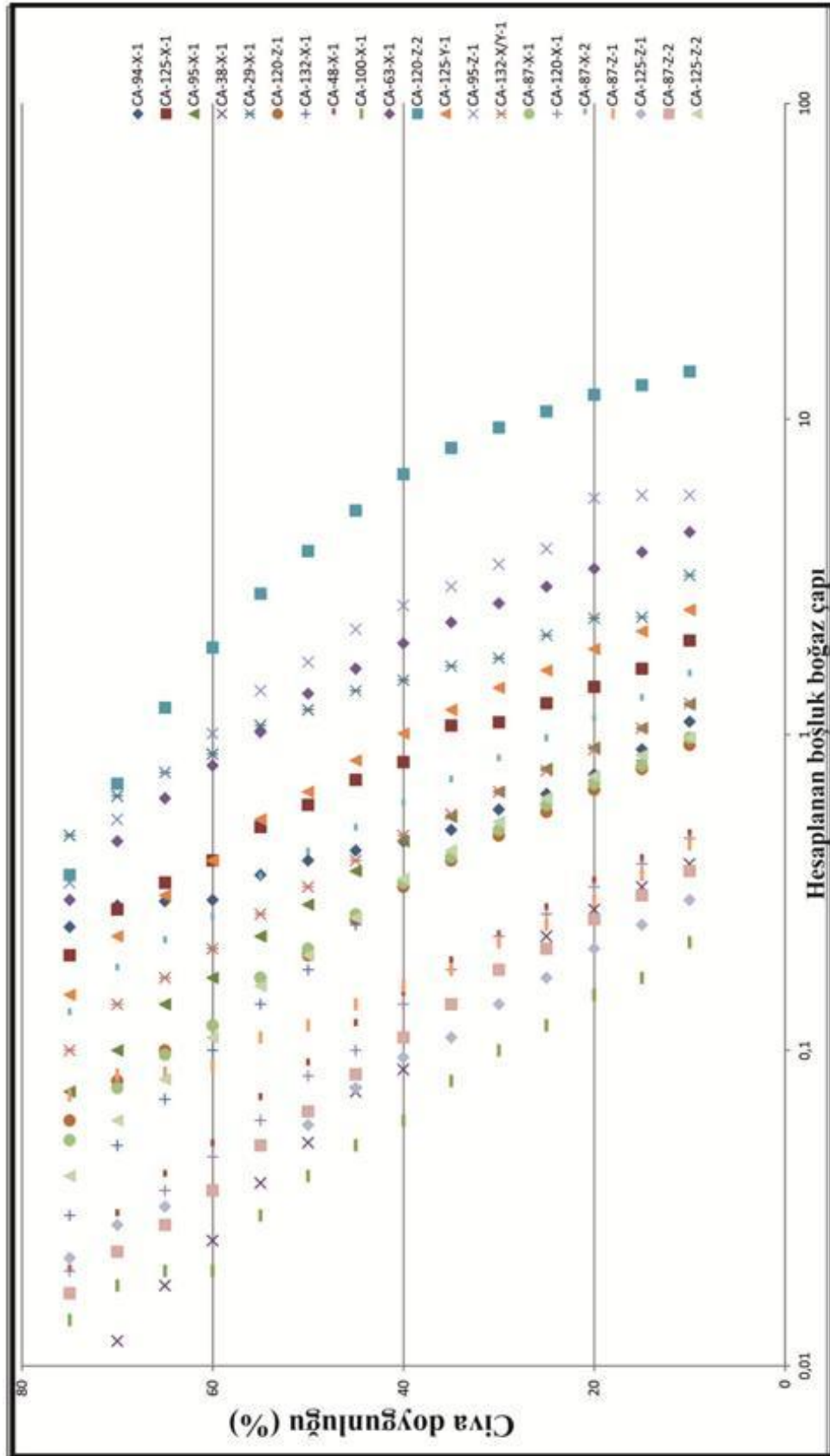
denklemleri kullanılarak hesaplanmıştır. Hesaplanan ve ölçülen boşluk boyut eğrileri aynı trendi göstermesinden dolayı diğer yirmi örneğe Pittman (2001)'in denklemleri uygulanması sonucuna varılmıştır. Böylece, yirmi dört örneğin de boşluk boğaz boyutu çapı belirlenmiş ve civa doygunluklarına karşı çizilerek değerlendirilmiştir (Şekil 6.15).

Boşluk boyut çap değişimleri kullanılarak bol geçirimli ve gözenekli kumtaşları için Nabawy ve diğ. (2009) tarafında Tablo 6.10'te ifade edildiği gibi bir sınıflama sistemi ortaya atılmıştır. Bu sınıflamaya göre koyu renkli mikrit litotipin mega, makro, mezo ve mikro boşluklar sergiledikleri ortaya çıkmıştır. Mega boşluk bu litotipin süperkılcallık özelliği sergilediğini ortaya çıkarırken, mikro boşluklar ise kılcallık göstermediğini ifade etmiştir. Kristalin kabuk ve eski toprak seviyeleri ise mezo ve mikro boşluklar ile nitelendirilmiştir. Bu litotiplerin az kılcallık özelliği sergilediği açığa çıkmıştır. Fakat, bu sınıflama bol gözenekli ve geçirimli rezervuar kayalarına uygulandığı için tam güvenilir olmadığı sonucuna varılmıştır. Böylece, yukarıda bahsedildiği gibi traverten çökellerine özgü bir sınıflama oluşturulmaya çalışılmıştır.

Rezervuar mühendisleri ve petrofizikçiler, geçirimsizlik ve porozitenin boşluk boyut ve boşluk boyut dağılımı ile ilişkilendirmenin yollarını aramışlardır. Arama (exploration) mühendisleri, örtü kayaçların sızdırma kapasitesini değerlendirmek için civa enjeksiyon verisinden elde edilen boşluk boyutu ile ilgilenmişlerdir (Smith, 1966; Berg, 1975; Pittman, 2001). Suya doygun bir kayaçta, hidrokarbon göçmesi veya kapanması, kaldırma (buoyancy) ve kapiler basıncın karşılıklı etkileşiminden kaynaklanır. Suya doygun birbiri ile bağlantılı çok büyük boşluk boğazları boyunca bağlantılı bir hidrokarbon filamentini tespit etmek için gereken basınç belirlenirse, hidrokarbonun göçmesi için gereken düşey sütununun hesaplanabildiğini ortaya koymuşlardır (Schowalter, 1979). Bu basınç yer değiştirme basıncı olarak adlandırılmıştır ve hidrokarbonun göçmesi veya tutulması için önemli bir basınç olduğu ifade edilmiştir. Yer değiştirme basıncına denk düşen boşluk boyutu civa testlerinden elde edilebilir. Ancak, civa enjeksiyon testleri çok pahalı olduğu için bu basınç diğer yirmi örnekte temel karot analizlerinden elde edilen düzeltilmemiş hava geçirgenliği ve helyum porozitesi değerlerinden hesaplanmıştır (Tablo 6.11).



Şekil 6.14: Kristalin kabuk (CA-85-X-1;A), koyu renkli mikrit (CA-125-X-1;B) ve eski toprak seviyesi (CA-95-X-1;C) litotiplerinin ölçülen ve hesaplanan boşluk boğazı çapı eğrilerini karşılaştırmak.



Şekil 6.15: Cıva doygunluğuna karşı amprik denklemlerden (Pittman, 1992, 2001) elde edilen boşluk boğazı çaplarının kullanılmasıyla oluşan boşluk boğazı dağılım eğriler.



Apeks noktası, mikro boşluk boğazların düzensiz (chaotic) dağılımını ifade eden bir nokta olarak ifade edilmiştir. Ayrıca bir rezervuar kayacın stratigrafik kapan (örtü kaya) olma özelliği taşıyıp taşımadığı hakkında bilgi sağladığı şeklinde yorumlar yapılmıştır. Karmaşık bir nokta olarak da adlandırılmıştır. Apeks noktasını bulmak için birçok araştırmacılar çeşitli metotlar kullanmışlardır. Fakat, bu çalışmada kullanılan metodun diğer eğrilerden daha kesin ve ideal olduğu Pittman (2001) tarafından ifade edilmiştir. Civa doygunluğuna karşı civa doygunluğu tarafından bölünen kapiler basınç verileri kullanılarak bir eğri elde edilmiştir (Şekil 6.16; 6.17; 6.18; 6.19). Bu eğrinin apeks noktası, herhangi bir civa doygunluğuna denk düşmüştür. Bu civa doygunluğuna denk düşen boşluk boyut çapı bulunmuştur (Tablo 6.11). Bu boşluk boyutu en fazla bataklık havuz fasiyesinin koyu renkli mikrit litotipinde ortaya çıkmasına rağmen (Şekil 6.16), en az eski toprak seviyesinde (Şekil 6.18) açığa çıkmıştır. Bu boşluk boyutlarına denk düşen kapiler basınç değerleri de önemlidir. Apeks noktasına denk düşen boşluk boyutu ile kapiler basınç değerlerinin birbiri ile ters orantılı oldukları fark edilmiştir. Yani, 6.8 psi basınç altında en büyük apeks noktası elde edilmiştir. Bu durum, bu basınçta civanın bu boşluk içerisinde rahat seyahat edebildiğini göstermiştir. Buna karşılık, 160 psi basınç altında ise en küçük apeks noktası bulunmuştur. Sonuç olarak, büyük ve küçük değerde olmasına bakmaksızın bir rezervuar kayacın apeks noktasının ortaya çıkması, bu rezervuarın stratigrafik kapan (örtü kaya) özelliği taşıdığını gösterir. Bu apeks noktasına denk düşen civa doygunlukları, her litotip için farklı olabilir. Koyu renkli mikrit, kristalin kabuk ve eski toprak seviyesinde apeks noktalarına denk düşen civa doygunluk değerleri sırasıyla % 18 (Şekil 6.16), 26 (Şekil 6.17) ve 16 (Şekil 6.18) olarak bulunmuştur. Eski toprak seviyesinde ikincil bir apeks noktası da açığa çıkmıştır (Şekil 6.18). Bu apeks noktası, Nabawy ve diğ. (2009) tarafından toplam yüzey apeksi (Surface entry apex) olarak adlandırılmıştır. Bu noktaya denk düşen kapiler basınç ise toplam yüzey basıncıdır. Ana apeks noktası ile toplam yüzey apeksi arasındaki nokta ise patlama (inflection) noktası olarak adlandırılmıştır. Civanın makro boşluklara çok kolay nüfuz etmesinden dolayı, toplam yüzey apeksinin (surface entry apex) meydana geldiği Nabawy ve diğ. (2009) tarafından ifade edilmiştir.

Tablo 6.9: Temel karot analizinden elde edilen veriler aracılığıyla hesaplanan boşluk boyut çaplarının sınıflandırılması.

Örnek No	Boşluk boyut	Grubu	Litotip
CA-38-X-1	0,008 – 0,038	A	Tümsek-Kamış
	0,051 – 0,39	B1	
CA-29-X-1	0,48 – 1,75	B1	Teras havuzu-Eski toprak seviyesi
	2,07 – 3,2	B2	
CA-120-X-1	0,02 – 0,046	A	Düz yamaç-Kristalin kabuk
	0,06 – 0,47	B1	
CA-120-Z-1	0,06 – 0,93	B1	Düz yamaç-Kristalin kabuk
CA-120-Z-2	0,36 – 1,22	B1	Düz yamaç-Kristalin kabuk
	1,89 – 5,14	B2	
	6,7 – 14,16	C	
CA-132-X-1	0,05 – 0,97	B1	Bataklık havuz-Koyu renkli mikrit
CA-132-X/Y-1	0,1 – 1,26	B1	Bataklık havuzu-Koyu renkli mikrit
CA-48-X-1	0,02 – 0,04	A	Bataklık havuzu-Koyu renkli mikrit
	0,05 – 0,48	B1	
CA-100-X-1	0,014 – 0,04	A	Teras çeperi-Kristalin kabuk
	0,05 – 0,22	B1	
CA-125-X-1	0,2 – 1,99	B1	Bataklık havuzu-Koyu renkli mikrit
CA-125-Y-1	0,15 – 1,6	B1	Bataklık havuzu-Koyu renkli mikrit
	1,87 – 2,49	B2	
CA-125-Z-1	0,022 – 0,036	A	Bataklık havuzu-Koyu renkli mikrit
	0,05 – 0,3	B1	
CA-125-Z-2	0,04 – 0,98	B1	Bataklık havuzu-Koyu renkli mikrit

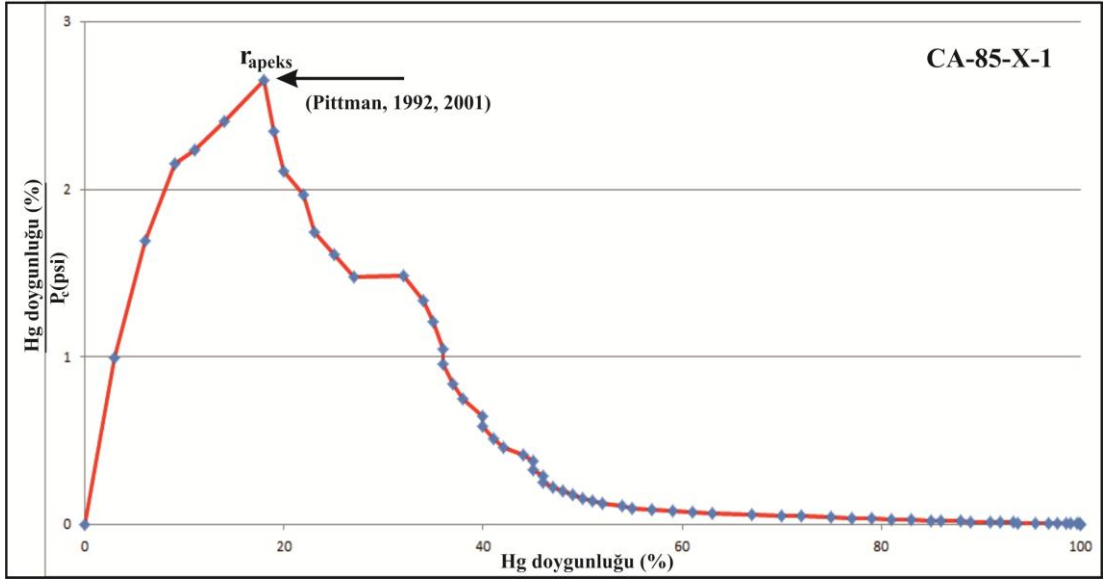
<b>CA-63-X-1</b>	0,3 – 1,62	<b>B1</b>	Teras çeperi-Kristalin kabuk
	1,95 – 4,39	<b>B2</b>	
<b>CA-95-X-1</b>	0,074-1,25	<b>B1</b>	Eski toprak seviyesi
<b>CA-95-Z-1</b>	0,34 – 1,7	<b>B1</b>	Eski toprak seviyesi
	2,16 – 5,75	<b>B2</b>	
<b>CA-87-X-1</b>	0,052 – 0,98	<b>B1</b>	Düz yamaç-Eski toprak seviyesi
<b>CA-87-X-2</b>	0,13 – 1,54	<b>B1</b>	Düz yamaç-Eski toprak seviyesi
<b>CA-87-Z-1</b>	0,072 – 0,45	<b>B1</b>	Düz yamaç-Kristalin kabuk
<b>CA-87-Z-2</b>	0,017 – 0,036	<b>A</b>	Düz yamaç-Eski toprak seviyesi
	0,05 – 0,37	<b>B1</b>	
<b>CA-94-X-1</b>	0,246 – 1,1	<b>B1</b>	Teras çeperi-Kristalin kabuk

Tablo 6.10: Civa enjeksiyon testine göre, Nabawy ve diğ. (2009) tarafından kumtaşlarına uygulanan boşluk boyut sınıflaması.

