

**Denizli Travertenlerinde Hazne Kaya Potansiyelini  
Belirlemeye Yönelik Sedimantolojik ve Petrofiziksel  
Çalışmalar**

**Proje Kodu: 1002**

**Proje No: 113Y560**

Proje Yürütücüsü:  
Prof. Dr. Mehmet Özkul

Araştırmacı:  
Prof. Dr. Uğur Yücel

Bursiyer:  
Cihan Aratman

ŞUBAT, 2015  
ANKARA

## ÖNSÖZ

'Denizli Travertenlerinde Hazne Kaya Potansiyelini Belirlemeye Yönelik Sedimantolojik ve Petrofiziksel Çalışmalar' başlıklı bu projede, Denizli Havzası'nın değişik kesimlerinden alınan traverten litotip örnekleri sınıflandırılarak, bunların sedimantolojik ve petrofiziksel özellikleri birlikte değerlendirilmiştir. Bu çalışma, proje yürütücüsü Prof. Dr. Mehmet ÖZKUL, PAÜ Matematik bölümünde çalışan Prof. Dr. Uğur YÜCEL ve doktora bursiyeri olarak çalışan Cihan ARATMAN tarafından yürütülmüştür. Bu amaç için Denizli Havzasının kuzeyindeki Gölemezli, Yenicekent, Akköy ve Çukurbağ ile güneyindeki Karateke, Kelkaya, Ballık, Gürlek ve Kocabaş traverten sahaları çalışılmıştır. Bu sahalardan alınan 1 inch (2.54 cm) çapında tapa örneklerine ve traverten kırıntılılarına, epoksili ince kesitler üstünde Polarize mikroskop, Floresans mikroskop, Taramalı elektron mikroskop (SEM), duraylı izotop analizleri, helyum porozimetre ve hava geçirgenliği testi, civa enjeksiyon kapiler basınç testleri (MICP) uygulanmıştır. Floresans mikroskop analizi, Belçika'nın Katholieke Leuven Üniversite'sinde doktora öğrencisi Hannes Claes tarafından yapılmıştır. Hannes Claes ve Prof. Dr Rudy Swennen'a bu çalışmaya yaptıkları katkılarından dolayı ayrıca teşekkür ederiz. Projenin arazi çalışmalarında, 22.06.2014 ile 02.07.2014 tarihleri arasında, Ahmet Can Özkan, Erdal Bozdağ ve Aysel Begüm Çoruhli adlı lisans öğrencileri stajyer olarak yer almışlardır.

Bu çalışma, TÜBİTAK tarafından 113Y560 nolu proje çerçevesinde desteklenmiştir. Proje yürütücüsü, araştırmacı ve doktora bursiyeri, bu çalışmanın gerçekleştirilmesinde sağladıkları katkıdan dolayı, TÜBİTAK yetkililerine teşekkürü bir borç bilirler.

## İÇİNDEKİLER

Sayfa No

ÖNSÖZ	i
İÇİNDEKİLER	ii
ŞEKİLLER LİSTESİ	v
TABLolar LİSTESİ	vi
ÖZET	viii
ABSTRACT	x
1. GİRİŞ	1
2. MATERYAL ve METOT	2
2.1. Arazi çalışması	2
2.2. Büro Çalışması	2
2.3. Laboratuvar çalışması	2
2.3.1 Mikroskop Çalışmaları	4
2.3.2 Duraylı İzotop Çalışmaları	4
2.3.3 Petrofiziksel Çalışmalar	6
3. DENİZLİ HAVZASI VE TRAVERTEN OLUŞUMLARI	8
4. ÇALIŞMA SAHALARI	9
4.1. Yenice traverten sahası	10
4.2. Gölemezli traverten sahası	12
4.3. Pamukkale traverten sahası	15
4.4. Ballık traverten sahası	19
4.5. Kocabaş traverten sahası	20
4.6. Gürlek traverten sahası	21
4.7. Kelkaya traverten sahası	22
4.8. Karateke traverten sahası	23
5. LİTOTİPLER	24
5.1. Kristalin kabuk traverten	34
5.2. Bantlı traverten	39
5.3. Fito traverten	45
5.4. Mikrit traverten	50
5.5. Yeşil mikrit traverten	53
5.6. Gaz kabarcıklı traverten	57
5.7. Sal tipi traverten	60
5.8. Kırıntılı traverten	64
6. DURAYLI İZOTOP ANALİZLERİ	68
7. PETROFİZİKSEL ÇALIŞMALAR	69
7.1. Porozite-Geçirimsizlik ilişkisi	71
7.2. Regresyon analizi	77
7.3. Boşluk boğaz boyut parametrelerin belirlenmesi	84
7.4. Boşluk boğazı boyut sınıflaması	89
7.5. Boşluk boğazı boyut dağılımı	94
7.6. Geçirimsizlik sınır değerinin belirlenmesi	96
7.7. Porozite sınır değerlerinin belirlenmesi	99
8. SONUÇLAR	102
9. KAYNAKLAR	110

## ŞEKİLLER LİSTESİ

Şekil 1.	Denizli havzasında farklı bölgelerden alınan örneklerin genel yayılımı	8
Şekil 2.	Yenice traverten sahası ve çevresinin jeoloji haritası	10
Şekil 3.	Yenice çatlak sırtının kanatları boyunca işletilmekte olan traverten ocağı	10
Şekil 4.	Gölemezli traverten sahası ve çevresinin jeolojik konumu	12
Şekil 5.	(a) Güneye eğimli normal fay boyunca çökelen bantlı travertenlerin arazi görüntüsü. Kuzeye bakış. (b) Çatlak sırtının kuzey batı kanadında çökelen düşey bantlı traverten	12
Şekil 6.	Pamukkale traverten sahasının haritası	14
Şekil 7.	Çukurbağ ve Akköy çatlak sırtının konumu	15
Şekil 8.	Akköy çatlak sırtını oluşturan bantlı ve tabakalı travertenler. Güneydoğuya bakış	15
Şekil 9.	Ballık traverten sahasında örnek alım yerleri	16
Şekil 10.	Terkedilmiş Belevi ocağında eğimli traverten tabakalarının genel görüntüsü	17
Şekil 11.	Kömürcüoğlu traverten ocağının basitleştirilmiş haritası (A) ve jeolojik enine kesiti (B)	18
Şekil 12.	Terkedilmiş Sirmersan ocağının genel görüntüsü (ey: erozyonal yüzey). Kuzeye bakış	19
Şekil 13.	Terk edilmiş Aydın traverten ocağı. Genellikle yatay-yataya yakın konumlu traverten tabakalarından oluşan istif içinde paleosol ve aşınma yüzeyleri gözlenir (Bakış yönü: Güneydoğu)	21
Şekil 14.	Kelkaya traverten sahası ve ocağının genel görünümü, güney-güneydoğu bakışı	22
Şekil 15.	Gökpinar yakınlarında terk edilmiş traverten ocağı içindeki tabakalı travertenler	23
Şekil 16.	Akköy ve Kelkaya traverten sahasında kristalin kabuk traverten litotipinin arazi görüntüleri	26
Şekil 17.	Kristalin kabuk traverten litotiplerinin arazi görüntüleri.	27
Şekil 18.	Kristalin kabuk traverten litotipinin, flüoresans-polarize ışık (FPM), epoksili-optik (E-OM) ve taramalı elektron mikroskop (SEM) görüntüleri	28
Şekil 19.	Kristalin kabuk traverten litotipinin, polarize (PM), flüoresans (FM) ve taramalı elektron mikroskobu (SEM) görüntüleri	30
Şekil 20.	Kristalin kabuk traverten litotipinin, polarize (PM), flüoresans (FM) ve taramalı elektron mikroskop (SEM) görüntüleri	31
Şekil 21.	Akköy, Kocabaş, Yenicekent ve Gölemezli traverten sahaslarında bantlı traverten litotipinin arazi görüntüleri	36
Şekil 22.	Kocabaş (A) ve Karateke (B) traverten sahasında açık renkli kısmen breşleşmiş bantlı traverten litotipi	37
Şekil 23.	Bantlı traverten litotipinin polarize mikroskop (PM) ve taramalı elektron mikroskop (SEM) görüntüsü	38
Şekil 24.	Açık renkli çubuksu aragonit kristallerinde gelişen kristal içi porozitenin ikinci nikol polarize mikroskop görüntüsü	39
Şekil 25.	Kelkaya ve Ballık traverten sahasında fito traverten litotipinin arazi görüntüleri	41
Şekil 26.	Fito-traverten litotipinin polarize (PM) ve taramalı elektron mikroskop görüntüleri (SEM)	43
Şekil 27.	Fito-traverten litotipinin polarize mikroskop görüntüsü	44
Şekil 28.	Kelkaya ve Gürlek traverten sahasında mikrit traverten litotipinin arazi görüntüleri	47
Şekil 29.	Kelkaya traverten sahasında mikrit travertenin içerisinde dahil olan koyu	48

	renkli ikincil oluşumlar	
Şekil 30.	Mikrit traverten litotipinin polarize (PM), flüoresans (FM) ve taramalı elektron mikroskop (SEM) görüntüleri	49
Şekil 31.	Gürlek ve Ballık traverten sahasında yeşil mikrit traverten litotipinin arazi görüntüleri	51
Şekil 32.	Yeşil mikrit traverten litotipinin polarize (PM) ve flüoresans (FM) mikroskop görüntüleri	52
Şekil 33.	Yeşil mikrit traverten litotipinin taramalı elektron mikroskop (SEM) ve enerji dağılımlı X-ışını spektroskopisi çekimi (EDS)	53
Şekil 34.	Akköy traverten sahasında gaz kabarcığı traverten litotipinin arazi ve polarize mikroskop (PM) görüntüsü	56
Şekil 35.	(A) Sığınak porozite ve (B) muhtemelen mavi-yeşil algal filaments	57
Şekil 36.	Sal tipi traverten litotipinin arazi görüntüsü ve litotip haritalaması	59
Şekil 37.	Sal tipi traverten litotipinin polarize (PM) ve taramalı elektron mikroskopu (SEM) görüntüsü	60
Şekil 38.	Ballık (BL), Kelkaya (KL) ve Gölemezli (G) traverten sahalarında kırıntılı traverten litotiplerinin arazi görüntüleri	61
Şekil 39.	Polimiktik traverten litotipinin epoksili-optik mikroskop (E-OM) ve taramalı elektron mikroskop (SEM) görüntüleri	63
Şekil 40.	Polimiktik traverten litotipinde kil bağlayıcısının taramalı elektron mikroskop görüntüleri ve EDS elementel analizi	64
Şekil 41.	Çalışma sahalarında gözlenen tüm traverten litotiplerinin duraylı izotop grafiği	68
Şekil 42.	Helyum porozite değerlerine karşı düzeltilmiş hava geçirimsizlik değerlerinin grafiği	71
Şekil 43.	Kristalin kabuk, bantlı traverten ve yeşil mikrit traverten litotipi için ölçülen ve hesaplanan boşluk boğaz çapı dağılım eğrilerini karşılaştırma	76
Şekil 44.	Mikrit ve Polimiktik traverten litotipi için ölçülen ve hesaplanan boşluk boğaz çapı dağılım eğrilerini karşılaştırma	77
Şekil 45.	Traverten kayaçlarında civa yer değiştirme basıncı ve boşluk boğaz boyutu arasındaki ilişki	79
Şekil 46.	Bantlı traverten (A), kristalin kabuk (B) ve yeşil mikrit (C) traverten litotiplerinin civa (Hg, %) doyumuna karşı kapiler basınç (psia) tarafından bölünen civa doyum (Hg, %) değerlerinin grafiği	80
Şekil 47.	Bryofit içerikli fito traverten (A,) ve kamış içerikli bryofit traverten (B, C) litotiplerinin civa (Hg, %) doyumuna karşı kapiler basınç (psia) tarafından bölünen civa doyum (Hg, %) değerlerinin grafiği	81
Şekil 48.	Kamış içerikli fito traverten ile mikrit traverten litotiplerinin civa (Hg, %) doyumuna karşı kapiler basınç (psia) tarafından bölünen civa doyum (Hg, %) değerlerinin grafiği	82
Şekil 49.	Polimiktik traverten ile monomiktik traverten litotiplerinin civa (Hg, %) doyumuna karşı kapiler basınç (psia) tarafından bölünen civa doyum (Hg, %) değerlerinin grafiği	83
Şekil 50.	Her bir traverten litotiplerinin ortalama civa doyumuna karşı ortalama kapiler basınç değerleri kullanılarak elde edilen boşluk boyut sınıflama grafiği	86
Şekil 51.	Hesaplanan boşluk boğaz boyutlarına dayalı poro-perm grafiğinin oluşturulması	89
Şekil 52.	Kristalin kabuk (CA94), bantlı traverten KB9) ve yeşil mikrit (GL3) traverten litotiplerinin boşluk boğaz boyut dağılımları	91
Şekil 53.	Kamış içerikli fito traverten litotipinin boşluk boğaz boyut dağılımı	92
Şekil 54.	Bryofit içerikli fito traverten (CA55) ile mikrit traverten (CA112, CA125) litotiplerinin boşluk boğaz boyut dağılımları	93
Şekil 55.	Monomiktik traverten (CA65) ile polimiktik traverten (CA95) litotiplerinin	94

boşluk boğaz boyut dağılımları		
Şekil 56.	Düzeltilmiş hava geçirimsizlik değerine karşı % 5 civa doygunluğuna denk düşen hesaplanmış boşluk boğaz boyutu kullanılarak geçirimsizlik sınır değerinin belirlenmesi	96
Şekil 57.	Poro-perm verilerine göre boşluk boyut dağılımı ve porozite sınır değerlerinin belirlenmesi	98
Şekil 58.	Poro-perm verilerine göre bantlı traverten litotipinin boşluk boyut dağılımı ve porozite sınır değerlerinin belirlenmesi	99

## TABLolar LİSTESİ

Tablo 1.	Çalışma sahalarında gözlenen tüm litotipler ve bunların alt grupları	24
Tablo 2.	Traverten litotiplerinin sahalara göre dağılımı	24
Tablo 3.	Çalışılan traverten sahalarına göre litotiplerin ortalama $\delta^{13}\text{C}$ değerleri	66
Tablo 4.	% 5'den % 90 civa doygunluklarına kadar ampirik denklemlerin türetilmesi	73
Tablo 5.	Ölçülen ve hesaplanan boşluk boğaz boyutları	75
Tablo 6.	Her bir litotip için boşluk boyut parametrelerinin belirlenmesi	84
Tablo 7.	Traverten kayaçlarında her bir litotiplerin mikro, mezo ve makro boşluk boyut aralıkları	88
Tablo 8.	% 5 civa doygunluğuna denk düşen boşluk boğaz boyut çaplarının hesaplanması	95

## ÖZET

Brezilya ve Batı Afrika açıkları ile Orta Doğu'da karasal karbonat kayaçlarına benzer traverten kayaçların petrofiziksel özelliklerini karakterize etmeye eğilim gösterilmiştir.

Sedimentolojik gözlemlere dayalı havuz ve yamaç fasiyesinde dokuz (9) traverten litotipi belirlenmiştir. Kristalin kabuk, bantlı, mikrit, yeşil mikrit, bryofit-fito ve kamış-fito fito traverten, gaz kabarcığı ve sal tipi traverten litotipleri, sıkı ve boşluklu dokular içerir.

Bu çalışmada, petrofiziksel parametreler, bantlı travertende en düşük ve fito travertende en fazla açığa çıkan 7 ile 15.5 % arasında değişen porozite sınır değerleri, 0.166 mD geçirimsizlik sınır değeri, 3.02 ile 367.1 psi arasında değişen yerdeğiştirme basıncı, sıkı doku için ortalama 1.27  $\mu\text{m}$  ve boşluklu doku için ortalama 1.44  $\mu\text{m}$  boşluk boğaz boyutlarına karşılık gelen tepe noktalarını içine alırken ilk defa her bir traverten litotipleri için tanımlanmıştır. Akışkanların üretilmesinde kristalin kabuk ve fito traverten litotipleri bu porozite sınır aralığı dışında kaldığı için, mikroboşluklu kristalin kabuk ve mezoboşluklu fito traverten litotiplerin iyi hazne kaya özelliği sergiledikleri ortaya çıkmıştır. Ancak, mikroboşluklu yeşil mikrit traverten (367.1 psia) ve mezoboşluklu bryofit içerikli fito traverten (122.65 psia) litotiplerin yer değiştirme basınçları, 100 psia'dan fazla olması durumunda, bu litotipler kötü rezervuar kalitesi gösterir. Bu çalışma, türetilen amprik denklemler kullanılarak hesaplanan boşluk boğaz boyutuna dayalı mikro (0.004-0.1  $\mu\text{m}$ ) ve mezo (0.1-2  $\mu\text{m}$ ) boşluk boğaz boyut aralıkları içeren bir poro-perm modeli oluşturmaya imkan sağlamıştır. Bu modelde helyum porozite ve düzeltilmiş hava geçirgenlik değerleri sırasıyla sıkı doku için % 13 ve 1123 mD iken, boşluklu doku için %19 ve 2647 mD'dir. Apeks noktalarının (1.27 ve 1.44  $\mu\text{m}$ ) mezo boşluk aralığına denk düşmesi, mezo-boşlukların, mikro-boşluklardan daha fazla kaotik dağılım sergilediğini belirtir.

**Anahtar Kelimeler:** Doku, hazne kaya, litotip, petrofiziksel parametreler, traverten.



## **ABSTRACT**

It has been tend to characterize the petrophysical properties of travertine analogue to continental carbonate rocks in the Middle East, offshore Brazilian, West Africa.

Nine travertine lithotypes in the pool and waterfall facies were described based on sedimentological observations. Crystalline crust, banded, green micrite, the bryophyte-phyto and reed-phyto, gas bubble and paper-thin raft travertine include the tight and porous fabrics.

The petrophysical parameters were defined first time for each travertine lithotypes, including the porosity-cutoffs with the lowest value of 7% for banded travertine and the highest value of 15.5% for phyto-travertine, permeability cut-off of 0.166 mD, displacement pressure ranged 3.02 to 367.1 psia, apex points corresponding to pore throat sizes of 1.27  $\mu\text{m}$  for the tight fabric and 1.44  $\mu\text{m}$  for the porous fabric, on average in this study. Since the crystalline crust and phyto-travertine lithotypes kept out into the interval of porosity-cutoff on producing fluids, it has been appeared that the microporous crystalline crust and mesoporous phyto-travertine lithotypes showed reservoir rock properties well. However, these lithotypes have bad reservoir quality in the case that the displacement pressures of the microporous green micrite travertine (367.1 psia) and the mesoporous bryophyte-phyto travertine (122.65 psia) lithotypes with bimodal pore size distribution are more than 100 psia. This study allowed to form the poro-perm model involved in the micro (0.004-0.1  $\mu\text{m}$ ) and meso (0.1-2  $\mu\text{m}$ ) pore size-continuum based on the calculated pore throat size by using the empirical equations derived. In this model, the helium porosity and the corrected air permeability values are of 13% and 1123 mD for tight fabric, and of %19 ve 2647 mD for the porous fabric, respectively. Corresponding the apex points (1.27 and 1.44  $\mu\text{m}$ ) to the meso-pore continuum describes that meso-pores exhibit more chaotic distribution than micro-pores.

**Keywords:** Fabric, reservoir rock, lithotype, petrophysical parameters, travertine.

## 1.GİRİŞ

Traverten ve tufa gibi karasal karbonat kayaçları üzerine yapılan önceki 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 vd., 2000; Özkul vd., 2002; Koşun, 2012; Özkul vd., 2013). Fakat, son yıllarda fosil veya aktif traverten çökelleri üzerinde yapılan neotektonik, sismik, jeokimyasal, paleoortamsal ve paleoiklimsel amaçlı çalışmalarda belirgin bir artış gözlenmektedir (Minissale vd., 2002; Andrews, 2006; Uysal vd., 2007, 2009; Özkul vd., 2010, 2013, 2014; De Filippis vd., 2012; Kele vd., 2011; Çolak Erol vd., 2015). Ancak, bu kayaçların porozite ve geçirimsizlik özelliklerini ortaya koymaya yönelik çalışmalar, birkaçı dışında (Claes vd., 2015; Ronchi vd., 2015) çok azdır.

Son yıllarda Afrika'nın batısı ile Güney Amerika'nın doğu kıyılarında yapılan petrol arama sondajlarında kesilen traverten ve benzeri karasal kaynak karbonatlarının önemli ölçüde hazne kaya özelliği taşıdıkları belirlenmiştir (Aslanian vd., 2009; Terra vd., 2010; Claes, 2011; Sharp vd., 2013; Claes vd., 2015; Soete, 2011; Soete vd., 2015). Brezilya'nın Tupi petrol sahası, Rio de Janeiro sahilinin 250 km açığında Santos Havzası'nda yer alan büyük bir sahadır. Bu alanın 5000 metre derinliklerinde traverten ve benzeri karasal karbonat kayaçların hazne kaya özelliği taşıması, Denizli travertenleri de dahil, Dünya üzerinde önde gelen güncel ve fosil traverten oluşumlarına olan ilgiyi arttırmıştır (Claes, 2011; Soete, 2011; Claes vd., 2015; Soete vd., 2015; Van Noten vd., 2013).

Bu çalışmanın amacı, Denizli Havzası'ndaki belli başlı traverten sahalarında eşzamanlı sedimentolojik, jeokimyasal ve petrofiziksel çalışmalar yaparak travertenlerin hazne kaya potansiyellerine ışık tutmaktır. Bu amaçla, havzanın farklı yerlerinden alınan traverten tapaların herbiri litotipler halinde gruplandırılıp, detaylı incelendikten sonra, poro-perm testleri, civa enjeksiyon kapiler basınç testlerini (MICP) içine alan petrofiziksel incelemelere hazır hale getirilmiştir. Bu çalışmada özellikle traverten kayaçları için poroperm verileri ile MICP testinden elde edilen boşluk boğaz boyutu ilişkilendirilmeye çalışılmıştır. Böylece poro-perm verileri ve boşluk boğaz boyutu kullanılarak birçok ampirik denklemler türetilmiş ve boşluk boğaz boyutu hesaplanmıştır. Hesaplanan boşluk boğaz boyutuna dayalı porozite-geçirimsizlik modeli oluşturulmuştur. Bu türetilen ampirik denklemler ve model sayesinde çok pahalı MICP testine ihtiyaç duyulmadan traverten kayaçlarının boşluk boğaz boyutları hesaplanmıştır.

## **2.MATERYAL ve METOT**

Bu çalışma, arazi, büro ve laboratuvar çalışmalarından oluşur.

### **2.1 Arazi Çalışması**

Seçilen traverten sahalarında belirlenen farklı litotipler tanımlanmıştır. Bu litotiplerin yanal ve düşey yönde birbirleri ile ilişkileri, dokusal özellikleri ve boşluk türleri not edilmiştir. Tabakalanmaya paralel 1 inç ( $\approx 2.54$  cm) çapında ve birkaç cm uzunluğundaki tapa örneklerinin alımında el karotiyer aleti kullanılmıştır. Gerekli hallerde tapa örneklerine ilaveten jeolog çekici kullanılarak el örnekleri alınmıştır. El karotiyer aleti ile toplam 225 tane tapa örneği alınırken, 40 tane de blok alınmıştır. Nikon D60 fotoğraf makinası ile görüntüler alınarak, litotip haritalamasına (çizim yöntemi ile açıklama) zemin oluşturulmuştur. Örnek almadan önce, beyaz kare kâğıtlar üzerine örnek ve ayna numaraları yazılarak tapa alınan yerin yakınına yapıştırılmıştır. Daha sonra metre, çekiç veya ölçek yerleştirilerek örnek alınan yerin fotoğrafı çekilmiştir. Alınan her örneğin özellikleri, arazi defterine not edilmiştir.

### **2.2 Büro Çalışması**

Arazi üzerinde çoğunlukla yakından çekilen yüksek çözünürlüklü fotoğraflar üzerinde litotip haritalaması yapılmıştır. Tüm şekillerin düzenlenmesi ve çizimler de Corel Draw X6 programı kullanılmıştır. Duraylı izotop ve petrofiziksel analizlerinden gelen sonuçları yorumlamak için Microsoft Office Excel 2010 programı kullanılarak birçok grafikler elde edilmiştir. Bunun yanında petrofiziksel verilerin birbiri ile ne ölçüde bağlantılı olup olmadıkları anlamak için SPSS 16,0 programı kullanılarak istatistiksel parametreler ve grafikler elde edilmiştir. On bir (11) adet tapa örneğinden elde edilen veriler üzerinde Data Fit 9 eğri uydurma programı kullanılarak birçok amprik denklemler oluşturulmaya çalışılmıştır.

### **2.3 Laboratuvar Çalışmaları**

#### **2.3.1 Mikroskop Çalışmaları**

120 adet örnek üzerinde mikroskop çalışmaları (taramalı elektron mikroskop ve flüoresans incelemeleri dahi) yapılmıştır. İnce kesit çalışması normal, epoksili ve flüoresans olmak üzere üç aşamadan oluşmaktadır. Normal ince kesitler, Pamukkale Üniversitesi ince kesit laboratuvarında hazırlanırken, epoksili incekesitler TPAO Araştırma Merkezi ince kesit hazırlama ünitesinde hazırlanmıştır. Flüoresans ince kesitler ise Belçika'nın Katolik'e Leuven Üniversite'sinde hazırlanmıştır.

### ***İnce kesit çalışmaları***

Bu çalışma için otuz (30) adet standart ve kırk üç (43) adet epoksili ince kesit hazırlanmıştır. Traverten çökelleri içinde boşluk türlerini tespit etmek için mavi epoksi, hazırlanan slaytların üzerine epoksi yapıştırma aleti ile yapıştırılmıştır. Kayacın içerisindeki boşluklara rahat girmesi için baskı aleti kullanılmıştır.

### ***Flüoresans İnce Kesit Çalışmaları***

Flüoresans ince kesitleri, KU Leuven Jeoloji bölümü ince kesit laboratuvarı teknisyeni Herman Nijs tarafından hazırlanmıştır. Örnekler üstünde ince kesit yapılacak alanın seçimi, doku dikkate alınarak yapılmıştır. Standart prosedür gereği olarak ince kesit hazırlanmadan önce flüoresans boya ile çift batırma işlemi uygulanmıştır. Ancak bu işlemi yaparken örneğin parçalanmamasına dikkat edilmiştir. İlk olarak örnekler, boyutları 4x2 cm olan lama uygun kesilmiş, daha sonra çok düşük viskoziteli flüoresans resin maddesi ile doyurulmuş ve bir gece boyunca kurutulmuştur. Sert karışık bir resin maddesi meydana getirmek için ERL 4206, n-Octenyl succinic anhydride, RD-2 (epoksi uyarlayıcı) ve S-1 accelerator, özel oranlarda kullanılmıştır. Resinin taşan miktarı kesilerek ince kesit yapılacak traverten parçasının yüzeyi düzleştirilmiştir. Daha sonra bu traverten parçası tekrar resin maddesine batırılarak ikinci defa kurumaya bırakılmıştır. Kurutma işleminden sonra parça yüzey, toz parlaticı ile parlatılmıştır (Claes, 2011 yayınlanmamış).

Eşit kalınlıkta olması dikkat edilen parça dondurulmuş ve daha sonra, iki bileşimli bir yapıştırıcı (Epothin BUEHLER) ile lama yapıştırılmıştır. Bu lama yapıştırılmış örnek, yaklaşık 1 mm'ye kadar inceltilmiştir. Daha sonraki adım, G-BROT makine ile kesitlerin 200 µm'ye ve BROT makine ile 40 µm'ye parlatılmasıdır. Son olarak, hazırlanan kesitler el ile 30 µm'ye getirilmiştir ve bir MID DAC kumaş üstünde STUERS ROTOPOL ve ROTOFORCE ile parlatılmıştır (CLAES, 2011 Yayınlanmamış).

### ***Taramalı Elektron Mikroskop Çalışması (SEM)***

Kristal morfolojisi, boşluk boyutu ve şekli diyajenetik değişimler ile mikroorganizma varlığını belirlemek için kırk (40) 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 parçaları, 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. Proje raporunda kullanılan örnekler 440 adet SEM görüntüsü arasından seçilmiştir.

### **2.3.2 Duraylı İzotop Çalışmaları**

Traverten ve/veya tufa oluşumları ile bunları çökelten kaynak suları ve diyajenetik süreçler hakkında değerlendirmelerde bulunabilmek ve belirlenen birçok litotipi birbirinden ayırt etmek için toplam 52 adet toz haline getirilen traverten örneğinin duraylı karbon ve oksijen izotop analizi yapılmıştır.

Duraylı karbon ve oksijen izotop ölçümleri, Amerika'nın Arizona Üniversitesi Yer Bilimleri Bölümü'nde Çevre İzotop Laboratuvarı'nda gerçekleştirilmiştir. Örnekler analize gönderilmeden önce, Pamukkale Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü İnce Kesit Laboratuvarı'nda çekiçle ufalanarak öğütme makinesinde toz haline getirilmiştir. Analize gönderilen toz örnekler, *ThermoFinnigan MAT 252* kütle spektrometreye bağlı *KIEL III* kullanılarak, 70°C vakum altında %100 fosforik asit ile reaksiyona sokulmuştur. Tüm değerler, NBS-19 ve NBS-18 standart değerlerine dayalı olarak kalibre edilmiş ve V-PDB cinsinden ‰ olarak rapor edilmiştir. <sup>13</sup>C değeri için standart katsayısı ‰ ± 0,08 iken, <sup>18</sup>O değeri için standart katsayısı ‰ ± 0,1 olarak belirlenmiştir.

### **2.3.3 Petrofiziksel Çalışmalar**

#### ***Helyum Porozimetre ve Hava Geçirgenliği Çalışmaları***

Arazide farklı litotiplerden 1 inch (2.54 cm) çapında çeperleri düzgün ve en fazla 7.5 cm uzunluğunda silindir tapa örnekleri alınmıştır. 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, efektif boşluk hacminin toplam boşluk hacmine oranı olarak tanımlanır. Boşluklar arasındaki bağlantı, petrol rezervuarları için önemlidir. Bunun için hava geçirgenliği testi yapılmıştır. Hava geçirgenliği ölçümü "*Hassler*" tipi karot hücresine yerleştirilen örneğin

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 ortamındaki 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.

### ***Civa Enjeksiyon Kapiler Basınç Test Çalışmaları (MICP)***

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

" *American Heritage Dictionary (1992)* " sözlüğünde kılcallık (capillary), bir sıvının bir katı yüzeyine çok fazla tutunmasından kaynaklanan kuvvet olarak tanımlanmıştır. Ayrıca boşluklu maddenin, bir sıvıyı içine çekmesine izin veren kuvvet olarak da bilinir. 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 enjeksiyonu kapiler basıncın, akışkan doygunluğuna karşı çizilmesi, boşluk ve boşluk boğazlarının doygunluğuna karşılık, karakteristik şekli hakkında da 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. ıslatımsız 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 eksen, mikrometre cinsinden verilen boşluk boğaz boyutunu yansıtmaktadır. 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 kümelenmiş olduğunu göstermektedir (Ahr, 2008).

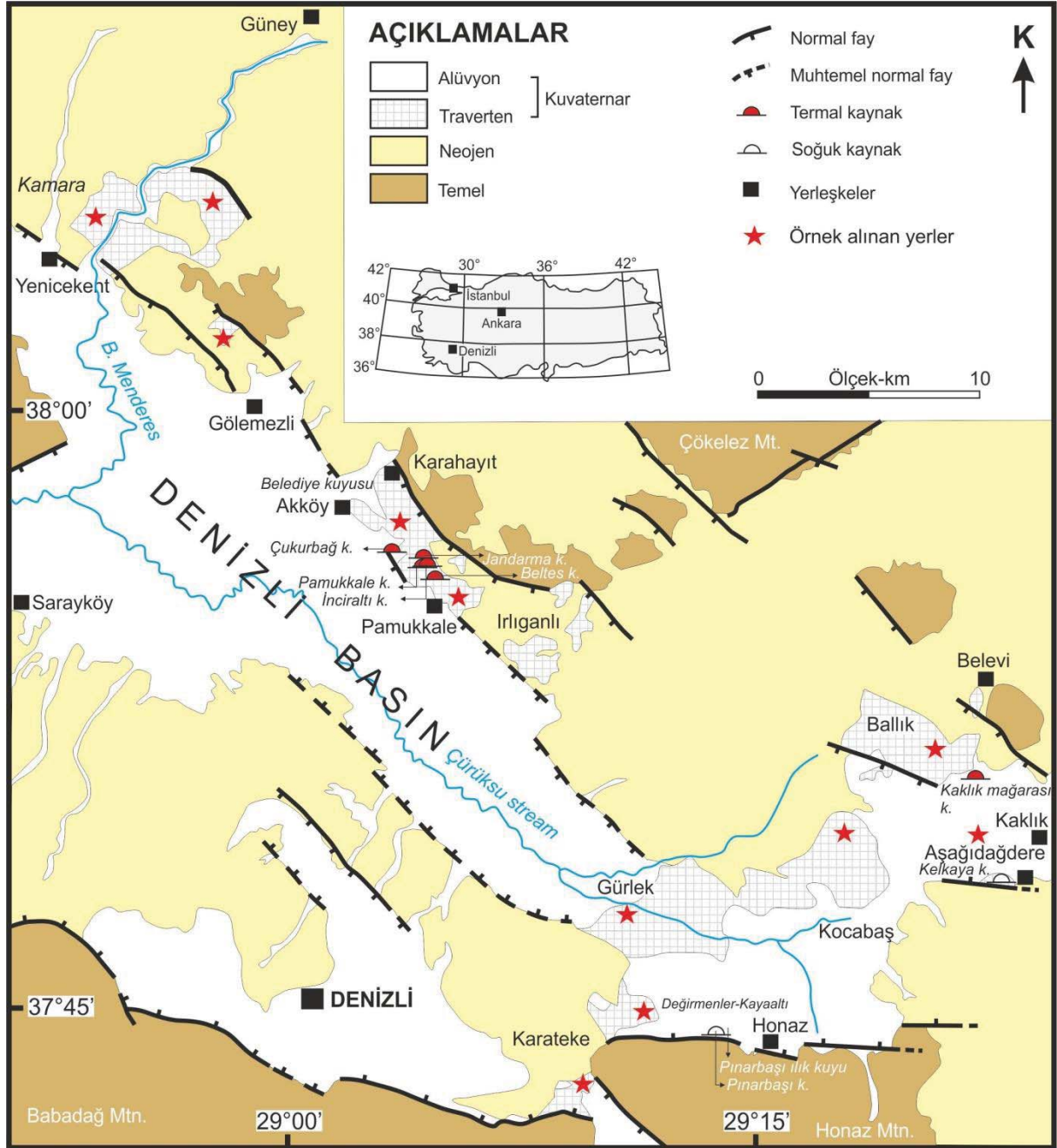
### 3.DENİZLİ HAVZASI VE TRAVERTEN OLUŞUMLARI

Denizli Havzası (Şekil 1), kuzey ve güney kenarları boyunca normal faylarla sınırlandırılmış, 50 km uzunluğunda, 20 km genişliğinde, Batı Anadolu genişleme bölgesinde yer alan grabenlerden birisidir (Koçyiğit, 2005; Westaway vd., 2005; Kaymakçı, 2006; Alçiçek vd., 2007). Denizli Havzası'nı diğer havzalardan farklı kılan, içinde barındırdığı yaygın traverten oluşumlarıdır (Altunel ve Hancock, 1993a, 1993b, Altunel, 1996; Şimşek vd., 2000; Altunel ve Karabacak, 2005; Özkul vd., 2002, 2013; Kele vd., 2011; De Filippis vd., 2012; Van Noten vd., 2013). Havzanın kuzey kenarları boyunca gözlenen travertenler (Şekil 1), daha çok normal fay parçaları arasında kalan sıçrama/rahatlama zonlarında ortaya çıkar (Çakır, 1999). Traverten oluşumları altında yer alan Neojen havza dolgusu ve daha yaşlı temel kayalar, grabenin omuz kesimlerinde ve yüksek horst alanlarında yüzeyler (Şekil 1). Neojen öncesi temel kayalar Menderes Masifinin mermer ve şistleri (Bozkurt ve Oberhänsli, 2001; Erdoğan ve Güngör, 2004) ile masif üzerine itilmiş alloktan konumlu Mesozoyik kireçtaşı, dolomit, jips ve anhidritlerle temsil edilir (Okay, 1989; Alçiçek vd., 2003; Gündoğan vd., 2008).

Denizli havzasının Neojen dolgusu ağırlıklı olarak alüvyal, akarsu ve göl çökellerinden kuruludur. Erken Miyosen sonlarında bir yarı graben olarak gelişmeye başlayan havzada ilksel alüvyal çökellerden sonra akarsu tortuları ve giderek göl çökelleri ağırlık kazanmış, Geç Pliyosen'e kadar çökelleme devam etmiştir (Alçiçek vd., 2007). Ancak, Kuvaterner başında bölgesel tektonikteki değişimlere bağlı olarak kuzeyde Pamukkale Fayı'nın aktif hale geçmesi ile Denizli Neojen yarı grabeni tam grabene dönüşmüştür (Alçiçek vd., 2007). Bu dönemden itibaren, havza kenarlarında, fay ve çatlaklar boyunca yükselen termal sular, yaygın traverten oluşumlarına neden olmuştur. Özellikle havzanın kuzey kenarı boyunca traverten oluşumları daha yaygındır (Altunel ve Hancock, 1993a; Altunel, 1994; Şimşek vd., 2000; Uysal vd., 2007; Özkul vd., 2013).

Denizli Havzası deprem aktivitesi ve jeotermal potansiyeli yüksek olan bir havzadır (Aydan vd., 2005; Tan vd., 2008; Utku, 2009). Pamukkale'deki antik Hierapolis kenti depremler nedeniyle birkaç kez yıkılmıştır (Altunel, 1994; Hancock vd., 2000; Piccardi, 2007). Magnitüdüleri 6.0 ya kadar çıkan depremlerin odak derinlikleri 5–15 km arasında değişir (Kaypak ve Gökkaya, 2012).





Şekil 1. Denizli havzasında farklı bölgelerden alınan örneklerin genel yayılımı (Sun, 1990; Özkul vd., 2002, 2013'den uyarlanmıştır).

#### 4.ÇALIŞMA SAHALARI

Denizli havzasının kuzeyindeki Yenice, Gölemezli, Akköy ve Çukurbağ çatlak sırtını içine alan Pamukkale, güneyinde ise Kocabaş, Gürlek, Aşağıdağdere, Kömürcüoğlu, Belevi ve terk edilmiş Sirmersan traverten ocaklarını içine alan Ballık, Honaz-Karateke sahaları çalışılmış ve örneklenmiştir.

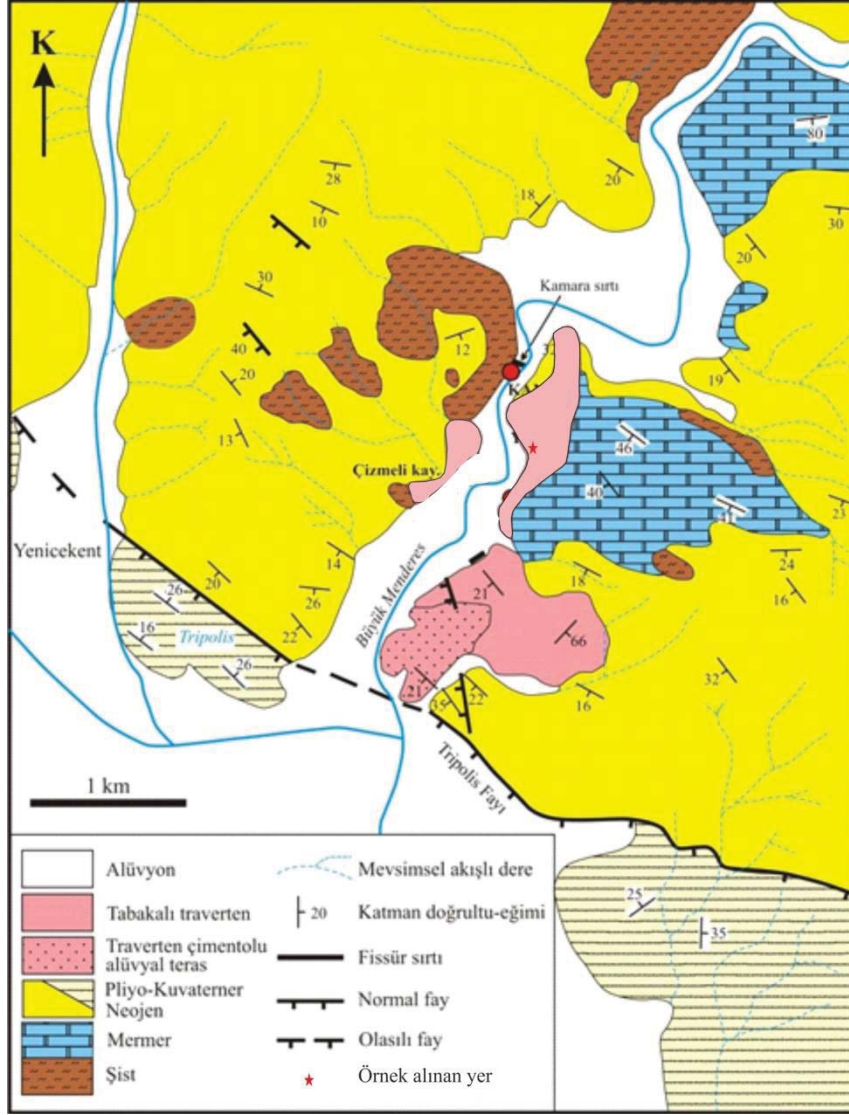
##### 4.1 Yenice Traverten Sahası

Denizli il merkezinin KB'sında, B. Menderes Nehri'nin her iki yakasında, deniz seviyesi üzerinde 165 ile 230 metreler arasında yer alan Yenice traverten sahası, yaklaşık 1,5 km<sup>2</sup>'lik bir alan kaplar (Şekil 2). Traverten yüzlekleri, vadinin doğu kesiminde daha geniş alanlar kaplar. Çatlak sırtının tam ortasından, GGD kesiminden traverten üretimi yapılır (Şekil 3). Yenice sahası aynı zamanda Denizli Havzası'ndaki önemli jeotermal alanlardan birisidir. Bu sahadaki travertenlerin tabanında, başlıca şist ve mermerden oluşan Paleozoik yaşlı metamorfikler (Erdoğan ve Güngör, 2004; Bozkurt ve Oberhänsli, 2001) ve Neojen tortulları yer alır. Sahada, Paleozoik metamorfiklerini ve Neojen tortullarını kesen faylar KB-GD gidişli normal faylardır (Çakır, 1999).

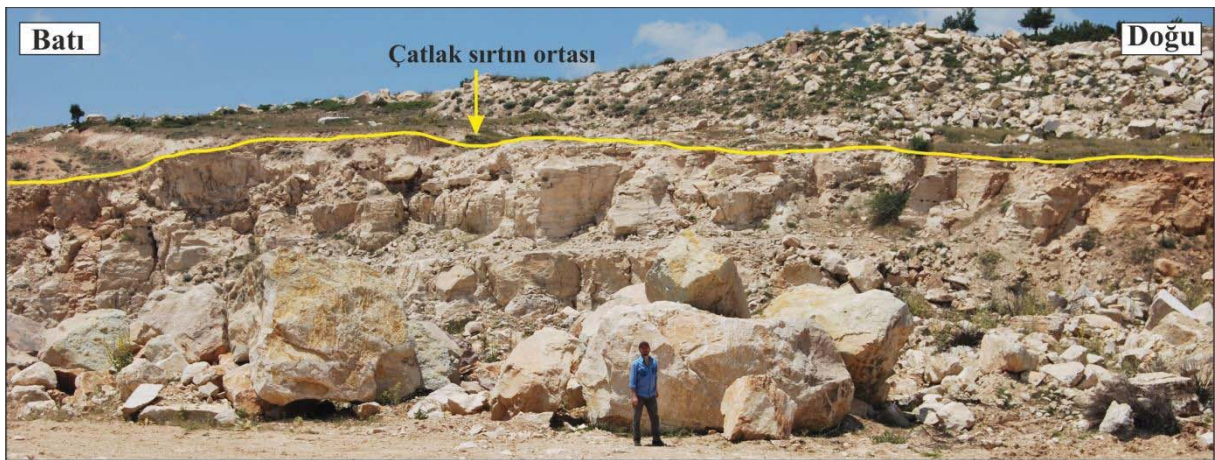
Çakır (1999), Yenice traverten sahasında 6 adet traverten sırtının (fissure ridge) varlığından söz etmiştir. Bunlardan Kamara sırtı dışındakiler aktif değildir. Kamara sırtı da, yaklaşık 15 yıl kadar önce termal su seviyesinin düşmesi ile aktivitesini yitirmiştir. Kamara sırtının doruk eksenini yöredeki Tripolis fayının gidişi ile uyumlu olduğu halde, diğerleri verevdir (ÇAKIR, 1999).

Sırtların çatlak açıklıkları düşey bantlı travertenlerle doldurulmuştur. Düşey bantlı travertenler yanal yönde tabakalı travertenlere geçerler. Bantlı travertenler ile tabakalı travertenler arasındaki dokanaklar genellikle keskindir. Travertenlerde, özellikle bantlı (damar tipi) travertenlerde çok renklilik göze çarpar. Kırmızı, kahverengi, beyaz ve mor renklerler baskındır. Bazı yerlerde tabakalı travertenler kırmızı çamurtaşı ve kötü boylanmış kaba tortullarla örtülmüştür (Şekil 2).

Yenice sahasından epoksili ince kesit yapımı, poroperm ve duraylı izotop analizleri için 6 adet bantlı traverten örneği alınmıştır.



Şekil 2. Yenice traverten sahası ve çevresinin jeoloji haritası (Çakır, 1999'dan değiştirilmiştir).

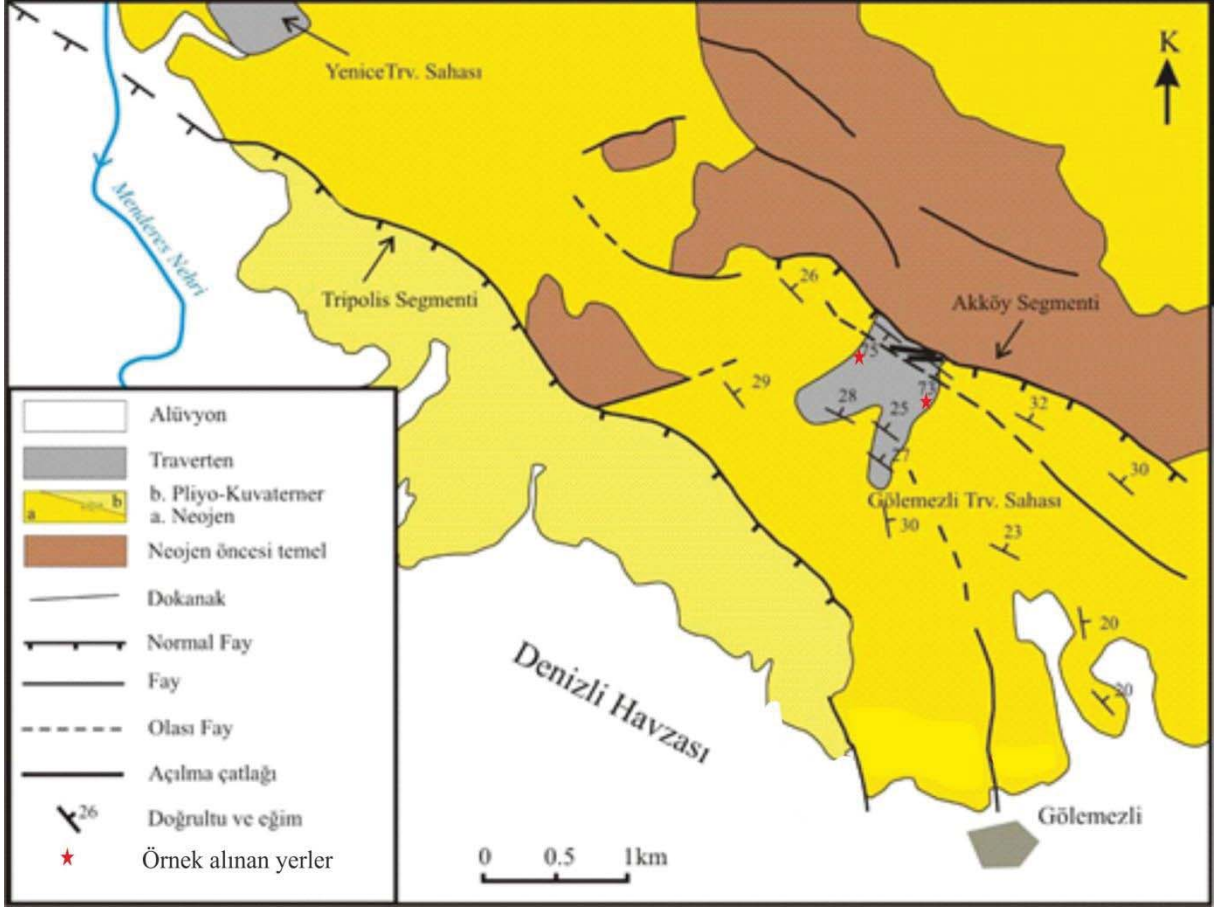


Şekil 3. Yenice çatlak sırtının kanatları boyunca işletilmekte olan traverten ocağı.

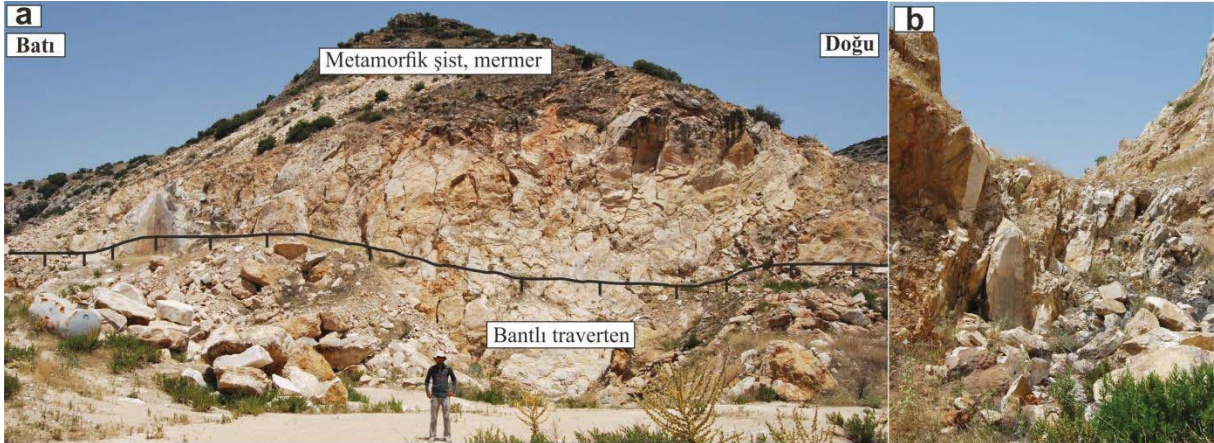
## 4.2 Gölemezli Traverten Sahası

Gölemezli traverten sahası, Denizli ilinin yaklaşık 23 km kuzeyindeki Akköy ilçesinin kuzeybatısında yer alan Gölemezli kasabasının yaklaşık 3 km kadar kuzey-kuzeybatısında bulunur (Şekil 4). Yöredeki travertenler, Tripolis ve Akköy fay parçaları arasında uzanan, yaklaşık 1,5 km genişlikteki sıçrama zonunda gelişmişlerdir. Traverten depolayan termal sular, Neojen tortul istif ile Menderes masifinin metamorfik kayaları (şist, kalkşist ve mermer) arasında dokanak oluşturan KB-gidişli Akköy normal fay parçası ve fayla ilişkili açılma çatlaklarından yükselmiştir (Şekil 5a). Sahada iki çatlak sırtı gelişmiştir. Sırtların ana eksen uzunlukları 70–100 m arasındadır (Çakır, 1999). Fayın taban bloğunda metamorfik kayalar yüzeyler. Tavan bloğunda ise altta Neojen çökelleri ve onların üzerinde güney-güneybatı yönünde, yamaç aşağı doğru yayılmış olan travertenler 1 km<sup>2</sup>'ye yakın bir alan kaplar. Günümüzde Gölemezli sahasında aktif traverten oluşumu yoktur. Travertenlere en yakın termal sular, 2.5 km güneydoğuda Gölemezli kasabası yakınlarında gözlenir. Fay düzlemi ve bağlantılı açılma çatlaklarında tamamen kristalin, bantlı travertenler çökelmiştir (Şekil 5b). Fay düzlemi içinde bantlı travertenler doğrudan metamorfik temelle dokunmaktadır. Bantların eğimleri 60° ile 90° arasında değişir. Bantlı travertenler çağla yeşili ve bal renkleri ile belirgindir. Tabakalı travertenler ise göreceli olarak, fay düzleminde uzak alanlarda çökelmiştir.

Bu sahadan epoksili ince kesit, SEM, poroperm ve duraylı izotop analizleri için 9 adet bantlı traverten örneği alınmıştır.



Şekil 4. Gölemezli traverten sahası ve çevresinin jeolojik konumu (Çakır, 1999'dan değiştirilmiştir).



Şekil 5. (a) Güneye eğimli normal fay boyunca çökelen bantlı travertenlerin arazi görüntüsü. Kuzeye bakış. (b) Çatlak sırtının kuzeybatı kanadında çökelen dikey bantlı travertenler.

#### 4.3 Pamukkale Traverten Sahası

Pamukkale traverten sahası, deniz seviyesine göre 250-400 metre yüksekte kuzeybatı gidişli, 6 km uzunluğuna sahip Pamukkale fay segmentinin tavan bloğu üzerinde yer alır ve 7,6 km<sup>2</sup>'lik bir alanı kaplar (Altunel ve Hancock, 1993a, Altunel ve Hancock, 1993b; Ekmekçi vd., 1995; Çakır, 1999; Şimşek vd., 2000; Özkul vd., 2013). Daha önceki bir çalışmada (Altunel ve Hancock, 1993) Pamukkale travertenleri, morfolojik tiplere ayrılmış ve haritalanmıştır (Şekil 6). Bu proje kapsamında Pamukkale traverten sahası içinde kalan Çukurbağ ve Akköy traverten sırtlarında çalışılmıştır (Şekil 7).

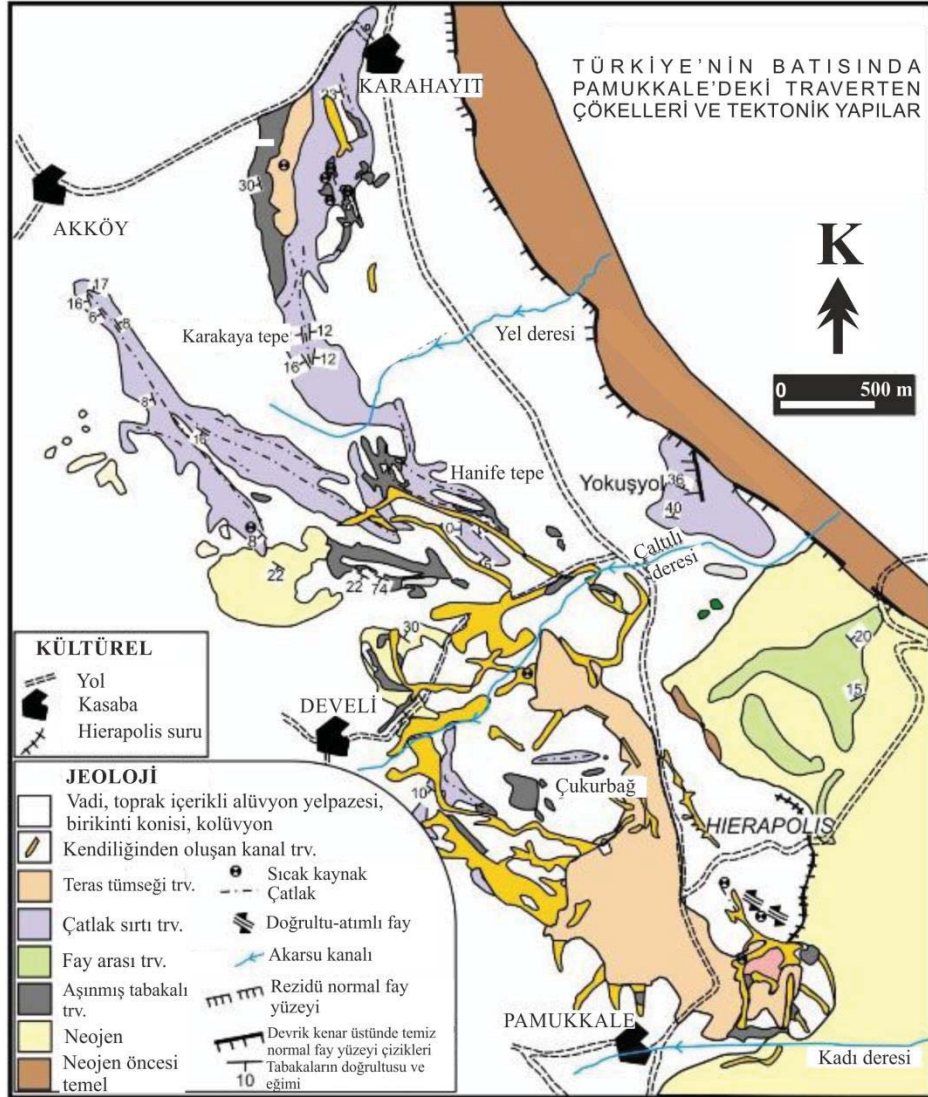
D-B doğrultulu Çukurbağ çatlak sırtı, Pamukkale Jandarma kaynağının önündeki yamaç eteğine yakın, deniz seviyesinden 250 ile 300 m yükseklikte yer alır (Özkul vd., 2013; Şekil 7). Sırt, yaklaşık 10 metre yüksekliğinde, 360 metre uzunluğunda ve 30 metre genişliğinde asimetrik bir sırttır (Altunel ve Hancock, 1993a; Altunel, 1994; Brogi vd., 2014). Bu çatlak sırtı, uzayan bir S-şekline benzer. Sırtın kuzey kanadı, güney kanadından daha yüksektir ve daha diktir. Sırtın kanatlarında tabakalı-laminalı travertenler, sırt ekseninden itibaren zit yönlerde 20° ile 60° arasında değişen eğimlere sahiptir, buna karşılık merkezi doruk eksenini boyunca düşey-yarı düşey konumlu bantlı travertenler yer alır (Özkul vd., 2013; Brogi vd., 2014).

Sırtın yüksekliği ve genişliği en fazla olan orta kısmında Roma döneminde işletilmiş antik bir ocak yer alır. Bantlı travertenlerin doldurduğu çatlakların genişliği en fazla 170 cm, uzunluğu yaklaşık 260 metredir. Çatlak genişliği, sırtın uçlarına doğru azalır (Brogi vd., 2014).

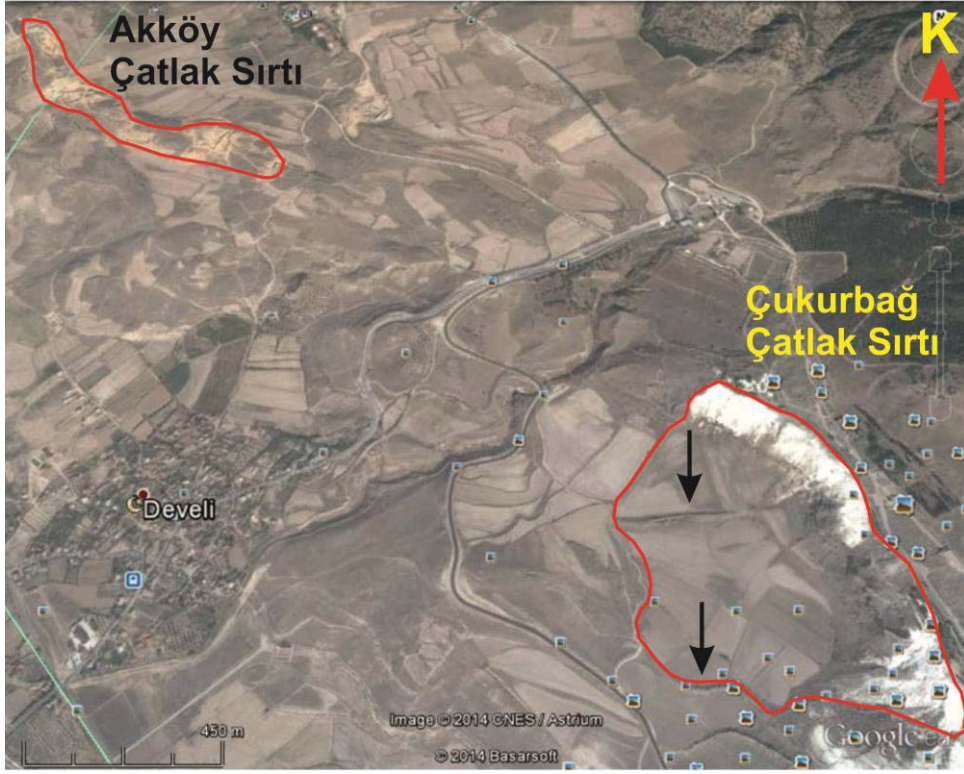
Daha önceki çalışmalarda bantlı travertenlerden  $24.9 \pm 0.1$  ve  $25.2 \pm 0.2$  bin yıl (Uysal vd., 2007, 2009) ve  $25,32 \pm 0.3$  (Özkul vd., 2013) U-Th yaşları elde edilmiştir.

Çatlak sırtı özelliği taşıyan Akköy sahası, Pamukkale-Karahayıt traverten düzlüğünün güneybatısında ve deniz seviyesinden yaklaşık 250 metre yükseklikte, Akköy kasabasının yaklaşık 1 km GD'sunda yer alır (Özkul vd., 2013). Akköy çatlak sırtı, büyük bir açılma çatlak boyuncası yükselen sıcak kaynak sularının çökelttiği bantlı ve tabakalı travertenlerden oluşur (Şekil 8). Kuzeybatı gidişli sırt, 40 m yüksekliğinde, 1400 m uzunluğunda ve tabanında en fazla 800 metre genişliğinde olup, Dünya'daki en büyük traverten sırtlarından birisidir.

Çukurbağ traverten sahasından epoksili ince kesit yapımı, SEM, poroperm ve duraylı izotop analizleri için 6 adet bantlı traverten ve 2 adet kristalin kabuk traverten örneği alınmıştır. Buna karşılık Akköy traverten sahasından epoksili ince kesit yapımı, SEM, poroperm ve duraylı izotop analizleri için 33 adet traverten örneği alınmıştır. Bu örnekler, kristalin kabuk, bantlı, mikrit, gaz kabarcığı, sal litotiplerinden oluşur.



Şekil 6. Pamukkale traverten sahasının haritası. ALTUNEL (1993), Pamukkale'de travertenleri morfolojik tiplerine göre haritalanmıştır (Şekil, ALTUNEL, 1993; Şekil 3'den yeniden çizilmiştir).



Şekil 7. Çukurbağ ve Akköy çatlak sırtının konumu.



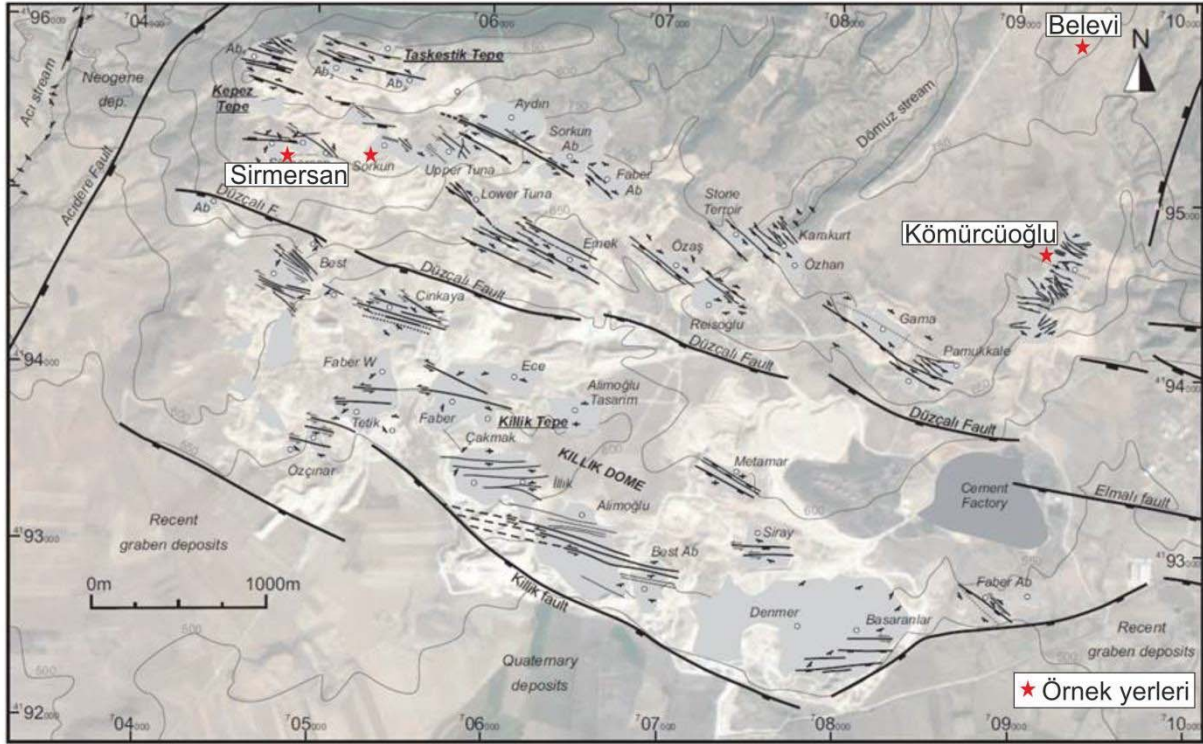
Şekil 8. Akköy çatlak sırtını oluşturan bantlı ve tabakalı travertenler. Güneydoğuya bakış.

#### 4.4 Ballık Traverten Sahası

Denizli'nin Kaklık beldesinin yaklaşık 5 km KB'sında yer alan Ballık traverten sahası, deniz seviyesinden 500 ile 1000 metre yükselikte bulunan güneybatıya bakan bir yamaçta yüzylemiştir (Şekil 9). Bu saha, 12,5 km<sup>2</sup>'lik bir alan kaplayan ve en fazla 120 metre kalınlığındaki traverten ile havzanın en büyük traverten sahasıdır. Sahadaki travertenlerin hacmi yaklaşık olarak 0,94 km<sup>3</sup> olarak hesaplanmıştır (Özkul vd., 2013). Ballık sahasında, yanal olarak birkaç yüz metre uzanan özellikle alt ve orta kısımlarında yatay veya yataya yakın tabakalı traverten çökelleri baskındır (Özkul vd., 2013; Claes vd., 2015). Ballık travertenleri genellikle KB-GD ve D-B doğrultulu normal faylarla kesilmiştir. Travertenleri



kesen normal faylarda doğrudan atımlı hareketler gözlenmiştir (Van Noten vd., 2013, 2015). Bu çalışmada Ballık traverten sahasının kuzeyinde Belevi köyü yakınlarındaki terk edilmiş traverten ocağından, Kömürcüoğlu traverten ocağı, terkedilmiş Sirmersan traverten ocağı ve Sirmersan traverten ocağının doğusunda halen işletilmekte olan Sorkun traverten ocağından örnek alınmıştır (Şekil 9).



Şekil 9. Ballık traverten sahasında örnek alım yerleri (Van Noten vd., 2015'den uyarlanmıştır).

### ***Terkedilmiş Belevi Traverten Ocağı***

Bu saha, Belevi köyünden itibaren güneye doğru dar bir şerit halinde uzanır. Travertenler Neojen istifinin üst seviyelerinde uyumlu olarak gözlenir. Sahanın GD'sunda (Malıdağı, 1277m) ve köy çevresinde alloktan konumlu Jura-Kretase yaşlı Çökelez kireçtaşları bulunur. Belevi köyü çevresinde 1070 metre olan rakım, sahanın GGB ucunda 850 metreye düşer. Sahayı KB-GD ve KD-GB gidişli faylar etkilemiştir (Van Noten vd., 2013). KB-GD gidişli faylar daha genç olup, sahanın kuzeyden güneye basamaklı bir yapı kazanmasını sağlamışlardır. Fay ve çatlaklar, travertenlerin yer yer aşırı kırılmasına ve konum bozukluğuna yol açmıştır. Travertenlerin kapladığı toplam alan, yaklaşık 2 km<sup>2</sup> dir. Tabakalanma belirgin olup, 5°-25° arasındadır. Belevi travertenleri köyün güneyindeki ocaklarda tabanda gri, mor renkli bir seviye ile başlar, üste doğru renk açılarak krem-bej rengine dönüşür. Tabaka kalınlıkları değişkendir. Masif olan kısımlarından blok üretimi yapılmıştır. Traverten tabakaları yanal ve

düşey yönde, gri-açık yeşil kil, krem-bej renkli marn ve kahverengi çamurtaşları ile geçişlidir (Şekil 10).



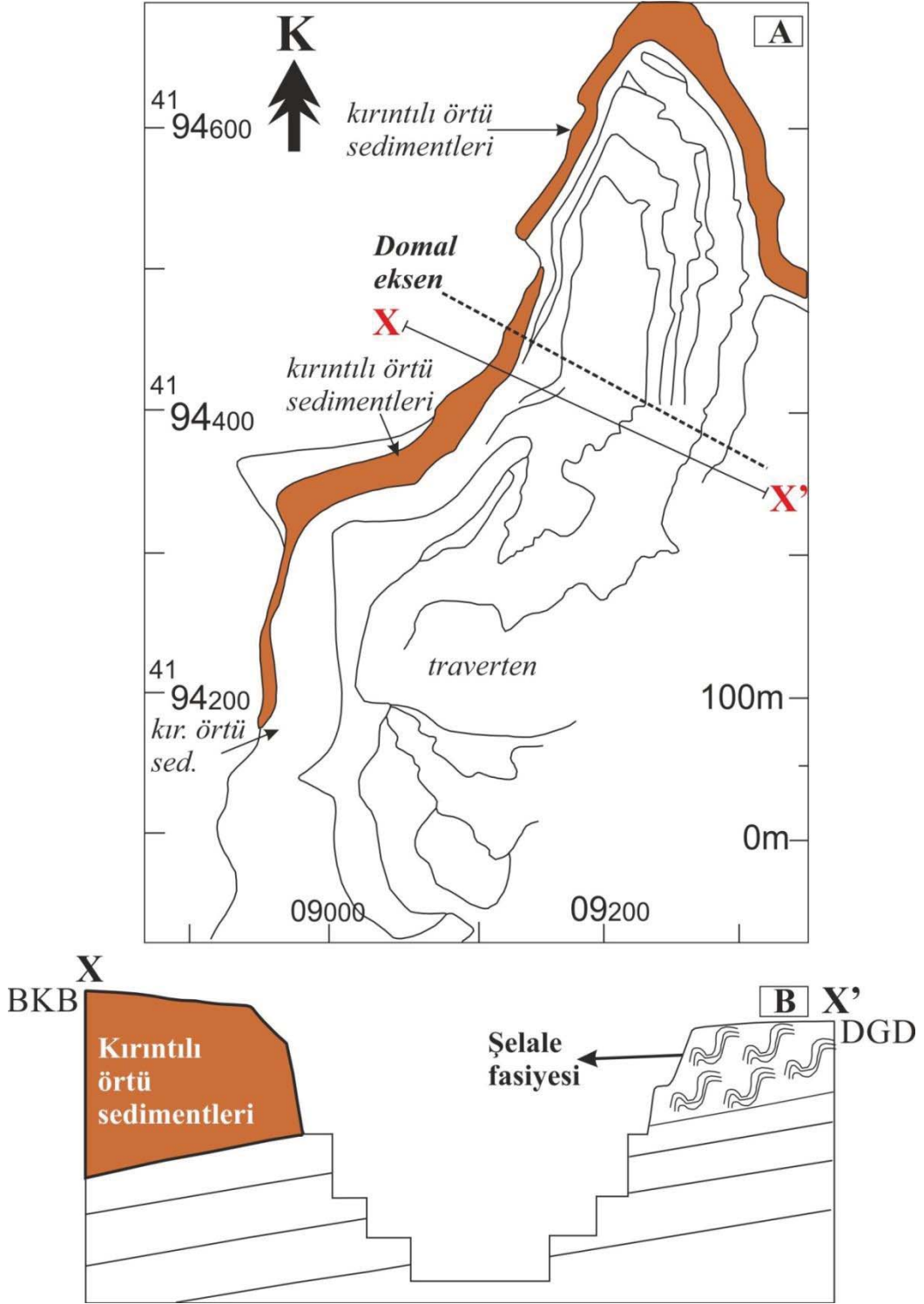
Şekil 10. Terkedilmiş Belevi ocağında eğimli traverten tabakalarının genel görüntüsü.

Belevi traverten ocağından epoksili ince kesit yapımı, SEM, poroperm ve duraylı izotop analizleri için yeşil renkli kiltaşlarından, marnlardan ve çalı içerikli mikrit litotipi sergileyen travertenlerden toplam 8 adet alınmıştır.

### ***Kömürcüoğlu Traverten Ocağı***

Kömürcüoğlu traverten ocağı Ballık sahasının doğusunda, Denizli Çimento Fabrikası'nın yakın kuzeyinde yer alır. (Şekil 11a). Ocağın deniz seviyesinden olan yüksekliği 650 m ile 730 m arasındadır. Uzunluğu yaklaşık 750 m (K-G doğrultusunda), genişliği 200 m (D-B doğrultusunda) olan ocakta travertenler bir dom yapısı sergiler. Dom yapısı ocağın batısında kırıntılı tortullarla örtülmüştür (Şekil 11b). Tabanda düşük eğimli yamaç fasiyesi ile başlayan istif yukarı doğru şelale fasiyesine geçer. Dom yapısı çok sayıda KB-GD gidişli normal faylarla kesilmiştir. (Van Noten vd., 2015 yayımlanmadı).

Petrografik ve petrofiziksel incelemeler için bu ocaktan kristalin kabuk traverten, monomiktik traverten ve polimiktik kayaç litotiplerinden birer olmak üzere toplam 3 örnek alınmıştır (Tablo 2).



Şekil 11. (A) Kömürcüoğlu traverten ocağının basitleştirilmiş haritası ve (B) jeolojik enine kesiti.

### **Terkedilmiş Sirmersan Traverten Ocağı**

Bu traverten ocağı, Ballık sahasının batısında, Taşkestik Tepe (800 m) ile Düzçalı Fayı arasında, deniz seviyesinin 600-650 üzerinde yer alır (Şekil 9). Yanal ve düşey yönde göl, bataklık, geçici akarsu ve alüvyal tortullar ile geçişlidir. Travertenlerin toplam kalınlığı yaklaşık 25 metreyi aşmaktadır. Batıya doğru eğimlenen ince aşınma yüzeyleri, traverten çökelleri ile ardışıklıdır. Doğu-batı doğrultusunda uzanan bir fay nedeniyle traverten çökelleri batıya doğru tiltlenmiştir (Şekil 12). Faylanmalar nedeniyle saha Taşkestik Tepe'den güneye, havza kenarına-merkezine doğru basamaklı bir morfoloji kazanmıştır. Aynı yönde travertenlerin gençleştiği düşünülmektedir (Özkul vd., 2004). Altunel (1994), bu sahadaki travertenleri de morfolojik anlamda 'aşınmış örtü travertenleri' grubu içinde ele almıştır.



Şekil 12. Terkedilmiş Sirmersan ocağının genel görüntüsü (ey: erozyonel yüzey). Kuzeye bakış.

Sirmersan traverten ocağından epoksili ince kesit yapımı, SEM, poroperm ve duraylı izotop analizleri için 26 adet mikrit, bryofit, monomiktik ve polimiktik traverten litotiplerinden alınmıştır.

### **4.5 Kocabaş Traverten Sahası**

Kuzeydeki Taşkestik Tepe ve Killi Tepe travertenlerine kıyasla daha genç olduğu düşünülen Kocabaş sahasının traverten oluşumları başlıca sırt ve çöküntü depolanma sistemlerinden oluşur (Özkul vd., 2002, 2004, 2013). Bu alandaki traverten sırtları geniş bir çöküntü depolanma sistemi içinde gelişmişlerdir. Bunların yanında yer yer kanal ve düşük eğimli teraslı yamaç fasiyesleri göze çarpar. Bu sahada önceki yıllarda yapılan çalışmalara göre, yöredeki toplam traverten alanlarının % 96'sı aşınmış örtü travertenlerinden, % 2,7'si de sırt tipi travertenlerden çok az bir kısmı da kanal travertenlerinden meydana gelmiştir (Altunel, 1994, s. 65-71). Aşınmış örtü travertenleri (Altunel, 1994), bu çalışmadaki çöküntü depolanma sisteminin çalı düzlüğü ve bataklık havuz fasiyeslerine karşılık gelir (Özkul vd., 2002).

Sırt eksenleri genellikle KB-GD gidişlidir. Traverten sırtlarında kısa mesafede yanal ve düşey yönde fasiyes değişimlerine sıkça rastlanır. Bu özellik, ocak olarak işletilen sırtlarda açıkça izlenir. Kocabaş beldesinin GB'sın da, eski Denizli-Afyon karayoluna bitişik olan ve Fidan Mermer tarafından işletilen ocakta merkezi açılma çatlığının düşey konumlu bantlı travertenleri, bataklık havuz fasiyesinin koyu renkli travertenleri ile yan yana görülür. Sırtın KD kanadında yer alan eğimli yamaç travertenleri üzerine, çöküntü depolanma sistemine dahil edilen yatay tabakalı krem-bej renkli çalı düzlüğü ve kahve renkli bataklık havuz fasiyesleri ilerlemiştir. Yatay konumlu açık ve koyu renkli travertenlere yine yatay/az eğimli, beyaz düşey bantlı traverten düzeyleri eşlik eder. Kocabaş traverten sahasının daha kuzeyindeki Güney yatak Tepe, Kız Tepe ve Büyükkestel Tepe'deki travertenler de çöküntü depolanma sistemine ait travertenlerdir. Sahadaki bu tür travertenler yer yer eğimlidirler ve bugünkü eğimlerini ve güncel konumlarını depolanmadan sonraki tektonik hareketlerle kazanmışlardır.

Epoksili ince kesit, SEM, poroperm ve duraylı izotop analizleri için Kocabaş traverten sahasında çökelen mikrit, fito, bantlı ve polimiktik traverten litotiplerinden 15 adet örnek alınmıştır.

#### **4.6 Gürlek Traverten Sahası**

Bu saha, Denizli-Afyon devlet karayolunun güneyinde, Gürlek köyü yakınında bulunur. Deniz seviyesinden yaklaşık 396 metre yükseklikte yer alan saha, yaklaşık 2 km<sup>2</sup>'lik bir alanı kaplar. Sığ gölsel ortamda çökelmiş yatay veya yarı yatay tabakalardan oluşan traverten çökellerinin görünür kalınlığı yaklaşık 20-25 metredir (Özkul vd., 2013; Toker vd., 2015). Gürlek'teki travertenlerin yaş konağı, 231.5 bin yıl ile 80 bin yıl arasında değişen U-Th yaş verilerine göre Orta-Geç Pleistosen'dir (Özkul vd., 2013; Toker vd., 2015). Gürlek traverten sahasında terk edilmiş Aydın ve Özçelik traverten ocağı ile halen çalışmaya devam eden Erdem traverten ocağı çalışılmıştır.

Bu sahanın en tabanını terk edilmiş Aydın traverten ocağı, en üstünde ise Erdem traverten ocağı bulunur. Bu Aydın traverten ocağı, iki kademedен oluşur (Şekil 13). Birinci kademedē çoğunlukla yeşil renkli mikrit litotipi ve kalın eski toprak seviyesi baskın iken, ikinci kademe genellikle yatay veya yarı yatay laminalı mikrit ve fito traverten litotipleri içerir (Şekil 13). Erdem mermer ocağının tabanında ise durgun su koşullarında oluşmuş bodur ağaçsı çalı çökelleri içeren mikrit traverten litotipleri gözlenmiştir.

Epoksili ince kesit, SEM, duraylı izotop, poro-perm, civa enjeksiyon kapiler basınç testleri için çoğunlukla yeşil renkli mikrit litotipi içeren terk edilmiş Aydın mermer ocağının tabanından 7, fito traverten litotipi içeren Özçelik Mermer'den 3 ve çalı içerikli mikrit traverten litotipi içeren Erdem Mermer'den 1 adet örnek alınmıştır.



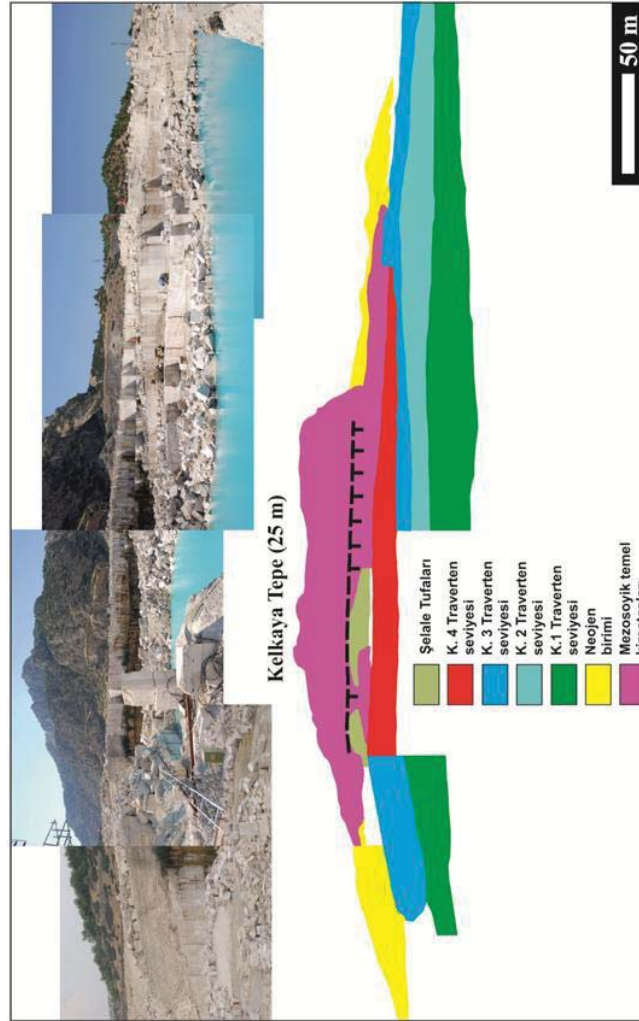
Şekil 13. Terk edilmiş Aydın traverten ocağı. Genellikle yatay-yataya yakın konumlu traverten tabakalarından oluşan istif içinde paleosol ve aşınma yüzeyleri gözlenir (Bakış yönü: Güneydoğu).

#### 4.7 Kelkaya Traverten Sahası

Çalışılan traverten sahası, Aşağıdağdere köyü yakınlarında, Kelkaya'nın kuzey eteğinde Denizli Havzası'nı güneyden sınırlayan normal fay segmentinin tavan bloğu üzerinde yer alır (Şekil 14). Traverten oluşumları, deniz seviyesine göre 515 – 650 metreler arasında olup, 0,615 km<sup>2</sup>'lik bir alan kaplar. Sahada özel sektör tarafından ocak işletmeciliği yapılmaktadır (Aratman, 2013).

Kurmer Şirketi tarafından çalıştırılan ocak dört kademededen oluşmaktadır. Herbir kademenin yüksekliği 1 ile 9 metre arasında değişmektedir. Dört kademenin toplam yüksekliği 25,5 metredir. Ancak en alt kademedden 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. Bu çalışmada üstte tufaya benzer traverten çökellerinin kalınlığı tespit edilememiştir.

Proje çalışmaları için Kelkaya traverten sahasından standart ve epoksili ince kesit yapımı, SEM, poroperm, MICP ve duraylı izotop analizleri için 62 adet traverten örneği alınmıştır. Bu örnekler, bantlı traverten, yeşil renkli mikrit litotipi hariç, diğer tüm traverten litotiplerinden oluşur. Kristalin kabuk, mikrit, fito traverten, monomiktik ve polimiktik traverten litotiplerine civa enjeksiyon kapiler basınç testleri uygulanmıştır.



Şekil 14. Kelkaya traverten sahası ve ocağının genel görünümü, güney-güneydoğu bakışı (Aratman, 2013; Şekil 1.3).

#### 4.8 Karateke Traverten Sahası

Bu saha, havzayı güneyden sınırlayan faylardan birisi olan Honaz fayının (Bozkuş vd., 2000) batı ucunda Karateke ve Emirazizli köyleri civarındadır. Bu alanda, muhtemelen tektonik faaliyetlerden dolayı, KB-GD sırt eksenini boyunca batıya yaklaşık 45° tiltlenen açık ve koyu

renkli tabakalar ardalanmalıdır (Şekil 15). Traverten ocağı olarak işletilen Obruk Tepe sırtı sahanın en önemli oluşumudur. Sırtın batısında derinliği 30 metre kadar olan bir obruk yer alır. Obruk duvarları, ince-orta tabakalı, açık renkli travertenlerden oluşur.

Obruk Tepe sırtının 500 metre KB'sındaki 463 metre rakımlı Çalica Tepe de bir traverten sırtıdır. Açılma çatlağının doğrultusu,  $K35^{\circ}B$ 'dir. Çatlak ekseninin her iki tarafında yer alan tabakalar 6-9°'lik eğimlerle sırt ekseninden uzaklaşır. Obruk Tepe'nin yaklaşık 1,5 km doğusunda, Kayaaltı Mevkii'nde, 20 metre kalınlığında bir tufa kütlesi gelişmiştir. Tufa kütlesinin alt kesimleri, taşınmış tufa breşlerinden oluşur. Tufa kütlesi, üstten güncel bir alüvyal yelpaze tarafından üzerlenir. Bu yelpaze, havzayı güneyden sınırlayan Honaz Fayı'nın yükselen bloğundan beslenmektedir.

Epoksili ince kesit, SEM, duraylı izotop, poro-perm ve civa enjeksiyon kapiler basınç testleri için Çalica tepedeki terk edilmiş traverten ocağında çökelen kristalin kabuk, mikrit ve fito traverten litotiplerinden 20 adet örnek alınmıştır.



Şekil 15. Gökpınar yakınlarında terk edilmiş traverten ocağı içindeki tabakalı travertenler.



## 5.LİTOTİPLER

Litotip, değişik çökelme şartlarında depolanmış, arazi ölçeğinde renk, görünüm, tabakalanma, gözenek, doku ve bileşim farklılıkları gösteren traverten tipleridir (Guo ve Riding, 1998; Özkul vd., 2002; 2013, 2014; Claes vd., 2015). Aşağıda Denizli Havzası'ndaki traverten sahalarından alınan traverten litotiplerinin tanımlamaları yapılmış (Tablo 1) ve arazi tanımlamaları laboratuvar verileri ile desteklenmiştir.

Tablo 1. Çalışma sahalarında gözlenen tüm litotipler ve bunların alt grupları.