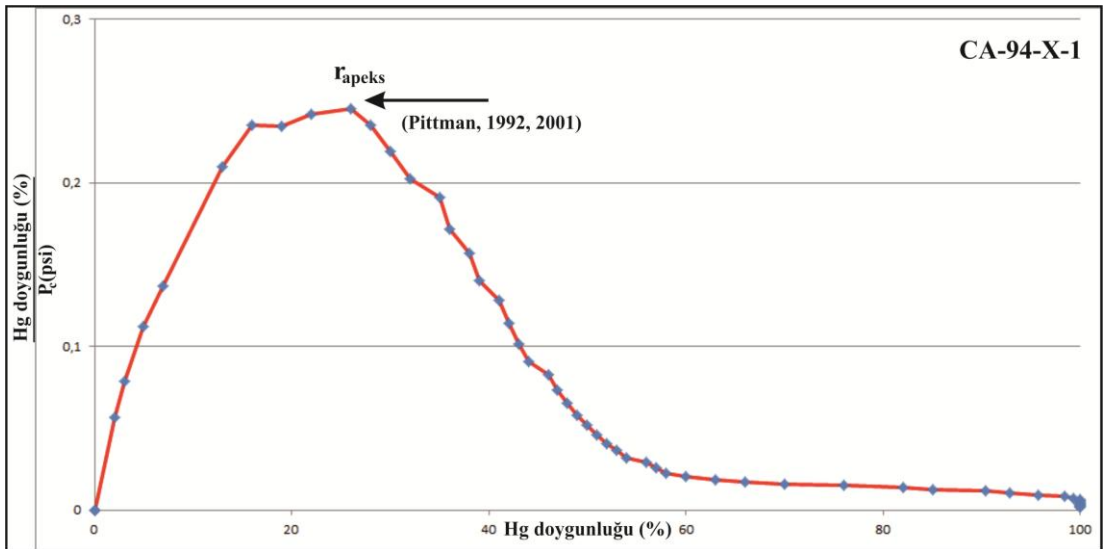
<b>Kılcallık</b>	<b>Boşluk boyut çapı değişimleri (µm)</b>	<b>Boşluk boyut sınıflaması</b>
Süperkılcal	$D > 60$	Mega boşluk
Kılcal	$60 > D > 8$	Makro boşluk
	$8 > D > 0,4$	Mezo boşluk
Kılcal olmayan	$D < 0,4$	Mikro boşluk

Toplam basınç, yer değiştirme ve eşik basıncı, civa enjeksiyon eğrisinin ilk kısmını ilgilendiren terimlerdir. Civa enjeksiyon-kapiler basınç grafiğinde toplam basınç, civanın kayacın boşluklarına ilk girdiği eğri üstündeki nokta olarak tanımlanmıştır. Bu nokta, en büyük boşluk boyutun bulgusudur (Robinson, 1966). Bu parametre çoğu kez değerlidir ve belirlemek zordur. Çünkü boşluk geometrisine göre, örnek boyutu ve kayacın düzensiz yüzeyi, eğrinin düşük civa doygunluğunu etkileyen bir sınır koşul açığa çıkarır. Schowalter (1979), bu sorunu fark etmiştir ve kayacın en büyük boşluk boyutu boyunca bağlantılı ıslatımsız bir akışkan filamentini meydana getirmek için gereken basıncın belirlenmesi gerektiğini ortaya atmıştır. O, civa enjeksiyonu esnasında elektiriksel iletkenlik okumaları yaparak bu basıncı ölçmüştür ve % 4.5 ile 17 aralığında olan civa doygunlukları bulmuştur. Schowalter (1979), elektiriksel iletkenlik ölçümlerin uygun olmadığı yerde var olan civa enjeksiyon

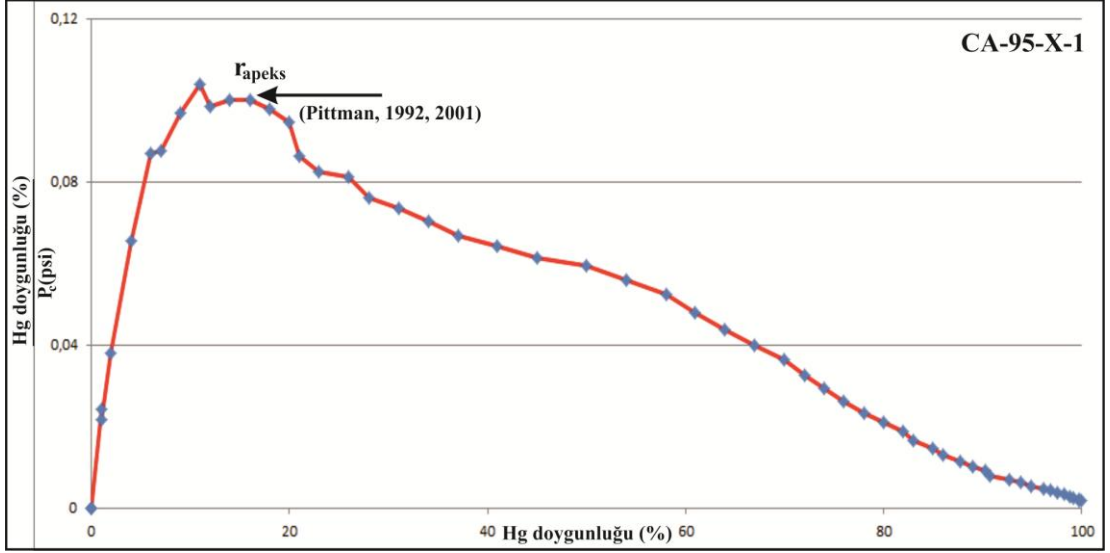
verilerini kullanmak istemiştir. Bu yüzden, hidrokarbon kapanlanmasının değerlendirilmesinde kullanma için % 10 civa doygunluğundaki basınç olarak yer değiştirme basıncını tanımlamıştır (Schowalter, 1979). Katz ve Thompson (1987), örnek boyunca civanın bağlantılı bir yol meydana getirdiği yerdeki basıncı eşik basınç olarak belirlemiştir. Bir civa enjeksiyon grafiğinde ölçülen eşik basıncı, grafik olarak patlama noktasına denk düştüğünü ifade etmiştir. Eğrinin yukarıya doğru konveks olduğu nokta eşik noktası, bu noktaya denk düşen basınç ise eşik basıncı olarak yorumlanmıştır (Şekil 6.10; 6.11; 6.12; 6.13).



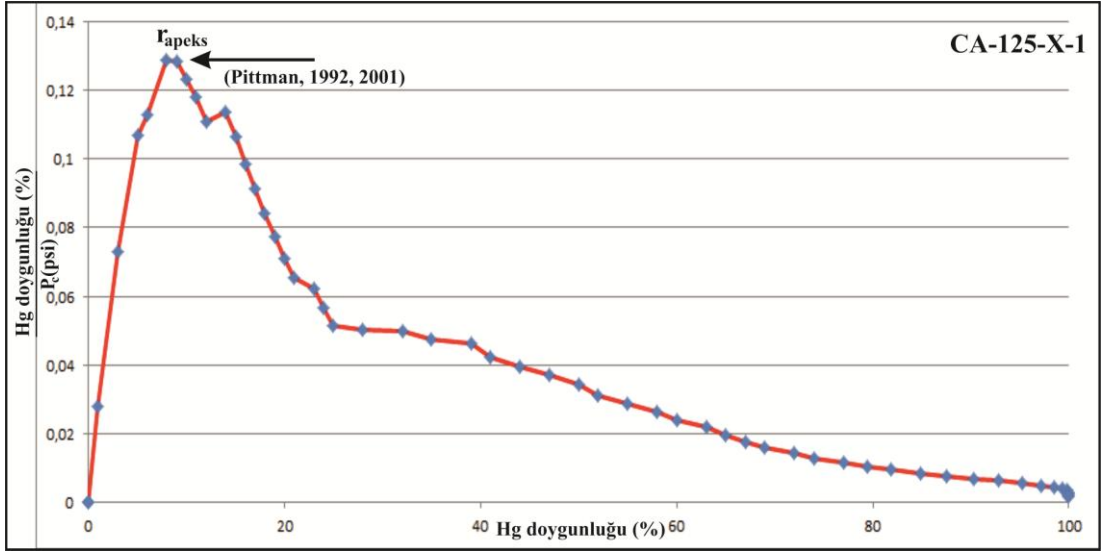
Şekil 6.16: Civa doygunluğuna karşı uygulanan basınç tarafından bölünen civa doygunluğu verileri kullanılarak koyu renkli mikrit litotipinde açığa çıkan apeks noktası.



Şekil 6.17: Civa doygunluğuna karşı uygulanan basınç tarafından bölünen civa doygunluğu verileri kullanılarak kristalin kabuk litotipinde açığa çıkan apeks noktası.



Şekil 6.18: Civa doygunluğuna karşı uygulanan basınç tarafından bölünen civa doygunluğu verileri kullanılarak eski toprak seviyesi litotipinde aşığa çıkan apeks noktası.



Şekil 6.19: Civa doygunluğuna karşı uygulanan basınç tarafından bölünen civa doygunluğu verileri kullanılarak koyu renkli mikrit litotipinde aşığa çıkan apeks noktası.

Tablo 6.11: Temel karot analizlerinden elde edilen parametrelerin civa enjeksiyon testleri ile ilişkilendirilmesi.  $\Phi_{He}$  (%): her bir litotip için temel karot analizlerinden elde edilen helyum porozitesi değeri;  $K_{hava}$  (mD): temel karot analizlerinden elde edilen düzeltilmemiş hava geçirgenliği;  $r_{apeks}$  : kapiler basınç tarafından bölünen civa doygunluğu ile civa doygunluğu ilişkilendirilerek elde edilen eğrinin apeks noktasına denk düşen boşluk boğaz çapı.  $(r')_{apeks}$ ,  $(r')_{eşik}$ ,  $(r')_{pd}$  :Temel karot analizi aracılığıyla hesaplanan, sırasıyla apeks, eşik ve yerdeğiştirme noktasına denk düşen boşluk boğaz çapı (Pitman, 1992; 2001).  $r_{eşik}$  :civa doygunluğuna karşı kapiler basınç değerleri kullanılarak çizilen kapiler basınç eğrisinden eşik noktasına denk düşen boşluk boğaz çapı (Nabawy ve diğ., 2009).  $r_{ort}$ ,  $r_{min}$ ,  $r_{mak}$  :amprük denklemler kullanılarak %10-75 civa doygunluklarına denk düşen hesaplanmış boşluk boğaz çaplarının sırasıyla ortalaması, en küçük ve büyük boşluk çapı.

Örnek No	Fasiyes-Litotip	$\Phi_{He}$ (%)	$K_{hava}$ (mD)	$r_{apeks}$	$(r')_{apeks}$	$r_{eşik}$	$(r')_{eşik}$	$(r')_{pd}$	$r_{ort}$	$r_{min}$	$r_{mak}$
CA-38X-1	Tümsek-Kamış	22,4	0,2	-	0,26	-	0,19	0,39	0,13	0,008	0,39
CA-29X-1	Teras havuzu-Eski toprak seviyesi	11,1	7,97	-	1,62	-	2,62	3,14	1,52	0,48	3,2
CA-120X-1	Düz Ymç-kristalin kabuk	16,4	0,23	-	0,29	-	0,45	0,47	0,17	0,02	0,47
<b>CA-120Z-1</b>	Düz Ymç-kristalin kabuk	14,8	0,84	-	0,54	-	0,85	0,93	0,37	0,06	0,93
<b>CA-120Z-2</b>	Düz Ymç-kristalin kabuk	29,3	327,4	-	8,51	-	13,5	14,4	5,7	0,36	14,16
CA-132X-1	Bataklık havuz-Koyu renkli mikrit	19,1	1,12	-	0,6	-	0,95	0,97	0,37	0,03	0,97
CA-132X/Y-1	Bataklık havuz-Koyu renkli mikrit	13,3	1,4	-	0,69	-	1,09	1,26	0,52	0,1	1,26
CA-25X-1	Teras havuzu-Bakteriyal çalı	21	-	-	-	-	-	-	-	-	-
CA-48X-1	Bataklık havuz-Koyu renkli mikrit	15,3	0,23	-	0,29	-	0,46	0,48	0,18	0,02	0,48
CA-100X-1	Teras rim-kristalin kabuk	12,4	0,04	-	0,12	-	0,2	0,22	0,076	0,014	0,22
CA-125X-1	Bataklık havuz-Koyu renkli mikrit	12,5	3,28	3	1,04	6	1,66	<b>2</b>	0,8	0,2	1,99
CA-125Y-1	Bataklık havuz-Koyu renkli mikrit	16,3	6,44	-	1,41	-	2,24	2,45	1,06	0,15	2,49
<b>CA-125Z-1</b>	Bataklık havuz-Koyu renkli mikrit	12,4	0,08	-	0,18	-	0,28	0,3	0,11	0,022	0,3
<b>CA-125Z-2</b>	Bataklık havuz-Koyu renkli mikrit	18,3	1,17	-	0,63	-	0,98	1,02	0,39	0,04	0,98
CA-63X-1	Teras rim-kristalin kabuk	16,6	20,32	-	2,4	-	3,89	4,36	1,96	0,3	4,39
CA-134X-1	Bataklık havuz-Açık renkli mikrit	37,8	-	-	-	-	-	-	-	-	-
CA-95X-1	Litoklast-Eski toprak seviyesi	15,5	1,55	1,3	0,72	5	1,14	<b>1,25</b>	0,5	0,074	1,25
CA-95Z-1	Litoklast-Eski toprak seviyesi	18,1	36,16	-	3,12	-	5,01	5,75	2,7	0,34	5,75
<b>CA-87X-1</b>	Düz yamaç-Eski toprak seviyesi	15,8	0,96	-	0,57	-	0,9	0,97	0,38	0,052	0,98
<b>CA-87X-2</b>	Düz yamaç-Eski toprak seviyesi	13,6	2,15	-	0,85	-	1,36	1,54	0,65	0,13	1,54
<b>CA-87Z-1</b>	Düz yamaç-Kristalin kabuk	8,8	0,13	-	0,23	-	0,38	0,45	0,19	0,072	0,45
<b>CA-87Z-2</b>	Düz yamaç-Eski toprak seviyesi	15,6	0,14	-	0,23	-	0,36	0,37	0,13	0,017	0,37
CA-85X-1	Bataklık havuz-Koyu renkli mikrit	11,9	0,04	31	0,13	71	0,2	<b>0,22</b>	7,9	0,0036	71
CA-94X-1	Teras rim-Kristalin kabuk	8,3	0,75	2	0,44	6	0,88	<b>1,1</b>	0,52	0,246	1,1



## 7. TARTIŞMA ve SONUÇLAR

Bu çalışmada depolanma sistemi, yamaç, çöküntü ve tümsek olarak üçe ayrılmıştır. Yamaç depolanma sistemi, düz yamaç, teraslı yamaç ve şelale fasiyesinden oluşmaktadır. Çöküntü depolanma sistemi, bataklık havuzu ve eski toprak seviyesinden meydana gelirken, tümsek depolanma sistemi küçük tümsek fasiyeslerinden meydana gelmiştir. Teraslı ve düz yamaç fasiyesinin, yamaç tümseği fasiyesi (Chafetz ve Folk, 1984) içerisinde ele alınabileceği ortaya çıkmıştır. Bu teraslı ve düz yamaç fasiyesini ise bataklık havuz fasiyesi üzerlemiştir. Düz yamaç ve teras çeperi, kristalin kabuk litotipinden oluşurken, teras havuz fasiyesinin çalı litotipinden oluştuğu gözlenmiştir. Bu kristalin kabuk litotipinin ise bünyesinde ışınal kristalin çalı çökellerini barındırdığı tespit edilmiştir. Bataklık havuz fasiyesi ise açık ve koyu renkli laminaların yoğunluğuna göre koyu ve açık renkli bataklık havuz fasiyesi olarak inceleme gereği duyulmuştur. Çünkü açık ve koyu renkli mikrit litotipleri çökeltme dokusu, bu dokuyu etkileyen diyajenetik süreçler ve boşluk türleri bakımından birbirinden ayrılmaktadır (Tablo 7.1). Özellikle koyu renkli mikrit litotipinde sparikalsit kristallerin mikrit haline dönüşmesi, açık rengin giderek koyulaşmasına neden olmaktadır. Bu koyu renkli kısımlarda sparimikritleşmeden dolayı peloidal dokunun oluştuğu gözlenmiştir. Spari kalsit ile bulanık kahverengimsi mikrit, peloidal dokuyu oluşturmaktadır. Bu olay, kristaller ve organik gazlar arasındaki reaksiyonlardan dolayı vadoz diyajenez ortamında meydana geldiği Kahle (1977) tarafından ifade edilmiştir. Diğer yandan, düz yamaç fasiyesinin kristalin kabuk litotipinde oluşan epilit alg veya fungal lifler veya bunlar ile ilişkili mukus katmanlar, sivri uçlu kalsitin oluşması, sparimikritleşmenin belirgin kanıtını göstermektedir (Guo ve Riding, 1994). Düz yamaç fasiyesinde kristalin kabuk litotipinde gözlenen sparimikritleşme, düzgün doku halinde meydana gelmektedir. Jones ve Pemberton (1987a), fungal lifler ve ilişkili mukus katmanların, kalsitin yüzey çözünmesinden sorumlu olduğunu ve daha sonra sivri uçlu kalsitin oluştuğunu tartışmıştır (Jones, 1987b). Sparimikritleşme, vadoz diyajenez ortamına nazaran denizel diyajenez ortamlarında meydana geldiği ifade edilmiştir (Kahle, 1977). Buna ilaveten, sparimikritleşme ile mikritleşme arasındaki farkı göz ardı

etmemek gerekir. Sparimikritleşme, spari kalsit kristallerin mikrite dönüşümü olarak ifade edilirken, mikritleşme allokemlerin mikrite dönüşümü olarak tespit edilmiştir (Bathurst, 1966; Winland, 1968; Friedman ve Sanders, 1971; Lloyd, 1971; Margolis ve Rex, 1971). Mikritleşme teriminin, Purdy (1968) tarafından ortaya atılan rekristalizasyon veya kriptonkristalin karbonata eşdeğer olduğu belirtilmiştir. Miami kireçtaşlarında sparikalsit kristallerin büyük kısmının mikrit haline dönüşene kadar sparimikritleşmenin kristal sınırları boyunca başladığı ve giderek kristallerin içine doğru yayıldığı ifade edilmiştir (Kahle, 1977). Mikritleşme gibi, sparimikritleşme tamamıyla Miami kireçtaşları içinde meydana gelmemiştir. Çatlaklardaki çimento ve boşluk çimentoları içindeki kalkerli kabuklarda sparimikritleşmenin sadece meydana geldiği ifade edilmiştir (Kahle, 1977). Hem Miami kireçtaşları hem de kalkerli kabuklar içinde oluşan sparimikritleşme, endolit fungi ile ilişkilendirilmiştir (Kahle, 1977). Bunun yanında, açık renkli mikritin daha mat, bembeyaz olan kısımları ile fenestral ve radyal doku sergileyen kısımları birbirinden ayrılmaktadır. Bu mukus maddesine benzeyen mat, bembeyaz kısım içerisinde SEM gözlemlerine göre endolit (Lukas, 1973) çubuksu lifler gözlenmiştir. " *Endolit* "terimi, organizmalar tarafından açığa çıkan bir delik içindeki liften oluşan bileşim yapısı olarak tanımlanmıştır (Lukas, 1973; Kahle, 1977; Klappa, 1979). Diğer yandan, herhangi bir boru veya çubuk şekilli, kalsitleşmenin olmadığı organik yapıları betimlemek için burada " *filament* " terimi kullanılmıştır (Kahle, 1977; Klappa, 1979). Bu çalışmada, bu filamentlerin tahrip olması ile açığa çıkan düzgün boşluklar ise organik porozite olarak adlandırılmıştır. Fakat, mikroorganizmaların diğer gruplarının morfolojik olarak çok büyük ve farklı yapılar meydana getirdiği birçok araştırmacılar tarafından tartışılmıştır (Brock, 1970; Hawker ve Linton, 1979; Klappa, 1979; Chafetz ve Folk, 1984). Mavi yeşil alg, 4 mikrondan daha kalın olan lifleri oluşturmaktadır. Kırmızı ve yeşil alg, çok daha karmaşık yapılar sahip lifleri temsil etmektedir. Fungal organizmalar ise çok daha uzun lifleri meydana getirmektedir. Bakteri yapıları veya bunların bıraktığı mikro boşluklar, her bir yapı içinde yığılımların çekirdeğini oluşturmaktadır. Bu yüzden, bu litotipler içerisinde mikroorganizmaların karmaşık yapı sergilemesinden dolayı bunların türünü belirlemek çok zordur. Ancak, laboratuvar deneyleri, bakterinin kalsiyum karbonatın çökmesine neden olabildiğini göstermiştir (Kellerman ve Smith, 1914; Gerundo ve Schwartz, 1949; Lalou, 1957; Oppenheimer, 1961; Greenfield, 1963; McCallum ve Guhathakurta,

1970; Deelman, 1975; Krumbein ve Cohen, 1977; Krumbein, 1979; Chafetz ve Folk, 1984). Friedman ve Sanders (1978) tarafından ifade edildiği gibi biyokimyasal süreçlerin, saf inorganik reaksiyonlardan çok daha önemli olduğu görünmüştür. Diğer yandan, bu çalışmada gözlenen açık renkli mikrit litotipinde fenestral dokunun açığa çıkması ise organik maddenin tahrip olmasına ve gaz kabarcıkları ile sediment büzülmesine bağlı olduğu şeklinde Soete (2011) tarafından açıklanmıştır.

Traverten ve tufa oluşumu hem fizikokimyasal hem de biyolojik çökeline dayandırılmıştır (Adolphe ve diğ., 1989; Adolphe, 1991; Pedley, 1992, 1994; Jones ve Renault, 2010). Kaynak sistemleri içindeki kalsit çökeliminde bitkilerin aktif veya pasif rol oynayıp oynamadıkları konusu halen tartışılmaktadır (Ford ve Pedley, 1996; Pedley vd., 2003; Jones ve Renault, 2010). Bitkiler ve bakteriler aracılığıyla akışkan ortamından CO<sub>2</sub>'nin uzaklaştırılması (Fotosentetik süreçler), kalsit çökelleri üzerinde bitki ve bakterilerin aktif rol oynadıklarını ifade etmektedir. Bu çalışmada duraylı izotop analiz sonuçlarına göre teras havuzu ve teras çeperlerinde farklı <sup>13</sup>C izotop değerleri ortaya çıkmıştır. Guo ve Riding (1994) tarafından ifade edildiği gibi, teras havuzunda mikroorganizmaların fotosentez faaliyetlerinde bulunması <sup>13</sup>C izotop değerlerinde azalmaya neden olmuştur. Fakat bu fotosentez çok fazla çalkantılı suda CO<sub>2</sub> gaz çıkışında artışa yol açmıştır (Guo ve Riding, 1994). Buna karşılık, teras çeperinde CO<sub>2</sub> gaz çıkışının fazla olması, teras havuzuna göre daha yüksek <sup>13</sup>C izotop değerlerin açığa çıkmasına yardımcı olmuştur. Bu kristalin kabuk litotipi ile teras havuzunda oluşan koyu renkli mikrit litotipinin <sup>13</sup>C değerleri birbirine yakındır. Teras havuzunda organik faaliyetlerin daha baskın olduğu gözlenirken, teras çeperinde inorganik faaliyetlerin baskın olduğu gözlenmiştir. Sonuç olarak, organik ve inorganik faaliyetlerin birleşmesi, biyokimyasal faaliyetlerin bu traverten çökelleri üzerinde rol oynadığını göstermektedir. Buna karşılık, büyük bitki ve bakteriler, kalsit kristallerin heterojen olarak gelişebildiği bir katman (substrate) meydana getirerek pasif ajan rolünü üstlenebilmektedirler (Andrews ve Brasier, 2005). Bazı durumlarda bitkiler etrafında veya içindeki akıntı, suyun türbülansını arttıracaktır ve dolayısıyla CO<sub>2</sub> gaz çıkışında artış meydana gelerek kalsiyum karbonat bakımından süper doygunlaşmış çözeltiler oluşacaktır. Bunun sonucunda bitki ve bakteriler etkisi altında uygun alt katmanlar meydana geldiği ifade edilmiştir. Makrofitlerin çok yoğun olduğu tufaya benzer çökellerin <sup>13</sup>C izotop değeri, bataklık havuz fasiyesindeki kamış litotipine yakındır. Bu durum, tufaya benzer çökellerin aslında

traverten olduğunu ifade etmektedir. Fakat, alttaki traverten çökelleri ilk oluştuklarından dolayı bünyelerinde daha fazla kirli katman ve bitkilerin gelişmesi, bu traverten çökellerini tufa kayacı gibi görünmesine neden olmaktadır. Fasiyesin evrimi de göz önüne alındığında bu tufaya benzer traverten çökellerin aslında yamaç tümseğinin bir parçası olduğu ortaya çıkmaktadır.