No	Litotip	Alt gruplar	Kisaltmalar
1	Kristalin kabuk traverten		KK
2	Fito traverten	-----	FT
2A		Bryofit-fito	BF
2B		Kamış içerikli-fito	KF
3	Mikrit traverten	-----	MT
		Makrofit içerikli mikrit	
4	Yeşil mikrit traverten		YMT
5	Bantlı traverten		BT
6	Gaz kabarcığı traverten		GKT
7	Sal tipi traverten		ST
8	Kırıntılı traverten	Monomiktik	MMT
		-----	
		Polimiktik	PT

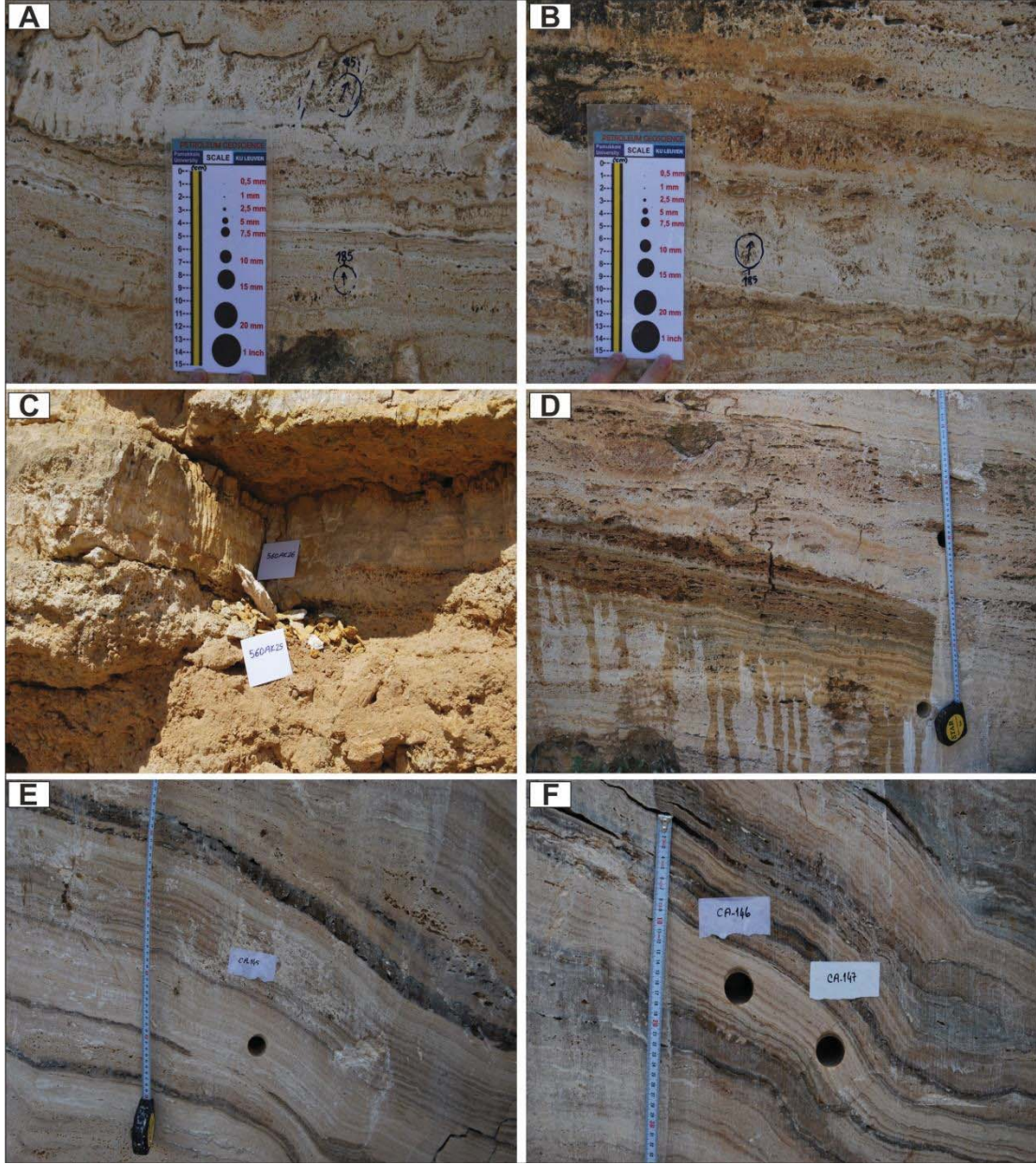
Tablo 2. Traverten litotiplerinin sahalara göre dağılımı

LİTOTİPLER	KK	FT	MT	YMT	BT	GKT	ST	MMT	PT
Yenice					X				
Gölemezli					X				X
Akköy	X	X			X	X	X		
Çukurbağ	X				X				
Ballık-Belevi			X						
Ballık-Kömürcüoğlu	X	X					X	X	X
Ballık-Taşkestik Tepe	X	X	X	X				X	X
Kocabaş	X	X	X		X			X	
Gürlek		X	X	X					
Kelkaya	X	X	X				X	X	X
Karateke	X	X	X	X					

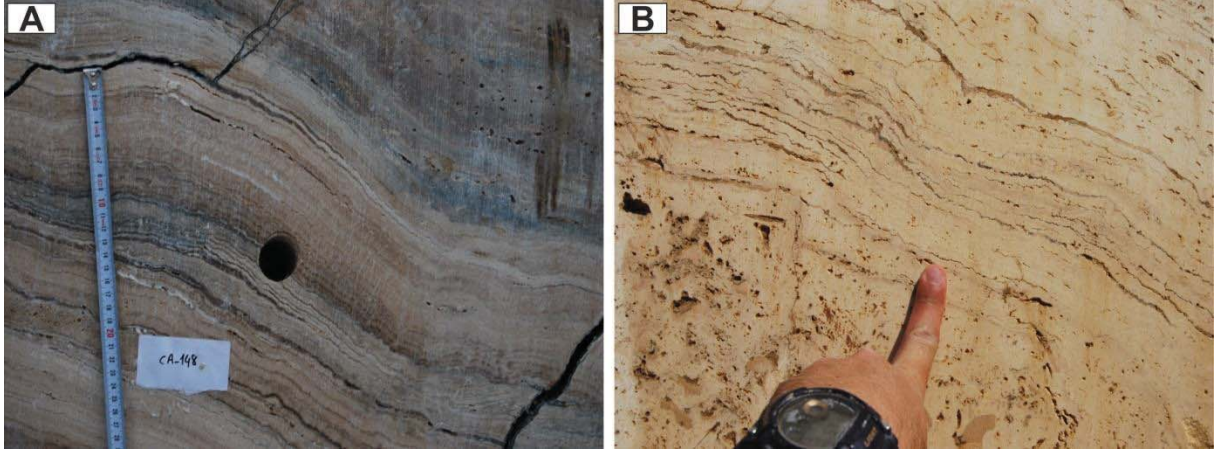
### 5.1 Kristalin Kabuk Traverten

Kristalin kabuk traverten litotipi, Akköy, Kelkaya, Ballık, Kocabaş ve Karateke traverten sahalarında gözlenmiştir (Tablo 2). Diğer sahalara nazaran, Akköy traverten sahasında kristalin kabuk litotipi daha baskındır. Akköy traverten sahasında çökeltme yüzeyine dik veya hafif eğimli kristal demetleri (Şekil 16A, B) ve ince kıvrımlı mikrit laminaları içine alan 0,5 mm ile 10 cm kalınlığında açık ve sarı-gri renkli tabakalar kristalin kabuk traverten litotipini oluşturur. Bu dallanan kristal demetleri yelpaze dokusu sergiler ve bu demetlerin bozunması, açık renkli kristalin kabuk litotipinin mikritleşmesine yol açmıştır (Şekil 16A). Kaynaktan uzaklaştıkça laminaların kalınlığı da giderek azalır (Şekil 16B, C ve D). Ayrıca oksitlenmiş kristalin kabuk içinde dallanan ince kristal demetleri daha kırılıgandır (Şekil 16C). Belirgin yelpaze dokusu sergileyen sarı ve grimsi renkli bodur ağaçsı kristal demetleri, daha sıkıdır (Şekil 16B, D).

Kelkaya traverten sahası, üç farklı kristalin kabuk litotipi içerir. Bunlardan birisi, yaklaşık 15 cm kalınlığında tabaka içerisinde birçok sıkı açık renkli kalsit laminaların ardalanması ile oluşur (Şekil 16E). İkincisi, 0,5 mm kalınlığında seviyelerin oluşmasına neden olan sütlü kahve renkli ince mikrit lamina ile açık renkli kalsit laminasının ardalanarak yaklaşık 10 cm kalınlığında tabaka meydana getirmesi ile belirgindir. Bu açık renkli kalsit seviyesi, çökeltme yüzeyine hafif eğimli veya dik büyüyen bir dizi kristal demetlerini kapsar (Şekil 16F). Üçüncü tür ise, açık renkli kalsit kristal seviyelerinin neredeyse hiç gözlenmediği birçok ince siyah renkli ikincil oluşumların ardalanmasından ortaya çıkan 5 cm kalınlığındaki iri kristalin bir tabakadır (Şekil 17A). Diğer yandan, yamaca dik veya eğimli gelişen makrofit organizmaların üst üste birikmesi, aşağıya doğru sarkması ve üzerlerinin açık renkli kalsit ile kaplanması da bu organizmalar ile kristalin kabuk tabakaların ardalanmalı olarak geliştiğini gösterir (Şekil 17B).

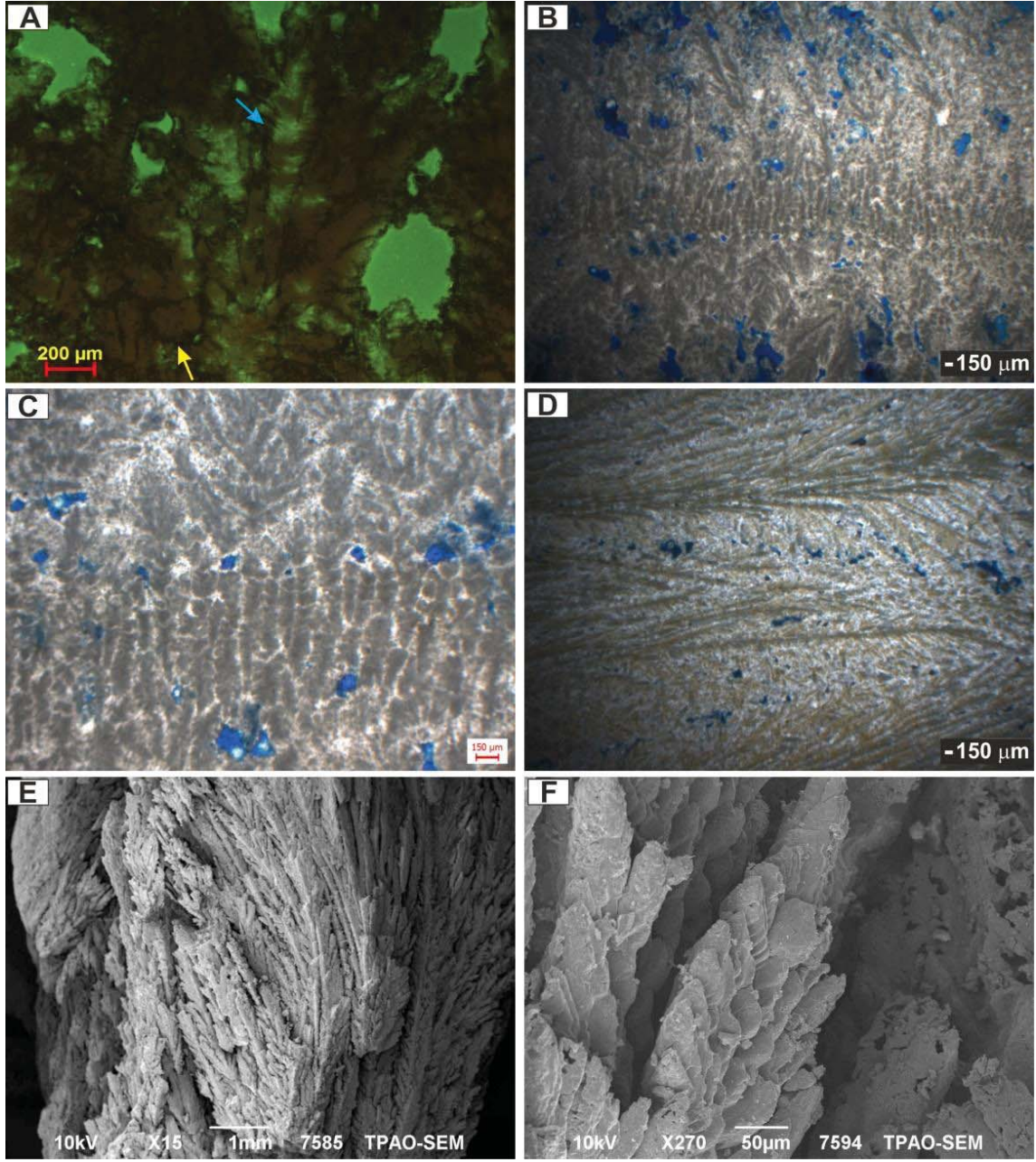


Şekil 16. Akköy ve Kelkaya traverten sahasında kristalin kabuk traverten litotipinin arazi görüntüleri. (A,B) Açık renkli kristalin kabuk traverten. Kalsit kristalleri çökeltme yüzeyine dik gelişmiştir. Akköy sırtı. (C) Gevşek kristalin kabuk seviyesi. Akköy sırtı. (D) Sarı renkli ince laminaların ardalanması ile oluşan kristalin kabuk seviyeleri. Akköy sırtı. (E, F) Kelkaya sahasından kristalin kabuk litotip seviyeleri. Kristalin kabuk laminaları koyu renkli mikritik ve ince kırıntılı lamina düzeyleri ile ardalanmaktadır.



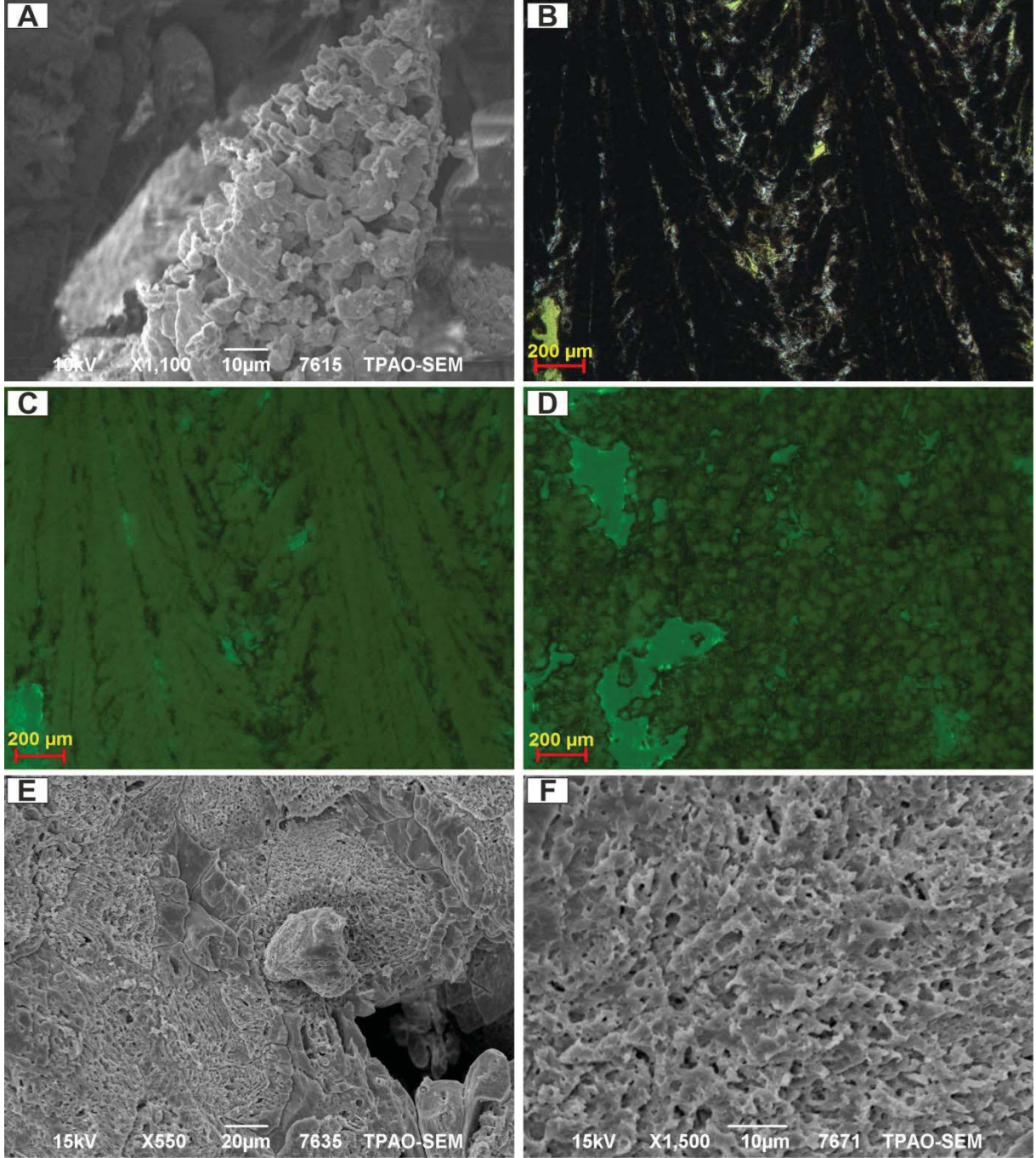
Şekil 17. Kristalin kabuk traverten litotiplerinin arazi görüntüleri. (A) Kelkaya traverten sahasında siyah/koyu renkli ikincil laminalar ile açık renkli laminaların ardalanması. (B) Ballık traverten sahasında makrofit organizmalar ile ardalanmış ince laminalı kristalin kabuk traverten.

Bir litotip, birden fazla çökeltme dokusu içerdiği göz önüne alındığında kristalin kabuk traverten, kristalin dendrit ve levhamsı spar (Şekil 18A) dokularından oluşur. 90 µm boyutunda trigonal spar kristallerin üst üste düzenli büyümesi ile oluşan 1 mm kalınlığındaki lamina, sıkı paketlenmiş kristalin dendrit doku gösterir. Bu lamina yüzeyine dik veya hafif eğimli gelişen dallanmış, gevşek paketlenmiş kristal demetleri ise ayrık kristalin dendrit dokuyu karakterize eder (Şekil 18B). İki doku arasında çökeltme yüzeyine paralel 90 µm boyutunda mikro-gözlü porozite açığa çıkar (Şekil 18C). Diğer yandan, gevşek paketlenmiş dallanan ayrık kristal demetleri arasında levhamsı spar dokusu meydana gelir. Kristal demetlerinin gevşek paketlenmesi, daha fazla mikro-gözlü porozitenin oluşmasına olanak sağlar (Şekil 5.3B). Spar kristallerinin bozunması veya çözünmesi ile genişlemesi, mikro gözlü poroziteyi mikro-kanal poroziteye dönüştürür (Şekil 18A). Sıkı paketlenmiş kristalin dendrit doku, levhamsı spar dokusundan mikro-gözlü porozitenin oluşmaması ile kolaylıkla ayırt edilebilmektedir (Şekil 18D). Ancak bu sıkı paketlenmiş dallanan kristalin dendrit doku arasında ise dendrit-arası porozite türünü gözlemlemek mümkündür (Şekil 18E). Bloklu spar kristalleri, uzun eksenleri boyunca üst üste yığılarak kristal demetlerin her birinin oluşumuna katkı sağlar. Mevsimsel olaylardan dolayı, bu bloklu spar kristallerinin bozunması sonucunda çoğunlukla 7 µm boyutunda dendrit-içi porozite oluşur (Şekil 18F). Kristalin dendrit dokuyu karakterize eden dallanmış kristal demetleri içinde en fazla 10 µm boyutunda dendrit içi porozite, bağlantılı boşluk boğaz boyutlarından oluşur (Şekil 19A).



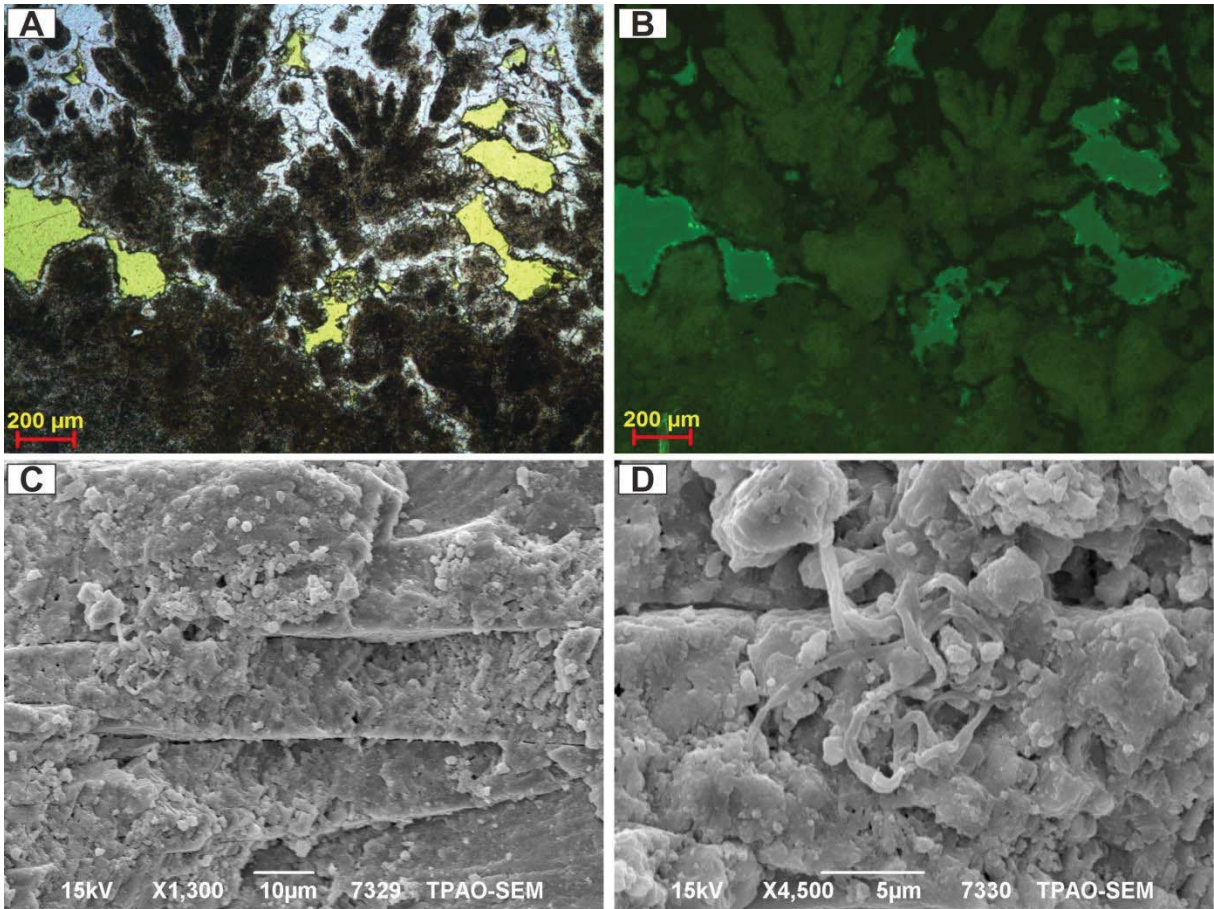
Şekil 18. Kristalin kabuk traverten litotipinin, flüoresans-polarize ışık (FPM), epoksili-optik (E-OM) ve taramalı elektron mikroskop (SEM) görüntüleri (mavi renk epoksidir). (A) Flüoresans ve polarize ışığı birleştirerek, kristalin dendritik (mavi ince ok) ve levhamsı spar (sarı ince ok) dokusunun birlikte gözlenmesi. (B) Sıkı ve gevşek paketlenmiş kristalin dendritik dokuların epoksili ince kesit görüntüsü (E-OM, 1.nikol). (C) A'daki sıkı paketlenmiş kristalin dendritik dokuyu oluşturan bloklı spar kristaller (E-OM, 1.nikol). (D) Sıkı paketlenmiş kristalin dendritik doku ile mikro gözlü porozite içeren levhamsı spar dokusu (E-OM, 2.nikol). (E) Kristal demetleri boyunca gelişen dendrit arası porozite (SEM). (E) Her bir kristal demedini oluşturan bloklı spar kristaller ile gevşek paketlenmiş kristal demetleri içinde oluşan dendrit içi porozite (SEM).

Sıkı paketlenmiş, dallanan kristalin demetler, kristalin dendrit doku sergilemesine rağmen, bu kristalin demetler (Şekil 19B,C) ve bloklu spar kristalleri (Şekil 19D) içinde organik maddenin iyice yoğunlaşmış olması, spar kristallerin mikritleşmesine neden olabilir. Bu çubuksu veya bloklu spar kristalleri içerisine gömülen organik madde bozunduktan sonra spar kristallerinin neredeyse tamamı mikritleşir ve dendrit içi porozite açığa çıkar (Şekil 19E). Bu spar kristallerinin kısmen mikrite dönüşümü, boşluk ağları daha geniş bağlantılı boşluk boğaz boyutlarından oluşan dendrit-içi poroziteye yol açarken (Şekil 19A), organik maddenin daha yoğun olduğu ortamlarda meydana gelen dendrit-içi porozite ise boşluk ağları dar, bağlantılı veya bağlantısız boşluk boğaz boyutları içerir (Şekil 19E). Bu dendrit içi porozite, küresel ve yassı bakteriform yapılarının bozunmasından kaynaklanan ince delikler ile belirginleşir (Şekil 19F).



Şekil 19: Kristalin kabuk traverten litotipinin, polarize (PM), flüoresans (FM) ve taramalı elektron mikroskobu (SEM) görüntüleri (sarı renk: resin maddesidir). (A) Boşluk ağları geniş bağlantılı boşluk boğaz boyutlarından oluşan dendrit-içi porozite, taramalı elektron mikroskobu görüntüsü (SEM). (B) Sıkı paketlenmiş dallanan kristalin demetleri (PM). (C) B'deki kristal demetleri ve bu demetler boyunca gelişen levhamsı spar dokusunun organik madde içermesi (FM). (D) Organik madde içerikli bloku spar kristalleri arasındaki mikro gözlü ve bağlantılı gözlü porozite türleri (E) Spar kristallerinin bozunması ile ortaya çıkan dendrit içi porozite. (F) Küresel veya yassı bakteriform yapılarının bıraktığı ince delikler, taramalı elektron mikroskobu görüntüsü (SEM).

Çekirdek rolü üstlenen organik maddece zengin bozunmuş bloklu spar kristalleri, çubuksu spar kristallerin gelişmesine zemin oluşturur (Şekil 20A, B). Bu bozunmuş spar kristalleri, bir kristal demedi üzerinde yer yer boyutu 40 µm olan karbonat çamuru halinde de görünebilir (Şekil 20C). Karbonat çamuru üzerinde veya etrafında 2,5 µm boyutunda mikrit agregaları gözlenir. Bu mini mikrit agregaları küresel veya çubuksu kokoid bakterileri ile birlikte bulunur. Diğer yandan, ipliksi mikrobiyal filaments, bu karbonat çamuruna tutunmuştur (Şekil 20D). Bu filamentler arası boşluklarda veya filament üzerinde boyutu en fazla 1,25 µm olan mikrit agregaları yer alır. Ayrıca bu filamentler, mikrit agregaların tutunmasına veya kümelenmesine zemin oluşturur (Şekil 20D).



Şekil 20. Kristalin kabuk traverten litotipinin, polarize (PM), flüoresans (FM) ve taramalı elektron mikroskop (SEM) görüntüleri (sarı renk: resin maddesidir). (A) Bozunan çubuksu ve bloklu spar kristalleri (PM). (B) Organik madde içerikli bozunmuş spar kristallerine tutunan çubuksu spar kristaller (FM). (C) Çubuksu spar kristali üstündeki karbonat çamuru, taramalı elektron mikroskobu (SEM). (D) C'deki karbonat çamuruna tutunan ipliksi mikrobiyal filament, taramalı elektron mikroskobu (SEM).



Kristalin kabuk traverten litotipi, düz yamaçlar üzerinde, teras havuzlarının dış bükey kenarları ile duvarlarında yaygın şekilde depolanmıştır. Kristalin kabuk yoğun, kaba lifsi, çoğunlukla açık renkli olup, çökeltme yüzeyine dik gelişmiş uzunlamasına kalsit kristal kümelerinden meydana gelmiştir. Bu tip travertenlerin, kaynak ağızlarında ve kaynağa yakın alanlarda hızlı akan sıcak sular tarafından çöktüğü ifade edilmiştir (Guo ve Riding, 1998; Özkul vd., 2014). Bu çalışmada, durgun su koşullarında açığa çıkan kalsiyum karbonat bileşimli kaynak suyunun hızlı çökel bıraktığı yerde CO<sub>2</sub> gaz kaçıışı ve kaynak suyu akış hızı fazladır. Aynı zamanda bu sakin ortamda mikroorganizma faaliyetleri ve organik madde içeriği de baskındır. Kalsiyum karbonat çökeli, bu organik madde içerikli prokaryot veya ökaryot organizmalar ile birlikte taşlaşır ve bloklu, çubuksu spar kristalleri oluşur. Mevsimsel olaylardan dolayı, bu spar kristallerin bozunması sonucu, spar kristalleri içerisindeki organik madde rahatlıkla ortaya çıkar. Bu organik madde, koyu kahve renkli peloidal mikrit agregası halinde görünür. Spar kristallerin, peloidal mikrit agregasına dönüşümü, Kahle (1977) tarafından ilk kez isimlendirilen sparimikritleşme diyajenez sürecini gösterir.

Jones ve Renaut (1995) tarafından, Kenya Rift Vadisi'nde, Bogoria Gölü'ndeki fosil sıcak kaynak çökellerinde bulunan dendritik kristallerin iki türleri (scandulitic ve ayrık) incelenmiştir. Bu dendritik kristal tabakaları, bölgesel olarak farklı stromatolitik, intraklastik, pisolitik, peloidal, mikritik ve dendritik olmayan bölümler ile ilişkilendirildi (Casanova, 1986; Jones ve Renaut, 1995). Bir dendrit tek bir ağaç gibi kristaldir (Keith ve Padden, 1964; Lofgren, 1974; Jones ve Kahle, 1986; Jones ve Renaut, 1995). Kristalografik dendritler, belirgin kristalografik doğrultularda dallanırlar. Kristalografik olmayan dendritiklerin iki türü, Kenya sıcak kaynak çökellerinde bulunur. İnce kesitte, ayrık dendritikler, karmaşık dallanmalar ile karakterize edilmiştir. Loburu'da ayrık dendritler, kaynak havuzlarında ve havuz çeperi tümseklerin iç kenarları boyunca meydana gelmiştir. Mawe Moto'daki ayrık dendritler, kaynak havuzun sadece birkaç metre altında kaynak çıkışların üst kısımlarında oluşmuştur ve bu dendritler, her zaman freatik ortamlarda meydana gelir (Jones ve Renaut, 1995). Ayrıca ayrık dendritlerin büyümesi, kristalografik olmayan dallanma, kristal bölünmesi ve bölgesel olarak yelpaze spherulitic büyümeyi içine alır (Jones ve Renaut, 1995). Ancak, Guo ve Riding (1992) tarafından belirtilen ayrık kristaller de kristallerin bölünmesi ile ilgili herhangi bir kanıt yoktur ve kristalografik dallara sahiptir. Bu ayrık kristaller, Jones ve Kahle (1986) tarafından belirtilen kristalografik ayrık kristallere daha yakın dizilmektedir. Ayrık dendritler, Lengyel (1937) tarafından sembolize edilen dallanmış kristallere ve Almanya'nın Orta Miyosen yaşlı travertenlerindeki ayrık kristallere benzerdir (Koban ve Schweigert, 1993). Çok fazla dengesiz koşullar altında hızlı çökeltim, kristal olmayan dallanma, kristal bölünmesi ve yelpaze veya tüysü spherulitic büyümeyle ifade edilmiştir (Jones ve Renaut, 1995). Traverten

çökellerinde gözlenen kristalin dendritik dokusu, flüvyal tufa çökellerinin (Manzo vd., 2012) ürünü olan dendritler ile hemen hemen benzerdir. Manzo vd. (2012) tarafından yarı fosilleşmiş tufa kayacında "*dendrolite dokusu*" gözlenmiştir. Bu doku, bazı durumlarda başlıca mavi-yeşil alg filamentleri tarafından temsil edilen dallanmalı kabuklaşmış organik maddeler halinde filament olarak görünmektedir (Manzo vd., 2012). Aynı durum, Riding (2000) tarafından tespit edilmiştir. Çin'in Jinan, Shandong şehrine yakın Orta Kambriyen yaşlı Zhangxia Formasyonu'nda muhtemelen kalsitleşmiş mavi-yeşil alg ile oluşan koyu renkli cm boyutundaki çalı gibi dokular sergileyen *Dendrolite kayacı* (Riding, 2000), mikroskopik olarak mikritik çalı dokusu gösteren kristalin kabuk litotipine benzerdir. İnce kesitte mikrit agregaları koyu görünürken, benekli bir görünüm sergileyen spar agregaları açık renkli görünür. Mikrit agregaları, ince çubuksu ve küre şekilli bakteri formları ile ilişkilendirildi. Buna karşılık, rombohedral spar kristalleri, diyatome organizmaları ile birlikte bulunmuştur (Guo ve Riding, 1994). Daha bol mikrit agregaları içeren çalılarda daha az gelişmiş bir dendritik form sergilediği ve şekli de daha düzensiz ve zarflı olduğu gözlenmiştir. Buna karşılık, rombohedral spar kristallerin baskın olduğu çalılarda ise daha dendritik bir form gösterdiği belirtilmiştir (Guo ve Riding, 1994). Ayrıca rombohedral spar kristallerin, sivri uçlu spar kristallerine dönüştüğü tespit edilmiştir. Folk vd. (1985, s. 364), bu sivri uçların ya çözelti ya da büyüme özelliklerine bağlı olarak geliştiğini dikkate almıştır. Jones ve Pemberton (1987) ise bunların doğal suların bozunması ile meydana geldiğini belirtmiştir. Guo ve Riding (1994) tarafından çalı çökelleri içinde ve çalı yüzeyleri üstünde mikroorganizmaların meydana geldiği ileri sürülmüştür. Çalı çökelleri içindeki mikrit agregaları, diyatome gibi organizmalar tarafından salgılanan viskoz mukustan oluşmuş organikçe zengin katman üstünde veya filament ağları içinde rasgele dönmüş çubukların karmaşık kümelenmesi olarak görünmüştür (Guo ve Riding, 1994). Diğer yandan, Chafetz ve Folk (1984), kalsit içindeki bakterilerin hızlıca tamamıyla bozunduğunu belirtmiştir. Karbonik ve diğer asidin oluşumundan dolayı organik bozunma, genellikle pH'ı düşüren bir sürece neden olur (Berner, 1978, s. 247). Bu asitler, etrafındaki spar ile reaksiyona girer ve ilk bakteri yapısından daha büyük bir gözenek meydana gelir. Her bir oksitlemiş bakteri, bazen dairesel kahverengimsi noktalar olarak görünür (Chafetz ve Folk, 1984). Oppenheimer (1961), laboratuvar ortamında çökeltilecek bakteriyel karbonatların ortasında benzer küresel siyah noktaları bulmuştur. Bu bakterilerin ilk oluşumu, önceden bakterinin bulunduğu mikroboşlukların miktarı ile gösterilmiştir (Chafetz ve Folk, 1984). Diyajenezin sonraki safhası, bu mikroboşluklar içinde kalsitin çökelişini içerir.

Dendritlerde dallanma açısının mevcut her bir dal arasındaki gözenekler tarafından kontrol edilmektedir (Keith ve Padden, 1964). Ayrık dendritik dokudan oluşan kalın tabakalar, gözenekteki değişimlerden dolayı kaba bir laminalanma gösterir. Yaklaşık %50 poroziteye

sahip çok fazla boşluklu lamina, gevşek paketlenmiş kristallerden oluşur. Buna karşılık, düşük poroziteli lamina, çok sıkı paketlenmiş kristaller halindedir (Jones ve Renaut, 1995).

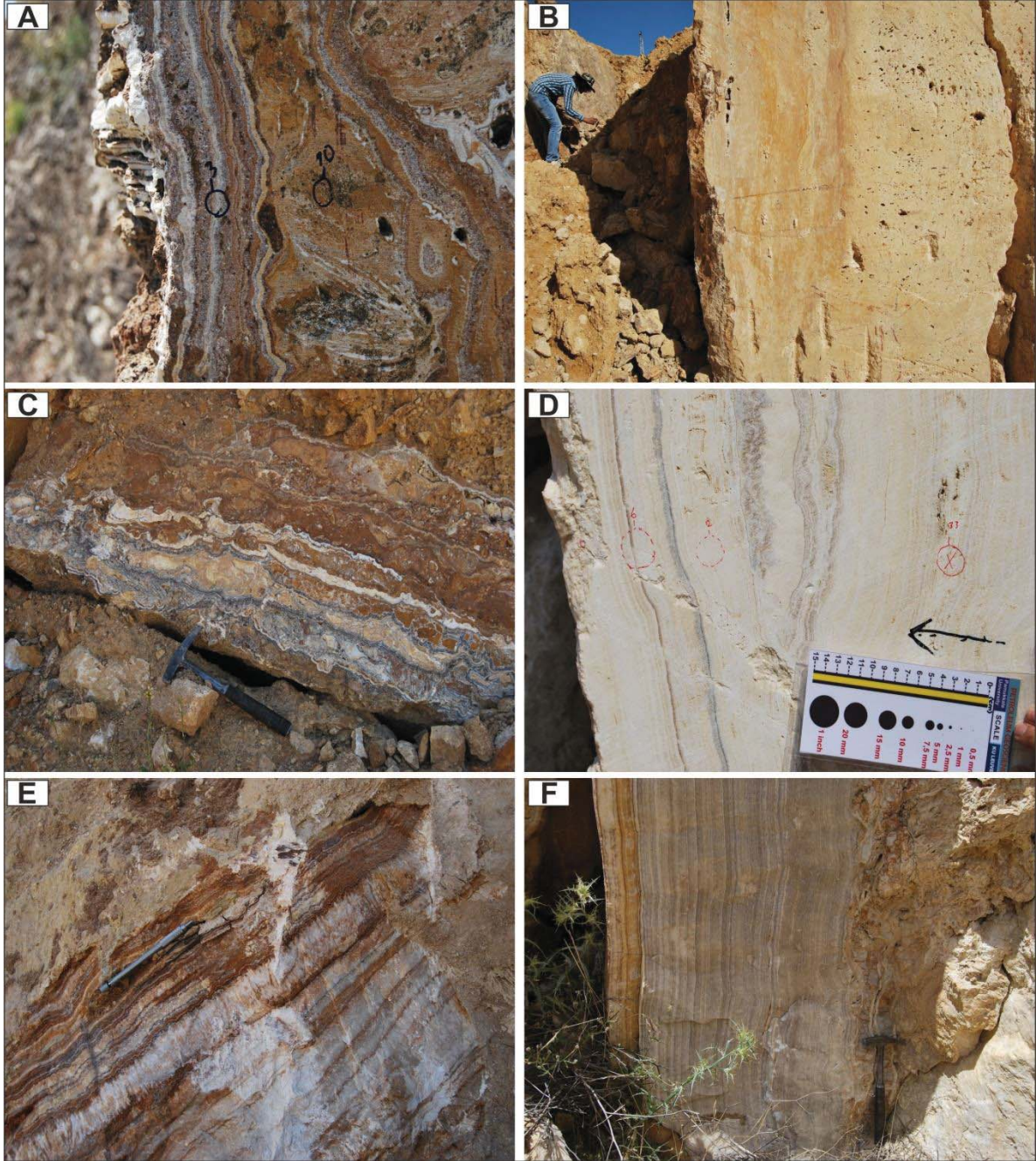
## 5.2 Bantlı Traverten Litotipi

Bantlı traverten litotipi, Akköy, Kocabaş, Yenicekent ve Gölemezli traverten sahalarında gözlenir. Bu traverten litotipi, genellikle derin dolaşimli termal suların çatlak veya fay düzlemi boyunca çatlak duvarlarında çökeltilmiş sıkı ve laminalı bir traverten türüdür (Altunel ve Hancock, 1993a, 1993b; Altunel ve Karabacak, 2005; Özkul vd., 2002, 2013; Uysal vd., 2007, 2009; De Filippis vd., 2012). Laminalar farklı renklerin araldanmasından oluşur (Şekil 21A-F). Akköy traverten sahasında sarı, beyaz, kırmızı-kahverengi renkler de laminalanmalar gözlenirken (Şekil 21A, B, C), Kocabaş sahasında beyaz-açık renkli laminalardan oluşan çökel tespit edilmiştir (Şekil 21D). Laminaların farklı renklerde olması, termal akışkanın kimyasal bileşimindeki farklılıklarla ilgili olduğu sanılmaktadır. Örneğin kırmızı-kahve renk, termal akışkandaki yüksek Fe konsantrasyonundan kaynaklanmış olmalıdır (Şekil 21A, C, E). Sarı renk ise bu demirin oksitlendiğini ifade edebilir. Gölemezli traverten sahasında anakaya önünde normal atımlı fay boyunca derin dolaşimli kaynak suyu, ana kaya ile temas halinde yukarıya doğru yükselir. Bu sular beraberinde ana kayanın ürünlerini, yukarıya doğru taşıyabilir ve gri ve açık renkli laminaların araldanarak düşey bantlı traverten litotipin oluşmasına neden olabilir (Şekil 21F).

Olası tektonik faaliyetlerden dolayı, bantlı traverten içinde çökeltme yüzeyine paralel mm veya cm boyutunda çatlaklar gelişmiştir. Daha sonra bu çatlakların yüzeysel akışlar ile dolması, bu bantlı traverten içinde koyu renkli ikincil aşınma yüzeylerin oluşmasına neden olmuştur. Bu durum, oluşum kökenleri farklı olmasına karşın, Kocabaş ve Karateke sahalarında sil şeklinde sokulan açık renkli kısmen breşleşmiş bantlı veya damarlı traverten çökelleri halinde gözlenmiştir (Şekil 22A, B).

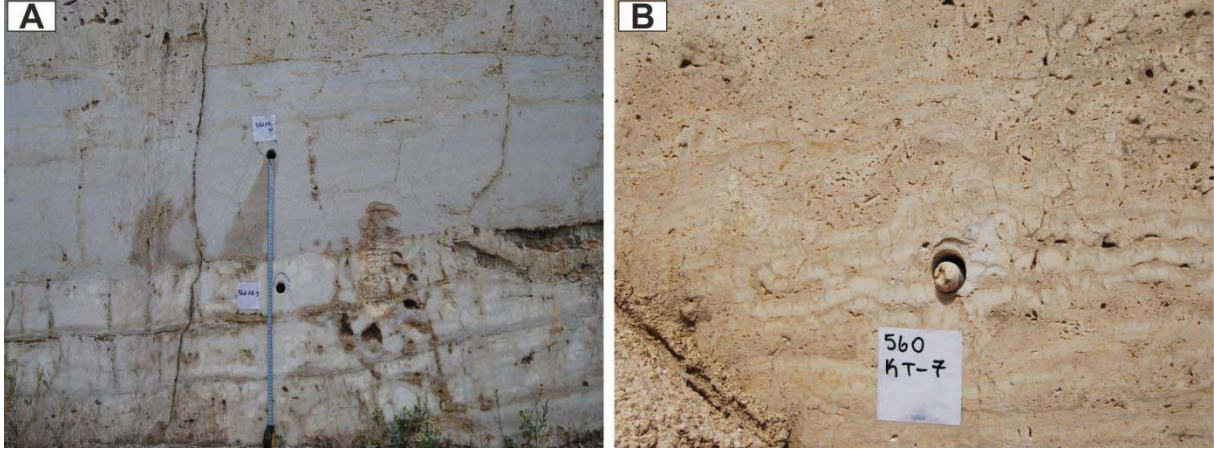
Petrografik açıdan Gölemezli, Yenicekent ve Kocabaş traverten sahalarındaki düşey bantlı travertenler birbirlerinden farklılaşır. Düşey bantlı traverten litotipi, genellikle ışınal aragonit (Şekil 23A), romboedral kalsit ve laminar mikrit dokusu içerir. Boyutu 0,7 mm olan hegzagonal enine kesiti olan açık renkli çubuksu aragonit kristalleri (Şekil 23B) içeren 0,8 ile 2,5 mm arasında değişen kalınlıklardaki laminalar, testere dişi veya zikzak gibi mikro yapı halinde kıvrımlanan ince grimsi mikrit laminalar ile araldanır (Şekil 23C, D). Rölyefi yüksek olan bu aragonit kristalleri bünyelerinde birçok inklüzyonlar içerir. Buna ilaveten, bu aragonit kristallerinin levhamsı kalsit kristallerinden oluşan sparit seviyesi ile de araldandığı gözlenmiştir (Şekil 23E). Kalsit ve aragonit kristallerini sınırlayan mikrit laminasının

çözünmesi veya bozunması sonucu laminar arası porozite açığa çıkarken (Şekil 23F), kalınlığı 1,1 mm olan açık renkli çubuksu aragonit kristallerin bozunmasından dolayı, çökelmeye bağlı kristal içi porozite türü gelişmiştir (Şekil 24).



Şekil 21. Akköy, Kocabaş, Yenicekent ve Gölemezli traverten sahalarında bantlı traverten litotipinin arazi görüntüleri. (A) Farklı renkli laminalardan oluşan düşey bantlı traverten litotipi. Akköy sahası. (B) Sarı renkli düşey bantlı traverten litotipi. Akköy sahası. (C) İkincil oluşum bakımından baskın hafif eğimli bantlı traverten litotipi. Akköy sahası. (D) Beyaz renkli sıkı düşey bantlı traverten litotipi. Kocabaş sahası. (E) Demir içerikli laminalar ve beyaz renkli

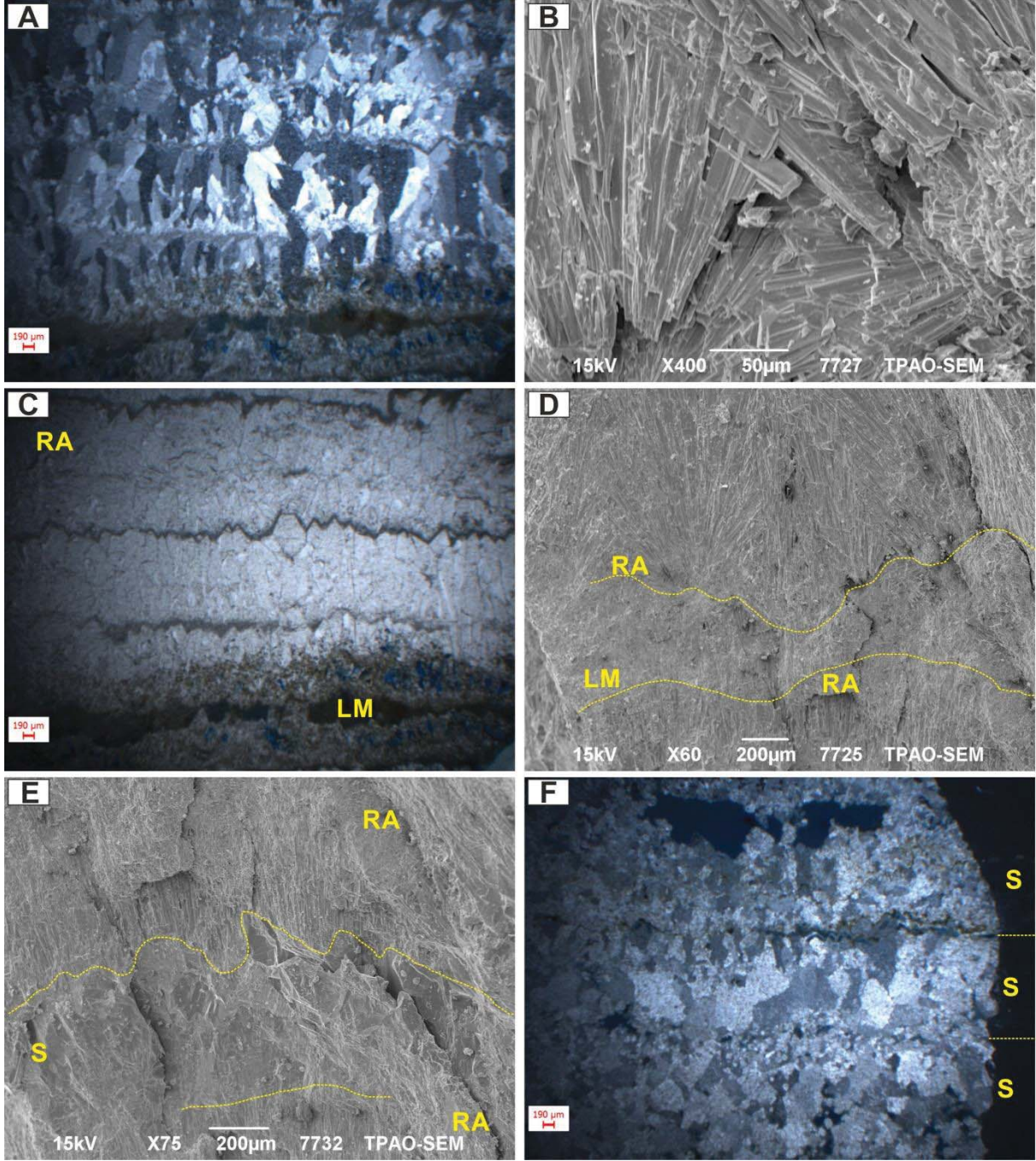
laminalardan oluşan eğimli bantlı traverten litotipi. Yenicekent sahası. (F) Beyaz ve gri renkli laminalar içeren düşey bantlı traverten litotipi. Gölemezli sahası.



Şekil 22. Kocabaş (A) ve Karateke (B) traverten sahasında açık renkli kısmen breşleşmiş bantlı traverten litotipi.

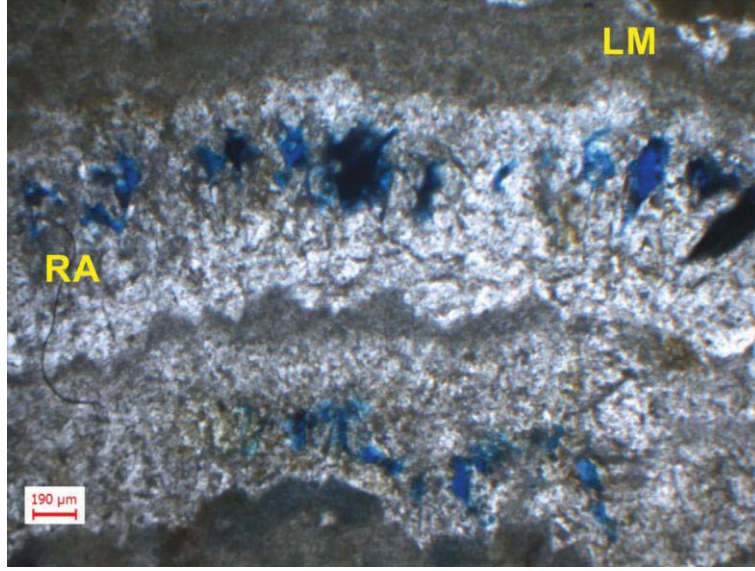
Pamukkale’de yapılan çalışmalara göre, açılma çatlaklarını dolduran düşey bantlar/laminalar çatlak duvarlarından çatlak ortasına ya da merkezine doğru genişler (Altunel ve Hancock, 1993a, 1993b; Altunel ve Karabacak, 2005; Uysal vd., 2007; De Filippis vd., 2012). Yenicekent, Gölemezli, Çukurbağ, Akköy ve Kocabaş yörelerindeki bantlı travertenlerin mineralojik bileşimleri ağırlıklı olarak kalsit ve aragonitten oluşur (Uysal vd., 2007; Özkul vd., 2013). Bununla birlikte, Gölemezli sahasında olduğu gibi, mineralojik bileşimde dolomit te gözlenmiştir (Özkul vd., 2013).

Uysal vd. (2009), bantlı traverten içerisine sil şeklinde sokulum yapan bu damarları (Şekil 22A, B), yüksek basınç altında akışkanın tabakalı traverten arasına enjekte olması ile oluştuğunu belirtmiştir.



Şekil 23. Bantlı traverten litotipin polarize mikroskop (PM) ve taramalı elektron mikroskop (SEM) görüntüsü (mavi renk: epoksidir). (A) Laminalanma sergileyen ışınal aragonit kristallerin ikinci nikol PM görüntüsü. (B) Çubuksu aragonit kristallerin birbirleri ile kenetlenmesi. (C) Aragonit kristallerini sınırlayan laminar mikrit seviyesinin birinci nikol PM görüntüsü. (RA: radyal aragonit dokusu; LM: laminar mikrit dokusu). (D) Radyal aragonit (RA) ile laminar mikritin (LM) ardalanması gösteren SEM görüntüsü. (Sarı renkli benekli çizgi: iki doku arasındaki sınırı gösterir). (E) Radyal aragonit (RA) dokusu gösteren çubuksu aragonit kristalleri ile sparit (S) dokusu sergileyen levhamsı kalsit kristallerin ardalanmasını belirten SEM görüntüsü (Sarı renkli benekli çizgi: iki doku arasındaki sınırı gösterir). (F)

Sparit (S) dokusunu oluşturan kalsit kristalleri arasında açığa çıkan laminar arası porozitenin ikinci nikol PM görüntüsü.



Şekil 24. Açık renkli çubuksu aragonit kristallerinde gelişen kristal içi porozitenin ikinci nikol polarize mikroskop görüntüsü (RA: radyal aragonit dokusu; LM: Laminar mikrit dokusu).

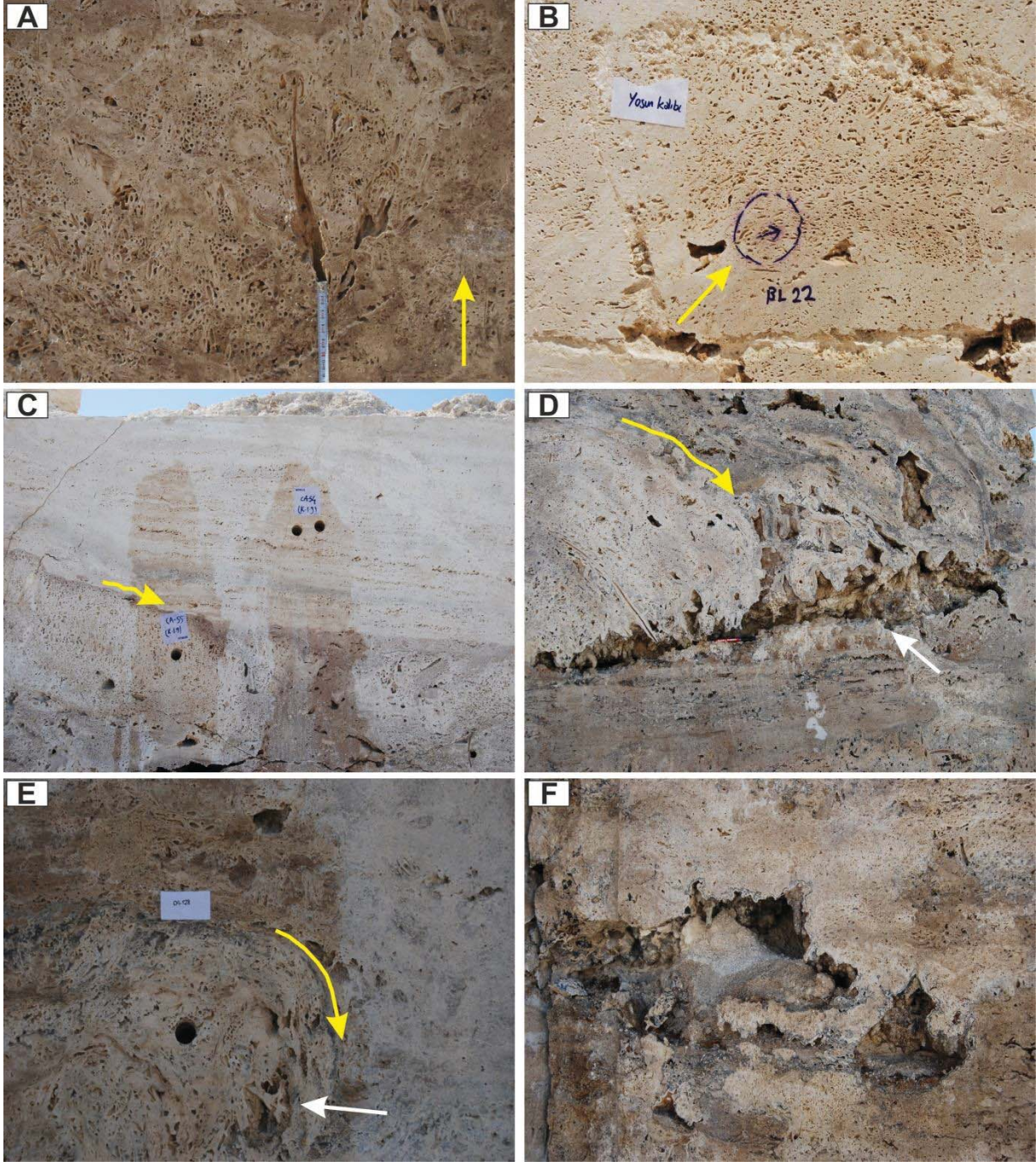
### 5.3 Fito Traverten Litotipi

Çalışılan tüm traverten sahalarında karşılaşılan en yaygın litotiptir. Fito traverten litotipi, çoğunlukla kamış, ot ve görsel makrofit organizmalar gibi iri boyutlu karasal bitkiler içerir. Kalsiyum karbonat bileşimli kaynak suyu içerisinde büyüyen yosun, kamış, ot, gibi makrofit organizmalar ile birlikte mikrit, mikrospar ve spar kristalleri, bu litotipin en çok gözlenen petrografik bileşenleridir. Bu litotip, kamış içerikli-fito (Şekil 25A) ve bryofit-fito (Şekil 25B, C) olarak ikiye ayrılır. Bu iki litotip makro ölçekte makrofit kalıntılarının şekli veya morfolojisine göre ayırt edilmiştir. Çoğunlukla kamış ve ot gibi makrofitlerin kalsiyum karbonat ile kaplanarak oluşturduğu çökele kamış içerikli-fito traverten adı verilirken, yosun, alg gibi görsel makrofitlerin baskın olduğu çökele bryofit-fito traverten litotipi denilmiştir. Kamış içerikli fito traverten litotipinde kamış biyomoldik boşlukların şekli, çubuksu, elipsoidal ve düzensiz sivri çeperlere sahip iken, bryofit-fito traverteni oluşturan makrofit organizmalar ise kamış biyomoldik boşluktan daha iri boyutta, küresel şekilli, iç çeperleri genellikle sparit kabuk ile çevrelenmiş, çeperleri boyunca iç içe geçmiş ince mikritik bitki damarları içerir. Buna göre, bu çalışmada fito-traverten litotipinin birçok karasal damarlı bitkilerden oluştuğu göz önüne alındığında makrofit organizmaların morfolojisi, yönü, paketlenmesi ve dağılımı gibi özellikleri içine alan biyolojik doku, hem sedimentolojik hem de petrofiziksel açıdan önemlidir. Kalsiyum karbonat bileşimli kaynak suyun akış doğrultusuna, hızına ve ortam koşullarına

bağlı olarak bu fito-traverteni oluşturan makrofit organizmaların yönü ve paketlenmesi değişir. Yamaç fasiyesinde makrofit organizmalar, asılı konumda gözlenirken (Şekil 25D), havuz fasiyesinde yukarıya doğru büyümüş fitoherm çökelleri halinde görünür (Şekil 25A, B). Bazen havuz ortamında kaynak su akışının fazla olması, 90° den daha fazla bir açı ile kamış içerikli fito organizmaların aşağıya sarkmasına yol açar (Şekil 25E). Bu fitoherm çökellerin çökme yüzeyine karşı eğimi azaldıkça, bu çökeli oluşturan kamış ve makrofit organizmalar ise daha homojen bir dağılım gösterir (Şekil 25B).

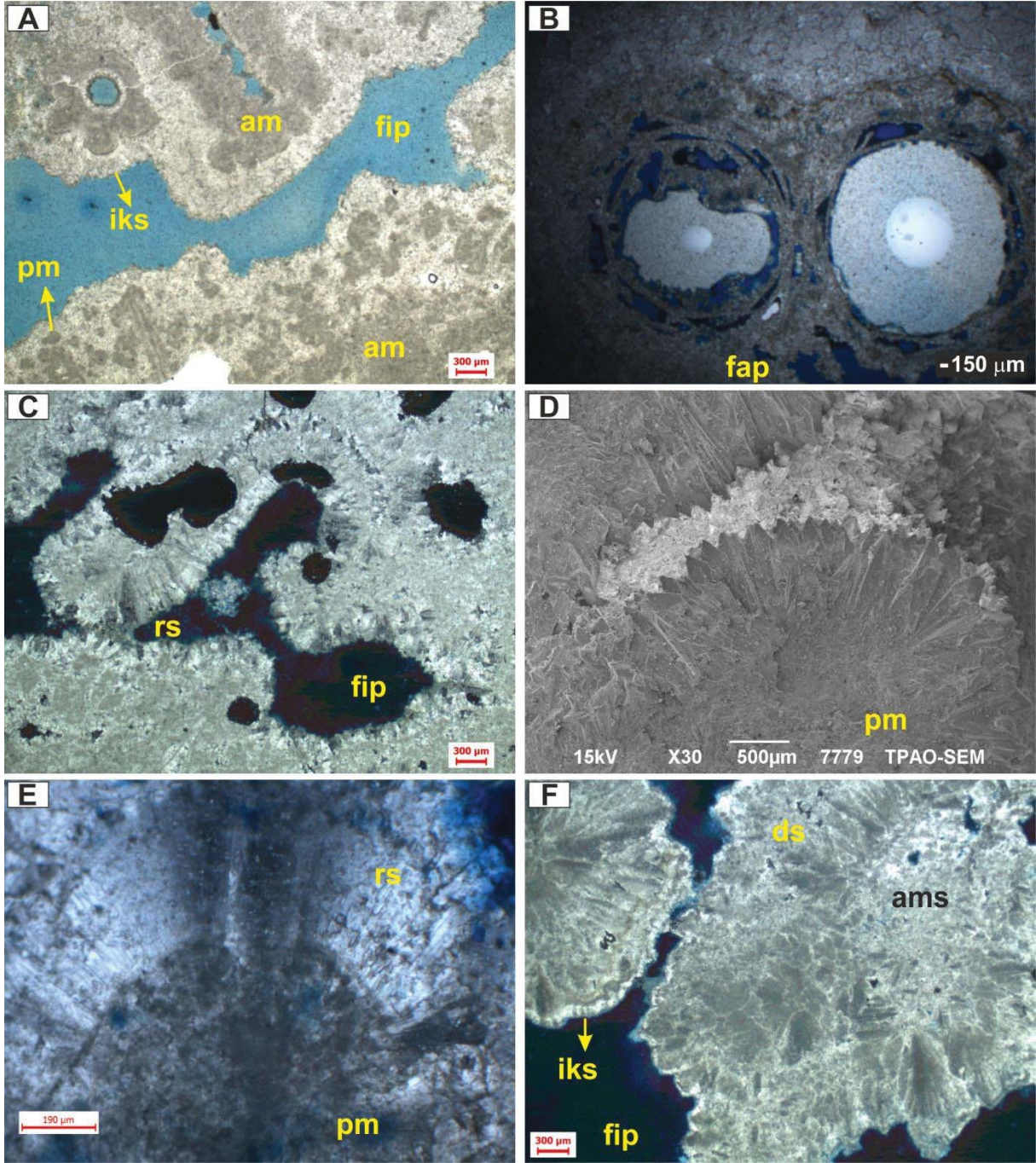
Açık renkli kalsiyum karbonat çökeli, genellikle kamış ve makrofit içerikli organizmaları kaplayarak, en fazla 40 cm yüksekliğinde, yanal devamlılığı az olan yerel küçük çaplı (3 cm yüksekliğine kadar) 'tümsek' veya 'kafa' yapıları oluşturur. Bağlayıcı rolü üstlenen sütlü kahve renkli kalsiyum karbonat çökeli, bu makrofit organizmaların birbirine tutunmasını ve kümelenmesini sağlar (Şekil 25A). Bu üst üste yığılan kamış ve makrofit organizmaların oluşturduğu fitoherm çökeli, kalsiyum karbonat ile kaplanırken aşağıya doğru sarkar ve dik eğimli yüzeylerin meydana gelmesine neden olur (Şekil 25E). Bu makrofit organizmalar büyüdükçe kalsitleşmeye maruz kalır. Meteorik veya yüzeysel akışkanlar, Fito traverten litotipini oluşturan iri boyutlu kamış içerikli bryofit organizmalar boyunca kolaylıkla süzülebildiği için bu organizmaların çeperleri bazen koyu renkli ikincil oluşum ile sıvanmıştır (Şekil 25D, E). İkincil oluşumların baskın olduğu kamış içerikli bryofit litotipinde, kamış biyokalıp (Şekil 25E), bağlantılı gözlü (Şekil 25D) ve mağara türü (Şekil 25F) porozite türleri ortaya çıkar.





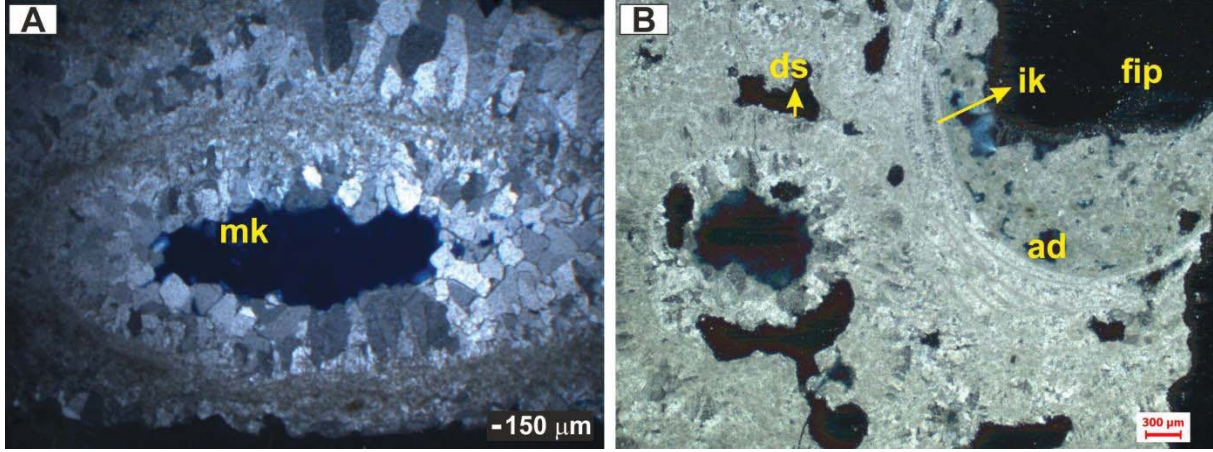
Şekil 25. Kelkaya ve Ballık traverten sahasında fito traverten litotipinin arazi görüntüleri. Sarı ok, kaynak suyu akışına karşın fito traverten çökelin yönlenmesini ifade eder. (A) Havuz fasiyesinde büyüyen kamış içerikli fito traverten. Kelkaya (B) Havuz fasiyesinde merceksi bryofit-fito traverten. Ballık (C) Yamaç fasiyesinde aşağıya sarkan bryofit-fito traverten. Kelkaya (D) Yamaç fasiyesinde kamış içerikli fito traverten çökelin, bağlantılı gözlü poroziteye (beyaz ok) dayanması. Kelkaya (E) Havuz fasiyesinde baş yapısını karakterize eden kamış içerikli fito traverten çökeli. Beyaz ok: kamış kökünü gösterir. (F) Havuz fasiyesinde ikincil oluşumların baskın olduğu mağara türü porozite. Kelkaya.

Bryofit içerikli fitoherm kireçtaşlarının dokusal özellikleri ve bileşenleri, fito traverten litotipine hemen hemen benzerdir. Sedimantolojik gözlemleri, petrofiziksel bakış açısıyla değerlendirmek için bu litotipin oluşmasında önemli rol oynayan makrofit organizmaları, allokem olarak göz önüne almaya ihtiyaç vardır. İri boyutlu makrofit organizmalar, kalsiyum karbonat ile kaplanırken ufalanması veya parçalanması, afanitik ve peloidal mikrit dokularını oluşturur (Şekil 26A). Afanitik mikrit dokusu, boyutu 10-40 µm olan peloidal mikrit agregasından daha büyük, çok ince mikrit kristallerinin gelişi güzel dağılması ile meydana gelen masif, zarflı bir dokudur. Yani, bu makrofit organizmalar, kalsiyum karbonat çökeline yardımcı olur. Çapları yaklaşık 5 ile 7 mm arasında değişen küresel ve elipsoidal şekilli mikritik zarflı makrofit bitki kalıntısı, bu litotipin gözlenen en tipik boşluk türleridir. Küresel şekilli boşluğun 0,5 mm'lik kısmı, iç içe geçmiş ince mikrit zarflarından oluşur (Şekil 26B). Bu mikrit zarfları arasında ince boşluklar açığa çıkar. Bu kalsit çökeli ile kabuklaşan makrofit organizmaların bozunması sonucu ortaya çıkan bu boşluklar, genellikle küresel şekilli fito-içi porozite (Şekil 26A, B) ve bağlantısız peloidal arası poroziteyi (Şekil 26A) açığa çıkarır. Bu küresel ve elipsoidal şekilli fito-boşlukların arası ise fito-arası poroziteye (Şekil 26B) denk düşer. Bu fito-içi boşluğun iç kısmı, en fazla 200 µm kalınlıkta açık renkli izopak kalsit çimentosu ile çevrelenirken, peloidal arası boşluğun etrafı, ince izopak mikrospar çimento ile sarılmıştır (Şekil 26A, C). Gravitasyonun dolaylı, aşağıya doğru sarkmış makrofit organizma kavkısı, dendrit spar ve ince izopak kalsit kristalleri ile kabuklaşır ve daha sonra kalsiyum doygunluğuna bağlı olarak en fazla 0,6 mm uzunluğunda bıçağımsı spar (Şekil 26D) kristallerinden oluşan radyal sparit dokusu gelişir (Şekil 26E). Fito-içi boşluğa dik veya hafif eğimli gelişen ayrık dendrit spar kristalleri, fito-arası porozitenin daralmasına yol açmıştır (Şekil 26F). Diğer yandan, genellikle kamış biyo-kalıp poroziteyi dolduran uzun ve bloklu spar kristallerin kümelenmesinden oluşmuş mozayik kalsit kristalleri (Şekil 27A) ve kuvars kırıntıları içeren asılı mikrit çimento (Şekil 27B) ise hem fito-içi hem de kamış biyo-kalıp porozitenin kapanmasına neden olmuştur. Ayrıca bu ince mikrit zarfları arasındaki küçük boşluklar ise iğnemsiz kalsit kristalleri ile dolmuştur. Bu mikritik makrofit kavkı, sıkı paketlenmiş dendrit spar kristalleri tarafından kaplanır (Şekil 27B).



Şekil 26. Fito-traverten litotipinin polarize (PM) ve taramalı elektron mikroskop görüntüleri (SEM). (A) Havuz fasiyesinde bryofit-fito çökelinin yönlü ince kesit görüntüsü (am: afanitik mikrit dokusu, pm: peloidal mikrit dokusu, iks: izopak kalsit dokusu, fip: fito-içi porozite). (B) Havuz fasiyesinde kamış-içerikli fito litotipinde fito-içi ve fito-arası (fap) porozite türleri (PM, ikinci nikol görüntü). (C) A'daki görüntünün ikinci nikolu (rs: radyal sparit dokusu, fip: fito-içi porozite). (D) Çekirdek rolü üstlenen peloidal mikritin (pm) bıçağımsı spar kristalleri ile çevrenmesi (SEM görüntüsü). (E) Radyal sparit dokusunun ikinci nikol görüntüsü (PM görüntüsü). (F) Şelale fasiyesinde bryofit-fito çökelinin bıraktığı fito-içi poroziteye (fip)

yaslanan dendrit spar (ds), izopak kalsit (iks) kristalleri ve makrofit organizmanın bozunması ile oluşan afanitik mikrospat dokusu (ams).



Şekil 27. Fito-traverten litotipinin polarize mikroskop görüntüsü (PM, ikinci nikol görüntüler). (A) Havuz fasiyesinde kamış-içerikli fito traverten litotipinde kamış biyo-kalıp porozitenin uzun ve bloklı spar kristalleri ile dolması (mk: mozayik kalsit dokusu). (B) Havuz fasiyesinde bryofit-fito traverten litotipinin yönlü ince kesit görüntüsü (ds: dendrit spar doku, ik: iğnemsı kalsit doku, ad: asılı doku, fip: fito-içi porozite).

Claes vd. (2015) tarafından fito traverten litotipi, bitki kalıplarının boyutuna göre bryo-, ot ve kamış-fito olarak üçe ayrılmıştır. Ayrıca fito traverten litotipi, bol makrofit organizma kalıntıları ve gözenekleri içerdiği için tufa çökelleri ile karşılaştırılabilir. Ancak tufa çökellerinin muhtemelen boşluklu doku sergilemesinden dolayı, kamış kökleri veya kuruma izlerini bu çökellerde görmek çok zordur (Arenas-Abad vd., 2010). Tufa çökelleri, normal sıcaklıktaki sulardan kalsiyum bikarbonat çökeliminden kaynaklanan kalkerli tatlı su çökelleridir. Tufa çökelleri, mikrofit ve makrofit kalıntıları, omurgasızlar ile bakteriler içerir (Ford ve Pedley, 1996). Mikroorganizmalar (mavi-yeşil alg, bazı ökaryot alg) ve makroorganizmalar (bryofitler, kamışlar, sazlıklar) etkili fotosentezden dolayı büyük miktardaki biyo-kütelleri meydana getirir (Bhaya vd., 2000). Çoğu Avrupa tufaları, sulu makrofitler, bryofit tümsekleri ve nadiren likenler tarafından kolonileşen hafif suyu arınmış yamaçlar üstünde gelişir (Ford ve Pedley, 1996). Düşük eğimli zonlar ile belirginleşen nehir yatağı üstünde hızlı akan sular, bryofitlerin büyümesi için uygun alanlar olabilir (Arenas-Abad vd., 2010). Diğer yandan, bryofitler, bazen hızlı akan akarsularda önemli olmayabilir (Pentecost, 1981) fakat bazı göllerde bulunanlar gibi az türbülanslı ortamlar içinde tufa çökeline yol açabilir (Pentecost, 2005). İspanya'daki Mallorca adasında flüvyal ve gölsel ortamda çökelen stromatolit, onkoidal ve biyomikrit tufa çökellerinde bryofitler ve fitoklastlar tespit edilmiştir (Arenas vd., 2007). İspanya'daki Anamaza vadisindeki tufa çökellerinde çoğunlukla yosun katmanlarının yığılmasından

kaynaklanan bantlar, en fazla 4 metre yüksekliğindeki yarı-tümsek yapılı bryofit fasiyesini oluşturur (Arenas vd., 2014). Yine aynı bölgede belirlenen biyoklastik kireçtaşı fasiyesi, genellikle biyolojik olarak bryofit kökleri gibi zarflı ve kalsitleşmiş makrofit kırıntılar, gastropod ve ostracod gibi iskeletsel organizmalar içerir (Arenas vd., 2014). İspanya'nın Ebro havzasında flüvyal-gölsel tufa çökelleri içinde makrofit çökeller üzerinde bazı yerlerde gelişen yamalar veya yastıklar halinde bryofit büyümeleri bulunmuştur (Arenas vd., 2000). Ancak çoğunlukla yosunlardan oluşan bu bryofit büyümeleri, her biri 0.5 ile 4 cm kalınlığında olan yığılı paralel laminalardan oluşur.

Kamış, ot, yosun gibi makrofit organizmaların fito traverten litotipinde aktif veya pasif bir rol oynadığı halen tartışmalıdır. Ancak bazı araştırmacılar, büyük bitkiler ve bakterilerin tufa çökeliminde pasif ajan olarak rol oynadığını ifade etmişlerdir. Çünkü bu organizmalar, kalsit kristallerin heterojen olarak üzerinde büyüebildiği bir zemin meydana getirebilir ve böylece mineral çökeliminde gerçek biyokimyasal içeriğe sahip değildir (Andrews ve Brasier, 2005). Bu çalışmada, bu organizmaların kalsiyum bikarbonat bileşimli kaynak suyu ile taşlaştığı göz önüne alındığında, özellikle fiziksel faktörlere (kaynak suyun debisi, yönü gibi) bağlı olarak parçalanması ve fizikokimyasal süreçlere bağlı olarak bozunması sonucu bu organizma kırıntılarının, kaynak suyu içerisine dahil olduğu düşünülebilir.

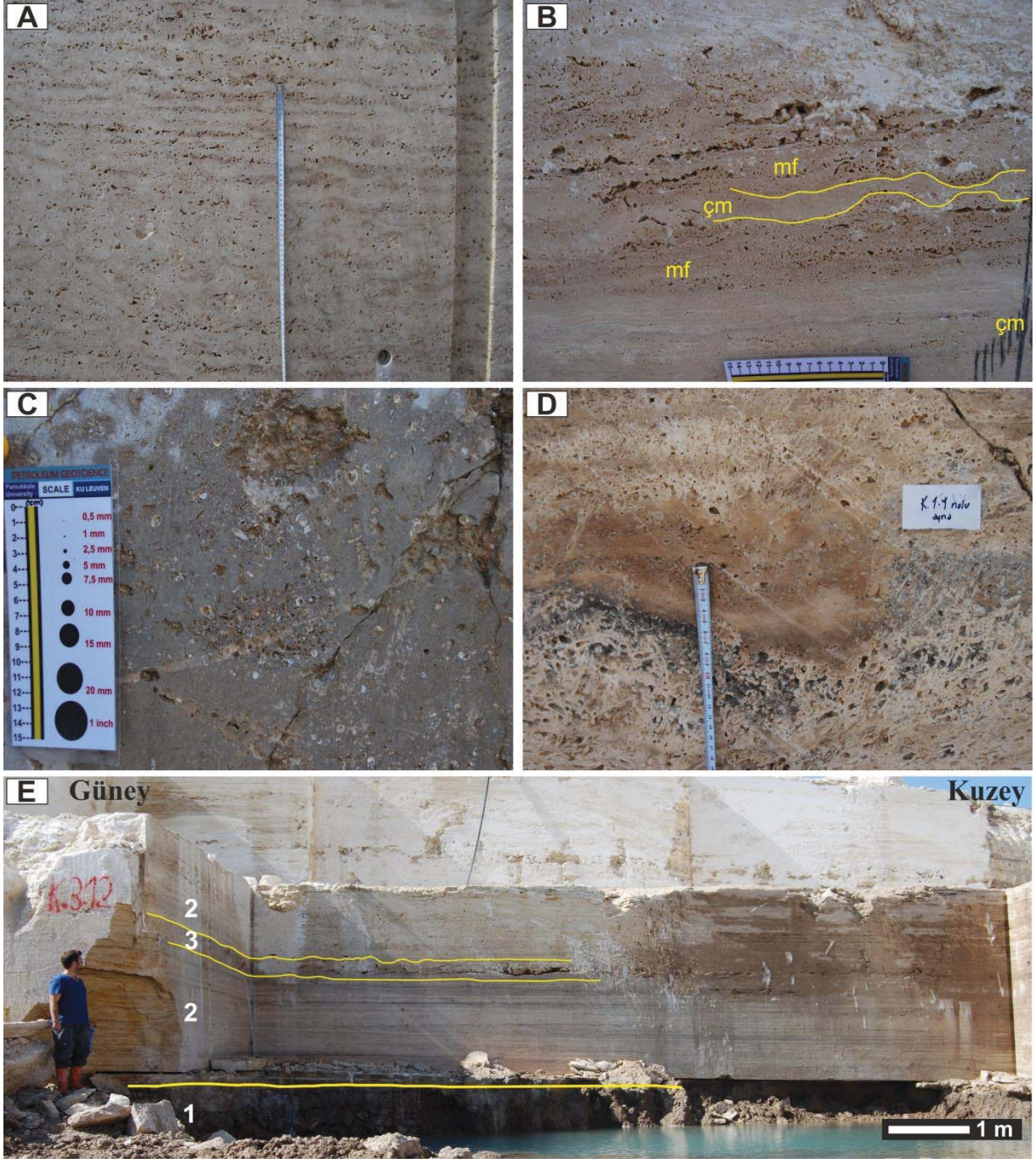
#### **5.4 Mikrit Traverten Litotipi**

Fito traverten litotipinden sonra Kelkaya, Ballık, Gürlek ve Karateke traverten sahalarında gözlenen en yaygın litotiptir. Bu litotip, durgun su koşullarında mm boyutunda koyu renkli düz veya kıvrımlı laminalar ile en fazla 4 cm boyutunda açık renkli ince tabakaların ardalanarak bodur ağaçsı çalı çökelleri (Şekil 28A, B), gastropod, ostracod gibi iskeletsel organizmalar (Şekil 28C), diyatome gibi ökaryot organizmalar, bakteriform yapıları, küresel ve elipsoidal şekilli makrofit organizmalar içeren kalsiyum karbonat çökeldir. Laminalanma boyunca çalı içeren mikrit, açık renkli sıkı kristalin kabuk ile kaplanırken, makrofit organizmalar içeren mikrit daha açık kahve renkli ve boşluklu bir doku gösterir (Şekil 28B).

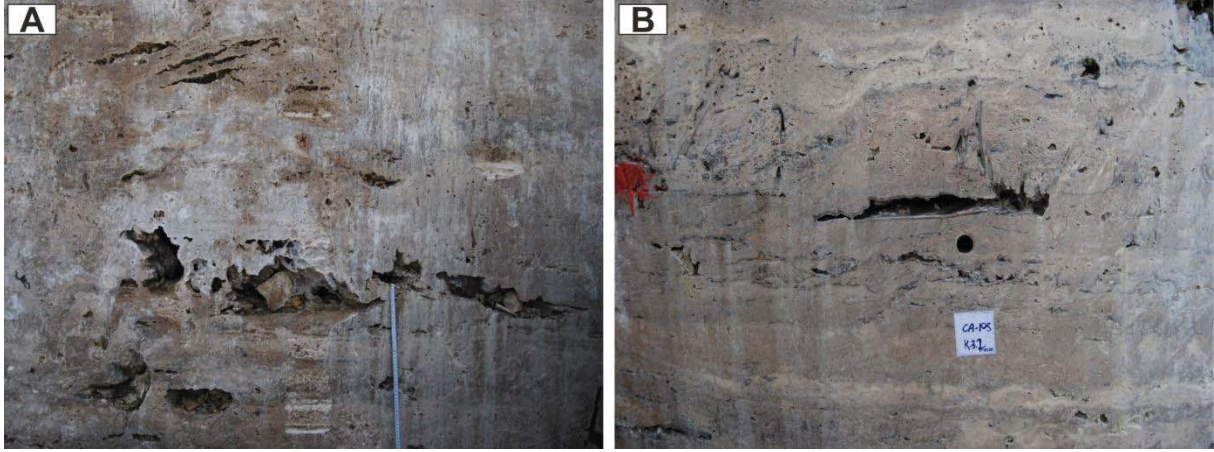
Açık renkli çalı çökelleri ile ardalanarak makrofit organizma içerikli bu koyu renkli laminaların bozunması sonucu fenestral porozite açığa çıkmıştır (Şekil 28A, B). Havuz fasiyesinde kamış ve makrofit organizmalar içeren fitoherm çökellerin baş veya tümsek şeklinde birikmesi, ortamda bariyer etkisi yaratır ve bu çökelin berisinde merceksi sütlü kahve renkli sıkı mikrit traverten çökelinin oluşmasına olanak sağlar (Şekil 28D). Mikrit traverten, yer yer bağlantılı gözlü porozite ile belirginleşen aşınma yüzeyi ve eski toprak seviyesi ile ardalanmalıdır (Şekil 28E). Mikrit, makrofit organizmalar ve kamış köklerini dengede tutmaya yardımcı olur. Mikritik

travertenler içerisinde yer yer boyutları birkaç on cm'ye varan (20x40 cm) geniş boşluklar gözlenir (Şekil 29A, B).

Mikrit traverten litotipi, çoğunlukla peloidal ve afanitik mikrit dokusundan oluşur. Makrofitlerin kalsiyum karbonat ile kabuklaştıktan sonra bozunması, çapı 0,1 mm olan peloidal agrega içerikli fito-içi poroziteye yol açar (Şekil 30A). Uzunluğu yaklaşık 0,3 mm olan dendrit (Şekil 30A) ve radyal uzun spar (Şekil 30B) kristaller, bu küresel şekilli mikritik makrofit kavkısı, peloidal agregalar ve mikrit kristalleri üzerine gelişir. Bu mikrit kristallerin spar kristallerine dönüşümü, "*aggragating neomorfizma*" diyajenez sürecini gösterir. Bu diyajenez sürecinden dolayı, peloidal ve afanitik mikrit dokusu, afanitik mikrospar veya spar dokusuna dönüşür (Şekil 30C, D). Bu diyajenez süreci, ikincil oluşumların baskın olduğu durgun su koşullarında kalsit kristaline gömülmüş olan diyatome (Şekil 30E), bakteriform organizmalardan oluşmuş mikrit traverten litotipinde çok tipiktir. İlk kez Moshier (1989a) tarafından mikroboşluklu mikritik kireçtaşlarında isimlendirilen mikro-kalıp porozite, meteorik akışkanların mikritik traverten kayacına süzülmesi sonucu bu diyatome, kokoid ve basillus bakterilerin yıkanmasından kaynaklanan küresel ve levhamsı düzgün çeperleri olan boşluk veya deliktir (Şekil 30E, F). Afanitik mikrospar veya spar dokusuna neden olan neomorfizma süreci, mikro-kalıp porozite ile ilişkilendirilebilir. Çünkü bu akışkanların diğer litotiplerden daha fazla 3592 ile 4203 ppm arasında değişen Mg konsantrasyonları içermesi, hem ökaryot organizmaların yıkanmasına hem de "*aggragating neomorfizma*" sürecine ışık tutabilir. Sonuç olarak bu litotip, peloidal arası, fito-içi, mikro-kalıp, mikro-gözlü ve ayırık gözlü porozite (Şekil 30C) türlerinden oluşur.



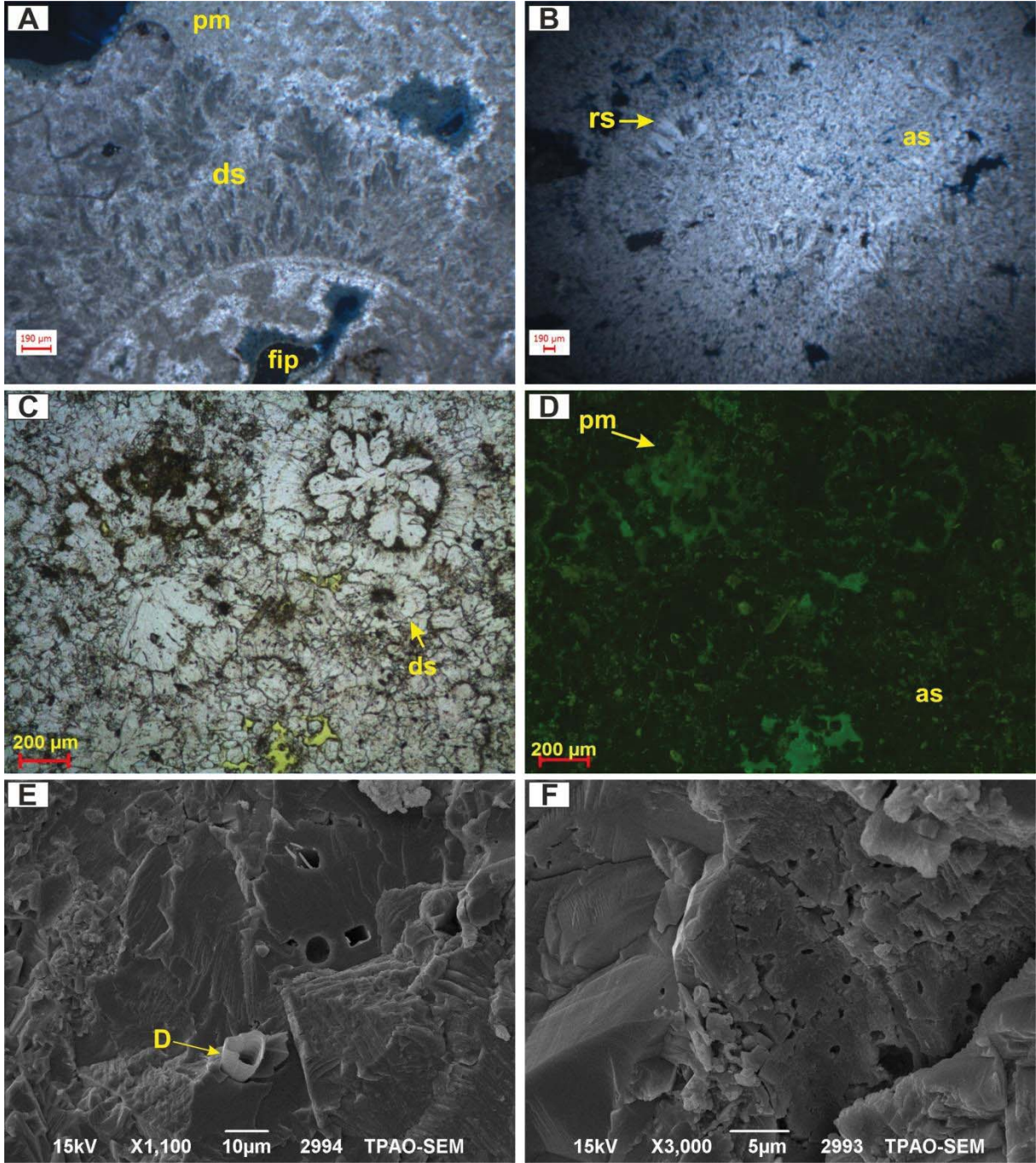
Şekil 28. Kelkaya ve Gürlek traverten sahasında mikrit traverten litotipinin arazi görüntüleri. (A) Açık renkli çalı çökelleri içeren mikrit traverten. Kelkaya (B) Çalı çökelleri içeren mikrit traverten (çm) ile makrofit (mf) organizma içeren mikrit travertenin ardalanması. Gürlek (C) Gastropod kavkısı içeren koyu renkli mikrit traverten. Gürlek (D) Açık renkli bryofit-fito traverten litotipinin berisinde gelişen sıkı sütlü kahve renkli mikrit traverten. Kelkaya (E) Eski toprak seviyesi (1) ve aşınma yüzeyi (3) ile ardalanmış laminalı gastropod içerikli mikrit traverten (2). Kelkaya.