Duraylı izotop çalışmalarına göre, traverten çökellerin  $\delta^{18}\text{O}$  değerleri  $-7.47\text{‰}$  ile  $-8.73\text{‰}$  VPDB arasında değişirken, ortalama değeri  $-8,3\text{‰}$  VPDB olarak belirlenmiştir. Bu çökellerin  $\delta^{13}\text{C}$  değeri ise,  $2.7\text{‰}$  ile  $6.2\text{‰}$  VPDB arasında gözlenirken, ortalama değeri  $4.8\text{‰}$  VPDB olarak tespit edilmiştir. Yanal yönde ocağın güneyinden kuzeyine doğru karbon izotop değerlerinde genelde bir azalma gözlenirken, oksijen izotop değerlerinde ise fazla bir farklılık tespit edilmemiştir. Bu litotiplere uygulanan duraylı izotop analizlerinde farklı fasiyeslerde gözlenen bir litotipin farklı  $\delta^{13}\text{C}$  değerleri verdiği ortaya çıkmıştır. Traverten çökelleri bakımından bu çalışmada karbon izotop değeri en fazla teras havuz fasiyesinin koyu renkli mikrit litotipinde gözlenirken, en az tümsek fasiyesinde kamış litotipi ( $\delta^{13}\text{C}$  değeri  $3.2\text{‰}$ VPDB) ve tufaya benzer traverten çökellerinde ( $\delta^{13}\text{C}$  değeri  $2.7\text{‰}$ VPDB) olduğu sonucuna varılmıştır. Teras çeperi (kristalin kabuk) ve teras havuzu (çalı) arasında karbon izotop değişimi en fazla  $\text{‰}0.46$ , en az  $\text{‰}0.16$  olarak tespit edilmiştir. Buna ilaveten teras havuzunu oluşturan çalı çökelleri arasında en fazla  $\text{‰}1.58$  VPDB'lik bir fark gözlenmiştir. Düz yamaç fasiyesini oluşturan kristalin kabuk ile teras çeperini oluşturan kristalin kabuk arasında en fazla  $\text{‰}1.33$ 'lük bir fark gözlenmiştir. Bunun sonucunda, kristalin kabuk ve çalı çökellerin de organik faaliyetlerin baskın olduğu ortaya çıkmıştır.

Tablo 7.1: Koyu ve açık renkli mikrit traverten arasındaki farklılıklar.

<b>Koyu renkli mikrit traverten</b>	<b>Açık renkli mikrit traverten</b>
Epilit form sergileyen çubuksu lifler	Endolit form sergileyen çubuksu lifler
Peloidal doku	Fenestral doku
Ostracod ve Gastropod kavkıları	-
Kamış-2 litotipi ile beraber gelişir.	Kamış-3 litotipi ile beraber gelişir.
Gözlü ve biyomoldik porozite	Organik, fenestral kökenli bağlantılı gözlü porozite
Sparimikritleşme ve çimentolanma	Organik bozunma
Bıçağımsı, eşboyutlu ve bloklu çimentolar	İzopak çimento
Geniş bir aralık sergileyen $\delta^{13}\text{C}$ değerleri (3.88-6.2 ‰ VPDB)	Dar bir aralık sergileyen $\delta^{13}\text{C}$ değerleri (3.84-5.08 ‰ VPDB)
Helyum porozite değeri; ~ % 15	Helyum porozite değeri; ~ % 38

Ece ocağında (Claes, 2011) açığa çıkan oksijen izotop değerleri ile bu çalışmada gözlenen oksijen izotop değerleri birbirine yakın değerler sunmaktadır. Her iki çalışmada da oksijen izotop salınımının, tabandan tavana doğru sabit olduğu ortaya çıkmıştır. Oksijen izotop salınımının sabit olması, bu çökellerin içerisine herhangi bir akışkanın nüfuz etmediğini göstermesine ilaveten, traverten çökellerinde çözünme diyajenez sürecinin meydana gelmediğini ifade etmektedir. Çözünme yerine bu çökellerin atmosfere maruz kalması ile organik bozunmaların meydana geldiği saptanmıştır. Bu organik bozunma porozite miktarında artışına neden olurken, hemen sonra çimentolanması porozite ve geçirimsizlik değerlerinde azalmaya neden olmuştur. Bu durum, daha çok teras çeperinde gözlenen kristalin çalı çökeller ve tümsek fasiyesindeki kamış biyomoldik boşlukların kapanması ile tespit edilmiştir. Ayrıca oksijen izotop değerlerinin çok negatif değerlik sergilemesi de bu çökellerin çok sıcak koşullar altında hidrotermal kökenli (Pentecost, 2005) olduklarını vurgulamaktadır.

Çoğu tufa ve travertenler, tabakalar veya bunlar arasında gelişen uyumsuzluklar ile karakterize edilmiştir. Bu tabakalanma ve uyumsuzlukların gelişimleri esnasında geçici (temporal) değişimlerin meydana geldiği ifade edilmiştir. Normal su sıcaklıkları altında tufalarda oluşan laminaların genellikle, koyu, sıkı, sparikalsit laminası ile açık renkli, çok boşluklu, mikrit veya mikrospar laminaların birbirleri ile ardalanmasından meydana geldikleri tespit edilmiştir (Pentecost ve Spiro, 1990; Chafetz ve diğ., 1991; Matsuoka ve diğ., 2001; Andrews ve Brasier, 2005; Andrews, 2006; Liu ve diğ., 2006). Bu iki laminalar arasındaki farklılık, ılık yaz ayları esnasında yüksek konsantrasyona sahip çözünmüş karbonat ile ilişkili olan kalsit

çökelim oranındaki sezonsal değişimlere dayandırılmıştır (Kano ve diğ., 2003; Andrews ve Brasier, 2005). Çok sıcak yaz mevsiminde genellikle CO<sub>2</sub> gaz çıkışı ve fotosentez etkileri ile ilişki olan <sup>13</sup>C ve <sup>18</sup>O izotoplarındaki sistematik değişimler ile bu yorumlamalar desteklenmiştir (Pentecost ve Spiro, 1990; Chafetz ve diğ., 1991; Matsuoka ve diğ., 2001; Liu ve diğ., 2006; O'Brien ve diğ., 2006; Anzalone ve diğ., 2007; Jones ve Renaut, 2010). Ancak, çok nemli iklimlerde kalsit çökeliminde azalma meydana geldiği saptanmıştır (Liu ve diğ., 2006). Şiddetli yağmur yağışı ile kaynak suların değişmesi de kalsit çökelinin meydana geldiği bölgeleri etkilemektedir (Drysdale, 2001).

Petrofiziksel açıdan bu çalışmada kalıp, gözlü porozite ikincil olarak meydana gelirken, fenestral porozite birincil olarak oluşmuştur. Traverten çökellerinde kalıp porozite, biyomoldik, kamyş biyomoldik ve organik porozite olarak üçe ayrılmıştır. Gözlü porozite ise Lucia (2007) tarafından ifade edildiği gibi ayrık ve bağlantılı gözlü porozite olarak incelenmiştir. Birçok araştırmacılar tarafından kalıp ve gözlü porozitenin fabrik seçimsiz olduğu ortaya atılırken, fenestral porozitenin ise fabrik seçimli oldukları belirlenmiştir. Ancak, bu çalışmada yeni bir porozite türü olarak eklenen organik porozitenin fabrik seçimli olarak meydana geldiği gözlemlenmiştir. Çünkü bu organik porozitenin, düz yamaç fasiyesinde kristalin kabuk içerisinde çökme yüzeyine dik, yukarıya doğru gelişen kristalin çalı çökelleri arasında oluştukları tespit edilmiştir. Fakat, organik porozite çalı çökellerin bozunmasından dolayı meydana geldiği için ikincil boşluklar olarak ele alınmıştır. Chafetz ve Folk (1984), bakteriyel çalı çökellerin tahrip olması ile mikromoldik boşlukların meydana geldiğini ifade etmiştir. Fakat bakteriyel çalı çökelleri düzensiz dağılıma sahip olmasından dolayı bu boşlukların heterojen dağılım sergiledikleri belirtilmiştir. Sonuç olarak, organik ve fenestral porozite bu çalışmada fabrik seçimli olarak meydana gelmektedir. Organik porozite kristalin çalı çökellerinde gözlenirken, çalı çökellerinde mikromoldik porozite olarak ifade edilmiştir. Çünkü çalı çökellerin yapısı, şekli ve paketlenmesinden dolayı bu çalı çökellerinde gözlenen boşluklar fabrik seçimsiz olarak meydana gelmiştir.

Boşluk türleri ile boşluk boyut dağılımını ilişkilendirmek, petrofiziksel açıdan çok önemlidir. Nabawy ve diğ. (2009) tarafından ifade edildiği gibi, boşluk boyut dağılımı, genellikle civa doygunluğuna karşı çizilen kapiler basınç eğrisinden elde edilmektedir. Fakat, boşluk boyutlarının çok fazla karmaşık özellik sergilemesinden



dolayı traverten çökellerinde böyle bir yorumlama yapmaya gerek duyulmamıştır. Lonoy (2006) tarafından ifade edildiği gibi porozite geçirimsizlik grafiği üzerinde her bir boşluk türlerin düzenli (üniform) ya da düzensiz (patchy) dağılım sergileyip sergilemedikleri ortaya atmak daha mantıklı bulunmuştur. Fakat, bu çalışmada her bir boşluk türünü temsil edecek örnek sayısı az olmasından dolayı böyle bir eğri oluşturarak yorumlama yapma imkanı doğmamıştır. Görsel olarak sadece tapa örneklerine bakarak baskın boşluk türleri belirlenmiştir. İnce kesit çalışması da bu boşluk türlerin, bu litotipler de meydana geldiklerini desteklemek için yapılmıştır. Bu çalışmada düzenli porozite dağılımı, yatay yönde teras çeperindeki kristalin kabuk litotipinde gözlenirken, düşey yönde düz yamaç fasiyesinin kristalin kabuk litotipi ile bataklık havuz fasiyesinin koyu renkli mikrit litotipinde gözlenmiştir. Düzenli porozite dağılımı, fenestral, fenestral kökenli bağlantılı gözlü ve organik porozitelerde ortaya çıkmıştır. Fenestral ve organik porozite, teras çeperindeki kristalin kabuk litotipinde gözlenirken, fenestral kökenli bağlantılı gözlü porozite, bataklık havuz fasiyesinin açık ve koyu renkli mikrit litotipinde fark edilmiştir. Ancak, koyu renkli mikrit litotipinde oluşan çimentolanma, bağlantılı gözlü poroziteyi, ayrı gözlü poroziteye dönüştürmüştür.

Düzenli porozite dağılımına sahip çökeller, yüksek geçirimsizlik değerleri sergilediği önceki çalışmalara göre belirlenmiştir (Lonoy, 2006). Fakat, böyle bir durum, teras çeperindeki kristalin kabuk litotipinde gözlenmemiştir. Bu kristalin kabuk, düzenli porozite dağılıma sahip olmasına rağmen, tahrip olan çalı çökellerin arası ikincil çimento ile dolmasından dolayı porozite ve geçirimsizlik değerlerinde azalma gözlenmiştir. Diğer yandan bataklık havuz fasiyesinin koyu renkli mikrit litotipinde düz yamaç fasiyesinin tabanına yakın yerde birçok makrofit ve mikroorganizmaların tahrip olması ile oluşan biyomoldik boşluklar, çatı (framework) porozitenin gelişmesine neden olmuştur. Bu çatı porozite, düzensiz porozite dağılımına sahip olan birçok biyomoldik boşluklardan oluşmasına rağmen, porozite ve geçirimsizlik değerleri çok düşüktür. Bu durum, boşluk iletkenliğinin (pore network) az olduğunu ve çimentolanmaya çok fazla maruz kaldığını ifade etmektedir.

Anizotropi (Worthington, 2011) özelliği en fazla düşey yönde etkisini göstermiştir. Soete (2011) tarafından şelale fasiyesi içinde ortalama geçirimsizliğin, başlıca kamış biyomoldik arasındaki iletkenliğe bağlı olduğu ifade edilmiştir. Hesaplamalara göre, düşey doğrultularda bu boşlukların birbirine iyi bağlandığı ortaya çıkmıştır (Soete,

2011). Bu çalışmada, düşey yönde düz yamaç fasiyesinde kristalin kabuktan eski toprak seviyesine doğru geçerken helyum porozite değerlerinde artış gözlenirken, geçirimsizlik değerlerinde bir değişme gözlenmemiştir. İki litotip de düzensiz dağılıma sahip olmasından dolayı geçirimsizlik değerlerinde değişme olmamıştır. Böylece, porozite dağılımının geçirimsizlik ile yakından ilişkili olduğu ortaya çıkmaktadır. Diğer yandan, düşey yönde kristalin kabuk litotipinde hem porozite hem de geçirimsizlik değerlerinde artış meydana gelmiştir. Bu durum, porozite dağılımında da değişime neden olmuştur. Düzensiz porozite dağılımından düzenliye doğru bir değişim meydana gelmiştir. Buna benzer durum, düşey yönde koyu renkli mikrit litotipi içerisinde gözlenmiştir. Diğer yandan, düz yamaç fasiyesinde gözlenen eski toprak seviyesi ile koyu kahve renkli eski toprak seviyesi petrofiziksel açıdan farklılık göstermektedir. Düz yamaç fasiyesindeki eski toprak seviyesi, koyu kahve renkli eski toprak seviyesinden daha fazla porozite ve geçirimsizlik değerleri sergiler. Bu porozite değerleri Lucia (2007) kristal boyut sınıflamasına denk düşürüldüğünde düz yamaç fasiyesindeki eski toprak seviyesi 20 µm'den daha az kristal boyutuna sahip iken, koyu kahve renkli eski toprak seviyesinin 20-100 µm kristal boyutuna sahip olduğu fark edilmiştir. Bunun nedeni, düz yamaç fasiyesinde mikrit çimentosunun yeniden işlenmesi ile açığa çıkan pseudopellet tanelerinden kaynaklanmaktadır. Buna karşılık, koyu kahve renkli eski toprak seviyesinde tane boyutunun daha baskın olması, porozite ve geçirimsizliği arttırmaktadır. Ancak, yatay yönde porozite ve geçirimsizlik değerlerinde belirgin bir değişim gözlenmemiştir. Düşey yönde eski toprak seviyesi ortalama % 16.85 helyum porozite ve 15.29 mD geçirimsizlik sergilerken, yatay yönde ortalama % 14 helyum porozite ve 2.6 mD geçirimsizlik değerleri sergiler. Buna benzer durum bataklık havuz fasiyesi içerisinde de fark edilmiştir. Açık renkli mikrit litotipi (%37.8), koyu renkli mikrit litotipinden daha yüksek porozite değeri sergilemiştir.

Yatay yönde teras çeperinde oluşan kristalin kabuk ile düz yamaç fasiyesinde oluşan kristalin kabuk, petrofiziksel açıdan birbirinden farklıdır. Bunlar hemen hemen aynı porozite değerleri sergilemesine rağmen, farklı geçirimsizlik değerleri açığa çıkmıştır. Teras çeperinde geçirimsizlik, düz yamaç fasiyesinkinden çok daha fazladır. Dolayısıyla teras çeperi, düzenli dağılıma sahip iken, düz yamaç fasiyesinin düzensiz dağılıma sahip olduğu ortaya çıkar.

Yatay yönde bataklık havuz fasiyesinde oluşan porozite, ortalama % 14.76 iken, geçirimsizlik 1.53 mD olarak tespit edilmiştir. Buna karşılık, düşey yönde ortalama porozite % 15.35 iken, yatay yönde 0.425 mD olarak ortaya çıkmıştır. Yatay yönde koyu renkli mikrit litotipinde açığa çıkan boşlukların hepsinin düzensiz dağılıma sahip olduğu fark edilmiştir. Diğer yandan, düşey yönde oluşanların ise hem düzenli hem de düzensiz dağılım sergiledikleri ortaya atılmıştır.

Choquette ve Pray (1970), Pittman (1971), Moshier (1989), Cantrell ve Hagerty (1999), Volery ve diğ. (2009) tarafından mikroporozite çapı sırasıyla  $< 62.5 \mu$ ,  $< 1 \mu$ ,  $< 2 \mu$ ,  $< 1 \mu$  ve  $3 < \mu$ 'den küçük boşluk boyutları olarak mikro poroziteyi isimlendirmişlerdir. Civa enjeksiyon testine göre, Claes (2011) tarafından mikro porozite, boşluk boğaz çapı  $5 \mu$ 'den daha az olan boşluklar olarak isimlendirilmiştir. Bu çalışmada ise boşluk boğaz çapı  $0.05 \mu$ 'den küçük boşluklar mikro porozite olarak isimlendirilmiştir. Çünkü koyu renkli mikrit, kristalin kabuk ve eski toprak seviyelerinde en küçük boşluk boğaz çapı sırasıyla 0.0071, 0.014 ve  $0.0041 \mu$ 'dir. Genelde, boşluk boğaz boyutu bakımından koyu renkli mikrit, kristalin kabuk ve eski toprak seviyelerinde mezo boşlukların baskın olduğu gözlenmiştir. Teras çeperi ve düz yamaç fasiyesinde oluşan kristalin kabuk litotiplerin boşluk boyut çapları birbirinden farklıdır. Teras çeperinde oluşan kristalin kabuğun boşluk boğaz çapı, düz yamaç fasiyesinde oluşan kristalin kabuğun çapından çok daha küçüktür. Bu durum, bazen özellikle düz yamaç fasiyesinin kristalin kabuk litotipinde mikro ve mezo boşlukların düzensiz (chaotic) dağılım sergilemesinden kaynaklanmaktadır. Bu düzensiz dağılım, kapiler basınç tarafından bölünen ıslatımsız civa doygunluğuna karşı ıslatımsız civa doygunluğu eğrisinin çizilmesi (Pittman, 1992, 2001) ile apeks noktasının varlığından elde edilmiştir. Bu dağılım, boşlukların düzensiz dağılım sergilemesine neden olmakla birlikte mikroboşlukların birbirine bağlanarak oldukça büyük boşluk boğazları meydana getirmesi ile anlaşılmıştır. Ayrıca, Pittman (2001) ampirik denklemleri kullanılarak hesaplanan boşluk boğaz çapları, bu denklemlerin travertenler için fazla güvenilir olmadığını göstermektedir. Bunun için herhangi bir civa doygunluğunda hesaplanan ile ölçülen boşluk boğaz çaplarının birbirine denk düştüğüne bakmak daha doğru olacaktır. Teras çeperinde oluşan kristalin kabuk % 45 civa doygunluğunda hemen hemen aynı boşluk boğaz çapları (0.4) sergilemiştir. Bataklık havuz fasiyesi koyu renkli mikrit litotipinde ise % 15 civa doygunluğunda hemen hemen aynı boşluk

boğaz çapları (1.5 µm) ortaya çıkmıştır. Hesaplanan ve ölçülen boşluk boğaz çapı, eski toprak seviyesinde en iyi trendi göstermektedir. Böylece, bu denklemlerin daha çok kumtaşı gibi silisiklastik kayalarda daha iyi kullanıldığını göstermektedir. Koyu kahve renkli eski toprak seviyesinde % 50 civa doygunluğunda hemen hemen aynı boşluk boğaz çapları (0,3 µm) ortaya çıkmıştır. Bu durum, teras çeperinde oluşan kristalin kabuk ile koyu kahve renkli eski toprak seviyesinin aynı boşluk özellikleri sergilediğini gösterir. Teras çeperinde oluşan kristalin kabuk litotipinde CO<sub>2</sub> gaz çıkışı ve çökeltim oranı, düz yamaç fasiyesine göre fazla olduğu için boşluk boğaz çapları bu fasiyeste çok küçük olabilir. Fakat koyu renkli mikrit, düz yamaç fasiyesindeki kristalin kabuk ve eski toprak seviyesi aynı boşluk boğaz çapları hemen hemen sergilemiştir. Bu durum, bu üç fasiyesin gelişiminin birbirine yakın olduğunu göstermektedir. Hidrostatik basıncın fazla olmasından dolayı kaynağın aniden yer değiştirmesi düz yamaç fasiyesinin arasına eski toprak seviyelerin yerleşmesine neden olmuştur ve koyu renkli mikrit litotipi de bu düz yamaç fasiyesini üzerlemiştir. Eski toprak seviyesi, muhtemelen düz yamaç fasiyesindeki kristalin kabuk litotipinin diyajenetik olarak değişmesine de neden olmuştur. Örneğin, çok kısa zamanda spar kristalleri mikrit kristallerine dönüştüğünde, kristalin kabuk içerisinde olduğundan daha fazla boşluklar gözlenmiş olabilir. Bu düz yamaç fasiyesinde sık aralıklarla meydana gelen aşınma yüzeyleri, birçok boşluk boğazların oluşmasına olanak sağlamıştır. Diğer yandan, teras çeperinde devamlı olarak kalsiyum karbonat çökeltimi devam etmiştir. Kaynak suyunda herhangi bir kesilme meydana gelmemiş ve daha sıkı, boşluksuz yapı meydana gelmiştir.

J.MicroVision 1.27 görüntü analiz programı kullanılarak boşluk türleri, boşluk şekli ile ilişkilendirilmiştir. Bunun sonucunda dikdörtgensellik ve ovallik değerleri, bağlantılı gözlü ve enine kesilen kamış biyomoldik boşluklar da çok yüksek olarak saptanmıştır. Ancak dik kesilen kamış biyomoldik boşluklar, enine kesilen kamış biyomoldik boşluklardan daha düşük ovallik ve yüksek uzama değerlikleri ile ayırt edilmektedir. Enine kesilen kamış biyomoldik ve bağlantılı gözlü boşluklarda katılık ve dışbükeylik, düşük değerler sergilemektedir. Organik porozite, diğer boşluklardan en düşük ovallik ve dikdörtgensellik değerleri sergilerken, çok yüksek katılık ve dışbükeylik değerleri sergilediği ortaya çıkmıştır.

Arama (exploration) mühendisleri, örtü kayaların sızdırma kapasitesini değerlendirmek için civa enjeksiyon verisinden elde edilen boşluk boyutu ile

ilgilenmişlerdir (Smith, 1966; Berg, 1975; Pittman, 2001). Yer değiştirme basıncı ve apeks noktasına denk dūřen boşluk boğaz çapı, civa enjeksiyon testlerinden elde edilebilmektedir (Pittman, 1992, 2001). Yer değiştirme basıncı, bu kılcal boşluklar içerisinde tutulan hidrokarbonun göçmesi için belirlenen basınç olarak tanımlanmıştır. Fakat, bu çalışmada yer değiştirme basıncı civa enjeksiyon eğrilerinden tespit edilememiştir. Pittman (2001) tarafından ortaya atılan amprik denklemler kullanılarak her bir litotipin boşluk boğaz çapı ve yer değiştirme, eřik, apeks noktasına karşılık gelen boşluk boğaz boyutu hesaplanmıştır. Bu boşluk boğaz çapına denk dūřen kapiler basınç ise yer değiştirme basıncını ifade etmektedir. Buna göre, kristalin kabuk, koyu renkli mikrit ve eski toprak seviyelerinde yer değiştirme basıncı sırasıyla 183, 93 ve 160 psia olarak hesaplanmıştır. Bir diğer koyu renkli mikrit litotipinde yerdeğiştirme basıncı 840 psia olarak belirlenmiştir. Bu çalışmada hesaplanan ve ölçülen boşluk boğaz boyutu eski toprak seviyesinde en iyi trendi göstermesinden dolayı yer değiştirme basıncı % 16 civa doygunluğuna denk dūřen basınç olarak tanımlanmıştır. Schowalter (1979) tarafından silisiklastik kumtaşlarında yerdeğiştirme basıncı % 10 civa doygunluğuna denk dūřen basınç olarak tanımlanırken, bu çalışmada traverten okellerinde yerdeğiştirme basıncı, % 16 civa doygunluğuna denk dūřen basınç olarak belirlenmiştir. Daha güvenilir sonuçlar elde etmek için birçok veri üzerinden travertenlere özgü denklemler retilabilir veya Winland sınıflamasındaki denklemlerin kullanılabileceği dūřnlmřtr. Yerdeęiřtirme basıncının, büyük boşluk boğazlarından ziyade kk boşluk boğazlarında en büyük olduğu, Ahr (2008) tarafından ispat edilmiştir. Rezervuar kalitesi iyi olan kayaçların, düşük yerdeğiştirme basıncına sahip olduğu fark edilmiştir (Ahr, 2008 syf. 67). Yani, ıslatımlı faz doygunluğu % 50 ve yerdeğiştirme basıncı 20 psia olan kayaç ideal bir rezervuar kayaç özelliği taşımaktadır. Sneider (1988) tarafından rezervuar ve rezervuar olmayan kayaçlar, kapiler basınç özelliklerine göre birbirinden ayırt edilmiştir.

#### ***Rezervuar kayaçlar;***

- 300 psia'dan daha az kapiler basınçta boşlukların yaklaşık % 1 civa ile işgal edilmesi,
- 1000 psia'da boşlukların % 3'den fazla civa ile doygun olması (boşluk boğaz çapı da yaklaşık 0.01  $\mu$ m),

- 2000 psia'da 0.05  $\mu\text{m}$ 'den büyük boşluk boğaz çapları ve % 3'den fazla civa doygunlukları elde edilmeli,
- Yer değiştirme basıncı ise genellikle 100 psia'dan daha az olması gerektiğini ortaya atmışlardır. Diğer yandan;

***Rezervuar olmayan kayaçlar;***

- 500 psia'dan daha fazla kapiler basınçta boşlukların yaklaşık % 1 civa ile işgal edilmesi,
- 1000 psia'da boşlukların % 2 civa ile doygun olması (boşluk boğaz çapı yaklaşık 0.1  $\mu\text{m}$ ),
- 2000 psia'da % 50'den fazla 0.05  $\mu\text{m}$ 'den daha küçük boşluk boğaz çapları ve % 3'den daha az civa doygunlukları elde edilmeli,
- Kayaçlar, analiz esnasında çatlamadığında 100 psia'dan daha fazla yer değiştime basınçları tespit edilmiştir.

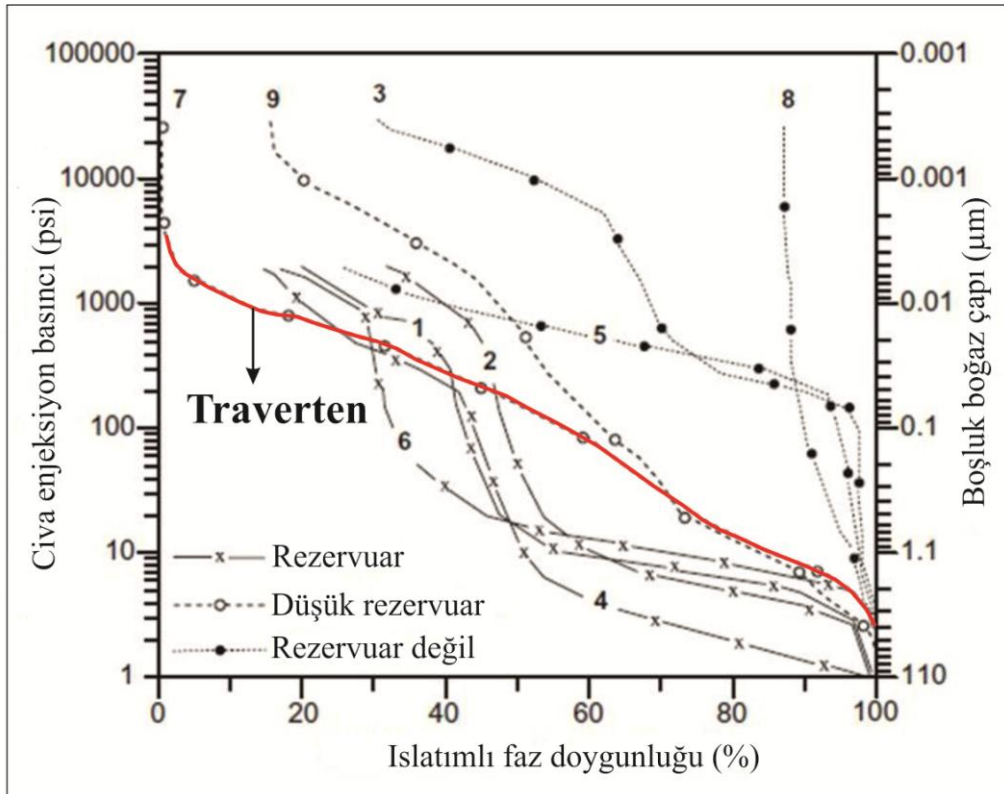
Bu çalışmada hesaplanan yer değiştirme basıncı 160 psia olan eski toprak seviyesinin 41,1 ile 320 psia arasında kapiler basınç ve % 1-26 civa doygunluk değerlerine denk düştüğü saptanmıştır. Diğer yandan, hesaplanan yer değiştirme basıncı 93 psia olan koyu renkli mikrit litotipinin 36 ile 322 psia arasında kapiler basınç ve % 1-22 civa doygunluk değerleri sergilediği belirlenmiştir. Buna göre civa enjeksiyonu testi uygulanan dört örnekten sadece ikisinin hazne kaya olma özelliğine yakın değerler sergilediği fark edilmiştir. Ancak bu yorumlama, ıslatımlı civa doygunluk değerlerine karşı uygulanan kapiler basınç değerleri baz alınarak yapılmıştır. Bu çalışmada ıslatımsız civa doygunluk değerlerinin kullanılmasından dolayı Sneider (1988) tarafından ortaya atılan kriterler ile bu çalışmada belirlenen kriterlerin çok fazla uyuşmadığı fark edilmiştir. Ama yine de koyu renkli mikrit ve eski toprak seviyesi düşük yer değiştirme basıncına sahip olmasından dolayı, kısmen hazne kaya özelliği sergileyebilmektedir.