Şekil 29. Kelkaya traverten sahasında mikrit travertenin içerisinde dahil olan koyu renkli ikincil oluşumlar. (A) Mağara türü porozite. (B) Kamış kökünü gösteren gözlü porozite.

Özkul (2014), Uşak ili güneyinde, Aksaz vadisinin korunmuş kısımlarında oluşan mikrit travertenin bazen litoklast, aşınma yüzeyi ile ardalandığını ve eski toprak seviyesini üzerlediğini belirtmiştir. Sant'anna vd. (2004) tarafından Brezilya'nın GD'sundaki Itaborian havzasında Paleosen yaşlı mikrit traverten incelenmiş ve bu mikrit travertenin küçük sığ havuzlarda çökelime bağlı olan saçılmış çakıllar, az miktarda kırıntılı kuvars, feldispat ve dağılmış pirit içerdiği bulunmuştur. Chafetz ve Folk (1984) tarafından isimlendirilen çalı litotipi, aynı ortam koşullarından dolayı, mikrit traverten litotipine denk düşer. Çalılarının genel morfolojisi minyatür ağaçsı bitkilere benzer olduğu dikkate alındığında, durgun su koşullarında gelişen mikrit ve rombohedral spar seviyelerin ardalanması (Guo ve Riding, 1998) ile oluşan çökele çalı litotipi adı verilmiştir. Ayrıca hafif eğimli yatay yüzeyler üstünde küçük çalı gelişimleri daha baskındır ve boşluklu traverten olarak adlandırılmıştır (Chafetz ve Folk, 1984; Casanova, 1986; Pentecost, 1990; Guo ve Riding, 1994). Guo ve Riding (1994), uyguladığı petrografik ve duraylı izotop çalışmalarına göre, bu çalılarının başlıca mikrobiyal faaliyetler etkisi altında meydana geldiğini ifade etmiştir.





Şekil 30. Mikrit traverten litotipinin polarize (PM), flüoresans (FM) ve taramalı elektron mikroskop (SEM) görüntüleri (A) Makrofit kavkısının çeperlerine dik büyüyen dendrit spar (ds) dokusunun ikinci nikol görüntüsü (pm: peloidal mikrit). (B) "Aggrading neomorfizma" dan kaynaklanan radyal sparit (rs) ve afanitik spar dokusu (PM, ikinci nikol görüntüsü). (C) Peloidal çekirdeği saran dendrit spar kristaller (PM görüntüsü). (D) Flüoresans ışığı geçiren peloidal mikrit (pm) doku ile ışığı geçirmeyen afanitik spar (as) dokusu (FM görüntüsü). (E) Spar kristallerine gömülmüş diyatome kavkısından kaynaklanan mikro-kalıp porozitenin SEM görüntüsü. (F) Bakteriform yapılarının tahrip olması ile ortaya çıkan mikro-kalıp porozitenin SEM görüntüsü.

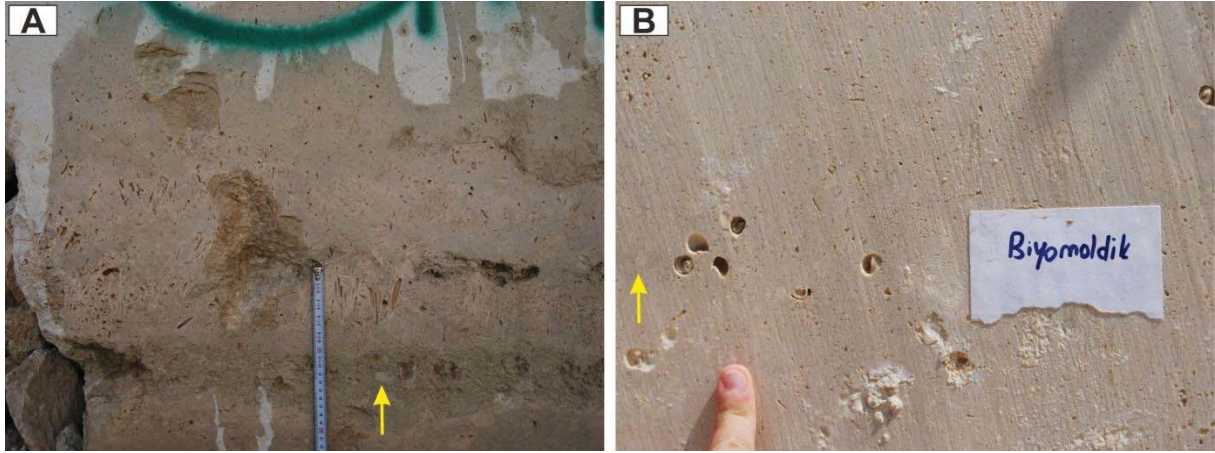
Peloid agregaları tufa çökelleri içinde de gözlenmiştir (Pedley, 1992). Burada gözlenen peloid agregaların miktarı, mikritten daha az olduğunu ileri sürmüşlerdir. Bunların kalsit tarafından çimentolanması ile peloidlerin giysili veya "*grumose*" bir doku sergiledikleri ileri sürülmüştür (Pedley, 1992). Peloidler, tufalar içinde bulunan "*gastropodlar*" ve "*ostracodlar*" tarafından meydana getirilen "*fekal pelletler*" olabilmesine rağmen, peloidlerin "*abiyotik*" süreçler sonucu meydana geldiği (Jones, 1989) ihtimali veya bakteri etrafında çökelişiyle (Chafetz, 1986) oluştuğu göz ardı edilmemiştir (Rainey ve Jones, 2007). Pedley (1994), Riding (2000), Das ve Mohanti (1997), Koban ve Schweigert (1993), peloidal mikrit dokusunun oluşumunu, mikrobiyolojik faaliyetler (bakteri ve mavi yeşil alg) ile ilişkilendirmiştir. Özellikle koyu ve açık renkli laminaların ardalanması ile karakterize edilen laminalı mikrit dokusunun algler ile ilişkili olduğu ifade edilmiştir (Claes, 2011). Claes (2011), renk değişimlerini alg ve bakterilerin mevsimsel gelişiminden dolayı olduğu şeklinde ifade etmiştir. Koyu renkli mikrit litotipinde agregalar halinde olan bu yapılar, giysili veya zarflı bir görünüm sergilemektedir. Bakteri organizmaları etkisi altında meydana gelen çökellerde peloidlerin çekirdeğinin bakterilerden oluştuğu ifade edilmiştir (Riding, 2000; Pache vd., 2001). Bu yüzden, bakterilerin bir katalizör olarak rol oynadığı ve ayrı mikropor boşlukları (micro cavity pores) içinde mikritin çökmesine neden olduğu şeklinde yorumlamalar yapılmıştır (Chafetz ve Guidry, 1999).

## 5.5 Yeşil Mikrit Traverten Litotipi

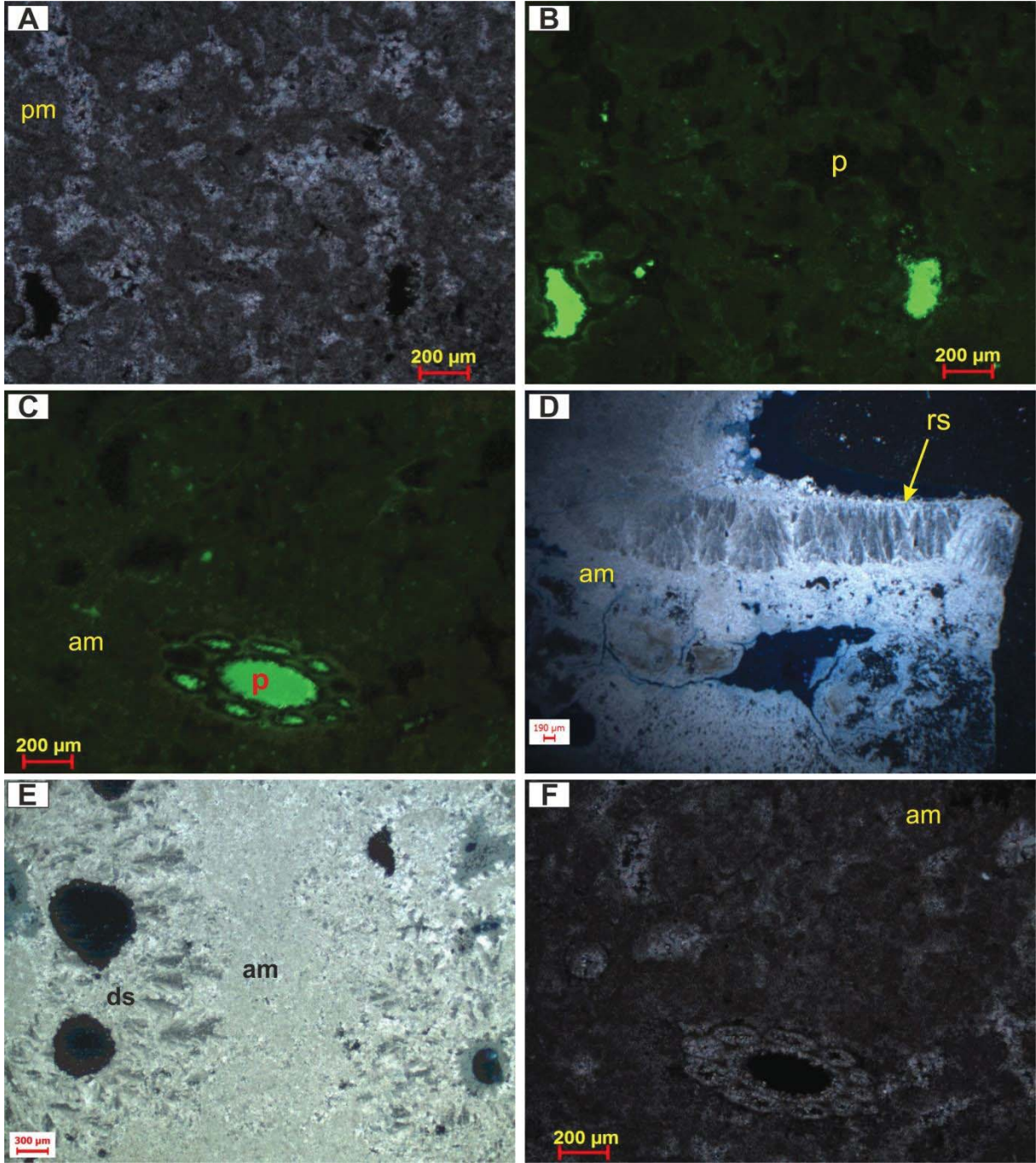
Yeşil mikrit traverten litotipi sadece Gürlek ve Ballık Taşkestik tepe sahasında baskındır. Bu litotip, durgun su koşullarında sığ havuz ortamını karakterize eden "*chara*", küresel veya çubuksu ot gibi merceksi makrofit (Şekil 31A) ve gastropod, ostracod gibi iskeletsel organizmalar ile birlikte içerisinde yer yer traverten kırıntıları (Şekil 31B), ana kayanın yıkanmasından kaynaklanan kaolinit, halloysite ve vermikülit kil mineralleri ve kuvars kırıntıları içeren yeşil renkli masif karbonat çökelidir.

Yeşil mikrit travertenin çökme dokusu, mikrit travertene hemen hemen benzerdir. Bu litotip, afanitik mikrit ve peloidal mikrit dokusundan oluşur (Şekil 32A). İki litotip arasındaki tek fark, yeşil mikritte kil ve kuvars kırıntılıların yer almasından dolayı, peloidal mikrit dokusunu oluşturan en fazla 200 µm boyutundaki peloidal agregaların çok fazla organik madde içermemesidir (Şekil 32B). Aynı durum, afanitik mikrit dokusu içinde geçerlidir (Şekil 32C). Makrofit organizmaların çeperleri boyunca gelişen yaklaşık 1,5 mm kalınlığında radyal (Şekil 32D) ve dendrit uzun spar (Şekil 32E) kristalleri, "*Aggrading neomorfizma*" diyajenez sürecini gösterir. Bu peloidal agregalar arasında peloidal arası porozite (Şekil 32B) boyunca gelişen

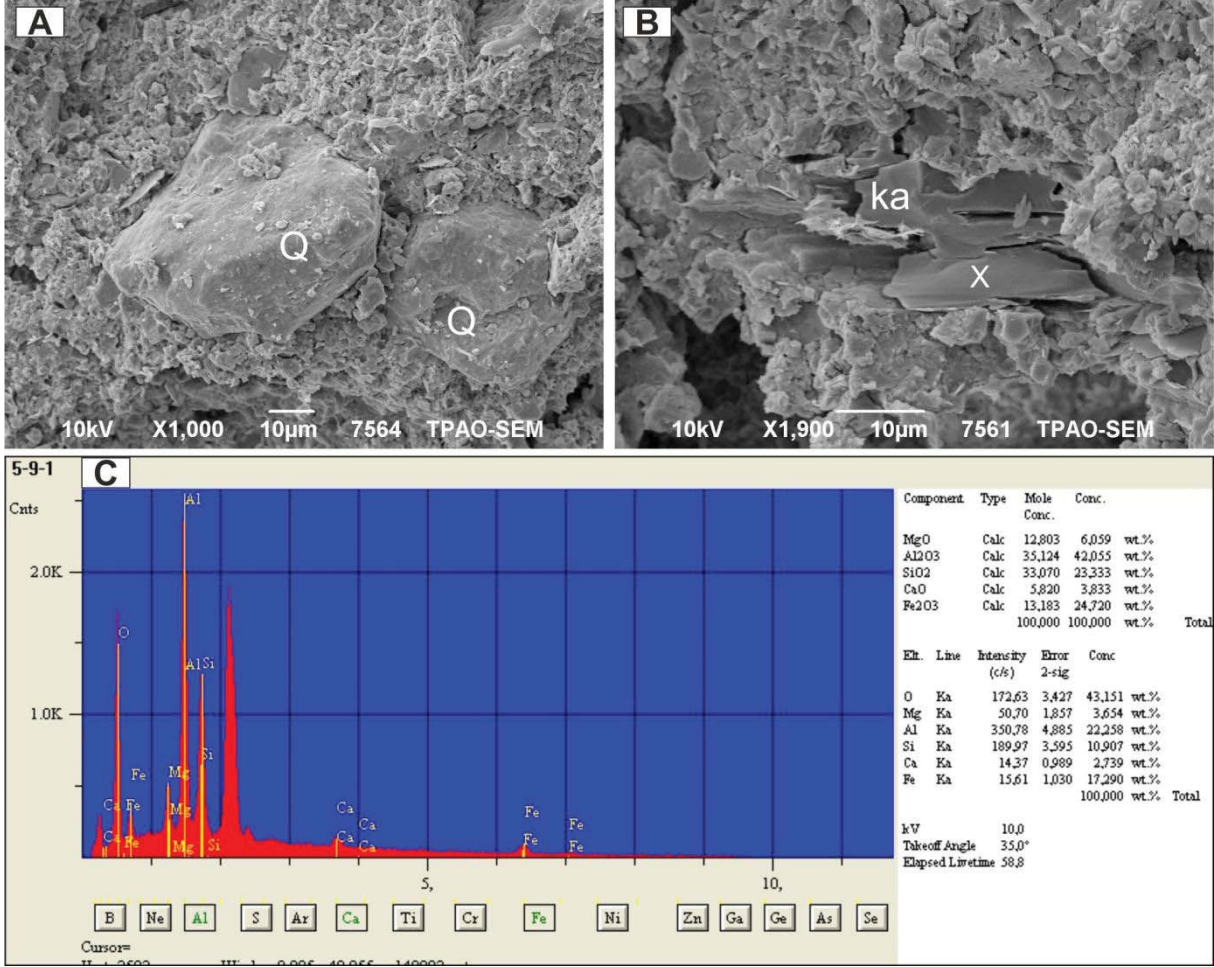
izopak kalsit kristalleri (Şekil 32A) ve "chara" bitkisinin bozunması ile kabuk ve orta kısmında oluşan deliklerin mikrospar kristalleri ile dolması, çimentolanma diyajenez sürecini belirtir (Şekil 32F). *Chara* bitkisi gibi makrofitlerin bozunması ile ortaya çıkan boşluklar, fito-içi porozite olarak isimlendirilmiştir. Diğer yandan, gastropod ve ostracod kavkılarının bıraktığı boşluklar ise biyokalıp porozite (Şekil 32E) olarak adlandırılmıştır. Kuvars kırıntıları (Şekil 33A) ve Al, Si içeren levhamsı kaolinit kil minerallerinin (Şekil 33B, C) söz konusu olduğu koşullarda peloidal mikrit dokusundan ziyade, genellikle yaklaşık 2 µm mikrit kristallerin geliştiği güzel yayılması ile oluşan afanitik mikrit dokusunun daha belirgin olduğu gözlenmiştir.



Şekil 31. Gürlek ve Ballık traverten sahasında yeşil mikrit traverten litotipinin arazi görüntüleri. Sarı ok: kum-ince çakıl boyutunda traverten kırıntıları gösterir. (A) Makrofit organizma içerikli yeşil mikrit traverten. Gürlek sahası. (B) Gastropod içerikli yeşil mikrit traverten. Ballık sahası.



Şekil 32. Yeşil mikrit traverten litotipinin polarize (PM) ve flüoresans (FM) mikroskop görüntüleri. (A) İzopak kalsit kristalleri ile çimentolanan peloidal mikrit (pm) dokusu (PM ikinci nikol görüntü). (B) Az organik madde içerikli peloidal mikrit agregaları ve neredeyse tamamı çimentolanmış peloidal arası porozite (p) (FM görüntüsü). (C) Chara bitki kavkısı içeren az organik madde içerikli afanitik mikrit (am) dokusu. P: fito-içi porozite. (D) Radyal sparit (rs) ve afanitik mikrit (am) dokusunun ikinci nikol PM görüntüsü. (E) Biyokalıp porozite üzerinde gelişen dendrit spar kristalleri (ds) ve afanitik mikrit (am) dokusunun ikinci nikol PM görüntüsü. (F) "Chara" kavkısının izopak kalsit kristalleri ile çimentolanması belirten ikinci nikol PM görüntüsü (am: afanitik mikrit dokusu).



Şekil 33. Yeşil mikrit traverten litotipinin taramalı elektron mikroskop (SEM) ve enerji dağılımlı X-ışını spektroskopisi çekimi (EDS). (A) Kuvars (Q) tanesinin SEM görüntüsü. (D) Kaolinit (ka) kil mineralinin SEM görüntüsü. (E) B'deki levhamsı kaolinit (X noktasına) kil mineraline uygulanan EDS elementel analizi.

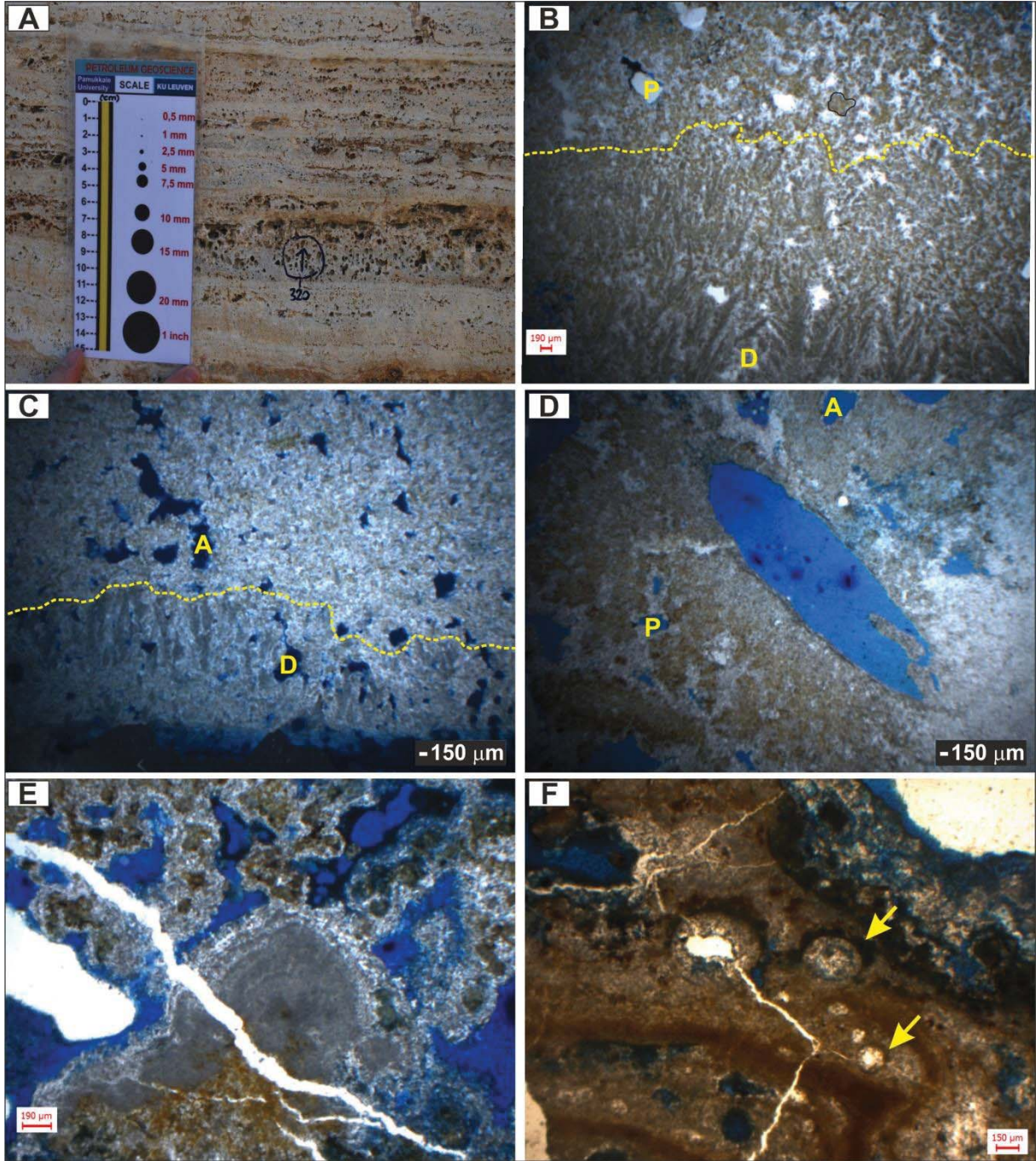
### 5.6 Gaz Kabarcığı Traverten Litotipi

Gaz kabarcığı traverten litotipi, çalışılan traverten sahalarından sadece Akköy ve Kelkaya sahalarında gözlenir. Akköy traverten sahasında yüksek CO<sub>2</sub> kaçışına yakın mikro-ortamlarda muhtemelen sülfür içerikli sıcak kaynak sularının çökelttiği litotipler ile ilişkilendirilen gaz kabarcıkları (Chafetz ve Folk, 1984), yaklaşık 5 cm kalınlığındaki tabaka boyunca gözlenen pisoid ceplerinin hemen altında en fazla 2,5 mm boyutunda gri renkli oval veya tüpsü boşlukların varlığı ile karakterize edilir (Şekil 34A). Kelkaya traverten sahasında ise kamış litotiplerinin hemen altında veya iki kamış arasında gelişen kristalin sal litotipinin altında gözlemlenir.

Gaz kabarcığı traverten litotipi, kristalin kabuk ve mikrit traverten litotiplerine benzer dokulardan oluşur. Bu litotip, kristalin dendrit, peloidal ve afanitik mikrospar dokusu içerir. Çökelme yüzeyine dik veya hafif eğimli gelişen 2 mm boyutunda uzun spar kristaller, kristalin dendrit dokuyu gösterir. Bu spar kristalleri arasında yaklaşık 0,1 mm boyutunda mikrospar kristalleri vardır. Diğer taraftan, bu kristalin dendrit dokusunu, en fazla 0,4 mm boyutunda (siyah çizgi ile sınırları çizilen peloidal agrega) peloidal agregalardan oluşan peloidal doku üzerler. Peloidal agregalar, mikrit ve mikrospar kristallerin kümelenmesi ile oluşur. Bu agregalar arasında kalan boşluklar, bazen açık renkli sparit çimento ile dolmuş peloid-arası porozite olarak isimlendirilir ve çökelinin tabanından yukarıya doğru kristalin dendrit dokudan hem peloidal doku (Şekil 34B) hem de afanitik dokuya (Şekil 34C) geçiş belirgindir. Mikrit ve mikrospar kristallerin gelişigüzel yayılması ile afanitik mikrospar dokusu meydana gelir (Şekil 34C). Kristalin dendrit dokuya nazaran afanitik mikrospar ve peloidal doku içinde sırasıyla ayrık gözlü porozite (Şekil 34C) ve peloidal arası porozite (Şekil 34B) daha fazladır. Peloidal ve afanitik dokunun baskın olduğu yerlerde çökelme yüzeyine yaklaşık 45° eğimli mikrit kavkılı kamış biyokalıp porozite gözlenir (Şekil 34D). Diğer yandan, bağlantılı peloid-arası boşluğun geniş olması, 1,5 mm boyutunda yarı elipsoidal pseudo-pellet tanesi veya karbonat çamurunun gelişmesine olanak sağlar (Şekil 34E). Bu litotip, çökelme dokusuna bağlı iki karakteristik porozite türleri içerir. (1) Siyah renkli Fe kusmalarının yoğun olduğu ve Fe içerikli yaklaşık 0.15 mm boyutundaki laminalar arasında veya içinde korunmuş içi kristalin en fazla 0,1 mm boyutundaki oval mikrokalıp boşluklar, gaz kabarcıklarının bıraktığı boşlukları temsil eder (Şekil 34F). Diğer yandan, (2) teras havuzunda su yüzeyini örten mavi-yeşil algal filamentlerin altında gaz kabarcıkları hapsolmuş olabilir. Bu kabarcıkların bıraktığı merceksi boşluklara, Chafetz (2013) tarafından ilk kez salların altında oluşan boşluk olarak isimlendirilen sığınak porozite daha uygundur (Şekil 35A). Bu filaments, spar kristallerin birbirine tutunması ve bağlanmasına da yardımcı olur (Şekil 35B).

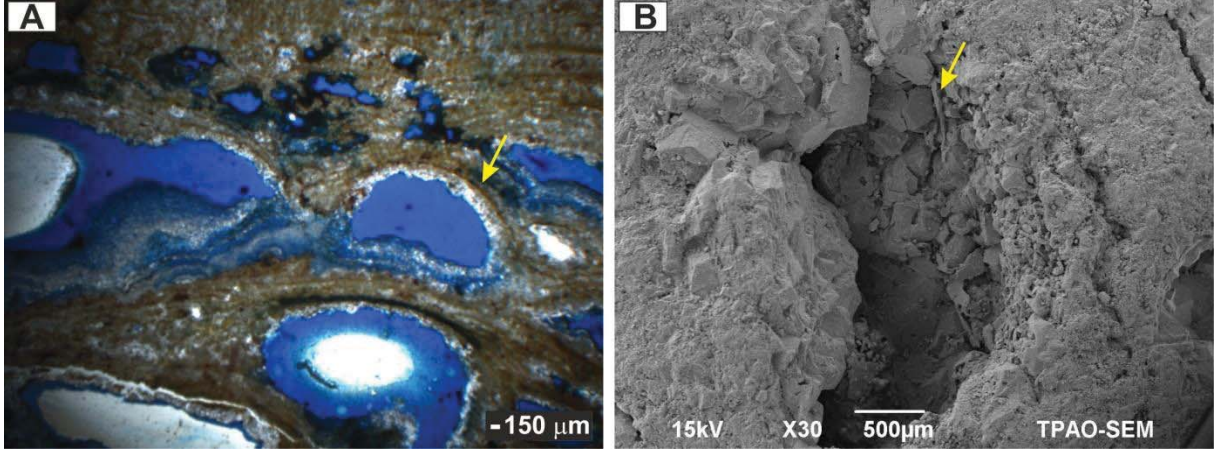
Taşlaşmış gaz kabarcıkları, kabarcık çeperi üstünde bakteriyel kökenli kalsitin çökeliyle açığa çıkan katı köpükten oluşan bir kayaçtır. Chafetz ve Folk (1984), su-sediment ara yüzeyinin hemen hemen birbirine yakın paketlenmiş 2-3 mm gaz kabarcıkları ile örtüldüğü sıcak kaynak su çıkışlarını gözlemlemiştir. Kaynayan kabarcıklar, Love ve Keefer (1975, s. 40-43) tarafından sıcak kaynak sularında gözlenmiştir (Pentecost, 2005). Allen ve Day (1935, s. 378), A.B.D'nin KB'sında Yellowstone Ulusal Park'ında su yüzeyi üstünde yüzen 1-3 mm çapındaki kalsit kürelerinden oluşan delikleri bulmuş ve kabarcık yüzeyleri üstünde kalsitin kristalleştiğini ve bunların küresel şekillere sahip olduğunu gözlemlemiştir.

İtalya travertenlerinde bazen bütün veya parçalanmış gaz kabarcıklar, pisoidler veya çalıkların çekirdeği olarak rol oynar. Kabarcıklar, görünür porozitenin %80'ne yaklaştığı en fazla birkaç metre ve 2-10 cm kalınlığında köpük kayacı merceksi geometrili tabakalar olarak ortaya çıkar. Burada taşlaşmış gaz kabarcıkları, dikeye yakın çapı 3 mm ve uzunluğu 10-15 cm olan tüpler meydana getirmiştir. Bu tüpsü gaz kabarcıklarının alt ve üst köşeleri, yarı küreseldir. Bakteriyal olarak çökelen tüplerin çeperleri, 0,1 mm kalınlığındadır. Tüpsü kabarcıkların arası, silt boyutunda taşınmış karbonat taneleri ile dolmuş olabilir veya birincil gözenek olarak kalabilir. Bazı silindir kabarcıklar, bu bitişik gaz kabarcıkların yakın paketlenmesinden dolayı, bozukluk ve düzleşme gösterir (Chafetz ve Folk, 1984).



Şekil 34. Akköy traverten sahasında gaz kabarcığı traverten litotipinin arazi ve polarize mikroskop (PM) görüntüsü (mavi renk: epoksidir). (A) Ocak aynasında küresel ve tüpsü gaz kabarcıklarından oluşan tabaka. (B) Peloidal mikrit (PM) ve kristalin dendrit (D) dokusunun birinci nikol PM görüntüsü (sarı benekli çizgi: bu iki doku arasındaki sınırını gösterir. Kırmızı ok: peloidal agregaları belirtir). (C) Afanitik mikrospar (A) ve kristalin dendrit (D) dokusunun ikinci nikol PM görüntüsü (sarı benekli çizgi: bu iki doku arasındaki sınırı gösterir. Minik kırmızı ok: mikrospar kristali gösterir). (D) Kamış biyokalıp porozitenin birinci nikol PM görüntüsü. (E) Pseudo-pellet tanesinin ikinci nikol PM görüntüsü. (F) Mikrokalıp porozitenin (sarı ok) birinci nikol PM görüntüsü.



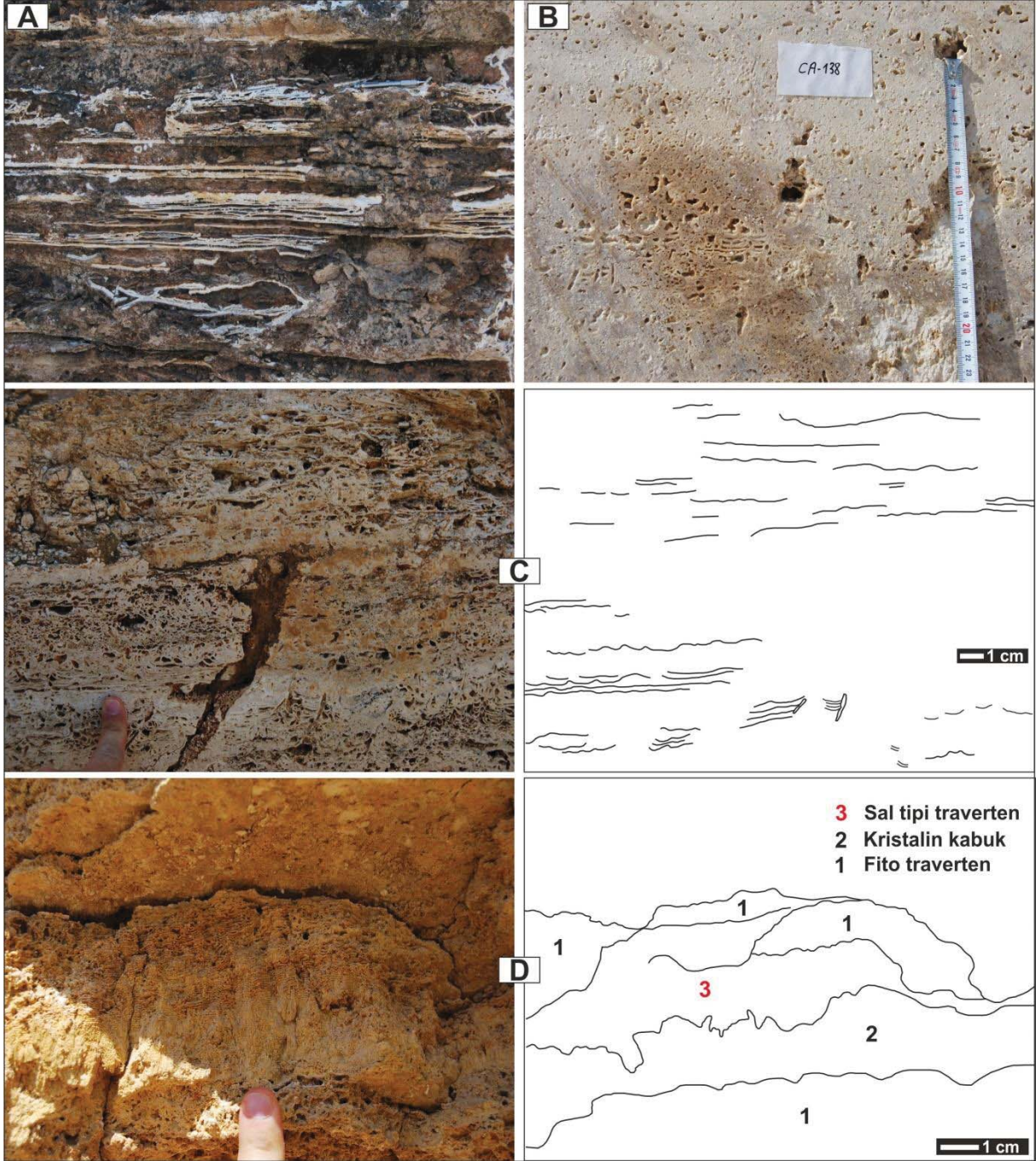


Şekil 35. (A) Sığınak porozite ve (B) muhtemelen mavi-yeşil algal filaments (sarı ok).

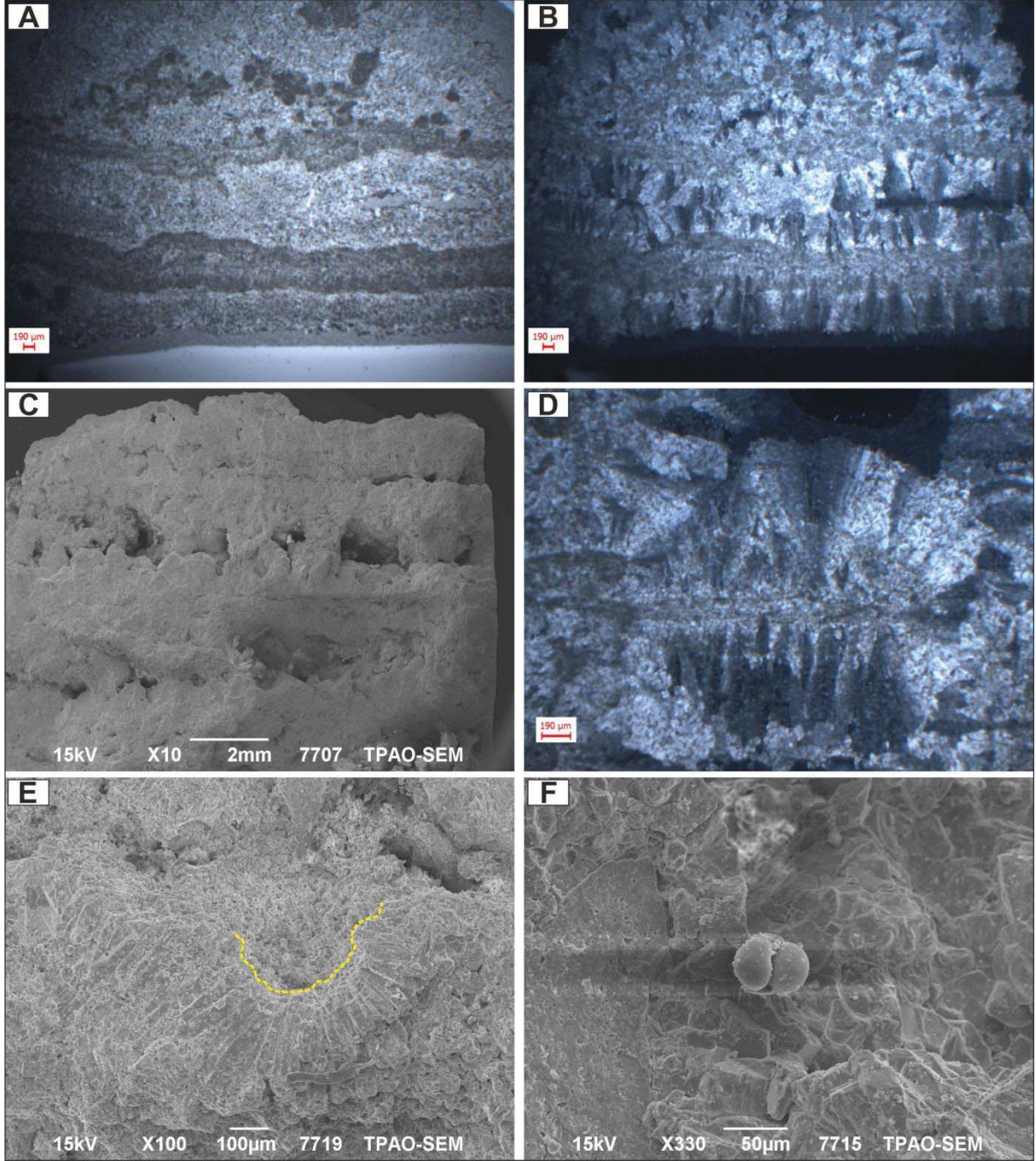
### 5.7 Sal Tipi Traverten

Akköy, Kelkaya ve Kocabaş traverten sahalarında çok tipik örneklerine rastlanılmıştır. Durgun su koşullarında kâğıt inceliğinde açık renkli kalınlığı en fazla 2 mm olan kristalin düz laminaların üst üste birikmesi oluşan çökellerdir (Şekil 36A). Bu ince laminalar arasında yer yer küçük taşlamış gaz kabarcıkları da yer alır. Küçük otlar arasında yanıl devamlılığı olmayan muhtemelen sığ su koşullarında oluşmuş ince film şeklindeki hafif kıvrımlı laminalar da sal litotipini oluşturabilir (Şekil 36B). Bu kıvrımlı laminalar arasında ot ve muhtemelen mavi-yeşil alglerin bıraktığı boşluklar daha baskındır. Bu mavi-yeşil algler aynı zamanda kalsiyum karbonat çökelimi için zemin görevi yapabilir (Şekil 36C). Diğer yandan, bu ince hafif kıvrımlı sallar kristalin kabuk ve fito traverten litotipleri tarafından sınırlanmıştır (Şekil 36D). Açık renkli kristaller, bu ince kâğıt şeklindeki her bir salların tabanına dik gelişmiştir ve bunlar inci şeklinde küçük pisoid tanesini temsil edebilir (Şekil 36D). Kalınlığı en fazla 1 mm olan kahve renkli mikrit laminası, açık renkli uzun spar kristallerinden oluşan kristalin seviye ile ardanmalıdır (Şekil 37A). Bazen bu spar kristalleri üzerinde muhtemelen mikrofitlerden kaynaklanan peloidal agregalar da oluşmuştur (Şekil 37A, B). Mikrit ve spar laminaların birbiri ile ardanması laminalı dokunun oluşmasına neden olurken (Şekil 37C), kristallerin çekirdekleşmesinde rol oynayan peloidal agregaların uzun spar kristalleri ile çevrenmesi de radyal sparit dokunun oluşmasına yol açar (Şekil 37D). Mikrit laminası ile belirgin olan ot ve mikrofit organizmalar, bu açık renkli spar kristallerin kristalleşmesine zemin hazırlayabilir (Şekil 37D). Sal tipi traverten litotipi kristalin ve mikrit seviyelerin ardanmasından oluştuğu için iki kristalin seviye arasında kalınlığı 2 mm olan bir açıklık veya oyuklar gözlenmiştir. Bu açıklık, laminalar-arası boşluk türünü gösterebilir (Şekil 37C). Bu boşluk türü içinde mikrobiyal filamentler ve mikrit kökenli peloidal agregayı çevreleyen uzun spar kristalleri gelişir (Şekil 37E). Ayrıca kokoid bakterilerini (Şekil 37F) de gözlemek mümkündür.

Sıcak su buzu (Allen ve Day, 1935) ve kalsit buzu (Bargar, 1978; s. 28) olarak isimlendirilen ince kâğıt gibi sallar, Weed (1889, s. 641) tarafından sıcak kaynak ortamlarında fark edilmiştir. Bunlar aynı zamanda mağara havuzlarında da iyi bilinir (Baker ve Frostick, 1951; Black, 1953). Folk vd. (1985; s. 359-360), her iki taraflarının üzerleri kalsit kristalleri tarafından kaplanan içi mikritik bir laminadan oluşan kâğıt gibi ince katmanlar olarak kalsit sallarını belirtmiştir. Salların bileşimi aragonit te olabilir (Chafetz vd., 1991; s. 116).



Şekil 36. Sal tipi traverten litotipinin arazi görüntüsü ve litotip haritalaması. (A) Durgun ve derin su koşullarında oluşan düz sallar, Akköy traverten sırtının çatlak boşluğunda gelişmiştir. (B) Sığ su koşullarında oluşan sallar (C) Ot ve mikrofitler ile ilişkili kıvrımlı sallar ve bu salların haritalaması (D) Sal traverten litotipini sınırlayan kristalin kabuk ve fito traverten litotipi.