Lucia (1983), gözlü porozite olmayan kayaçlarda tane boyutunun civa testlerinden elde edilen yer değiştirme basıncı ile ilişkilendirilebileceğini ispat etmiştir. Çünkü yer değiştirme basıncının en büyük, iyi bağlanmış boşlukları ifade ettiğini düşünmüştür. Yer değiştirme basıncı en büyük boşluk boyutunu karakterize etmesine ve büyük ölçüde poroziteden bağımsız olmasına karşın, kapiler basınç eğrisinde en küçük boşluk boyutunu karakterize ettiğini ve tane arası poroziteye bağlı olduğunu



ortaya atmıştır (Lucia, 1983). Diğer yandan apeks noktası, bir rezervuar kayacın (hazne kaya) aslında örtü kaya olduğunu ifade etmektedir. Kapiler basınç tarafından bölünen civa doygunluğuna karşı civa doygunluk eğrisi çizilerek, eğrinin sergilediği tepe noktasının genişliği apeks noktası olarak adlandırılmıştır. Böylece, düz yamaç fasiyesinde kristalin kabuk litotipinin hazne kaya yerine örtü kaya özelliği sergilediği ortaya çıkmıştır.

Bliefnick ve diğ. (1990) tarafından ıslatımlı civa doygunluğuna karşı kapiler basınç grafiği çizilmiştir. İyi rezervuar özelliğine sahip kayaçlar, düşük kapiler basınç altında yüksek petrol doygunluğuna sahip olduğu gözlemlenmiştir. Buna karşılık rezervuar kalitesi düşük olan kayaçlar ise, çok yüksek basınçlarda çok düşük petrol doygunluğuna sahip olduğu fark edilmiştir. Rezervuar olmayan kayaçlar da çok yüksek basınçlarda bile yüksek su doygunluğuna ve düşük petrol doygunluğuna sahip olduğu araştırmacılar tarafından ortaya atılmıştır (Ahr, 2008). Buna göre, bu çalışmada traverten çökelleri, düşük rezervuar özelliğini temsil eden eğriye daha benzer bir eğri trendi gösterdiği ortaya çıkmaktadır (Şekil 7.1).



Şekil 7.1: Walker Creek bölgesindeki Jura yaşlı Smackover kayaçlarından alınan MICP ölçümlerine göre elde edilen kapiler basınç eğrisi. Bu çalışmada tespit edilen civa enjeksiyon eğrisinin şekli, kırmızı çizgi ile çizilen eğriye benzemektedir (Bliefnick ve diğ., 1990'dan uyarlanmıştır).

## KAYNAKLAR

- Adolphe, J.P., Hourimeche, A., Loubiere, J.F., Paradas, J., Soleilhavoup, F.,** 1989. The carbonate formations of bacterial origin – continental formations from North Africa. *Bulletin de la Societe Geology de France*, **5**, 55 – 62.
- Adolphe, J.P.,** 1991. Microorganisms and carbonated sediments in continental formations in North Africa. *Journal of African Earth Sciences*, **12**, 397 – 497.
- The American Heritage Dictionary of the English Language**, 3rd Edition (1992). Houghton Mifflin, Boston. Electronic version licensed from INSO Corporation.
- Ahr, W.M.,** 2008. Geology of Carbonate Reservoirs: The identification, description, and characterization of hydrocarbon reservoirs in carbonate rocks. Book, Wiley publication, 60 -100.
- Ahr, W.M.,** 2008. A new genetic classification of carbonate porosity and its application to reservoir characterization. [www. searchanddiscovery.com](http://www.searchanddiscovery.com/article(40308)) article (40308).
- Alçiçek, H., Varol, B., Özkul, M.,** 2007. Sedimentary facies, depositional environments and palaeogeographic evolution of the Neogene Denizli Basin, SW, Anatolia, Turkey. *Sedimentary Geology*, **202**, 596 – 637.
- Allen, E.T. and Day, A.L.,** 1935. Hot springs of Yellowstone National Park. *Carnegie Institute Washington Public*, **466**, 525.
- Alonso-Zarza, A.M., Tanner, L.H.,** 2010. Carbonate in continental settings, facies, environments and processes. *Developments in Sedimentology, Elsevier, Amsterdam*, **61**, 1 – 224.
- Altunel, E., Hancock, P.L.,** 1993. Morphological features and tectonic setting Quaternary travertines at Pamukkale, Western Turkey. *Geological Journal*, **28**, 335 – 346.
- Altunel, E., Karabacak, V.,** 2005. Determination of horizontal extension from fissure-ridge travertines: a case study from the Denizli Basin, SW, Turkey. *Gedinamica Acta*, **18**, 333 – 342.
- Anderson, R.Y., Dean, W.E.,** 1988. Lacustrine varve formation through time. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, **62**, 215 – 235.
- Andrews, J.E., Brasier, A.T.,** 2005. Seasonal records of climatic change in annually laminated tufas: short review and future prospects. *Journal of Quaternary Science*, **20**, 411 – 421.

- Andrews, J.E.**, 2006. Paleoclimatic records from stable isotopes in riverine tufas: synthesis and review. *Earth-Science Reviews*, **75**, 85-104.
- Anzalone, E., Ferreri, V., Sprovieri, M., D'Argenio, B.**, 2007. Travertines as hydrologic archives: the case of the Pontecagnano deposits (Southern Italy). *Advances in Water Resources*, **30**, 2159 – 2175.
- Arenas, C., Gutierrez, F., Osacar, C., Sancho, C.**, 2000. Sedimentology and geochemistry of fluvio-lacustrine tufa deposits controlled by evaporite solution subsidence in the central Ebro Depression, NE Spain. *Sedimentology*, **47**, 883 – 909.
- Arenas-Abad, C., Vazquez-Urbez, M., Pardo-Tirapu, G., Sancho-Marcen, C.**, 2010. Fluvial and associated carbonate deposits. In: Alonso-Zarza, A.M., Tanner, L.H. (Eds), *Continental Settings: Facies, Environments and Processes. Developments in Sedimentology*, **61**, Elsevier, Amsterdam, 133 – 176.
- Arp, G., Wedemeyer, N., Reitner, J.**, 2001. Fluvial tufa formation in a hard water creek. *Facies*, **44**, 1 – 22.
- Aslanian, D., Moulin, M., Olivet, J., Unternehr, P., Matias, L., Bache, F., Rabineau, M., Nouzej, H., Klingelhoefer, F., Contrucci, I., Labails, C.**, 2009. Brazilian and African passive margins of the Central Segment of the South Atlantic Ocean: Kinematic constraints. *Tectonophysics*, **468**, 98 – 112.
- Bargar, K.E.**, 1978. Geology and thermal history of Mammoth hot springs, Yellowstone National Park, Wyoming. *United States Geological Survey Bulletin*, **1444**, 55.
- Bathurst, R.G.C.**, 1966. Boring algae, micrite envelopes and lithification of molluscan biosparites. *Geological Journal*, **5**, 15 -32.
- Berg, R. R.**, 1975. Capillary pressure in stratigraphic traps. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 59, p. 939-956.
- Bliefnick, D.M., Kaldi, J.G., Bissmeyer, S.K., Dang, T.T.**, 1990. Multidisciplinary reservoir description, Walker Creek Field, Columbia ve Lafayette Counties, Arkansas. The Integration of Geology, Geophysics, Petrophysics ve Petroleum Engineering in Reservoir Delineation, Description ve Management. Proceedings of the 1st Archie Conference, Houston, Texas, Tulsa, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 440 - 441.
- Bozkurt, E., Oberhansli, R.**, 2001. Menderes massif (Western Turkey): structural, metamorphic and magmatic evolution – a synthesis. *International Journal of Earth Sciences*, **89**, 679 – 708.
- Brasier, A.T.**, 2011. Searching for travertines, calcretes and speleothems in deep time: Processes, appearances, predictions and the impact of plants. *Earth-Science Reviews*, **104**, 213-239.
- Brogi, A.**, 2004. Faults linkage, damage rocks and hydrothermal fluid circulation: Tectonic interpretation of the Rapolano Terme travertines (Southern Tuscany, Italy) in the context of Northern Apennines Neogene - Quaternary extension. *Eclogae Geologicae Helveticae*, **97**, 307 – 320.

- Brogi, A., Capezzuoli, E., Buracchi, E., Branca, M.,** 2012. Tectonic control on travertine and calcareous tufa deposition in a low-temperature geothermal system (Sarteano, Central Italy). *Journal of the Geological Society*, **169**, 461 – 476.
- Buckley, H.E.,** 1951. *Crystal Growth*. Wiley, London, 359.
- Buczynski, C., Chafetz, H.C.,** 1991. Habit of bacterially induced precipitates of calcium carbonate and the influence of medium viscosity on mineralogy. *Journal of Sedimentary Petrology*, **61**, 221 – 233.
- Büyüktutku, A.G., Sari, A., Karaçam, A.,** 2005. The reservoir potential of the Eocene carbonates in the Bolu Basin, West of Turkey. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, **49**, 79-91.
- Büyüktutku, A.G.,** 2009. Reservoir properties of Karaisalı Formation in the Adana Basin, Southern Turkey. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, **65**, 33 - 44.
- Calvet, F.,** 1982. Constructive micrite envelope developed in vadose continental environment in Pleistocene eolianites of Mallorca (Spain). *Acta Geologica Hispanica*, **17**, 169 – 178.
- Cantrell, D.L., Hagerty, R.M.,** 1999. Microporosity in Arab Formation Carbonates, Saudi Arabia. *GeoArabia*, **4**, 129 - 154.
- Capezzuoli, E., Gandin, A.,** 2005. Facies distribution and microfacies of thermal-spring travertine from Tuscany. In: Özkul, M., Yağız, S., Jones, B. (Eds), *Proceedings of the 1st International symposium on travertine*. Kozan Ofset Matbaacılık San. ve Tic. Ltd. Sti. Ankara. 43 – 49.
- Casanova, J.,** 1986. East African rift stromatolites. *Geological Society of London Special Publication*, **25**, 201-2010.
- Chafetz, H.S., Meredith, J.C.,** 1983. Recent travertine pisoliths (pisoids) from Southeastern Idaho, U.S.A. In: *Coated Grains*, 450 – 455, Springer-Verlag, Berlin.
- Chafetz, H.S., Folk, R.L.,** 1984. Travertines: Depositional morphology and bacterially constructed constituents. *Sedimentary Petrology*, **54**, 289 - 316.
- Chafetz, H.S.,** 1986. Marine peloids: a product of bacterially induced precipitation of calcite. *Journal of Sedimentary Petrology*, **56**, 812-817.
- Chafetz, H.S., Rush, P.F., Utech, N.M.,** 1991. Microenvironmental controls on mineralogy and habit of CaCO<sub>3</sub> precipitates: an example from an active travertine system. *Sedimentology*, **38**, 107-126.
- Chafetz, H.S., Utech, N.M., Fithmaurice, S.P.,** 1991. Differences in the  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^{13}\text{C}$  signatures of seasonal laminae comprising travertine stromatolites. *Journal of Sedimentary Petrology*, **61**, 1015 – 1028.
- Chafetz, H.S., Lawrence, R.,** 1994. Stable isotopic variability within modern travertines. *Geographie Physique et Quaternaire*, **48**, 257 – 272.
- Chafetz, H.S., Guidry, S.A.,** 1999. Bacterial shrubs, crystal shrubs, and ray-crystal shrubs: bacterial vs. Abiotic precipitation. *Sedimentary Geology*, **126**, 57 - 74.