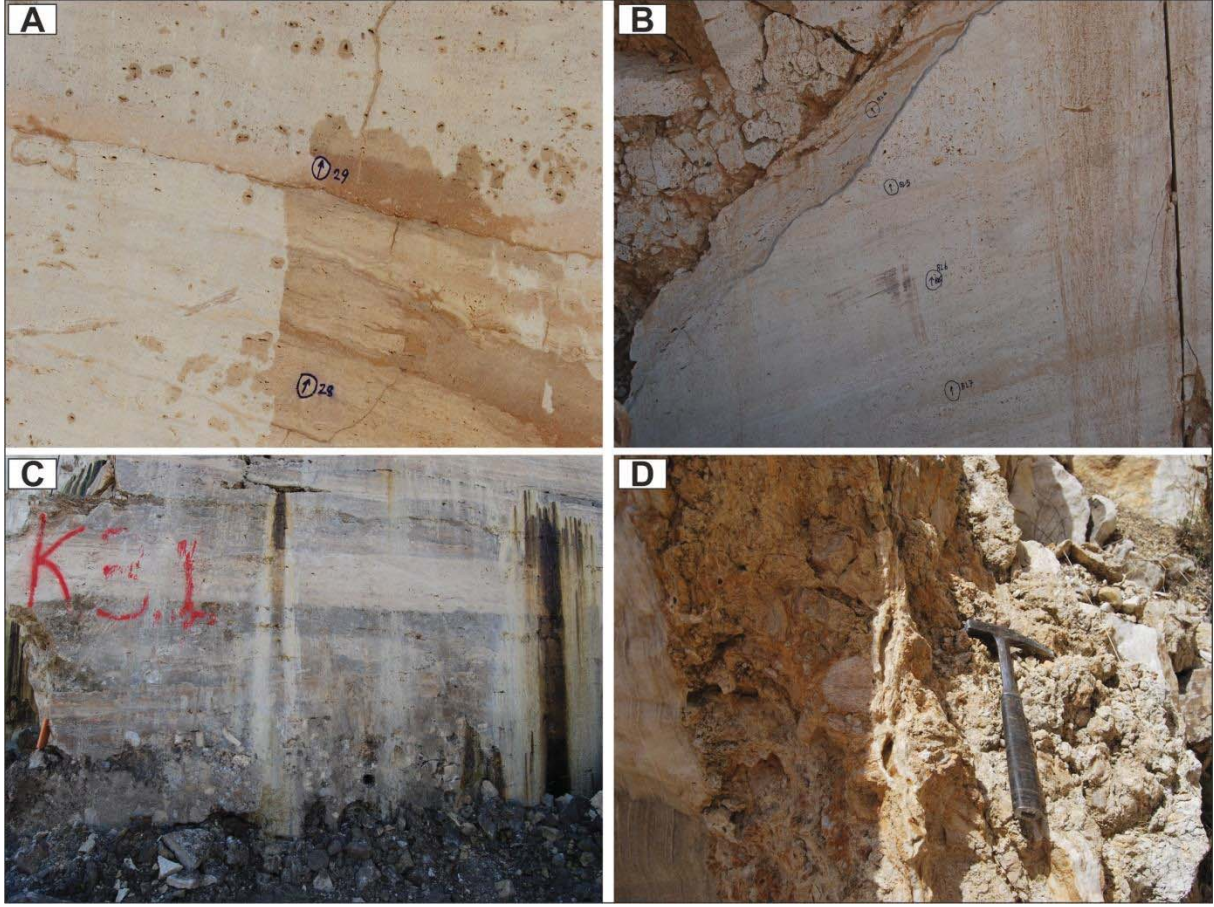


Şekil 37. Sal tipi traverten litotipinin polarize (PM) ve taramalı elektron mikroskobu (SEM) görüntüsü. (A) Sal litotipinin laminar doku göstermesi, birinci nikol PM görüntüsü. (B) Mikrit ve sparit seviyelerin ardalanması, ikinci nikol PM görüntüsü. (C) Sparit laminaları arasında

gelişen laminalar-arası porozitenin taramalı elektron mikroskobu görüntüsü (SEM). (D) Radyal sparit dokusu, ikinci nikol PM görüntüsü. (E) Mikrit kökenli peloidal agregayı çevreleyen uzun spar kristallerin taramalı elektron mikroskobu görüntüsü (kesikli sarı çizgi: spar ile mikrit arasındaki sınırı gösterir). (F) Laminar arası porozite içinde bulunan kokoid bakterisinin taramalı elektron mikroskobu görüntüsü (SEM).

### **5.8 Kırıntılı Traverten Litotipi (Monomiktik ve Polimiktik)**

Kırıntılı traverten litotipi, Karateke ve Yenicekent hariç diğer tüm traverten sahalarında gözlenmiştir. Arazi gözlemlerine göre bu litotip, monomiktik ve polimiktik olarak ikiye ayrılır. Monomiktik traverten litotipi, hemen hemen tüm traverten sahalarında kahve renkli çökeller ile birlikte çökeltme yüzeyine hafif eğimli yamaç boyunca taşınan in situ traverten kırıntılarından oluşur (Şekil 38A). Polimiktik traverten, iki farklı türde gözlenir. Birincisi, özellikle Ballık ve Kocabaş traverten sahalarında eğimli yamaç boyunca suların sürüklenmesi ile kopan ve daha sonra yatay veya düşey olarak taşınıp çatlağı dolduran makrofit organizmalar, kahve renkli çökeller ve küçük traverten kırıntılarından meydana gelir (Şekil 38B). İkinci polimiktik traverten litotipi ise ana kaya kırıntıları içeren eski toprak seviyesi ve düşey bantlı traverten litotipi ile ilişkilendirildi. Bu eski toprak seviyesi, blok boyutunda iri traverten kırıntıları ve çakıl boyutundaki Mesozoyik yaşlı köşeli kireçtaşı kırıntıları içerir (Şekil 38C). Derin dolaşımli kaynak suları çatlak boyunca yükselirken yüksek basınç altında blok ve çakıl boyutunda metamorfik şist kırıntılarını beraberinde getirir. Bu kırıntıların bağlayıcısı, kırmızı renkli demir çimentosudur (Şekil 38D).



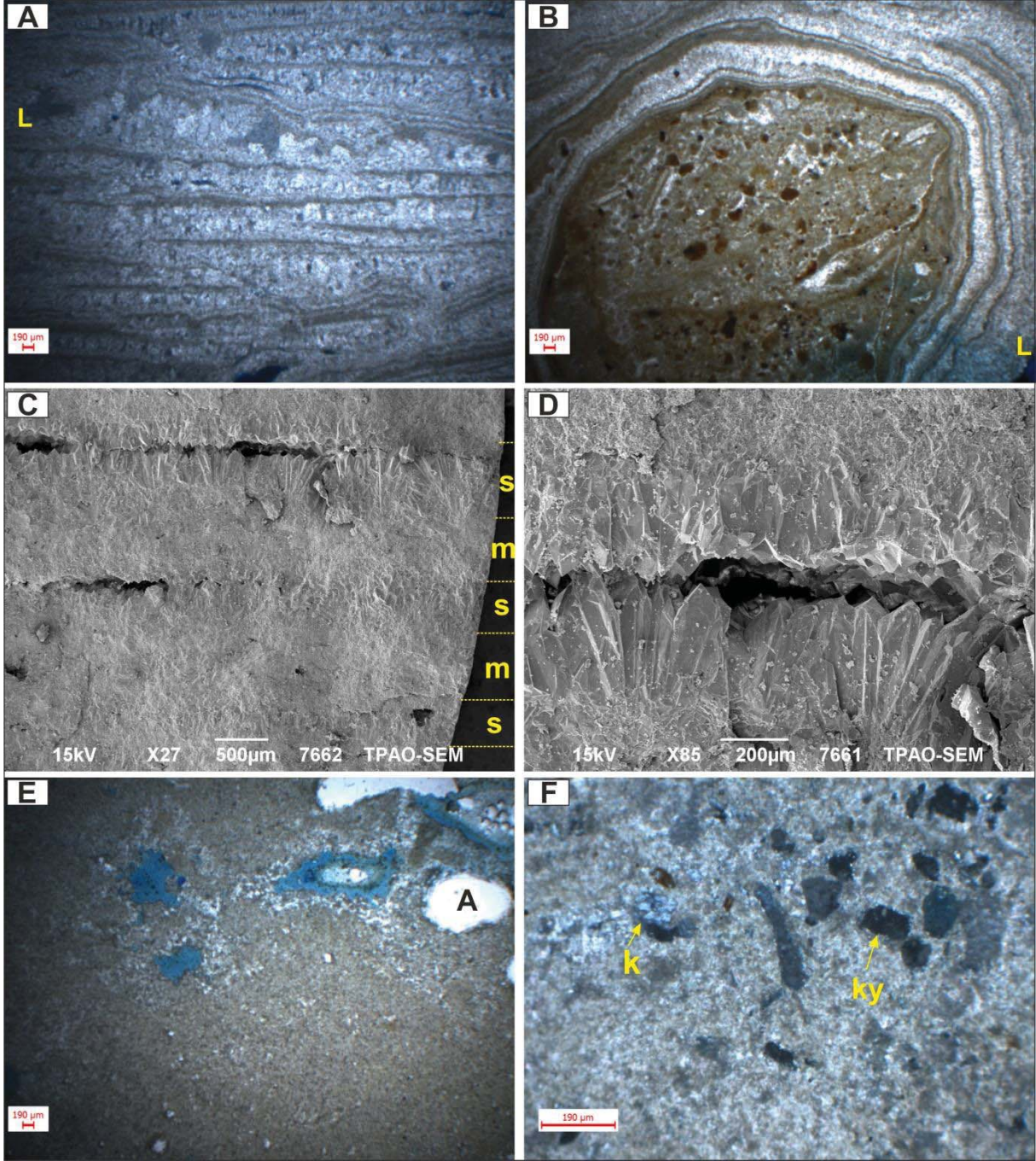
Şekil 38. Ballık (BL), Kelkaya (KL) ve Gölemezli (G) traverten sahalarında kırıntılı traverten litotiplerin arazi görüntüleri. (A) Laminalı mikrit traverten litotipini üzerleyen monomiktik traverten litotipi (BL). (B) Makrofit organizmalar içeren gri renkli polimiktik traverten litotipi (BL). (C) Havuz ortamında oluşan metrelerce yanıl devamlılığı olan polimiktik traverten litotipi (KL). (D) Düşey bantlı traverten litotipin bitişiginde yer alan polimiktik traverten litotipi (G).

Kırıntılı traverten litotipi, laminar ve afanitik mikrit dokusundan oluşur. Özellikle makrofit organizmalar içeren polimiktik traverten litotipi, laminar doku sergilerken, traverten kırıntıları ve havza dışı taneler içeren polimiktik traverten ise afanitik mikrit doku gösterir. Bu laminar doku, en fazla 1,1 mm kalınlığında bloklı kalsit veya spar kristallerinden oluşan açık renkli sparit seviye ile düzensiz kıvrımlanan çok ince kahve renkli mikrit seviyelerin arılanmasından oluşur (Şekil 39A). Bağlayıcısı çamur veya kil olan demir çimentolu yarı yuvarlaklaşmış traverten kırıntıları ve kahve renkli çubuksu makrofit bitkiler, 7,7 mm boyutunda elipsoidal şekilli bir blok tanesi oluşturur (Şekil 39B). Bu tane, kökeni büyük olasılıkla makrofit organizmalardan kaynaklanan 0,75 mm kalınlığında mikrit ve sparit laminası tarafından çevrelenir (Şekil 39C). Bu sparit laminası, 0,3 mm uzunluğunda bıçağımsı kalsit kristallerden (Şekil 39D) ve levhamsı spar kristallerinden oluşur. Çökme

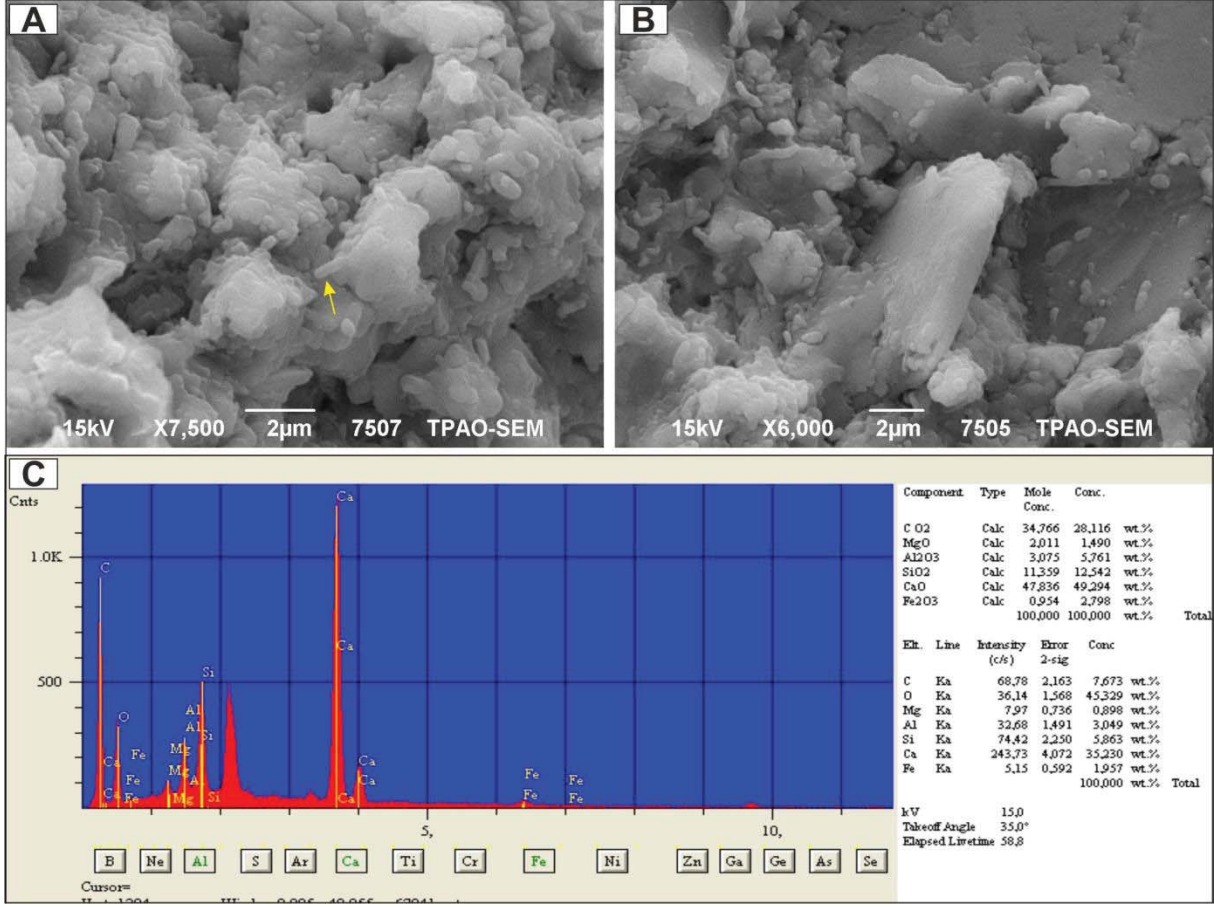
yüzeyine paralel gelişen makrofit organizmaların bozunması ile fenestral boşluk türü oluşur (Şekil 39C). Bu boşluk türü, iri bıçağımsı spar kristalleri tarafından daralmıştır (Şekil 39D).

Traverten kırıntıları, kahve renkli çökel ve havza dışı taneler içeren polimiktik traverten litotipi, afanitik doku sergiler (Şekil 39E). Bu doku, muhtemelen havza dışından türeyen çubuksu, beşgen ve dikdörtgen şekilli kayaç parçaları ve gri renkli polikuars taneleri içerir (Şekil 39F). Ayrıca bu traverten litotipinde ayırık gözlü boşluk türü açığa çıkar ve bu boşluğun çeperleri boyunca sparit çimento gelişir (Şekil 39E).

Makrofit bitki kırıntıları içeren polimiktik traverten litotipi, çoktan aza doğru sırasıyla Si, Al ve Mg bileşimli çubuksu ve levhamsı kil bağlayıcısı içerir (Şekil 40A, B ve C).



Şekil 39. Polimiktik traverten litotipinin epoksili-optik mikroskop (E-OM) ve taramalı elektron mikroskop (SEM) görüntüleri (mavi renk: epoksidir). (A) Laminar doku (E-OM; 2.nikol). (B) A'daki örneği temsil eden sparit ve mikrit laminaları ile çevrelenen iri blok kırıntısı (E-OM; 1.nikol). (C) Fenestral boşluk türü (SEM, m: mikrit, s: sparit). (D) Sparit laminasını oluşturan iri bıçağımsı spar kristalleri (SEM). (E) Afanitik (A) doku içinde ayırık boşluk türü (E-OM; 1.nikol). (F) E'deki örnek içinde gözlenen polikuvars (k) taneleri ve kayaç parçaları (ky) (E-OM; 2.nikol).



Şekil 40. Polimiktik traverten litotip içinde kil bağlayıcısının taramalı elektron mikroskop görüntüleri ve EDS elementel analizi. (A) Çubuksu kil minerallerin (sarı ok) kümelenmesi. (B) Levhamsı ve çubuksu kil minerallerinden oluşan bağlayıcı. (C) A ve B'deki çubuksu kil mineraline uygulanan EDS elementel analizi.



## 6.DURAYLI İZOTOP ANALİZİ

Duraylı izotop analizinden elde edilen duraylı karbon ( $\delta^{13}\text{C}$ ) ve oksijen ( $\delta^{18}\text{O}$ ) izotop değerleri, çalışma sahalarında belirlenen toplam 8 litotipi birbirinden ayırt etmede kolaylık sağlar. Traverten çökellerin kökenini ayırmada en önemli etken, kalsiyum karbonat bileşimli kaynak suların traverten çökellerini çökelttiği yerdir. Bu hedef için Denizli havzasının kuzey (Akköy, Çukurbağ, Yenicekent ve Gölemezli) ve güney (Kelkaya, Ballık, Kocabaş ve Gürlek) sahalarından alınan örnekleri, litotiplere göre sınıflandırmaya ihtiyaç vardır. Çökelme yerleri göz önüne alındığında daha geniş bir aralık gösteren pozitif karbon izotop değerleri (-0.42 ile +7.84 ‰ (VPDB) arasında), kristalin kabuk, bantlı traverten, fito traverten, mikrit traverten ve yeşil mikrit traverten litotiplerinde daha fazla farklılık gösterir (Tablo 3). Genel olarak negatif oksijen izotop değerleri çok dar bir aralık göstermesine rağmen, sadece bantlı traverten litotipinin  $\delta^{18}\text{O}$  izotop değerleri (-9.72 ile -16.35‰ (VPDB) arasında), geniş bir yayılım sergiler. Kristalin kabuk travertenin  $\delta^{13}\text{C}$  değeri, en yüksek (+7.84‰ (VPBD)) Çukurbağ traverten sahasında gözlenirken, en düşük (+0.025‰ (VPBD)) Ballık traverten sahasında açığa çıkmıştır. Fito traverten litotipinin  $\delta^{13}\text{C}$  değeri, en yüksek Kocabaş (+6.20‰ (VPBD)) traverten sahasında gözlenirken, en düşük Ballık (-0.42‰ (VPBD)) bölgesindedir. Mikrit travertenin  $\delta^{13}\text{C}$  değeri, en yüksek Kelkaya (+4.60‰ (VPBD)) traverten sahasında iken, en düşük Ballık (-0.63‰ (VPBD)) Taşkestik tepede gözlenir. Yeşil mikrit travertenin  $\delta^{13}\text{C}$  değeri, en yüksek (+ 1.12‰ (VPBD)) Gürlek traverten sahasında açığa çıkarken, en düşük (+0.23‰ (VPBD)) Ballık Taşkestik tepe traverten sahasında gözlenir.

Hem fito traverten hem de mikrit traverten litotiplerinde ikincil oluşumların baskın olması,  $\delta^{13}\text{C}$  değerlerinde belirgin bir artışa neden olur. Gastropod ve ostracod içeren mikrit traverten litotipin  $\delta^{13}\text{C}$  değeri, + 1.77‰ ile -0.63‰ (VPBD) arasında değişir. Diğer yandan, dendrit mikrit ve peloidal doku gösteren çalı çökeli içeren mikrit traverten litotipi, +3.38‰ (VPBD)  $\delta^{13}\text{C}$  değerine sahiptir.

Yenicekent ve Gölemezli traverten sahasında sırasıyla gözlenen kırmızı ve gri renkli düşey bantlı traverten litotipleri, diğer düşey bantlı travertenlerden daha negatif oksijen izotop değerleri gösterir (Şekil 41).

Tablo 3. Çalışılan traverten sahalarına göre litotiplerin ortalama  $\delta^{13}\text{C}$  değerleri (KK: Kristalin kabuk; BT: Bantlı traverten; FT: Fito traverten; MT: Mikrit traverten; YMT: Yeşil mikrit traverten; GKT: Gaz kabarcıklı traverten; PST: Pisoid traverten; MMT: Monomiktik traverten; PMT: Polimiktik traverten).

Yer/Litotip	Ortalama $^{13}\text{C}$ değerleri (VPDB, ‰)								
	KK	BT	FT	MT	YMT	GKT	PST	MMT	PMT
Kelkaya	5.29		3.57	4.32				5.15	
Ballık (Kömürcüoğlu)	0.025								
Ballık (Taşkestik tepe)			-0.48	0.26	0.49				0.62
Ballık (Belevi)				3.38					
Karateke			3.82						
Kocabaş		6.36							
Gürlek			2.34	1.77	0.98				
Akköy	6.15	4.67				5.14	5.58		
Çukurbağ	7.84								
Yenicekent		3.16							
Gölemezli		4.1							

Duraylı izotop analizlerine göre, Denizli havzasında çökelen travertenlerin üç farklı paket sergilediği ortaya çıkmıştır (Şekil 41). Birinci paket, Akköy ve Çukurbağ sırtından alınan kristalin kabuk, Kocabaş traverten sahasından alınan bantlı traverten içerir. İkinci paket, Karateke ve Kelkaya traverten sahasından alınan fito traverten, Kelkayadan alınan mikrit traverten, Akköy sırtından alınan bantlı traverten ve Ballık Belevi sahasından alınan mikrit travertenden oluşur. Üçüncü paket, Ballık Taşkestik tepeden alınan mikrit, yeşil mikrit ve fito traverten, Ballık Kömürcüoğlundan alınan kristalin kabuk ile Gürlek traverten sahasından alınan yeşil mikrit traverteni kapsar. Ancak Kelkaya traverten sahasından alınan kristalin kabuk litotipleri, hem birinci paket hem de ikinci pakete dahil olmuştur (Şekil 41). Birinci paketten üçüncü pakete doğru karbon izotop değerlerinde belirgin bir düşüş vardır. Kamış, ot gibi makrofit organizmalar içeren fito traverten, paket-2'de yer alırken, kamış hariç yosun gibi görsel küresel şekilli makrofit organizmalar içeren fito traverten ise paket-3 de bulunur. Bol *chara*, gastropod, ostracod gibi makrofit ve iskeletsel organizmalar içeren mikrit traverten, paket-3 bölgesinde oluşurken, aşınma yüzeyi ve eski toprak seviyesi ile ardalanan mikrit traverten paket-2 de bulunur. Paket-1'de yer alan Akköy ve Çukurbağ sırtında çökelen kristalin kabuk traverten, Paket-2 de bulunan Kelkaya kristalin kabuk traverten litotipinden çok daha fazladır (Şekil 41).

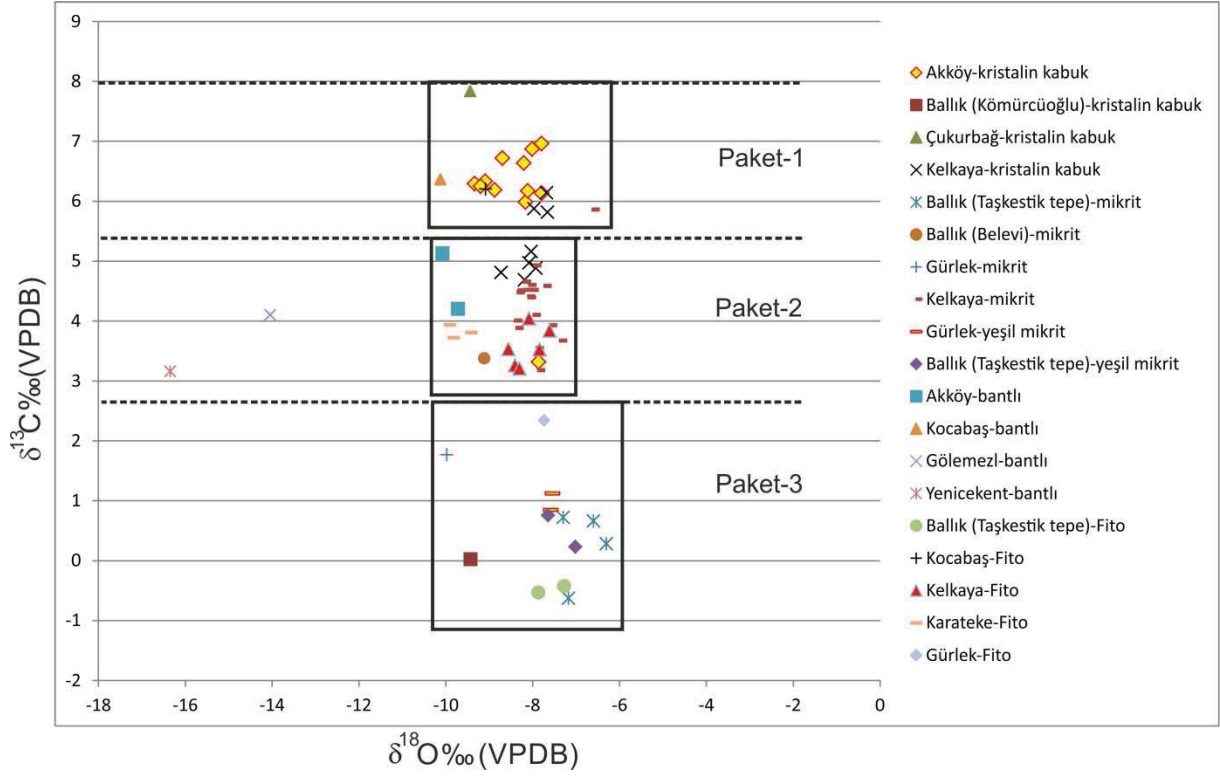
Claes vd. (2015), laminalı traverten fasiyesinden şelale fasiyesine doğru  $\delta^{13}\text{C}$  değerlerinde belirgin bir azalma olduğunu gözlemlemiştir. Peloidal traverten  $^{13}\text{C}$  bakımından zenginleşmiş

olurken, fito travertenin  $\delta^{18}\text{O}$  değerinde hafif bir azalma meydana gelmiştir. Pond ve havuzlar içinde daha iri boyutlu bitkiler tarafından kaynaklanan fotosentez süreçler, laminalı traverten fasiyesi için en yüksek  $\delta^{13}\text{C}$  değerlerini açıklayabilir (Claes vd., 2015).

Akköy traverten sahasından alınan kristalin kabuk litotipin  $\delta^{13}\text{C}$  ‰ değerleri, İtalya'nın Rapolano Terme'deki Erken Holosen yaşlı çalı çökellerine (Guo vd., 1996) ok benzerdir. Bu çalışmada durgun su koşullarında oluşan mikrit traverten litotipinin karbon izotop değeri, kristalin kabuk litotipinden daha azdır. Bu durum, Gonfiantini vd. (1968) tarafından belirtildiği gibi, düşük enerjili ortamlarda  $\text{CO}_2$  gaz kaçışı ve türbülansın daha az olmasından kaynaklanır.

nceki çalışmalara göre, kalsitin  $\delta^{13}\text{C}$  bileşimi hakkında fotosentez etkisinin büyüklüğü hala tartışmalı bir konudur. Fotosentez boyunca  $^{12}\text{CO}_2$ 'nin boşalımı, çözünmüş inorganik karbon ve karbonat çökellerin  $\delta^{13}\text{C}$  değerlerinde bir artışa yol açtığı bulunmuştur. Bu olay ortam koşullarına ve bitki türlerine bağlıdır. Bu fotosentez etkileri, mavi-yeşil alg ve bazı alglerin baskın olduğu mikro-ortamlarda çok önemlidir (Pentecost ve Spiro, 1990; Arp vd., 2001). Diğer yandan, bu karbonun inorganik kökenli olduğu varsayıldığında  $\delta^{13}\text{C}$  değişim aralığı, yeraltı suyu içinde karbon türlerinin kökenini yansıtmaktadır. Bu çalışmadaki karbonun kökeni, muhtemelen yer altında derin dolaşımlı sıcak kaynak suyu ile etkileşen ana kayanın hidrolizinden kaynaklanır (Panichi ve Tongiorgi, 1975; Guo vd., 1996; Kele vd., 2011; zkul vd., 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  $\delta^{16}\text{O}$ 'nin 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).

nceki 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 mevsimsel 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 vd., 1991; Matsuoka vd., 2001). Çok kurak koşullar, açık sistemlerde bile yüksek  $\delta^{18}\text{O}$  değerleri meydana geldiğine değinilmiştir (Arenas-Abad vd., 2010).



Şekil 41. Çalışma sahalarında gözlenen tüm traverten litotiplerin duraylı izotop grafiği.

## 7.PETROFİZİKSEL ÇALIŞMALAR

### 7.1 Porozite-Geçirimsizlik İlişkisi

Çökeltme yüzeyine paralel yatay doğrultuda alınan 1 inch (2,54 cm) çapındaki 62 adet tapa örneği, helyum porozite ve hava geçirimsizlik testine tabi tutulmuştur. Bu testlerden, helyum porozite (%), düzeltilmiş ve düzeltilmemiş hava geçirimsizlik değerleri (md) ile boşluk hacimleri (cc) elde edilmiştir. Bu değerlerin, tek bir örnekten alınan değeri temsil etmesi, traverten kayaların rezervuar kapasitesini belirlemeyi zorlaştırabilir. Ancak sedimentolojik çalışmalara göre bu travertenler, litotip bazında değerlendirilip daha özele indirgenirse petrofiziksel parametreler, litotiplerin birbirinden ayrılmasında kılavuz değerler olarak kullanılabilir. Sedimentolojik gözlemlere göre traverten litotipleri, sıkı ve boşluklu doku olarak ikiye ayrılmıştır. Sıkı doku gösteren traverten litotipleri, kristalin kabuk, mikrit, yeşil mikrit, bantlı, monomiktik ve polimiktik travertendir. Buna karşılık, çok daha fazla chara, gastropod ve ostracod gibi makrofit ve iskeletsel bileşen içeren mikrit, bryofit ve kamış içerikli fito traverten ve gaz kabarcığı traverten, boşluklu doku sergiler. Fito traverten litotipi, en yüksek porozite ve geçirimsizlik değerlerine sahip olmasına rağmen, kamış içerikli fito travertenin ortalama porozite değeri (% 20,07), bryofit içerikli fito travertenden % 20 daha fazladır. Ancak, kamış içerikli fito travertenin geçirimsizlik değeri, makrofit içerikli bryofit travertenden çok daha azdır. Diğer yandan, diğer litotiplere göre mikrit traverten litotipinin porozite ve geçirimsizlik değeri en düşüktür. Ancak bol makrofit ve iskeletsel bileşen içeren mikrit ve yeşil mikrit traverten litotipinin porozite ve geçirimsizlik değerleri, sıkı doku gösteren mikrit ve yeşil mikrit travertene kıyasla artış gözlenir. Makrofit ve iskeletsel organizma içerikli mikrit ve yeşil mikrit traverten litotipleri birbirine çok yakın porozite değerleri sergilemesine karşın, mikrit traverten litotipinin geçirimsizlik değeri, yeşil mikrit traverten litotipinden 30 kat daha fazladır. Sıkı dokuya sahip yeşil mikrit traverten litotipinin ortalama porozite ve geçirimsizlik değerleri, sırasıyla % 10,6 ve 0,02 md'dir. Kırıntılı traverten litotiplerinden monomiktik travertenin % 13,5 ve 2,77 md'lik ortalama porozite ve geçirimsizlik değerleri, polimiktik travertenden daha yüksektir. Ancak monomiktik travertenin porozite ve geçirimsizlik değerleri birbiri ile ters orantılıdır.

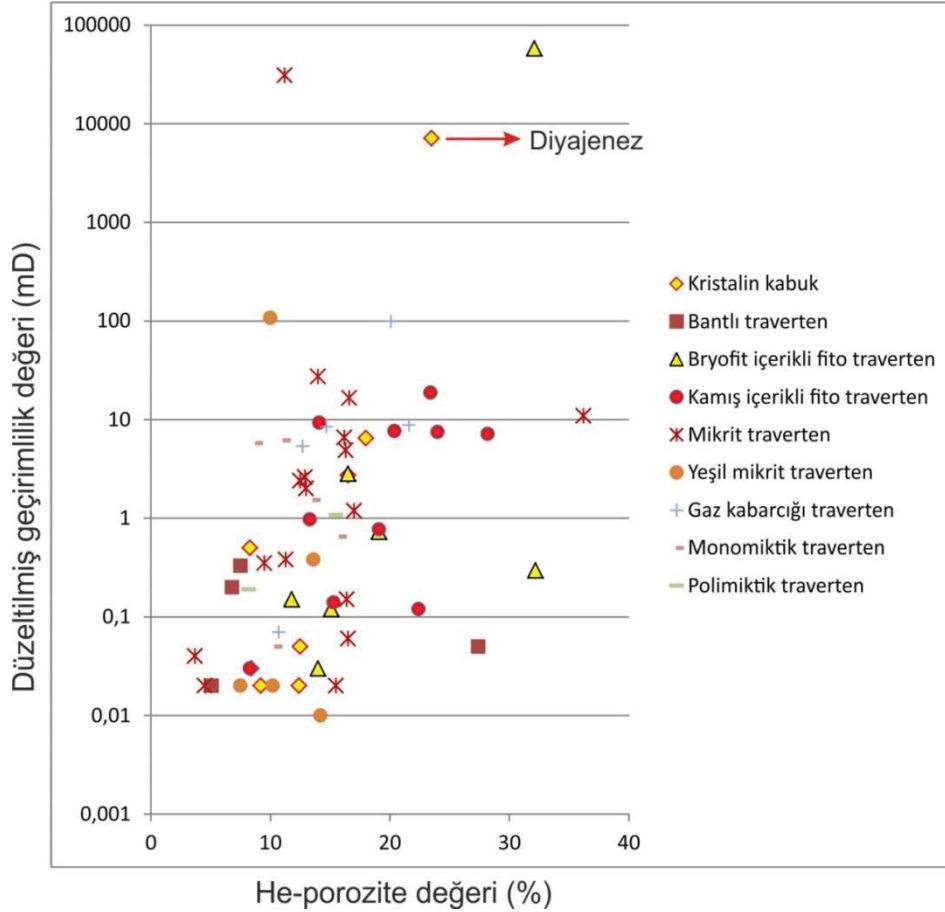
Bu çalışmada boşluk hacmine bağlı olarak bazı litotiplerin geçirimsizlik değerlerinde belirgin farklılıklar gözlenmiştir. Kristalin kabuk ve bryofit içerikli fito travertenin boşluk hacimleri 5 cc'yi aştığında geçirimsizlik değerlerinde belirgin bir artış ortaya çıkar. Ancak makrofit ve iskeletsel organizmalar içeren mikrit ve yeşil mikrit traverten litotiplerin boşluk hacimleri az olmasına rağmen, geçirimsizlik değerlerinde meydana gelen artış, boşlukların birbiri ile çok iyi bağlantılı olduğunu gösterebilir.

Poroperm grafiğine göre porozite değerleri, geçirimsiliğe nazaran daha dar bir aralık (3.7 ile 36.2% arasında), geçirimsilik değerlerinin geniş bir yayım sergilemesi (0.02 ile 58060.5 md arasında), diyajenez süreçlerinin etkisini gösterir (Şekil 42). Bu durum, çoğunlukla kristalin kabuk, bantlı traverten ve yeşil mikrit traverten litotiplerinde gözlenir. Kristalin kabuk ve bantlı traverten litotiplerinin porozite değerleri birbirine çok yakın olmasına rağmen, kristalin kabuk travertenin geçirimsilik değeri, bantlı travertenden çok fazladır. Bu durum, kristalin kabuk litotipinin bantlı traverten litotipinden daha fazla diyajenez süreçlerine maruz kaldığını gösterebilir. Bazı kristalin kabuk litotiplerinde organik bozunma veya çözünme diyajenez süreci ile genişleyen mikro-kanal porozitenin açığa çıkması, poroziteye nazaran geçirimsilik değerinde (7094.9 md) çok fazla artışa neden olur. Diğer yandan, sparimikritleşme diyajenez sürecine maruz kalmasıyla ortaya çıkan dendrit içi porozite türü, kristalin kabuk litotipinde porozite miktarını (16.5%) artırırken, geçirimsilik değerini (2.73 md) etkilemeyebilir. Fito-içi porozite türünün baskın olduğu mikrit ve fito traverten litotipinde porozite değerleri, geçirimsilik değerleri ile doğru orantılıdır (Şekil 42).

Karbonat kayaçlarında kayaç dokusunu petrofiziksel özellikler ile ilişkilendirmede ilk girişimi Archie (1952) yapmıştır. Archie sınıflamasında gözeneklilik, efektif ve görünür porozite olarak iki gruba ayrılmıştır. Efektif poroziteyi ise üç farklı dokuda gözlemlemiştir. Bunlar; yaklaşık % 15 efektif porozite gösteren tebeşirimsi (chalky) doku, yaklaşık % 7 efektif poroziteli şekerimsi (sucrosic) doku ve yaklaşık % 2 efektif poroziteli sıkı (compact) dokudur. Tanetaşı dokularında boşluk boyut dağılımı, tane boyutu ile kontrol edilirken, çamur bakımından baskın dokularda mikrit tanelerin boyutu, boşluk boyut dağılımını kontrol eder (Lucia, 1995). Bu çalışmada ise petrofiziksel açıdan sıkı doku terimi kullanılmış ve Archie (1952) çalışmasından esinlenilmiştir. Ayrıca Archie (1952) ve Lucia (1995) sınıflamalarında tane taşı boyut dağılımı esas alınırken, traverten kayaçlarında boşluk boyut dağılımı dikkate alınmıştır.

Pittman (2001), 14 formasyondan alınan 202 kumtaşı örneği üzerinde çok yönlü regresyon analizi kullanarak civa doygunlukları % 10'dan % 75'e kadar olan % 5'lik artışlar ile toplam 14 amprik denklem ortaya atmıştır. Bu kumtaşı örneklerinin helyum porozite ( $\Phi_{He}$ ) ve düzeltilmemiş hava geçirimsilik ( $K_{hava}$ ) değerleri sırasıyla % 3.3 – 28 ve 0.05 – 998 md olarak tespit edilmiştir. Diğer yandan, 109 – 5839 aralığında olan düzeltilmemiş hava geçirimsilik ( $K_{hava}$ ) değerleri ile % 25 – 40 aralığında helyum porozite ( $\Phi_{He}$ ) değerlerine sahip olan çok boşluklu, silisli kumtaşları üzerine toplam 14 amprik denklem geliştirilmiştir (Nabawy vd., 2009). Bu denklemler ise % 5'lik civa doygunluk artışları ile % 70 civa doygunluğuna kadar oluşturulmuştur.

Bu çalışmada, 10 farklı traverten ocağından alınan 62 traverten örneği üzerinde yapılan deneylerde ise % 3.7 – 36.2 aralığında helyum porozite ( $\Phi_{He}$ ) ve 0.02 – 58060.5 md aralığında düzeltilmemiş hava geçirimsilik değerleri bulunmuştur.



Şekil 42: Helyum porozite değerlerine karşı düzeltilmiş hava geçirimsilik değerlerinin grafiği (Kırmızı ok: organik bozunma ile genişleyen mikro kanal poroziteyi ifade eder).

## 7.2 Regresyon Analizi

Civa enjeksiyon kapiler basınç testi, toplam 11 örneğe uygulanmıştır. Bu örneklerden beş tanesi, çok yönlü regresyon analizi aracılığıyla amprik denklemler türetmek için kullanılmıştır. Yüksek porozite, düşük geçirimsilik değerliklerine sahip olan sıkı traverten litotipleri dikkate alınmıştır. Bunun nedeni, hem boşluklu hem de sıkı traverten litotipleri bu amaç için kullanıldığında genellikle çok düşük korelasyon katsayıları ( $R^2$ ) elde edilmiştir. Yüksek korelasyon katsayıları elde etme, önceden ayırt edilen traverten litotiplerine dayalıdır. Bu yüzden, boşluklu doku gösteren bryofit ve kamış içerikli fito traverten litotipleri regresyon analizine dahil edilmemiştir. Bu çalışmada, sadece CA94, KB9, GL3, CA125 ve CA95 nolu örnekler kullanılarak bir dizi amprik denklemler türetilmiştir. Bu örnekler sırasıyla kristalin

kabuk, bantlı traverten, yeşil mikrit traverten, mikrit traverten ve polimiktik traverten litotiplerine aittir. Bu traverten litotipleri aynı zamanda sıkı doku gösterir.

Temel karot analizlerinden elde edilen düzeltilmemiş hava geçirgenliği ve helyum porozimetre ile civa enjeksiyon-kapiler basınç eğrilerinden elde edilen çeşitli parametreleri (eşik veya yer değiştirme, apeks noktaları vb.) ilişkilendirmek için, Pittman (2001) ve Nabawy (2009) tarafından kullanıldığı gibi, çok yönlü regresyon yöntemi (multiple regression analysis) uygulanmıştır. Bu yöntem sayesinde, travertenlere özgü toplam on sekiz (18) ampirik denklem elde edilmiştir (Tablo 4). Kumtaşı ve kireçtaşı için türetilen ampirik denklemler, genellikle logaritmik (log) denklemler olmasına rağmen, bu çalışmada traverten kayaçları için en uygun  $\ln(x)$  türü denklemler olduğu saptanmıştır. Bu denklemler, % 5'lik civa doygunluklarında meydana gelen artışlar baz alınarak % 5'den % 90'a kadar türetilmiştir. Bu traverten örneklerinde diğerlerine nazaran daha fazla denklem elde edilmesinin nedeni, her bir denklem için elde edilen korelasyon katsayısının ( $R^2$ ) çok fazla düşük olmamasından kaynaklanır. Nabawy vd. (2009) tarafından en yüksek korelasyon katsayısı ( $R^2 = 0.95$ ) % 10 civa doygunluğunda belirlenmişken, Pittman (1992) tarafından bu katsayı ( $R^2 = 0.926$ ) % 25 civa doygunluğunda elde etmiştir. Bu çalışmada ise en yüksek korelasyon katsayısı ( $R^2 = 0.96$ ), % 5 civa doygunluğunda ortaya çıkmıştır. Bu % 5'lik civa doygunluk değeri, akışkanın rahat hareket edebilmesi için boşlukların birbirine iyi bağlandığı nokta olarak düşünülmüştür (Spearing vd., 2001). Travertenler için elde edilen ampirik denklemlerden her bir civa doygunluğuna denk düşen boşluk boyutları hesaplanmıştır (Tablo 5). Bu ampirik denklemlerin güvenilirliği, aynı örnek için ölçülen ve hesaplanan boşluk boğaz çapı dağılım eğrileri çizilerek test edilmiştir (Şekil 43 ve 44). Ölçülen ve hesaplanan boşluk boğaz çapı dağılım eğrileri birbirleri ile iyi bir korelasyon gösterdiği için bu ampirik denklemler, civa testi yapılmayan diğer örneklerle de uygulanmıştır. Böylece, çok pahalı bir yöntem olan civa enjeksiyon testine ihtiyaç duyulmadan helyum porozimetre ve hava geçirgenlik değerleri kullanılarak çok sayıda boşluk boğaz boyut çapı hesaplanabilir. Bu ölçülen ve hesaplanan boşluk boyut eğrileri birbiri ile karşılaştırıldığında, diğer litotiplere nazaran sıkı doku sergileyen yeşil mikrit traverten litotipinde iki eğrinin birbirine çok yakın durduğu gözlenmiştir (Şekil 43; GL3). Yeşil mikrit litotipinden daha fazla geçirimsizlik değerine sahip olan sıkı dokulu kristalin kabuk ve bantlı traverten litotipinde bu iki eğri birbirinden hafif uzaklaşmıştır (Şekil 43; CA94 ve KB9). Buna göre, düzeltilmiş hava geçirimsizlik değerleri arttıkça bu eğrilerin güvenilirliği giderek azalır (Şekil 44; CA125, CA95).