- Chafetz, H.S., Guidry, S.A.,** 2003. Deposition and diagenesis of Mammoth Hot Springs travertine, Yellowstone National Park, Wyoming, U.S.A. *Canada Journal Earth Science*, **40**, 1515 - 1529.
- Claes, H.,** 2011. Petrology of travertine quarry ECE, Denizli basin Turkey, with emphasis on microporosity. *Masterthesis ad K. U. Leuven*, 1 - 175 (yayımlanmamış).
- Clausing, A., Boy, J.A.,** 2000. Lamination and primary production in fossil lakes: relationship to paleoclimate in the Carboniferous-Permian transition. *Geological Society (London) Special Publication*, **181**, 5 – 16.
- Çakır, Z.,** 1999. Along-strike discontinuities of active normal faults and its influence on Quaternary travertine deposition; examples from western Turkey, *Turkish Journal of Earth Sciences*, **8**, 67 – 80.
- Dandurand, J.L., Gout, R., Hoefs, J., Menschel, G., Schott, J., Usdowski, E.,** 1982. Kinetically controlled variations of major components and carbon and oxygen isotopes in a calcite – precipitating spring. *Chemical Geology*, **36**, 299 – 315.
- Das, S., Mohanti, M.,** 1997. Holocene microbial tufas: Orissa state, India. *Carbonates and Evaporites*, **12**, 204 – 219.
- De Filippis, L., Billi, A.,** 2012. Morphotectonics of fissure ridge travertines from geothermal areas of Mammoth Hot Springs (Wyoming) and Bridgeport (California). *Tectonophysics*, **548 – 549**, 34 – 48.
- Deocampo, D.M.,** 2010. On the geochemistry of continental carbonates. In: Alonso-Zarza, A.M., Tanner, L.H. Carbonates in Continental Settings: Geochemistry, Diagenesis and applications. *Developments in Sedimentology, Elsevier, Amsterdam*, **62**, 1-60.
- Doherty, R.D.,** 1975. Dendritic growth. In: Crystal growth (Ed.B.R. Pamplin). *Pergamon, New York*, 485 – 520.
- Emeis, K.C., Richnow, H., Kempe, S.,** 1987. Travertine formation in Plitvice National Park, Yugoslavia. *Sedimentology*, **34**, 595 – 609.
- Emig, W.H.,** 1918. Mosses as rock builders. *Bryologist*, **21**, 55 – 59.
- Erdoğan, B., Güngör, T.,** 2004. The problem of core-cover boundary of the Menderes massif and an emplacement mechanism for regionally extensive gneissic granites, Western Anatolia (Turkey). *Turkish Journal of Earth Science*, **13**, 15 – 36.
- Fabricius, F.H.,** 1966. Origin of marine ooids and grapestones. *Contributions to Sedimentology*, **7**, 1 – 113.
- Faccenna, C., Funicello, R., Montone, P., Parotto, M., Voltaggio, M.,** 1994. Late Pleistocene strike-slip tectonics in the Acque Albulae basin (Tivoli, Latium). *Descrittive della Carta Geologica d'Italia*, **49**, 37 – 50.
- Flügel, E.,** 2004. Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Application. *Springer*, 114 -120.

- Folk, R.L.**, 1962. Spectral subdivision of limestone types. In: W. E. Ham (ed.), *Classification of Carbonate Rocks. American Association of Petroleum Geologists*, 62 – 84.
- Folk, R.L., Chafetz, H.S., Tiezzi, A.**, 1985. Bizarre forms of depositional and diagenetic calcite in hot-spring travertines, central Italy. *Society for Sedimentary Geology Special Publication*, **36**, 349 - 369.
- Ford, T.D., Pedley, H.M.**, 1996. A review of tufa and travertine deposits of the world. *Earth Science Review*, **41**, 117 - 175.
- Fouke, B.W.**, 2011. Hot-Spring systems geobiology: abiotic and biotic influences on travertine formation at Mammoth Hot Springs, Yellowstone National Park, USA. *Sedimentology*, **58**, 170-219.
- Freytet, P., Verecchia, E.P.**, 1999. Calcitic radial palisadic fabric in freshwater stromatolites: diagenetic and recrystallized feature or physicochemical sinter crust? *Sedimentary Geology*, **126**, 97 – 102.
- Friedman, G.M., and Sanders, J.E.**, 1971. Micrite envelopes of carbonate grains are not exclusively of photosynthetic algal origin. *Sedimentology*, **16**, 89 – 96.
- Glenn, C.R., Kelts, K.**, 1991. Sedimentary rhythms in lake deposits. In: Einsele, G., Ricken, W., and Seilacher, A. (Eds), *Cycles and Events in Stratigraphy. Springer-Verlag, New York*, 188 – 221.
- Glover, C., Robertson, A.H.**, 2003. Origin of tufa (cool-water carbonate) and related terraces in the Antalya area, SW Turkey. *Geological Journal*, **38**, 329-358.
- Gonfiantini, R., Panichi, C., Tongiorgi, E.**, 1968. Isotopic disequilibrium in travertine deposition. *Earth and Planetary Science Letters*, **5**, 55 – 58.
- Gonzalez, L.A., Lohmann, K.C.**, 1988. Controls on mineralogy and composition of spelean carbonates: Carlsbad Caverns, New Mexico. In: James, N.P., Choquette, W. (Eds), *Paleokarst. Springer, New York*, 81 – 101.
- Goth, K., De Leeuw, J.W., Püttmann, W., Tegelaar, E.W.**, 1988. Origin of messel oil shale kerogen. *Nature*, **336**, 759 – 761.
- Gruszka, B.**, 2007. The Pleistocene glaciolacustrine sediments in the Belchatow mine (central Poland): endogenic and exogenic controls. *Sedimentary Geology*, **193**, 93 – 104.
- Guo, L., Riding, 1992.** Microbial micritic carbonate in uppermost Permian reefs, Sichuan Basin, Southern China: some similarities with recent travertines. *Sedimentology*, **39**, 37-53.
- Guo, L.**, 1993. Fabrics and facies of Quaternary travertines, Rapolano Terme, central Italy. *Phd Thesis, University of Wales, Cardiff*, 237.
- Guo, L., Riding, 1994.** Origin and diagenesis of Quaternary travertine shrub fabrics, Rapolano Terme, central Italy. *Sedimentology*, **41**, 499 - 520.
- Guo, L., Andrews, J., Riding, R., Dennis, P., Dresser, Q.**, 1996. Possible microbial effects on stable carbon isotopes in hot-spring travertines. *Journal of Sedimentary Research*, **66**, 468 - 473.



- Guo, L., Riding, R.,** 1998. Hot-spring travertine facies and sequences, Late Pleistocene, Rapolano Terme, Italy. *Sedimentology*, **45**, 163 - 180.
- Harrington, E.R.,** 1948. Craters and crater springs of the Rio Salado. *Journal of Geology*, **56**, 182 – 185.
- Herman, J., Lorah, M.,** 1987. CO<sub>2</sub> outgassing and calcite precipitation in Falling Spring Creek, Virginia, U.S.A. *Chemical Geology*, **62**, 251 – 262.
- Herman, J., Lorah, M.,** 1988. Calcite-precipitation rates in the field: measurement and prediction for a travertine-depositing stream. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **52**, 2347 – 2355.
- Hille, M., Rau, H., and Schlipf, J.,** 1958. Concerning the crystallographic orientation of salt dendrites growth and perfection of crystals. In: Growth and perfection of crystals (Eds R.H. Doremus, B.W. Roberts and D. Turnbull). *Wiley, New York*, 325 – 331.
- Horvatincic, N., Baresic, J., Özkul, M., Gökgöz, A.,** 2005. Isotopic and geochemical investigation of tufa in Denizli province, Turkey. *Proceedings of 1st International Symposium on travertine*. September 21 – 25, 2005. Pamukkale University, Denizli, Turkey, 162 – 170.
- Irion, G., Muller, G.,** 1968. Mineralogy, petrology, and chemical composition of some calcareous tufa from the Schwabische Alb, Germany. In: Müller, G., Friedman, G.M. (Eds), *Recent Developments in Carbonate Sedimentology in Central Europe*. Springer, Berlin, 157 – 171.
- Jacobson, R.L., Usdowski, E.,** 1975. Geochemical controls on a calcite precipitating spring. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **51**, 65 – 74.
- Jones, B., Kahle, C.F.,** 1986. Dendrite calcite crystals formed by calcification of algal filaments in a vadose environment. *Journal of Sedimentary Petrology*, **56**, 217 - 27.
- Jones, B.,** 1987. The alteration of sparry calcite crystals in a vadose setting, Grand Cayman Island. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **24**, 2292 – 2304.
- Jones, B.,** 1989. Syntaxial overgrowths on dolomite crystals in the Bluff Formation, Grand Cayman, British West Indies. *Journal of Sedimentary Petrology*, **59**, 839 – 847.
- Jones, B.,** 1994. Diagenetic processes associated with plant roots and microorganisms in karst terrains of the Cayman islands, British West Indies. Diagenesis, IV. *Developments in Sedimentology*, 51.
- Jones, B., Peng, X.,** 2012. Intrinsic versus extrinsic controls on the development of calcite dendrite bushes, Shuzhishi Spring, Rehai geothermal area, Tengchong, Yunnan Province, China. *Sedimentary Geology*, **249-250**, 45-62.
- Jones, B., Renaut, R.W.,** 1995. Noncrystallographic dendrites from hot-spring deposits at Lake Bogoria, Kenya. *Journal of Sedimentary Research*, **65**, 154-169.
- Jones, B., Renaut, R.W., Rosen, M.R.,** 2000. Trigonal dendritic calcite crystals forming from hot spring waters at Waikite, North Island, New Zealand. *Journal of Sedimentary Research*, **70**, 586 – 603.

- Jones, B., Renaut, R.W., Owen, R.B., Torfason, H.,** 2005. Growth patterns and implications of complex dendrites in calcite travertines from Iceland. *Sedimentology*, **52**, 1277-1301.
- Jones, B., Renaut, R.W.,** 2008. Cyclic development of large, complex calcite dendrite crystals in the Clinton travertine, Interior British Columbia, Canada. *Sedimentary Geology*, **203**, 17-35.
- Jones, B., Renaut, R.W.,** 2010. Calcareous spring deposits in continental settings. *Development in Sedimentology*, **61**, 177 – 274.
- Jones, B., Pemberton, S.G.,** 1987a. The role of fungi in the diagenetic alteration of spar calcite. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **24**, 903-914.
- Jones, B., Pemberton, S.G.,** 1987b. Experimental formation of spiky calcite through organically mediated dissolution. *Journal of Sedimentary Petrology*, **57**, 687 – 694.
- Julia, R.,** 1983. Travertines. In: Scholle, P.A., Bebout, D.G., Moore, C.H. (Eds), Carbonate Depositional Environments. *American Association of Petroleum Geologists*, **33**, 64 – 72.
- Kahle, C.F.,** 1977. Origin of subaerial Holocene calcareous crusts: role of algae, fungi and sparmicritisation. *Sedimentology*, **24**, 413 – 435.
- Katz, A. J., A. H. Thompson,** 1987. Prediction of rock electrical conductivity from mercury injection measurements. *Journal of Geophysical Research*, **92**, 599-607.
- Kaymakçı, N.,** 2006. Kinematic development and paleostress analysis of Denizli Basin (W Turkey): implications of spatial variation of relative paleostress magnitudes and orientations. *Journal of Asian Earth Sciences*, **27**, 207 – 222.
- Keighin, C.W.,** 1997. Physical properties of clastic reservoir rocks in the Uinta, Wind River, and Anadarko Basins, as determined by mercury injection porosimetry. U.S. Geological Survey Bulletin, 2146-G.
- Keith, H.D., Padden, F.J.,** 1964. Spherulitic crystallization from the melt I. Fractionation and impurity segregation and their influence crystalline morphology. *Journal of Applied Physics*, **35**, 1270-1285.
- Kele, S., Özkul, M., Forizs, I, Gökgöz, A., Baykara, M.O., Alçıçek, M.C., Nemeth, T.,** 2011. Stable isotope geochemical study of Pamukkale travertines: New evidences of low-temperature non-equilibrium calcite-water fractionation. *Sedimentary Geology*, **238**, 191 – 212.
- Kempe, S., Emeis, K.,** 1985. Carbonate chemistry and the formation of Plitvice lakes. *Paleontology Institute Hamburg University (SCOPE/UNEP Sonderbd)*, **58**, 351 – 383.
- Kitano, Y.,** 1963. Geochemistry of calcareous deposits found in hot springs. *Journal of Earth Science*, **11**, 68-100.
- Klappa, C.F.,** 1979. Calcified filaments in Quaternary calcretes: organo-mineral interactions in the subaerial vadose environment. *Journal of Sedimentary Petrology*, **49**, 955-968.

- Knox, G.J.**, 1977. Caliche profile formation, Saldanha Bay (South Africa), *Sedimentology*, **24**, 657 – 674.
- Koban, C.G., Schweigert, G.**, 1993. Microbial origin of travertine fabrics – two examples from southern Germany. *Facies*, **29**, 251 – 264.
- Kobluk, D.R., Kahle, C.F.**, 1978. Geologic significance of boring and cavity-dwelling marine algae. *Canadian Petroleum Geology Bulletin*, **26**, 362 – 379.
- Koçyiğit, A.**, 2005. 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**, 167 – 208.
- Koşun, E.**, 2012. Facies characteristics and depositional environments of Quaternary tufa deposits, Antalya, SW Turkey. *Carbonate Evaporites*, DOI 10.1007/s13146-012-0089-2.
- Krumbein, W.E., Giele, C.**, 1979. Calcification in a coccoid cyanobacterium associated with the formation of desert stromatolites. *Sedimentology*, **26**, 593 – 604.
- Land, L.S.**, 1970. Phreatic versus vadose meteoric diagenesis of limestones: evidence from a fossil water table. *Sedimentology*, **14**, 175-185.
- Liu, Z., Li, H., You, C., Wan, N., Sun, H.**, 2006. Thickness and stable isotope characteristics of modern seasonal climate-controlled sub-annual travertine lamina in a travertine-depositing stream at Baishuitai, SW China: implications for paleoclimate change. *Environmental Geology*, **51**, 257 – 265.
- Lloyd, R.M.**, 1971. Some observations on Recent sediment alteration (micritisation) and the possible role of algae in submarine cementation. In : *Carbonate Cements*. Johns Hopkins Univ. Stud. Geol. **19**, 72 – 79.
- Lofgren, G.**, 1974. An experimental study of plagioclase crystal morphology, Isothermal crystallization. *American Journal of Science*, **274**, 243-273.
- Lonoy, A.**, 2006. Making Sense of Carbonate Pore Systems. *AAPG Bulletin*, **90**, 1381-1405.
- Love, K.M., Chafetz, H.S.**, 1988. Diagenesis of laminated travertine crusts, Arbuckle Mountains, Oklahoma. *Journal of Sedimentary Petrology*, **58**, 441-445.
- Lucia, F.J.**, 1983. Petrophysical parameters estimated from visual description of carbonate rocks: a field classification of carbonate pore space. *Journal of Petroleum Technology*, **35**, 626-637.
- Lucia, F.J.**, 1995. Rock-Fabric/Petrophysical Classification of Carbonate Pore Space for Reservoir Characterization. *American Association of Petroleum Geologists*, **79**, 1275-1300.
- Lucia, F.J.**, 1999. Carbonate Reservoir Characterization. Berlin, *Springer-Verlag*, 0 - 226.
- Lucia, F.J.**, 2007. Carbonate Reservoir Characterization, An integrated approach, 2nd Edition, *Springer*, pp. 336.

- Lukas, K.J.**, 1973. Taxonomy and ecology of the endolithic microflora of reef corals with a review of the literature on endolithic microphytes. *Ph.D.thesis*, University of Rhode Island.
- Margolis, S., Rex, R. W.**, 1971. Endolithic algae and micrite envelope formation in Bahamian oolites as revealed by scanning electron microscopy, *Geological Society of America Bulletin*, **82**, 843 – 852.
- Matsuoka, J., Kano, A., Oba, T., Watanabe, T., Sakai, S., Seto, K.**, 2001. Seasonal variation of stable isotopic compositions recorded in a laminated tufa, SW Japan. *Earth and Planetary Science Letters*, **192**, 31-44.
- Middleton, G.V.**, 2003. Encyclopedia of sediments and sedimentary rocks. In *Encyclopedia of Earth Sciences series*, Springer, 789.
- Minissale, A., Kerrick, D.M., Magro, G., Murrell, M.T., Paladini, M., Rihs, S., Sturchio, N.C., Tassi, F., Vasselli, O.**, 2002. Geochemistry of Quaternary travertines in the region north of Rome (Italy): structural, hydrologic and paleoclimatic implications. *Earth and Planetary Science Letters*, **203**, 709 – 728.
- Moshier, S.O.**, 1989. Microporosity in Micritic Limestone: a review. *Sedimentary Geology*, **63**, 191-213.
- Murray, R.C.**, 1960. Origin of porosity in carbonate rocks. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 30, no. 1, pp. 59-84.
- Nabawy, B.S., Geraud, Y., Rochette, P., Bur, N.**, 2009. Pore-throat characterization in highly porous and permeable sandstones. *AAPG Bulletin*, **93**, 719-739.
- O, Brien, G.R., Kaufman, D.S., Sharp, W.D., Atudorei, V., Parnell, R.A., Crossey, L.J.**, 2006. Oxygen isotope composition of annually banded modern and mid-Holocene travertine and evidence of paleomonsoon floods, Grand Canyon, Arizona, USA. *Quaternary Research*, **65**, 366 – 379.
- Okay, A.İ.**, 1989. Denizli'nin güneyinde Menderes masifi ve Likya naplarının jeolojisi. *Mineral Research and Exploration Institute of Turkey Bulletin (MTA)*, **109**, 45 – 58.
- Özkul, M.**, 2005. Travertine deposits of Denizli Extensional Basin in Western Turkey: a general review. *Proceedings of 1st International Symposium on travertine*, September 21 – 25, 2005. Pamukkale University, Denizli, Turkey, 18 – 24.
- Özkul, M., Gökgöz, A., Horvantincic, N.**, 2010. Depositional properties and geochemistry Holocene of perched springline tufa deposits and associated spring waters: A case study from the Denizli province, Western Turkey. In: Pedley, H.M. (ed.) *Tufas and Speleothems: Unravelling the Microbial and Physical Controls. The Geological Society of London, Special Publications*, **336**, 245 – 262.
- Özkul, M., Kele, S., Gökgöz, A., Shen, C-C., Jones, B., Baykara, M.O., Forizs, I., Nemeth, T., Chang, Y-W., Alçiçek, M.C.**, 2013. Comparison of the Quaternary travertine sites in the Denizli extensional basin based on their depositional and geochemical data. *Sedimentary Geology*, **294**, 179 – 204.

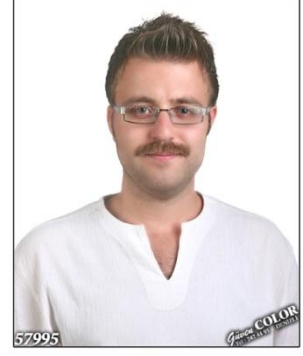
- Özkul, M., Varol, B., ve Alçiçek, M.C.,** 2002. Depositional environments and petrography of Denizli Travertines. *Maden Tetkik Arama Dergisi*, **125**, 13-29.
- Pache, M., Reitner, J., Arp, G.,** 2001. Geochemical evidence for the formation of a large Miocene travertine mound at a sublacustrine spring in a soda lake. *Facies*, **45**, 230 – 311.
- Panichi, C., Tongiorgi, E.,** 1975. Carbon isotopic composition of CO<sub>2</sub> from springs, fumaroles, mofettes, and travertines of central and southern Italy: a preliminary prospecting method of geothermal areas. *2nd Symposium on the Development and use of geothermal resources, proceedings, San Francisco, California*, 825.
- Pedley, H.M.,** 1990. Classification and environmental models of cool freshwater tufas. *Sedimentary Geology*, **68**, 143 – 154.
- Pedley, H.M.,** 1992. Freshwater (phytoherm) reefs : the role of biofilms and their bearing on marine reef cementation. *Sedimentary Geology*, **79**, 255 – 274.
- Pedley, H.M.,** 1994. Prokaryotic-microphyte biofilms and tufa : a sedimentological perspective. *Kaupia*, **4**, 45 – 60.
- Pentecost, A., Riding, R.,** 1986. Calcification in cyanobacteria. *Biomineralization of Lower Plants and Animals, Clarendon Press, Oxford*, 73 – 90.
- Pentecost, A.,** 1990. The formation of travertine shrubs: Mammoth Hot Springs, Wyoming. *Geological Magazine*, **127**, 159 – 168.
- Pentecost, A., Spiro, B.,** 1990. Stable carbon and oxygen isotope composition of calcites associated with modern freshwater cyanobacteria and algae. *Geomicrobiology Journal*, **8**, 17 – 26.
- Pentecost, A.,** 1995. The Quaternary travertine deposits of Europe and Asia Minor. *Quaternary Science Reviews*, **14**, 1005 – 1028.
- Pentecost, A.,** 2005. Travertine. *Springer-Berlin*, 392 – 394.
- Pittman, E.D.,** 1971. Microporosity in carbonate rocks. *American Association of Petroleum Geologists*, **55**, 1873-1881.
- Pittman, E.D.,** 1992. Relationship of porosity and permeability to various parameters derived from mercury injection-capillary pressure curves for sandstone. *American Association of Petroleum Geologists*, **76**, 191-198.
- Pittman, E.D.,** 2001. Estimating pore throat size in sandstones from routine core analysis data. *www. searchanddiscovery.com article (40009)*.
- Platt, N.H., Wright, V.P.,** 1992. Palustrine carbonates and the Florida Everglades: towards an exposure index for the freshwater environment? *Journal of Sedimentary Petrology*, **62**, 1058 – 1071.
- Purdy, E.G.,** 1968. Carbonate diagenesis : an environmental survey. *Geol Rom*, **7**, 183 - 228.
- Rainey, D.K., Jones, B.,** 2007. Rapid cold water formation and recrystallization of relict bryophyte tufa at the Fall Creek cold springs, Alberta, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **44**, 889 – 909.

- Riding, R.**, 2000. Microbial carbonates: the geological record of calcified bacterial-algal mats and biofilms. *Sedimentology*, **47**, 179 – 214.
- Robinson, R.B.**, 1966. Classification of reservoir rocks by surface texture. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **50**, 547-559.
- Roduit, N.**, 2006. J.Microvision: Image analysis toolbox for measuring and quantifying components of high-definition images. **Version 1.2.2.**, <http://www.jmicrovision.com>.
- Romero-Viana, L., Julia, R., Camacho, A., Vicente, E., Miracle, M.R.**, 2008. Climate signal in varve thickness: Lake La Cruz (Spain), a case study. *Journal of Paleolimnology*, **40**, 703 – 714.
- SantAnna, L.G., Riccomini, C., Rodrigues-Francisco, B.H., Sial, A.N., Carvalho, M.D., Moura, C.A.V.**, 2004. The paleocene travertine system of the Itaborai basin, Southeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **18**, 11 – 25.
- Schneider, J.**, 1976. Biological and inorganic factors in the destruction of limestone coasts. *Contributions to Sedimentology*.
- Scholle, P.A., Ulmer-Scholle, D.S.**, 2004. A color guide to the petrography of carbonate rocks: Grains, textures, porosity, diagenesis. *American Association of Petroleum Geologists*, **77**, 150 – 175.
- Schowalter, T. T.**, 1979. Mechanics of secondary hydrocarbon migration and entrapment. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **63**, 723 - 760.
- Schreiber, B.C., Smith, D., Schreiber, E.**, 1981. Spring peas from New York State: Nucleation and growth of the fresh water hollow oolites and pisolites. *Journal of Sedimentary Petrology*, **51**, 1341 – 1346.
- Smith, D. A.**, 1966. Theoretical considerations of sealing and non-sealing faults. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **50**, 363-374.
- Sneider, R.M.**, 1988. Practical petrophysics for exploration and development. Unpublished short course notes, Robert M. Sneider Exploration, Houston.
- Soete, J.**, 2011. Facies – development in the quarry FABER. Sedimentology, diagenesis and macro-porosity characterization. *Master thesis ad K. U. Leuven*, 1 – 140, (yayınlanmamış).
- Sözbilir, H.**, 2002. Revised stratigraphy and facies analysis of Palaeocene – Eocene Supra – allochthonous sediments (Denizli, SW Turkey) and their tectonic significance. *Turkish Journal of Earth Sciences*, **11**, 87 – 112.
- Stikkelorum**, 2004. Standart procedure for sample extraction and drying. Version 2, yayınlanmamış.
- Stikkelorum**, 2004. Standart procedure for helium porosity determination. Version 1.1, yayınlanmamış.
- Stikkelorum**, 2004. Standart procedure for specific gas permeability determination. Version 2, yayınlanmamış.
- Strickland-Constable, R.F.**, 1968. Kinetics and mechanisms of crystallization: *London and New York, Academic Press*, 347.



- Tanikawa, W., Shimamoto, T.,** 2006. Klinkenberg effect for Gas Permeability and its Comparison to Water Permeability for Porous Sedimentary Rocks. *Hydrology and Earth System Sciences Discuss*, **3**, 1315-1338.
- Topal,** 2012. Denizli havzasındaki (GB Türkiye) fayların tektonik jeomorfolojisi. *Pamukkale Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü (Doktora Tezi)*, Denizli, 0 – 130.
- Turi, B.,** 1986. Stable isotopes geochemistry of travertines. Handbook of environmental isotopes geochemistry, **2B**, *The Terrestrial Environment: Amsterdam, Elsevier*, 207 – 238.
- Turner, E.C., Jones, B.,** 2005. Microscopic calcite dendrites in cold-water tufa. Implications for nucleation of micrite and cement. *Sedimentology*, **52**, 1043-1066.
- Van Noten, K., Claes, H., Soete, J., Foubert, A., Özkul, M., Swennen, R.,** 2013. Fracture networks and strike-slip deformation along reactivated normal faults in Quaternary travertine deposits, Denizli Basin, Western Turkey. *Tectonophysics*, **588**, 154 – 170.
- Volery, C., Davaud, E., Durlet, C., Clavel, B., Charollais, J., Caline, B.,** 2010. Microporosity and tight limestones in the Urgonian Formation (Late Hauterivian to Early Aptian) of the French Jura Mountain: Focus on factorscontrolling the formation of microporous facies. *Sedimentary Geology*, **230**, 21-34.
- Westaway, R.,** 1993. Neogene evolution of the Denizli region of western Turkey. *Journal of Structural Geology*, **15**, 37 – 53.
- Winland, H.D.,** 1968. The role of high-Mg calcite in the preservation of micrite envelopes and textural features of aragonite sediments. *Journal of Sedimentary Petrology*, **38**, 1320 – 1325.
- Winsborough, B.M., Golubic, S.,** 1987. The role of diatoms in stromatolite growth: two examples from modern freshwater settings. *Journal of Phycology*, **23**, 195 – 201.
- Worthington, P.F.,** 2011. The petrophysics of problematic reservoirs. *Society of Petroleum Engineering (JPT)*, 1-10.

## ÖZGEÇMİŞ



**Ad Soyad:** Cihan Aratman

**Doğum Yeri ve Tarihi:** Denizli ve 18.01.1989

**Adres:** Altıntop mah., 1607 sok. No:2, Kat:2/5 Merkez/DENİZLİ

**Lisans Üniversitesi:** Ankara Üniversitesi

### **Yayın ve Bildiri Listesi:**

- Özkul, M., Gökgöz, A., Kele, S., Baykara, M.O., Shen, C-C., Chang, Y-W., Kaya, A., Hançer, M., **Aratman, C.**, Akın, T., Örü, Z., 2014 (Submitted). Sedimentology, geochemistry and U-series dating of Late Quaternary travertines from Uşak (Western Turkey), deposited in fluvial setting. Special Issue, Sedimentology (SCI).
- Özkul, M., **Aratman, C.**, Swennen, R., 2013. Depositional architecture and stable isotope geochemistry of travertines in slope and waterfall settings, Denizli Basin, Western Turkey. 30<sup>th</sup> International Association of Sedimentologists (IAS), September 2-5, 2013, Manchester, U.K.