Tablo 4. % 5'den % 90 civa doygunluklarına kadar ampirik denklemlerin türetilmesi.

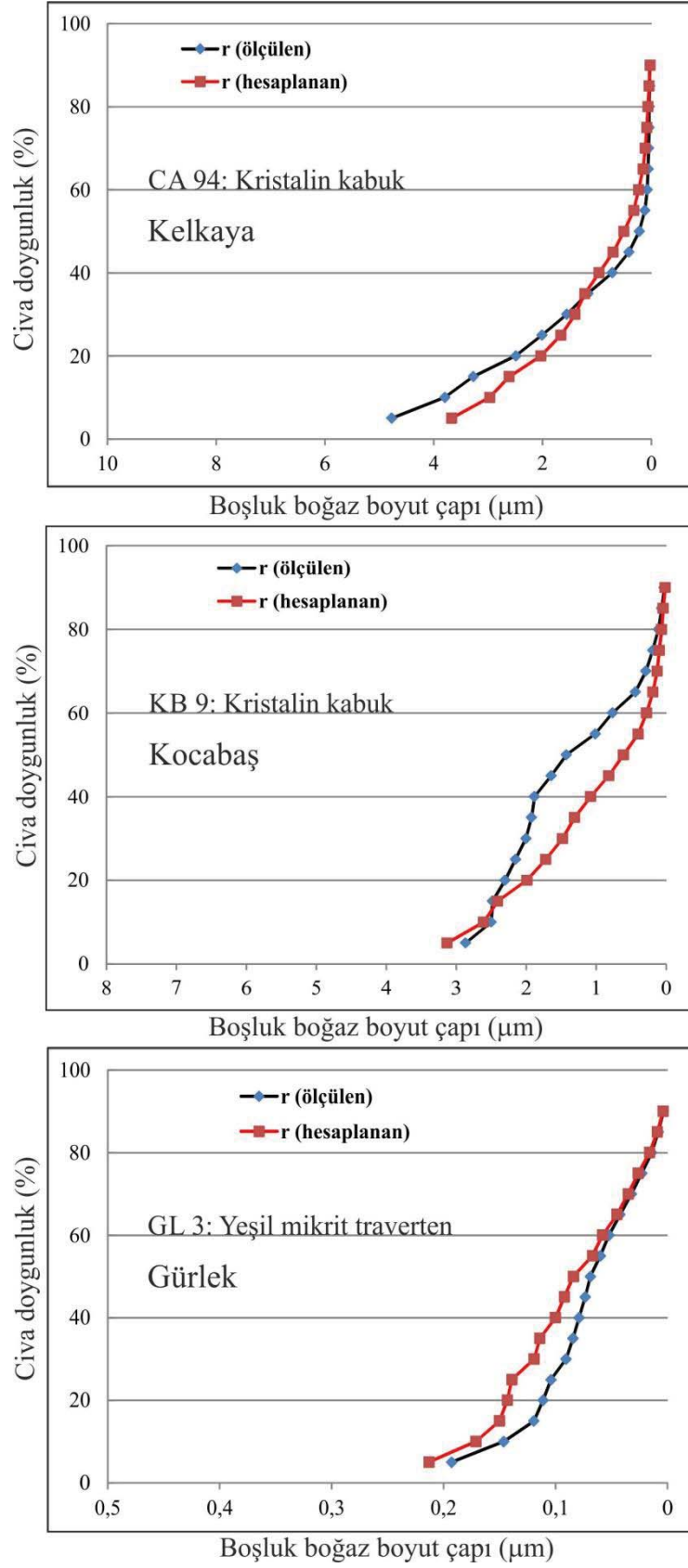
<b>x-Hg doygunluk (%)</b>	<b><math>\ln r(x) = a+b*\ln(\phi)+ c*\ln(k)</math></b>	<b>R<sup>2</sup></b>
5	$\ln r(5) = 3,57 - 0,87*\ln\phi + 0,61*\ln k$	0,96
10	$\ln r(10) = 3,8 - 1,09*\ln\phi + 0,58*\ln k$	0,91
15	$\ln r(15) = 4,28 - 1,39*\ln\phi + 0,54*\ln k$	0,84
20	$\ln r(20) = 4,42 - 1,6*\ln\phi + 0,46*\ln k$	0,72
25	$\ln r(25) = 4,71 - 1,86*\ln\phi + 0,38*\ln k$	0,63
30	$\ln r(30) = 4,76 - 1,97*\ln\phi + 0,36*\ln k$	0,64
35	$\ln r(35) = 4,82 - 2,08*\ln\phi + 0,32*\ln k$	0,63
40	$\ln r(40) = 4,89 - 2,24*\ln\phi + 0,27*\ln k$	0,65
45	$\ln r(45) = 4,72 - 2,33*\ln\phi + 0,20*\ln k$	0,64
50	$\ln r(50) = 4,49 - 2,4*\ln\phi + 0,13*\ln k$	0,6
55	$\ln r(55) = 3,88 - 2,34*\ln\phi + 0,08*\ln k$	0,55
60	$\ln r(60) = 3,43 - 2,31*\ln\phi + 0,03*\ln k$	0,5
65	$\ln r(65) = 2,53 - 2,07*\ln\phi + 0,028*\ln k$	0,53
70	$\ln r(70) = 1,83 - 1,89*\ln\phi + 0,035*\ln k$	0,52
75	$\ln r(75) = 1,3 - 1,76*\ln\phi + 0,06*\ln k$	0,56
80	$\ln r(80) = 0,58 - 1,56*\ln\phi + 0,13*\ln k$	0,64
85	$\ln r(85) = - 0,12 - 1,38*\ln\phi + 0,2*\ln k$	0,74
90	$\ln r(90) = - 3,01 - 0,36*\ln\phi + 0,34*\ln k$	0,77

Tablo 5. Ölçülen ve hesaplanan boşluk boğaz boyutları (KK: Kristalin kabuk, PT: Polimiktik traverten; MT: Mikrit traverten; BT: Bantlı traverten; YMT: Yeşil mikrit traverten).

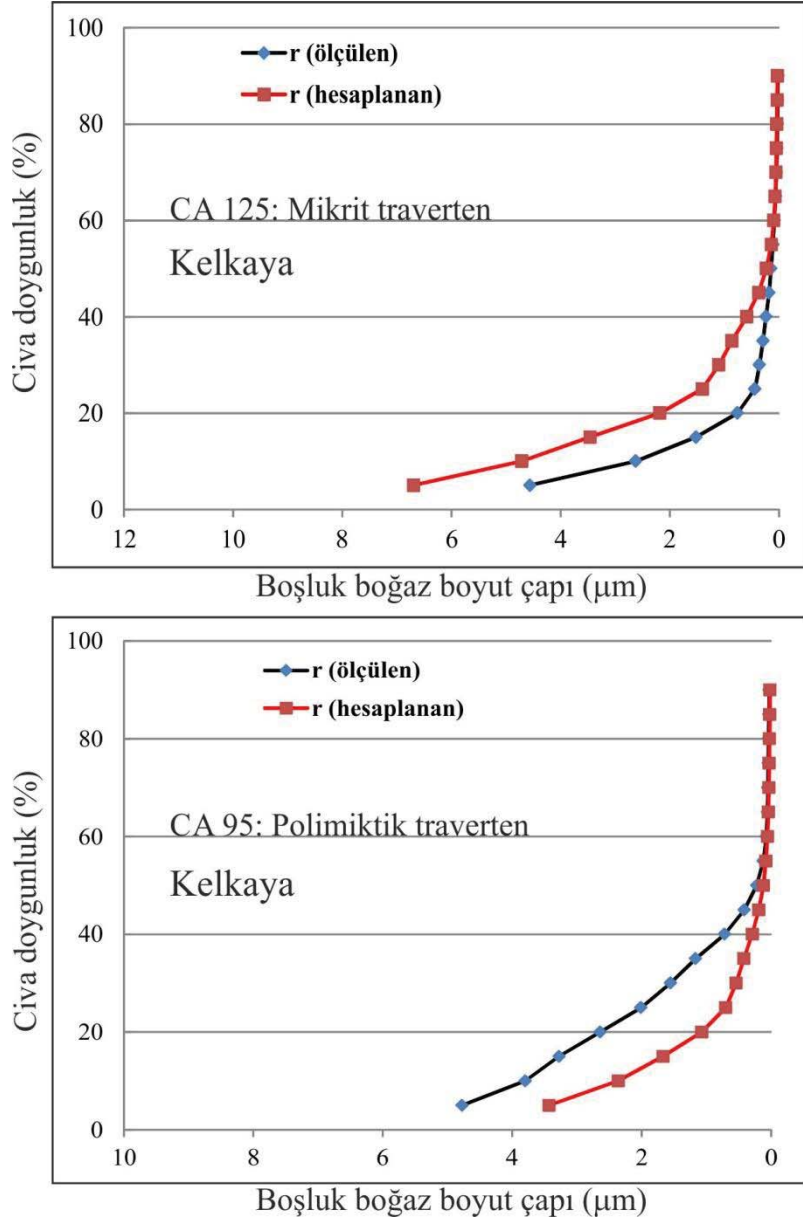
<b>CA94</b>		<b>KK <math>\phi</math>: 8,3 %; k: 0,5 md</b>		<b>CA95</b>		<b>PT <math>\phi</math>: 15,5 %; k: 1,08 md</b>		<b>CA125</b>		<b>MT <math>\phi</math>: 12,5 %; k: 2,4 md</b>		<b>KB9</b>		<b>BT <math>\phi</math>: 7,5 %; k: 0,33 md</b>	
Hg (%)	r (ölç) $\mu$ m	r (hsp) $\mu$ m	Hg (%)	r (ölç) $\mu$ m	r (hsp) $\mu$ m	Hg (%)	r (ölç) $\mu$ m	r (hsp) $\mu$ m	Hg (%)	r (ölç.) $\mu$ m	r (hsp) $\mu$ m	Hg (%)	r (ölç.) $\mu$ m	r (hsp) $\mu$ m	
5	4,772082422	3,67	5	4,772082422	3,43	5	4,556494531	6,69	5	4,556494531	6,69	5	2,865715	3,13	
10	3,795096094	2,97	10	3,795096094	2,36	10	2,620014844	4,71	10	2,620014844	4,71	10	2,5	2,61	
15	3,274907129	2,61	15	3,274907129	1,67	15	1,51544541	3,46	15	1,51544541	3,46	15	2,481705	2,41	
20	2,490082324	2,03	20	2,638896875	1,07	20	0,757200244	2,18	20	0,757200244	2,18	20	2,30206	1,99	
25	2,007957617	1,66	25	2,007957617	0,7	25	0,438757617	1,4	25	0,438757617	1,4	25	2,152815	1,72	
30	1,553923633	1,4	30	1,553923633	0,54	30	0,357506568	1,1	30	0,357506568	1,1	30	2,00357	1,48	
35	1,165325781	1,22	35	1,165325781	0,42	35	0,290268433	0,86	35	0,290268433	0,86	35	1,92457	1,31	
40	0,716944775	0,96	40	0,716944775	0,29	40	0,236652686	0,59	40	0,236652686	0,59	40	1,881565	1,08	
45	0,411709167	0,7	45	0,411709167	0,19	45	0,179790344	0,37	45	0,179790344	0,37	45	1,64211	0,82	
50	0,220888599	0,5	50	0,220888599	0,12	50	0,14596261	0,23	50	0,14596261	0,23	50	1,4263	0,61	
55	0,119118573	0,32	55	0,119118573	0,08	55	0,110895935	0,14	55	0,110895935	0,14	55	1,01353	0,4	
60	0,073371069	0,23	60	0,073371069	0,055	60	0,084269995	0,092	60	0,084269995	0,092	60	0,76709	0,28	
65	0,059868491	0,15	65	0,055766571	0,043	65	0,063999097	0,069	65	0,063999097	0,069	65	0,43995	0,19	
70	0,048616745	0,11	70	0,048616745	0,035	70	0,045549018	0,054	70	0,045549018	0,054	70	0,29088	0,13	
75	0,042354831	0,08	75	0,042354831	0,029	75	0,034580646	0,046	75	0,034580646	0,046	75	0,19223	0,099	
80	0,039626253	0,06	80	0,039626253	0,025	80	0,026249178	0,039	80	0,026249178	0,039	80	0,11091	0,067	
85	0,03217955	0,04	85	0,03217955	0,02	85	0,021296402	0,032	85	0,021296402	0,032	85	0,06396	0,044	
90	0,028025995	0,02	90	0,028025995	0,019	90	0,016170418	0,027	90	0,016170418	0,027	90	0,02805	0,016	

Tablo 5 (devam)

<b>GL3 YMT <math>\phi</math>: 14,2 %; k: 0,01 md</b>		
Hg (%)	r (ölç.) $\mu\text{m}$	r (hsp) $\mu\text{m}$
5	0,1926	0,213
10	0,14616	0,171
15	0,119215	0,15
20	0,11106	0,143
25	0,103925	0,139
30	0,09057	0,119
35	0,08435	0,114
40	0,078915	0,1
45	0,07348	0,092
50	0,068775	0,084
55	0,05994	0,067
60	0,052245	0,058
65	0,04238	0,045
70	0,0322	0,035
75	0,02287	0,026
80	0,01409	0,016
85	0,00812	0,009
90	0,00355	0,0039



Şekil 43. Kristalin kabuk, bantlı traverten ve yeşil mikrit traverten litotipi için ölçülen ve hesaplanan boşluk boğaz çapı dağılım eğrilerini karşılaştırma.



Şekil 44. Mikrit ve Polimiktik traverten litotipi için ölçülen ve hesaplanan boşluk boğaz çapı dağılım eğrilerini karşılaştırma.

### 7.3 Boşluk Boyut Parametrelerinin Belirlenmesi

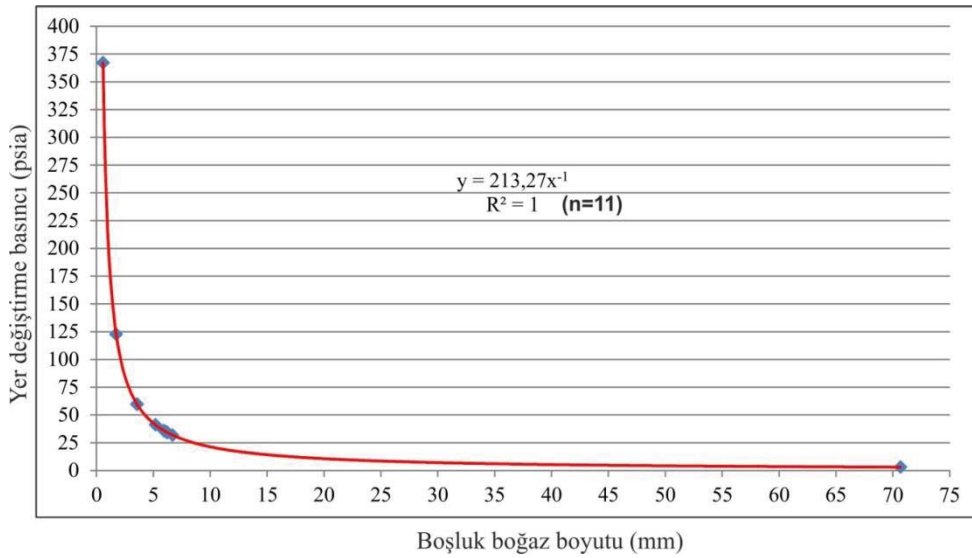
Civa enjeksiyon kapiler basınç testlerinden 11 traverten örneği için elde edilen kapiler basınç, civa doygunluğu, boşluk boğaz boyutu kullanılarak her bir litotip için ayrı ayrı grafikler oluşturulmuştur. Bu çalışmada boşluk boyut parametreleri olarak yer değiştirme basıncı, tepe noktası kullanılmıştır. Eşik noktası veya basıncı, yer değiştirme basıncı ile aynı olduğu varsayıldığında sadece yer değiştirme basınç terimini kullanmak daha uygundur. Lucia (1983), 0,1 md'den daha büyük geçirimliliğe sahip olan, gözlü porozite içermeyen karbonat kayaçlarında tane boyutunun, kapiler civa yer değiştirme basıncı ile ilgili olduğunu

göstermiştir. Çünkü yer değiştirme basıncı, daha büyük, iyi bağlantılı boşlukların bir fonksiyonudur. Tane boyutu, daha büyük boşlukların boyutunu belirtir. Buna karşılık, yer değiştirme basıncı, daha büyük boşluk boyutlarını karakterize ederken, çoğunlukla poroziteden bağımsızdır. Kapiler basınç eğrisinin şekli, en küçük boşluk boyutunu niteler ve taneler arası poroziteye bağlıdır (Lucia, 1983). Lucia (1983) tarafından yer değiştirme basıncı ile tane boyutu arasındaki ilişkiyi hiperbol olarak belirlemiştir ve 100 µm ve 20 µm de önemli iki tane boyut sınır değerleri elde etmiştir. Bu çalışmada ise Lucia (1983)'deki gibi traverten kayaları için benzer bir hiperbol eğrisi elde edilmiştir. Lucia (1983), gözlü boşluk türü içermeyen karbonat kayalarında en yüksek 175 psia yer değiştirme basıncı saptarken, bu çalışmada sıkı ve boşluklu doku sergileyen traverten kayalarında en yüksek 367.1 psia yer değiştirme basıncının varlığı saptanmıştır. Buna ilaveten, hiperbol eğrisinin düze yakın bir form sergilememesi, traverten kayaların düşük rezervuar potansiyeline sahip olduğunu gösterebilir (Şekil 45). Lucia (1983) tarafından karbonat kayalarında daha yaygın bir eğri elde edilmiştir ve yer değiştirme basıncı geniş bir aralık sergilemektedir. Buna karşılık, traverten kayalarında yer değiştirme basınçları hemen hemen birbirine yakın değerler gösterir ve 3.02 ile 367.1 psia arasında değişen dar bir aralıkta yer alır (Tablo 6).

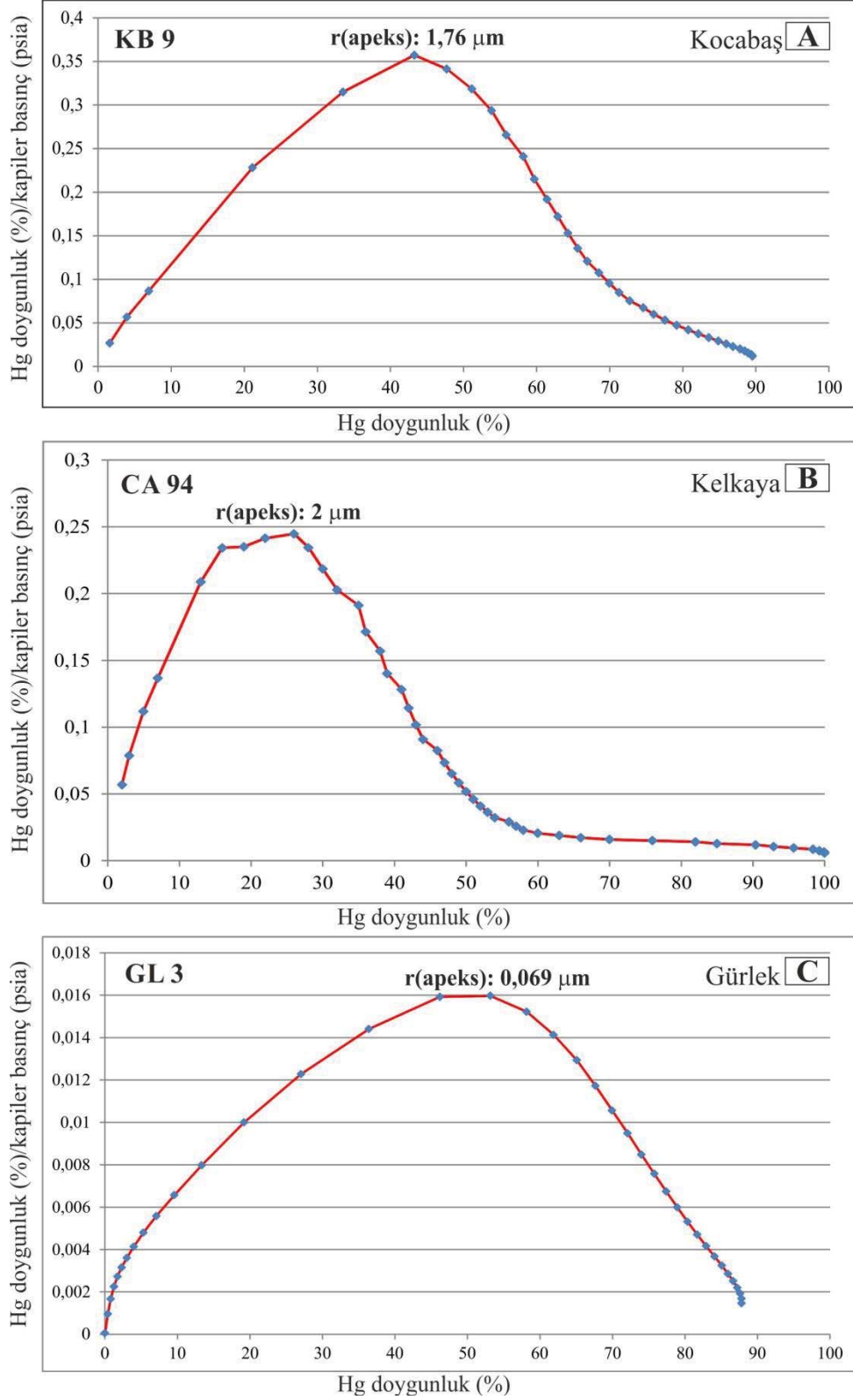
Katz ve Thompson (1987) eşik basıncını, eğrinin yukarıya doğru konveks olduğu patlama noktası olarak tanımlamıştır. Buna karşılık, Schowalter (1979) tarafından yer değiştirme basıncı da % 10 civa doygunluğuna denk düşen basınç olarak ifade edilmiştir. Bu çalışmada % 10 civa doygunluğuna denk düşen boşluk boğaz boyutu, yer değiştirme veya eşik noktasına denk düşen boşluk boğaz boyutundan daha düşüktür (Tablo 6). Hazne kayalarının geçirgenliğinde bu yer değiştirme basıncı, önemli bir rol oynar (Schowalter, 1979). Ayrıca, bu yer değiştirme basınç değerlerine göre rezervuar kalitesi hakkında yorumlamalar yapılmıştır (Ahr, 2008). Ahr (2008)'e göre yer değiştirme basıncı 100 psia'dan daha az olması, iyi ve kaliteli bir rezervuar kayacını gösterir. Bu çalışmada ortalama 74.96 psia yer değiştirme basıncının bulunması, traverten kayacının rezervuar kapasitesinin genellikle iyi olduğunu gösterir (Tablo 6).

Civanın kayaç içerisindeki boşluklara ilk nüfuz ettiği kısım, yer değiştirme noktasını ifade eder. Diğer yandan, boşluk ağlarının çok düzensiz (kaotik) bir dağılım sergileyip sergilemediği tepe noktasının varlığı ile test edilmiştir. Pittman (2001) tepe noktasını, % 45 civa doygunluğunda bulmuştur. Bu tepe noktası, civa doygunluğu tarafından bölünen kapiler basınç değerlerine karşı civa doygunluk değerleri çizilerek ortaya çıkan eğrilerden tespit edilmiştir. Kristalin kabuk (Şekil 46A, B), yeşil mikrit (Şekil 46C), bryofit (Şekil 47A, B) ve kamyş (Şekil 47C) içerikli fito traverten litotiplerinde tepe noktasının varlığı saptanmıştır. Sıkı

doku sergileyen yeşil mikrit traverten için tepe noktası en tipiktir (Şekil 46C). Ancak boşluklu doku gösteren bryofit içerikli fito travertende de % 27,7 civa doymunluğunda en ideal tepe noktası bulunmuştur. Bu durum, tepe noktasının yeşil mikrit litotipinde daha yüksek civa doymunluk değeriinde açığa çıktığını gösterirken, muhtemelen iri boşluk boyutlarından dolayı, bryofit içerikli fito travertende daha düşük civa doymunluk değeriinde gözlenildiğini belirtir (Tablo 6). Bu çalışmada ise tepe noktası, % 25,44 civa doymunluğunda açığa çıkmıştır (Tablo 6). Kamış içerikli fito traverten, bryofit içerikli fito travertenden daha iri boşluk boyutları içerdiği için yüzeysel boşluklar daha fazla gözlenir (Şekil 48A, B). Yüzeysel boşlukların daha fazla olması, tepe noktasının ortaya çıkmasına engel olur. Ayrıca boşluk boğaz boyutlarının birbiri ile çok iyi bağlanması, kaotik boşluk boyut dağılımına nazaran düzenli boşluk boyut dağılımına neden olur. Mikrit traverten litotipinde tepe noktasının gözlenmemesi, düzenli boşluk boyut dağılımını işaret edebilir (Şekil 48C). Monomiktik traverten ile polimiktik travertende hemen hemen aynı civa doymunluk değeriinde tepe noktasına rastlanılmıştır. Fakat iki traverten litotiplerinde eğrilerin formu birbirinden çok farklıdır (Şekil 49A, B). Bu eğrilerden monomiktik traverten litotipine ait olan eğri, bu litotip içindeki boşlukların kaotik dağılım sergilediğini belirtir (Şekil 49B).

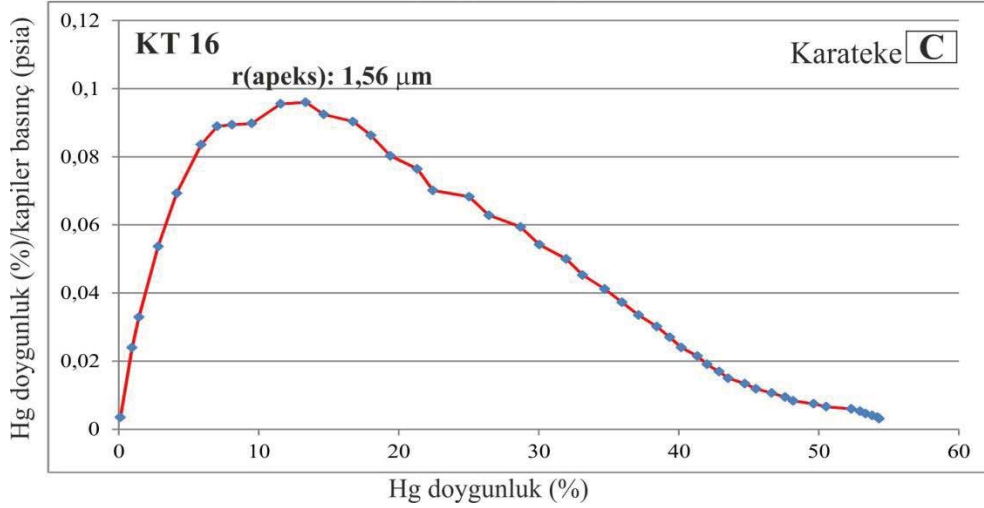
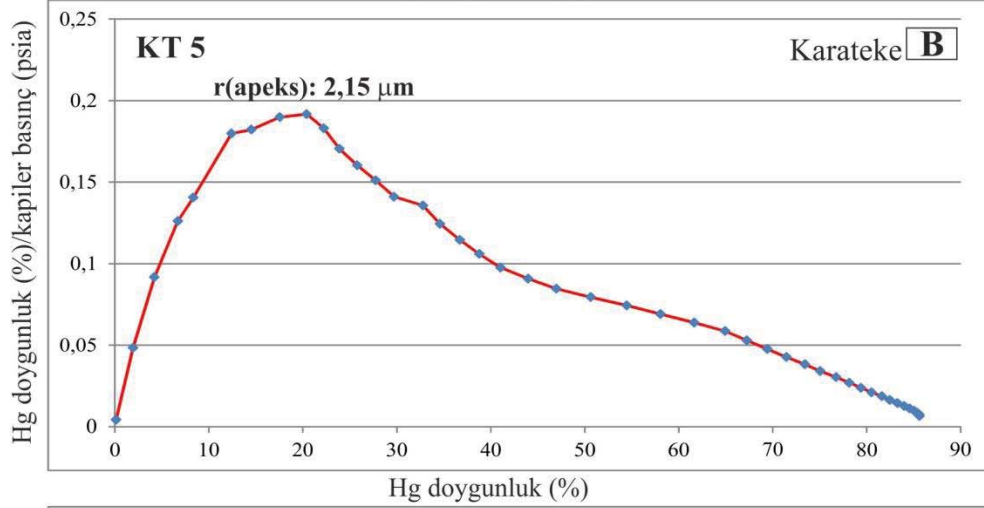
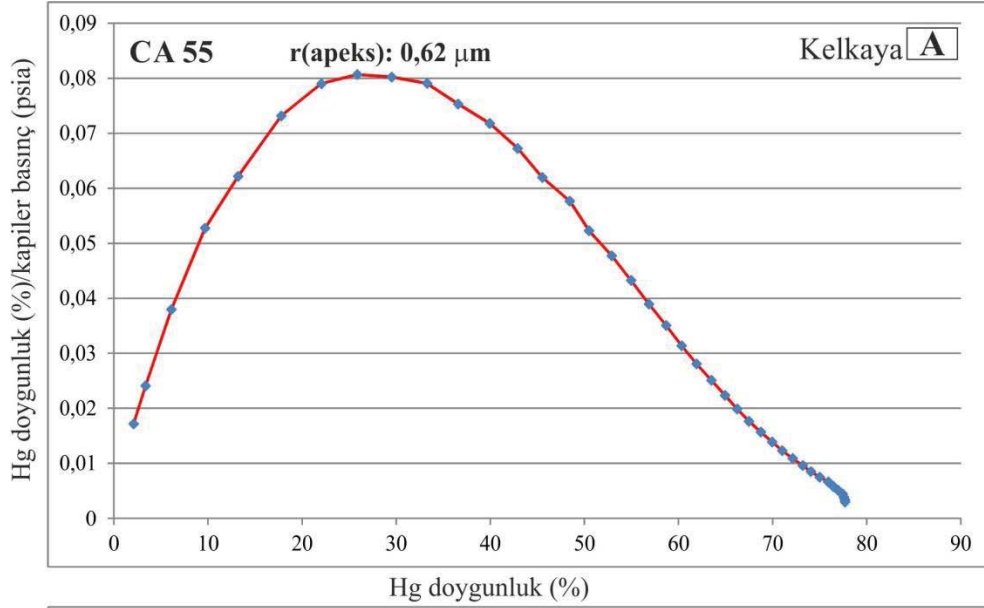


Şekil 45. Traverten kayaçlarında civa yer değiştirme basıncı ve boşluk boğaz boyutu arasındaki ilişki.

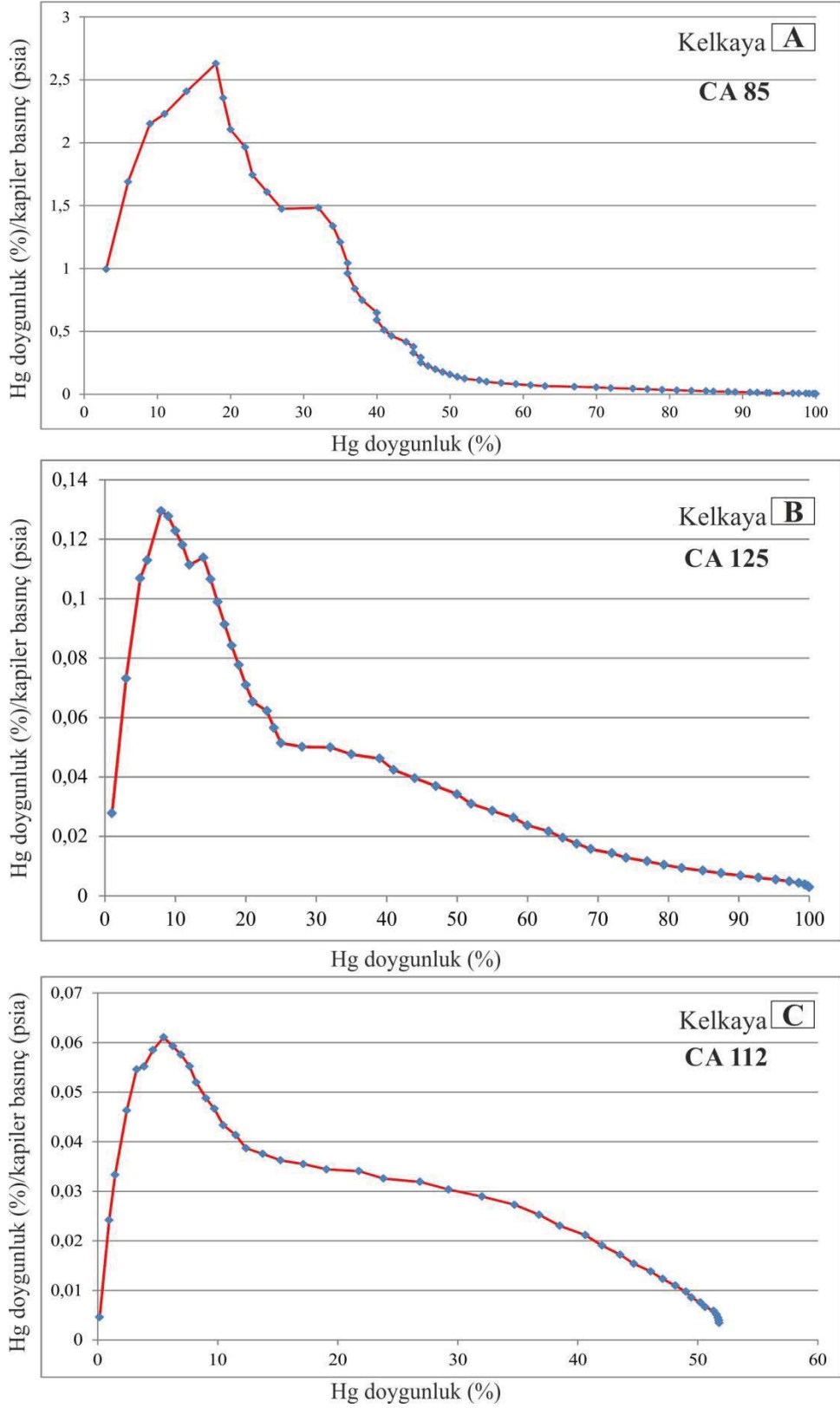


Şekil 46. Bantlı traverten (A), kristalin kabuk (B) ve yeşil mikrit (C) traverten litotiplerinin civa (Hg, %) doygunluğuna karşı kapiler basınç (psia) tarafından bölünen civa doygunluk (Hg, %) değerlerinin grafiği.

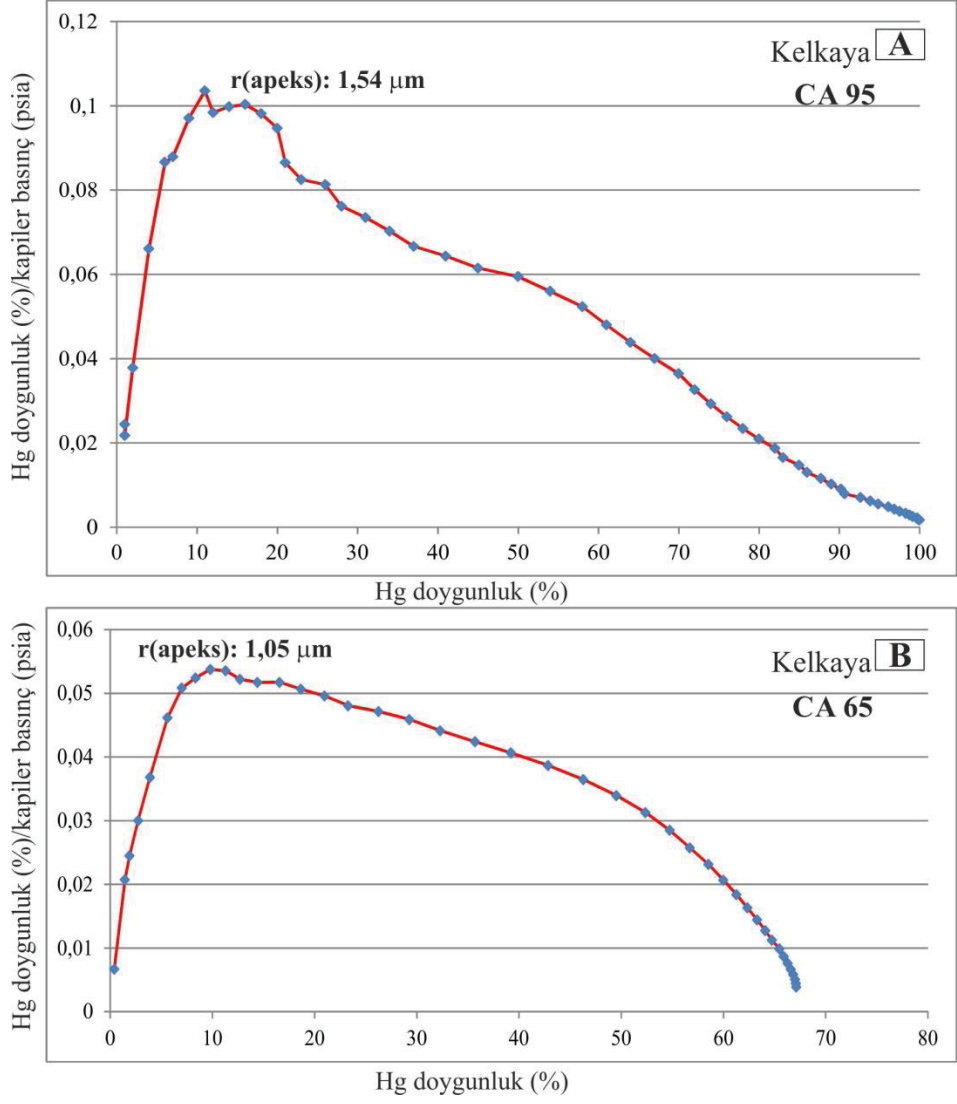




Şekil 47. Bryofit içerikli fito traverten (A) ve kamış içerikli fito traverten (B, C) litotiplerinin civa (Hg, %) doygunluğuna karşı kapiler basınç (psia) tarafından bölünen civa doygunluk (Hg, %) değerlerinin grafiği.



Şekil 48. Kamış içerikli fito traverten ile mikrit traverten litotiplerinin civa (Hg, %) doygunluğuna karşı kapiler basınç (psia) tarafından bölünen civa doygunluk (Hg, %) değerlerinin grafiği.



Şekil 49. Polimiktik traverten ile monomiktik traverten litotiplerinin civa (Hg, %) doygunluğuna karşı kapiler basınç (psia) tarafından bölünen civa doygunluk (Hg, %) değerlerinin grafiği.

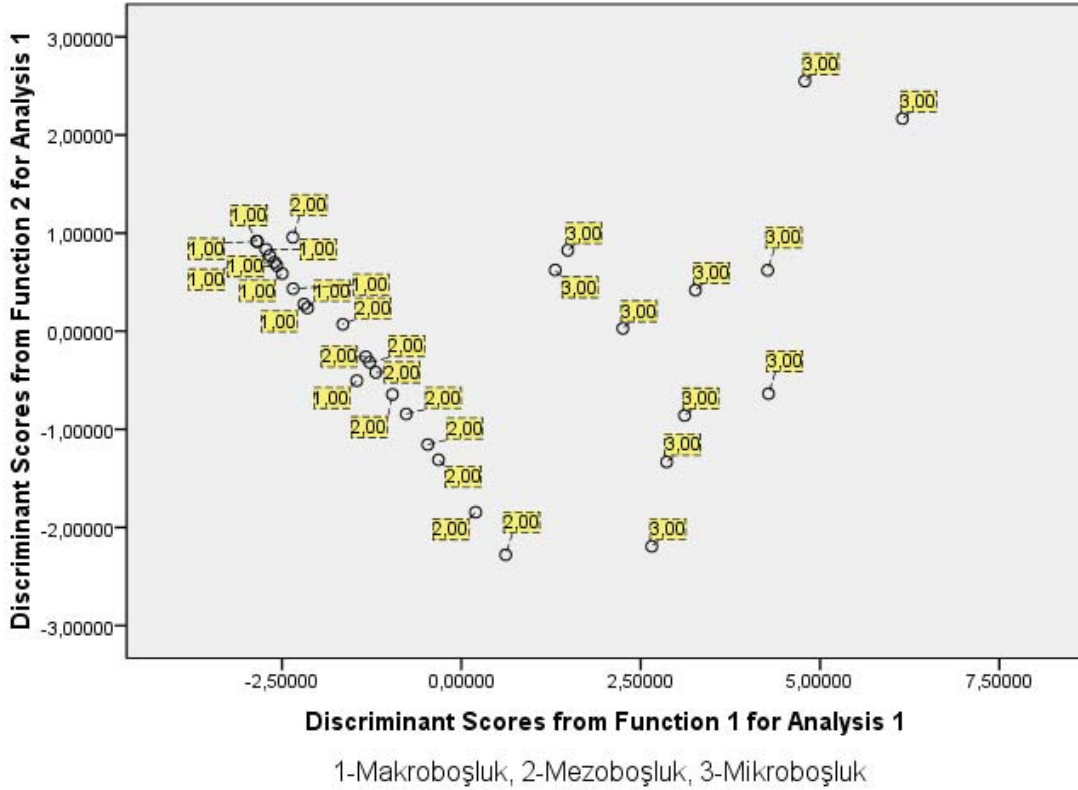
Tablo 6. Her bir litotip için boşluk boyut parametrelerinin belirlenmesi.

Örnek No	Litotip	r (5)	r (10)	r (25)	r (30)	r (eşik)	Hg (eşik)	p (eşik)	r (apeks)	Hg (apeks)	p (apeks)
CA 94	Kristalin kabuk	4,77	3,8	2	1,55	6	2	35,15	2	26	106,24
KB 9	Bantlı traverten	2,87	2,5	2,15	2	3,57	1,6	59,71	1,76	43,28	121,2
GL 3	Yeşil mikrit traverten	0,19	0,15	0,1	0,09	0,58	0,017	367,1	0,069	49,7	3115,37
CA 55	Bryofit-Fito traverten	1,42	1,16	0,66	0,58	1,74	2,1	122,65	0,62	27,7	344,45
KT 5	Kamış içerikli Fito trv.	4,33	3,34	1,32	1,01	6,7	0,134	31,8	2,15	19	99,53
KT 16	Kamış içerikli Fito trv.	3,29	1,89	0,58	0,38	6,16	0,122	34,6	1,56	12,27	131,18
CA 85	Kamış içerikli Fito trv.	60	47,1	13,7	10,8	70,67	3	3,02	0	0	0
CA 112	Mikrit traverten	2,37	0,88	0,27	0,22	6,24	0,16	34,16	0	0	0
CA 125	Mikrit traverten	4,56	2,62	0,44	0,36	5,93	1	36	0	0	0
CA 65	Monomitik traverten	1,76	1,09	0,41	0,33	3,59	0,397	59,44	1,05	10,54	199
CA 95	Polimitik traverten	3,3	2,15	0,71	0,54	5,19	1	41	1,54	15	151,3
<b>ORTALAMA</b>		8,08	6,06	2,03	1,62	10,579	1,048182	74,966	1,34	25,44	533,53

#### 7.4 Boşluk Boğazı Boyut Sınıflaması

Petrofiziksel açıdan porozite ve hava geçirimsizlik parametrelerini, boşluk boğaz boyutu ile ilişkilendirmek gerekir. Özellikle geçirimsizlik, boşluk boğaz boyutunun bir fonksiyonudur. Bu çalışmada, civa doygunluğu ile kapiler basınç parametreleri, boşluk boğaz boyutu ile ilişkili olduğu göz önüne alınarak diskriminant analizi aracılığıyla boşluk boğaz boyutları gruplandırılmıştır. Grafik üstünde 1 ve 2 olarak dairesel etiketler halinde gösterilen makro ve mezo boşluklar, birbirine çok yakın halde dizilmişlerdir. Diğer yandan, 3 olarak etiketlenen mikro boşluklar ise diğer iki gruptan belirgin bir şekilde uzaklaşmıştır. Makro ve mezo boşluklar, negatif bir trend gösterirken, mikro boşluklar pozitif bir trend sergiler (Şekil 50). Bu mikro boşluklar, düzensiz bir dağılım gösterir. Buna karşılık, makro ve mezo boşluklar düzenli veya homojen bir dağılım gösterir. Bu gruplar içinde en düşük mikro boşluk boğaz boyut sınırına (0,004  $\mu\text{m}$ ) traverten kayaçlarında ulaşılmıştır. Bu sınıflamanın önceki sınıflamalardan farkı, traverten kayaçlarında mezo boşluk sınır değerlerinin (0,1-2  $\mu\text{m}$ ) çok daha düşük olmasıdır (Tablo 7). Makro boşluklar ise çoğunlukla boşluklu doku gösteren litotiplerde daha fazladır. Traverten kayaçlarında genellikle mikro ve mezo boşluklar baskındır. Önceki çalışmalara göre kireçtaşları için boşluk boyut sınıflamaları oluşturulmuştur. Bu sınıflama, mikro, mezo ve makro olarak üç alt grupta incelenmiştir. Schlumberger, 0,1  $\mu\text{m}$ 'den daha küçük boşluk boğaz boyutlarını mikroboşluk, 0,5  $\mu\text{m}$ 'den daha az olanları mezo ve 5  $\mu\text{m}$ 'den daha büyük olanları makro olarak isimlendirmiştir. Suudi Arabistan'da Arab Formasyonu'na ait Üst Jura yaşlı mikrobiyal kireçtaşları için 0,1  $\mu\text{m}$ 'den daha küçük boşluk boğaz boyutu mikro, 0,1 ile 1  $\mu\text{m}$  arasındaki boşluk boğaz boyutu mezo ve 1  $\mu\text{m}$ 'den büyük boşluk boğaz boyutu ise makro olarak isimlendirilmiştir.

**Ortalama civa doygunluğuna karşı ortalama kapiler basınc değerlerinin çizilerek boşluk boğaz boyutlarının sınıflandırılması.**



Şekil 50. Her bir traverten litotiplerin ortalama civa doygunluğuna karşı ortalama kapiler basınc değerleri kullanılarak elde edilen boşluk boyut sınıflama grafiği.

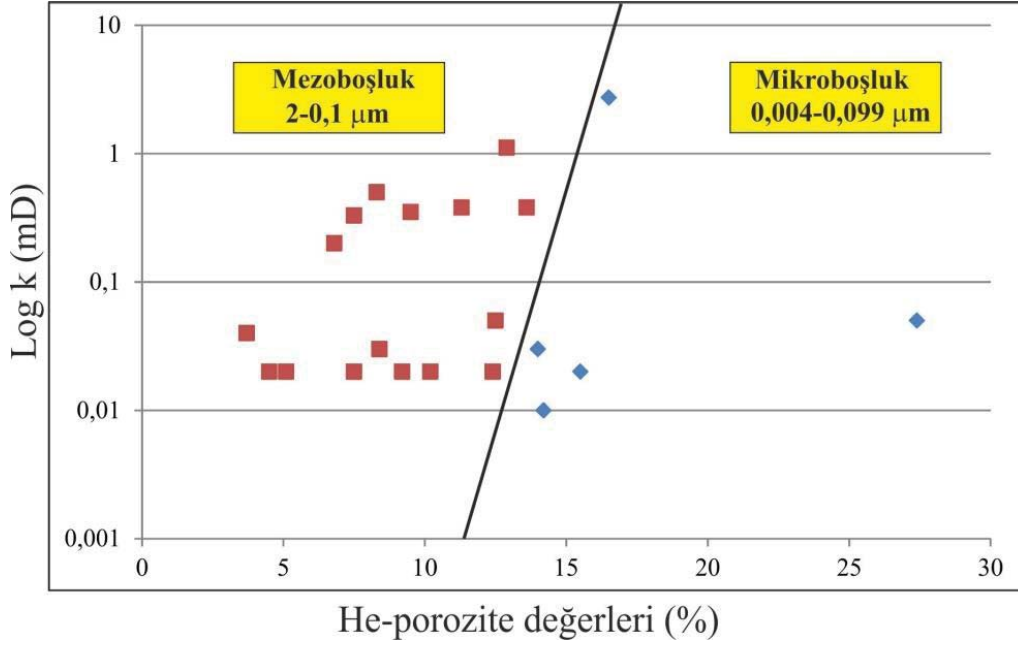
Lucia (1983), tane boyutuna bağlı porozite-geçirimlilik modeli önermiştir. Bu amaç için ilk önce ortalama tane boyutuna karşı yer değiştirme basınc grafiğini elde etmiştir. Bu grafik üstünde iki önemli tane boyut sınırları (100 ve 20  $\mu\text{m}$ ) belirlemiştir. Bu sınırlar göz önüne alınarak üç tane geçirimlilik alanı ortaya çıkmıştır. Tane boyutu ve derecelenme geçirimlilik alanlarını belirlemesine karşın, taneler arası porozite, geçirimlilik alanı içindeki geçirimliliği belirler. Bu modelde, 1  $\mu\text{m}$ 'dan (Pittman, 1971) daha az boşluk boyutuna sahip olan mikroporozite, sınıf 3'de yoğunlaşmıştır. Böylece sınıf 1'den sınıf 3'e doğru boşluk boyutunda belirgin bir azalma gözlenmiştir. Bu çalışmada boşluk boyutuna bağlı porozite-geçirimlilik modeli oluşturulmaya çalışılmıştır. Bu amaç doğrultusunda ilk önce traverten litotipleri, arazi ve petrografik gözlemlere dayalı olarak belirlenmiştir. Sedimentolojik özellikleri, petrofiziksel özellikler ile ilişkilendirmek için, bu traverten litotiplerini sıkı ve boşluklu doku olarak ikiye ayrılmıştır. Ancak her bir traverten litotipinin birden fazla doku sergilediğini de unutmamak önemlidir. Bu dokular, çökelme (birincil) ve diyajenez (ikincil) dokularından oluşmaktadır.

Böylece bu birincil ve ikincil dokuları sıkı ve boşluklu doku çatısı altında toplamak mümkündür. Sıkı ve boşluklu dokuların her biri için regresyon analizi aracıyla bir dizi ampirik denklemler türetmek gerekir. Bu çalışmada civa enjeksiyon analizinin pahalı olmasından dolayı sadece sıkı doku sergileyen traverten litotipleri için bir dizi ampirik denklemler türetilmiştir. Bu ampirik denklemlerden, He-porozite ve geçirimsizlik değerleri kullanılarak boşluk boğaz boyutları hesaplanmıştır. Bu ampirik denklemlerin güvenilirliği veya kullanılabilirliği için hesaplanan boşluk boğaz boyutları ile ölçülen boşluk boğaz boyutlarının aynı trendi göstermesi gerekir. Ölçülen ve hesaplanan boşluk boğaz boyutları aynı trendi gösterdiği için bu ampirik denklemler, diğer civa enjeksiyon testi yapılmayan sıkı doku sergileyen örneklerle de uygulanmıştır. Bu ampirik denklemleri türetmeden önce civa doyumluğu ve kapiler basınç değerleri kullanılarak traverten kayaçlarına özgü boşluk boyut sınıflaması yapılmıştır. Bu sınıflamada 0,1 ve 2 µm olarak iki sınır değeri elde edilmiştir. Bu sınır değerlere göre mikroboşluk < 0,1 µm, 0,1 µm < mezoböşluk < 2 µm ve makroböşluk > 2 µm alanları açığa çıkmıştır. Bu belirlenen aralıklara dayalı olarak hesaplanan boşluk boğaz boyutları, mikro, mezo ve makro boşluk adı altında gruplandırılmıştır (Tablo 7). En baskın boşluk boyut aralığı, porozite-geçirimsizlik grafiğinde kullanılmıştır. Bunun sonucunda sıkı doku gösteren traverten litotipleri için poro-perm grafiği üstünde iki grup boşluk boyutuna dayalı geçirimsizlik alanı elde edilmiştir. Bu alanlar, mikro ve mezo olarak ifade edilmiştir. Bu modele göre, porozite arttıkça geçirimsizlik de artmaktadır. Mezoporoziteye sahip sıkı dokulu traverten çökeltileri, geniş bir porozite aralığı gösterirken, mikroporozite içeren travertenlerde porozite aralığı dar bir aralık sergilemesine rağmen, geçirimsizlik değerleri geniş bir yayılım gösterir (Şekil 51).

Tablo 7. Traverten kayaçlarında her bir litotiplerin mikro, mezo ve makro boşluk boyut aralıkları.

Örnek No	Litotip	φHe				
		(%)	Kısvı (md)	mikro (µm)	mezo (µm)	makro (µm) mega (µm)
CA85	Kamış içerikli fito trv.	11,9	0,02	0,008-0,097	0,1-1,79	2-70
KT16	Kamış içerikli fito trv.	24	7,5	0,012-0,097	0,1-1,76	2-6,16
CA94	Kristalin kabuk traverten	8,3	0,5	0,012-0,097	0,1-1,77	2-6
KB9	Banlı traverten	7,5	0,33	0,028-0,097	0,1-1,76	2-3,58
GL3	Yeşil mikrit traverten	14,2	0,01	0,004-0,097	0,1-0,58	yok
KT5	Kamış içerikli fito trv.	8,3	0,03	0,016-0,097	0,11-1,76	2-6,7
CA55	Bryofit-fitto traverten	32,2	0,295	0,008-0,097	0,1-1,74	yok
CA125	Mikrit traverten	12,5	2,4	0,006-0,097	0,1-1,98	2,29-5,93
CA112	Mikrit traverten	36,2	10,89	0,014-0,097	0,1-1,77	2-6,24
CA65	Monomiktik traverten	20,3	11,229	0,012-0,097	0,1-1,76	2-3,59
CA95	Polimiktik traverten	15,5	1,08	0,004-0,097	0,11-1,75	2-5,19
<b>SCHLUMBERGER</b>				0,1-0,5	0,5-5	5-10
<b>CLERKE VD., 2008</b>				0,1-0,5	0,5-1	1-100
<b>BARNETT VD., 2010</b>				0,1-2	0	2-100
<b>LINDSAY, 2010</b>				0,1-0,5	0,5-2,5	2,5-10
<b>HULEA VE NICHOLLS, 2004</b>				<2	0	2-20
<b>ARATMAN VD., (Bu çalışma)</b>				0,004 - 0,1	0,1 - 2	2 - 70



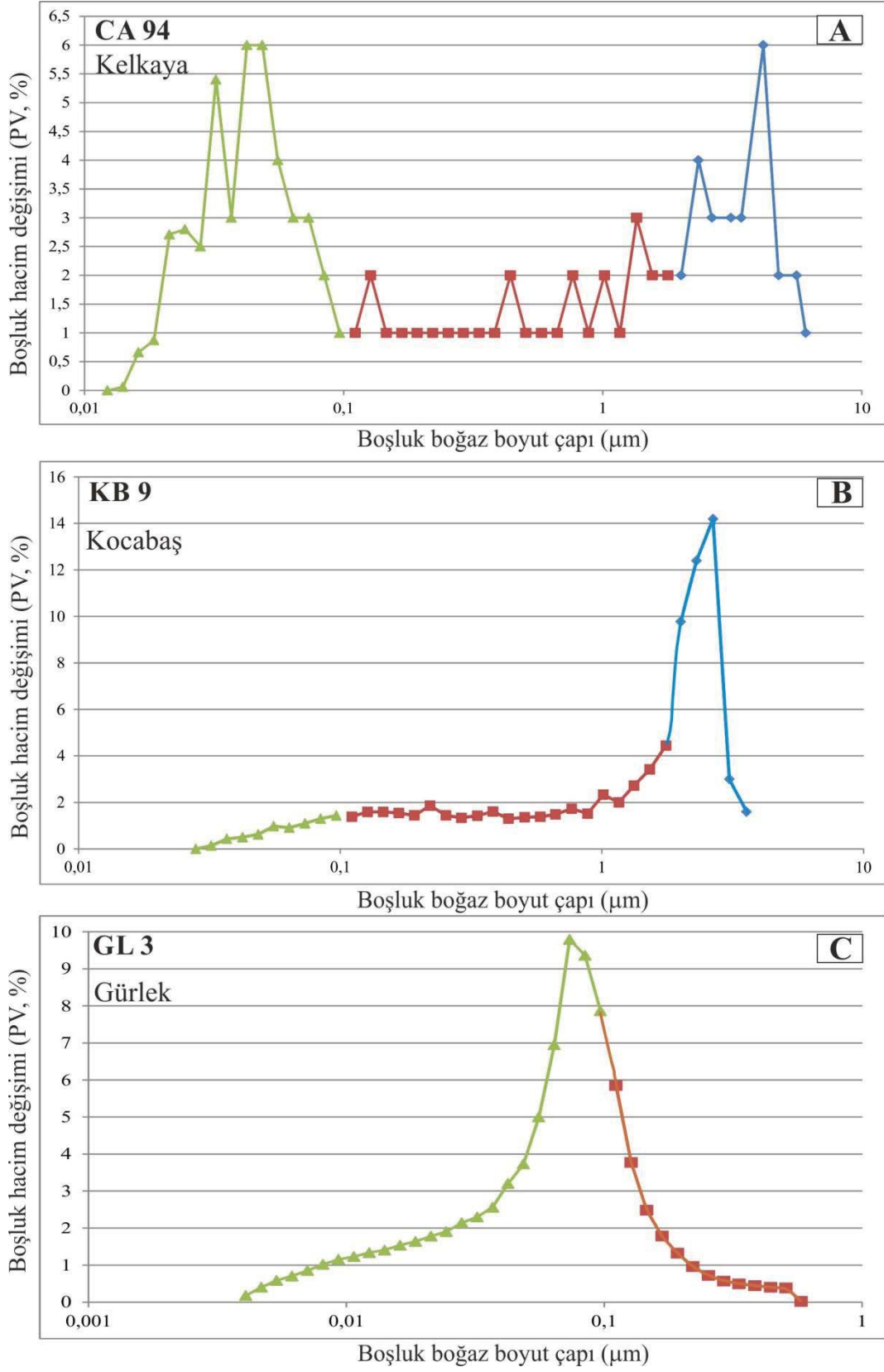


Şekil 51. Hesaplanan boşluk boğaz boyutlarına dayalı olarak oluşturulan poro-perm grafiği.

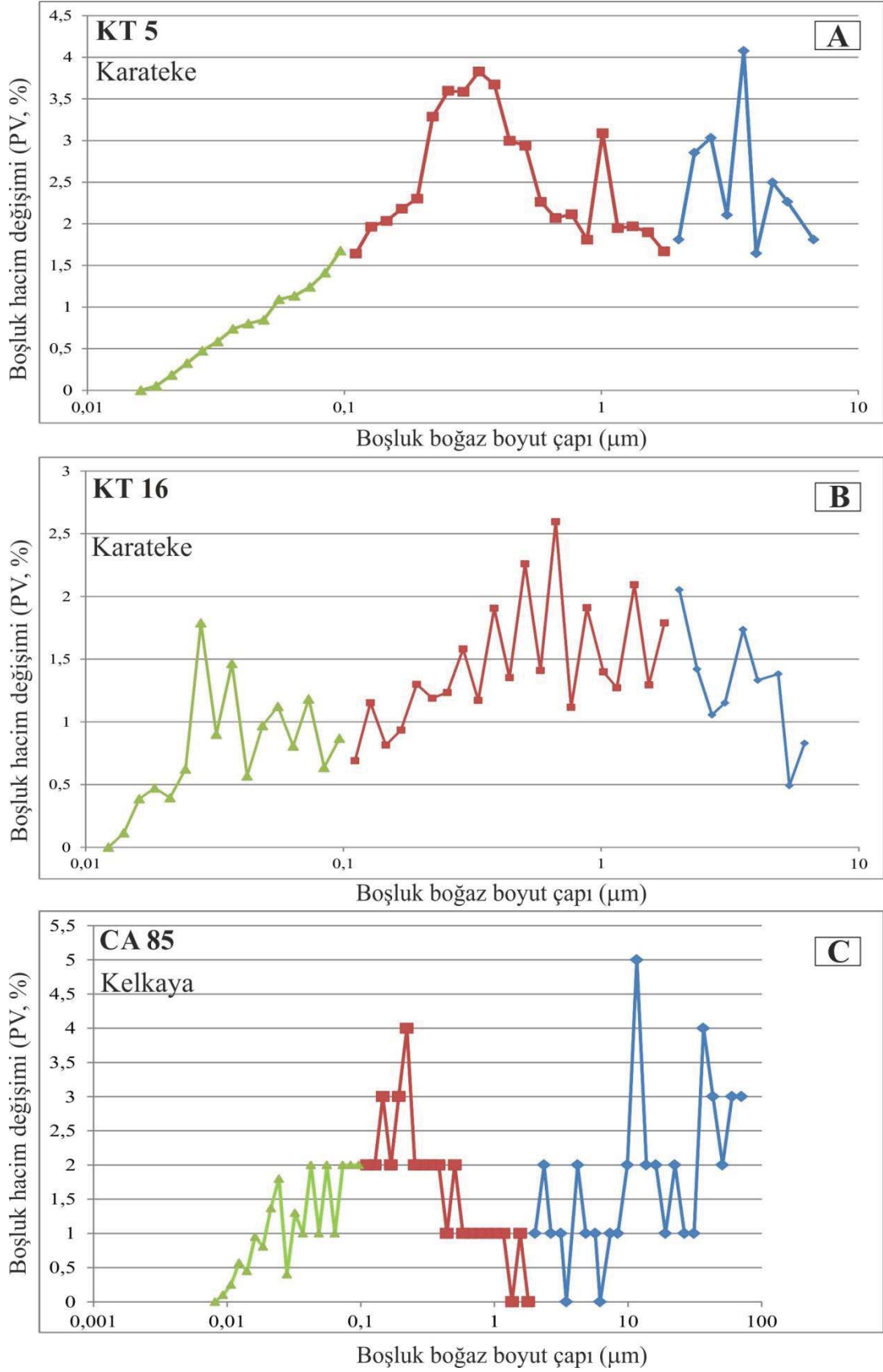
### 7.5 Boşluk Boğazı Boyut Dağılımı

Traverten kayaçlarında boşluk boğazı boyut dağılımını, boşluk boğaz boyutları ile ilişkilendirmek mümkündür. İlk önce boşluk boyut sınıflamasında belirlenen mikro, mezo ve makro boşluk grupları, boşluk boyut dağılımına uyarlanmıştır. Boşluk boğaz boyut çapına karşı boşluk hacminde meydana gelen değişim yüzdesi dikkate alınarak her bir litotip için boşluk boyut dağılımı elde edilmiştir. Boşluk boyut dağılımına göre baskın boşluk boyutu belirlenebilir. Bu eğrilerde (Şekil 52, 53, 54 ve 55) yeşil renk mikro boşluğu, kahverengi mezo boşluğu ve mavi renk makro boşluğu belirtir. Bu baskın boşluk boyutu, sıkı ve boşluklu doku sergileyen litotipler arasında farklılık gösterir. Sıkı doku gösteren kristalin kabuk traverten litotipi ile yeşil mikrit litotiplerinin baskın boşluk boyutu birbirinden farklıdır. Kristalin kabuk (Şekil 52A) ve bantlı traverten (Şekil 52B) litotiplerinde polimodal boşluk boyut dağılımı ve mezo boşluk baskın iken, yeşil mikrit travertende bimodal boşluk boyut dağılımı (Şekil 52C) ve mikro boşluk daha baskındır. Diğer yandan, boşluklu doku gösteren fito traverten litotipi, polimodal boşluk boyut dağılımına sahiptir. Kamış içerikli fito travertende mezo boşluklar daha baskındır (Şekil 53A, B, C). Ancak bryofit içerikli fito travertenin, bimodal boşluk boyut dağılımı da gösterdiği ortaya çıkmıştır (Şekil 54A). Mikrit traverten litotipi de polimodal boşluk boyut dağılımı sergiler ve baskın boşluk boyutu mezo boşluk olarak belirlenmiştir (Şekil 54B, C). Buna ilaveten monomiktik ve polimiktik travertenin boşluk boyut dağılımı ve baskın boşluk boyutu (Şekil 55A, B), mikrit traverten litotipine çok benzerdir.

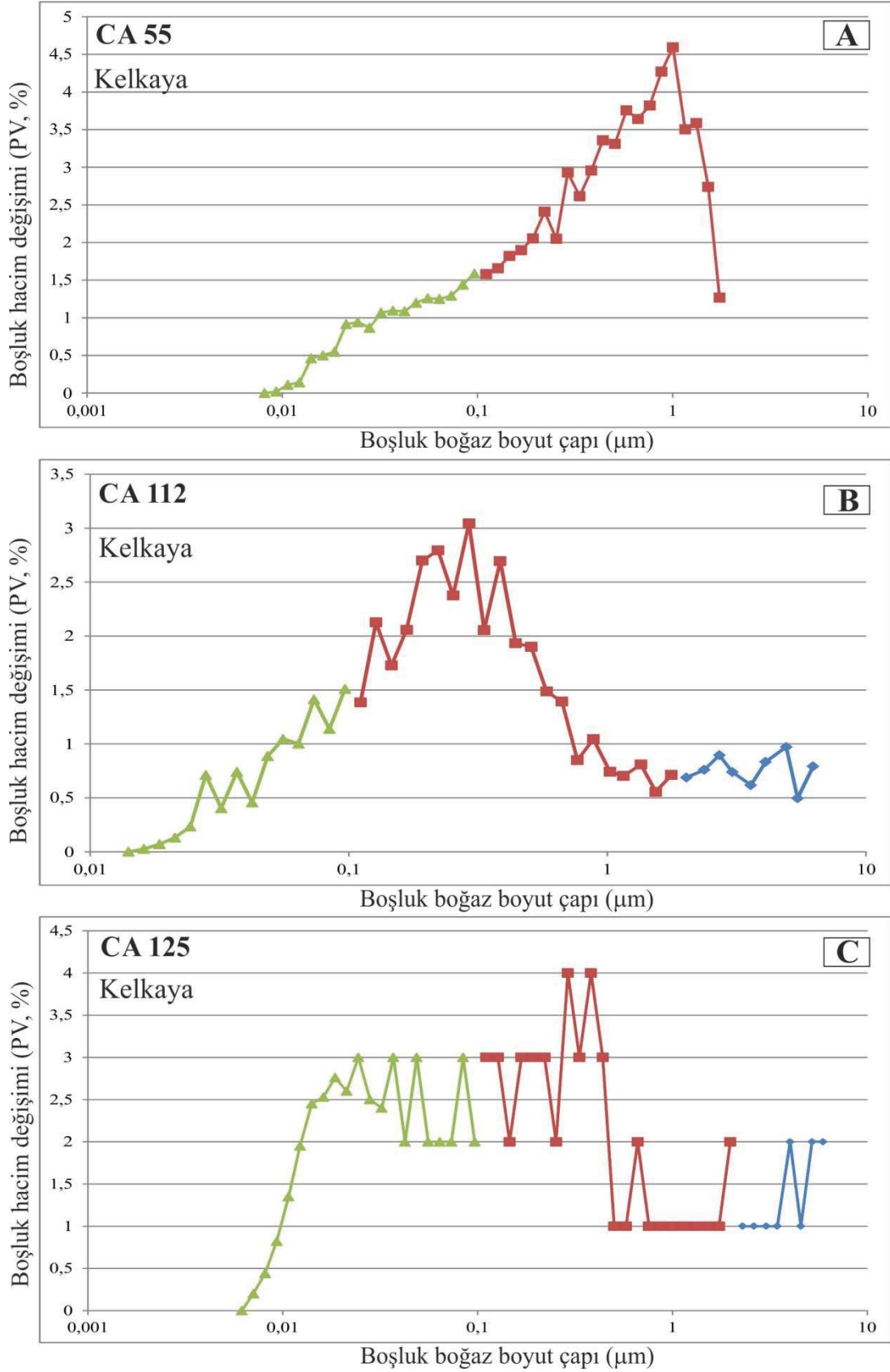
Boşluk boyut dağılım grafiği üstünde eğrilerin kıvrımlılığına bakarak boşlukların birbiri ile bağlanma derecesi hakkında yorum yapılabilir. Bu durum, kristalin kabuk, bantlı traverten ve bryofit içerikli fito traverten litotipinde çok belirgindir. Kristalin kabuk ve bantlı traverten litotipinde mezo boşlukları temsil eden kahve renkli eğride kıvrımlılığın az olması, düzenli boşluk boyut dağılımını gösterebilir (Şekil 52A, B). Buna karşılık, bryofit içerikli fito travertende hafif kıvrımlılık, düzenli boşluk boyut dağılımını işaret etmektedir (Şekil 54A). Diğer yandan, kamış içerikli fito travertende eğrinin çok fazla kıvrımlı olması veya zikzak çizmesi, düzensiz boşluk boyut dağılımına ilaveten bu litotipin çok fazla diyajenez süreçlerine maruz kaldığını gösterebilir (Şekil 53A, B, C).



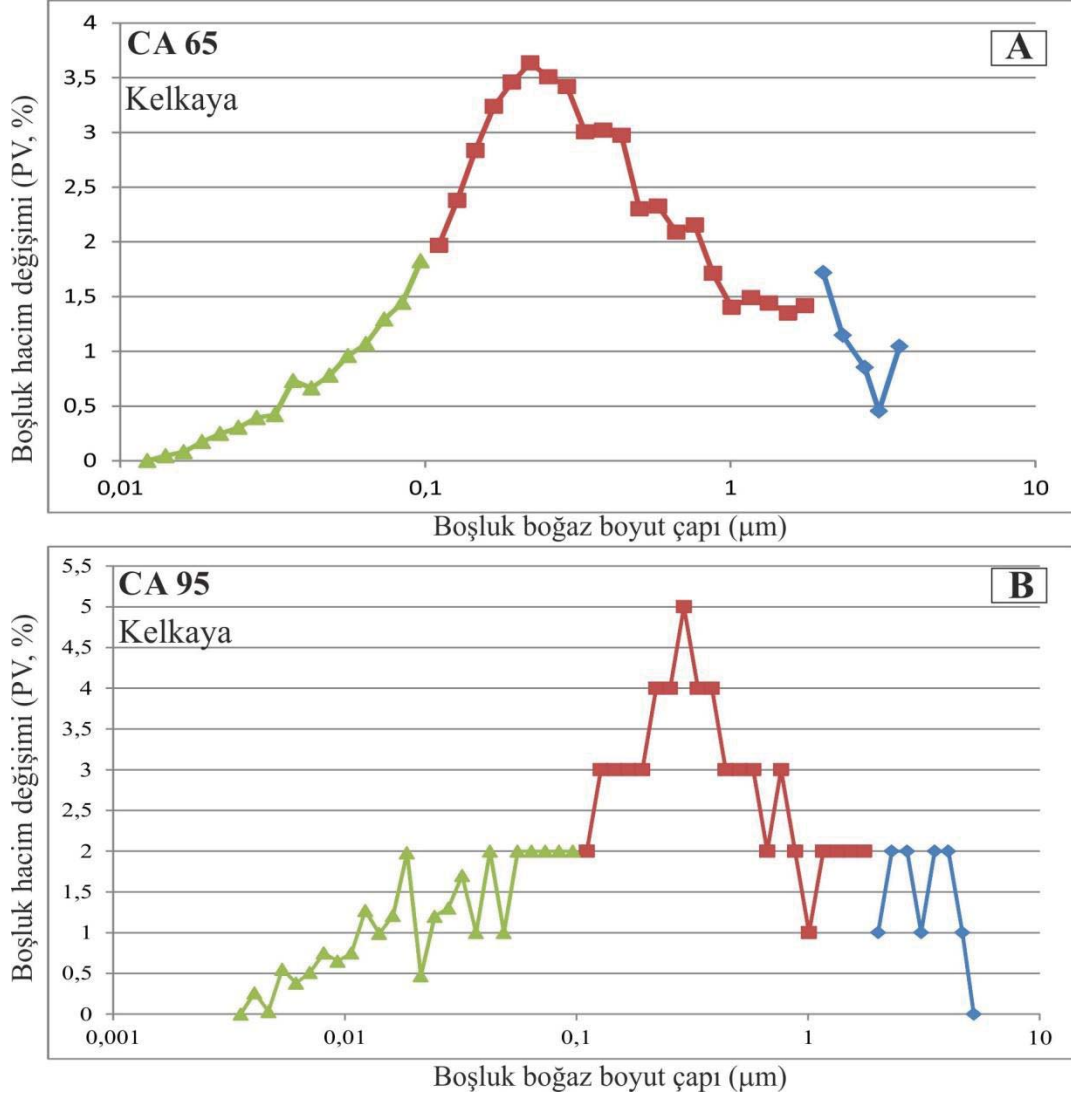
Şekil 52. Kristalin kabuk (CA94), bantlı traverten KB9) ve yeşil mikrit (GL3) traverten litotiplerin boşluk boğaz boyut dağılımları.



Şekil 53. Kamış içerikli fito traverten litotipinin boşluk boğaz boyut dağılımı.



Şekil 54. Bryofit içerikli fito traverten (CA55) ile mikrit traverten (CA112, CA125) litotiplerin boşluk boğaz boyut dağılımları.



Şekil 55. Monomiktik traverten (CA65) ile polimiktik traverten (CA95) litotiplerin boşluk boğaz boyut dağılımları.

### 7.6 Geçirimsizlik Sınır Değerlerinin Belirlenmesi

Yüksek porozite, düşük geçirimsizliğe sahip örnekler için bu çalışmada türetilen ampirik denklemler kullanıldığından dolayı, kristalin kabuk, mikrit traverten, yeşil mikrit traverten ve bantlı traverten litotipleri için altta belirtildiği gibi en iyi korelasyon katsayısına denk düşen ampirik denklem, geçirimsizlik sınır değerinin belirlenmesinde kullanılabilir.

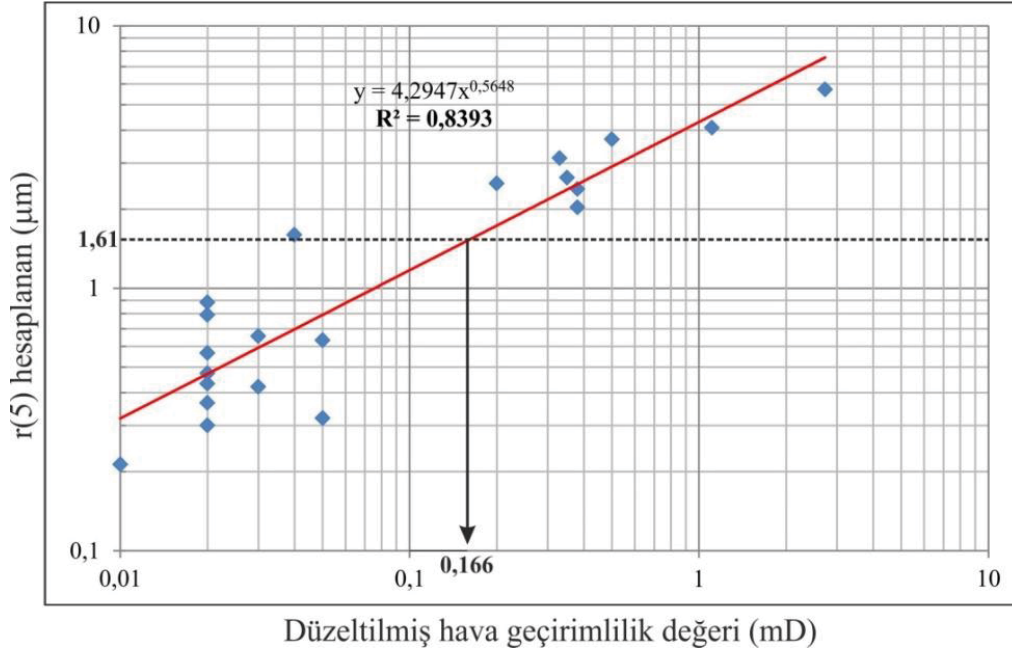
$$\ln r(5) = 3,57 - 0,87 \cdot \ln \phi + 0,61 \cdot \ln k \quad (R: 0,96)$$

% 5 civa doygunluğuna karşılık gelen hesaplanmış boşluk boğaz boyut çaplarının ortalaması, 1,61 μm'dir (Tablo 8). Bu değer eşik değerdir. Düzeltilmiş geçirimsizlik değerine karşı % 5 civa doygunluğuna karşılık gelen hesaplanmış boşluk boğaz çapı grafiği elde

edildiğinde, grafiğe uydurulan eğri boyunca bu eşik değere karşılık gelen değer ise geçirimsizlik sınır değeri olarak tanımlanır. Böylece, bu çalışmada belirlenen geçirimsizlik sınır değeri, yaklaşık 0.166 mD'dir (Şekil 56).

Tablo 8. % 5 civa doygunluğuna karşılık gelen boşluk boğaz boyut çaplarının hesaplanması.

Örnek No	Litotip	$\phi_{He}$ (%)	Ksıvı (md)	r5 (hesaplanan)
CA100X1		12,4	0,02	0,365
CA94X1		8,3	0,5	3,691
ÇB8.1		12,5	0,05	0,634
AK1.2	Kristalin kabuk	9,2	0,02	0,474
AK11		16,5	2,73	5,72
AK15		8,4	0,03	0,657
KB13		14	0,03	0,421
KB10		3,7	0,04	1,597
BL25.1	Mikrit traverten	4,5	0,02	0,883
GL5		15,5	0,02	0,3
KL3.1		9,5	0,35	2,64
BL26.3	Mikrit traverten.	11,3	0,38	2,387
KT4		13,6	0,38	2,032
GL1		10,2	0,02	0,433
GL2	Yeşil mikrit traverten	7,5	0,02	0,566
GL3		14,2	0,01	0,213
YK6.3		5,1	0,02	0,791
G5.2Z	Bantlı traverten	12,9	1,11	4,091
YK5		6,8	0,2	2,51
AK29		27,4	0,05	0,32
KB9		7,5	0,33	3,129
r5 Ortalama				1,612095238



Şekil 56. Düzeltilmiş hava geçirirlik değerine karşı % 5 civa doygunluğuna denk düşen hesaplanmış boşluk boğaz boyutu kullanılarak geçirirlik sınır değerinin belirlenmesi.

Spearing vd. (2001), Winland denklemindeki en iyi korelasyonu işaret eden % 35 civa doygunluk değerini kullanarak, % 35 civa doygunluğuna karşılık gelen boşluk boğaz çapını ( $r_{35}$ ) hesaplamıştır. Daha sonra, çok düşük porozite-geçirirlik değerlerini hesaba katmamak için üretim sınır değeri (*net pay cut-off*) tanımlaması adı altında bir yöntem geliştirmiştir. Üretim sınır değerinin aslında poro-perm verisinden  $r_{35}$ 'in hesaplanması olduğu şeklinde ifade etmiştir. Sonra, düzeltilmemiş hava geçirgenliği ve  $r_{35}$  değerlerini kullanarak bir doğru elde etmiştir (Spearing vd., 2001). Doğru üzerinde bu iki değerlerin çakıştığı nokta, geçirirlik sınır değerini (permeability cut-off) ifade eder. Spearing vd. (2001) tarafından bu geçirgenlik sınır değeri, 0.47 mD olarak bulunmuştur.

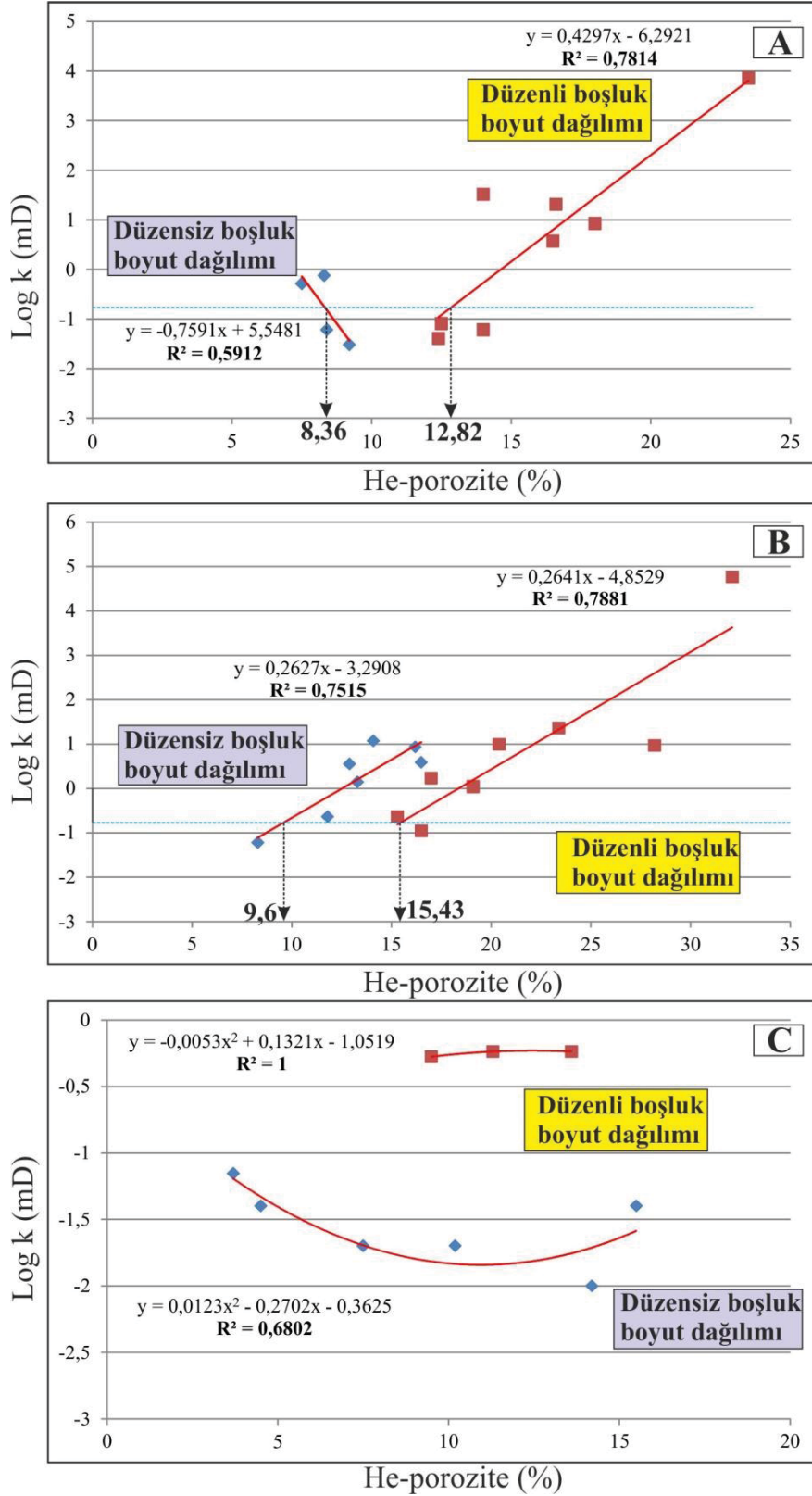
### 7.7 Porozite Sınır Değerlerinin Belirlenmesi

Geçirirlik sınır değerinin, porozite sınır değeri ile ilişkilendirilmesi gerekir. Bir tek geçirirlik sınır değeri, bir litotipte birden fazla porozite sınır değerlerinin açığa çıkmasına neden olabilir. Porozite sınır değeri, geçirirliliğe katkı sağlamayan ihmal edilebilir porozite değeridir. Bu porozite değeri, boşluk boyut dağılımına bağlı olabilir. Bu yüzden, düzenli ve düzensiz boşluk boyut dağılımları için ayrı ayrı porozite sınır değerleri elde edilmiştir. Helyum poroziteye karşı, logaritmik düzeltilmiş geçirirlik değerleri kullanılarak çizilen grafik üstünde korelasyon katsayısına göre düzenli ve düzensiz boşluk boyut dağılımı belirlenmiştir. Korelasyon katsayısı en fazla olan düzenli boşluk boyut dağılımı, az olan ise düzensiz boşluk boyut dağılımı olarak değerlendirilmiştir. Kristalin kabuk litotipinde hem pozitif hem de negatif trend

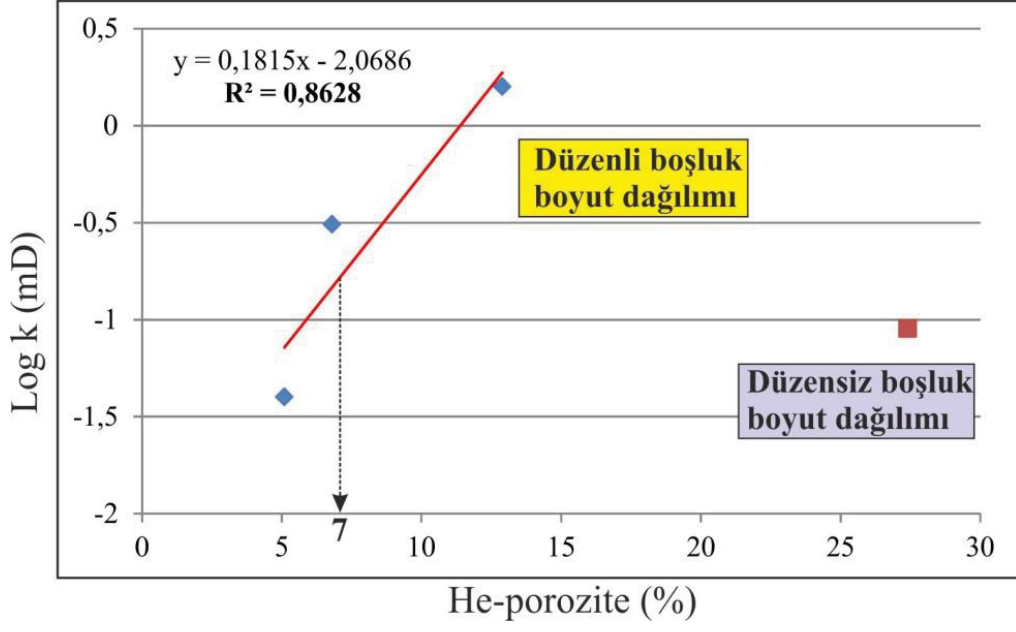


gözlenirken (Şekil 57A), fito travertende sadece pozitif trend açığa çıkmıştır (Şekil 57B). Fito traverten litotipinin porozite sınır değerleri, kristalin kabuk traverten litotipinden fazladır. Ancak mikrit traverten litotipinde porozite sınır değerleri elde edilememiştir. Bunun nedeni, mikrit traverten litotipinin tahmin edilenden daha fazla hem düzenli hem de düzensiz boşluk boyut dağılımına sahip olmasıdır (Şekil 57C). Bu çalışmada bantlı traverten litotipinin porozite sınır değeri en düşüktür (Şekil 58).

Rezervuarlarda hangi boşluk türlerinin ne tür boşluk dağılımı sergilediğini ortaya koymak, arazi değerlendirmesi ve üretim aşamasında çok önemlidir. Ancak, karbonat kayaçlarında boşluk türlerinin çok fazla değişken olması (anizotropik özellik sergilemesi), porozite ve geçirimsizlik arasında ilişki kurmayı zorlaştırır. Bu yüzden, rezervuar boyunca akan akışkana katkıda bulunmayacak porozite değerlerini hesaba katmamak için porozite sınır değerleri (porosity cut-off) belirlenir (Lonoy, 2006). Bu porozite sınır değerlerini belirlenmeden önce bir tane geçirimsizlik sınır değeri, kritik geçirimsizlik değeri olarak kullanılır. Bu değerler, x-ekseni boyunca helyum porozite (%), y-ekseni boyunca da logaritmik geçirgenlik ( $\log k$ , md) değerleri esas alınarak bir porozite-geçirimsizlik ( $k-\Phi$ ) grafiği üstünde belirlenir. Önceden belirlenen geçirimsizlik sınır değeri, porozite sınır değeri ile karşılaştırılır. Bu işlem, her bir boşluk türü için yapılır. Her bir boşluk türü, farklı boşluk dağılımı sergileyebilir. Bu boşluk dağılımı, porozite-geçirimsizlik değerlerinin kümelenmesi ve grafik üstünde açığa çıkan lineer doğrunun korelasyon katsayısına ( $R^2$ ) göre belirlenir. Korelasyon katsayısının düşük olması, düzensiz (patchy) boşluk dağılımını ifade ederken, yüksek olması ise düzenli (uniform) boşluk dağılımını gösterir. Buna benzer bir çalışma Lonoy (2006) tarafından gerçekleştirilmiştir. Lonoy (2006), 3000 tane örneği kullanarak, 20 boşluk türü için ayrı ayrı  $k-\Phi$  grafikleri oluşturmuştur. Yazar, Rusya'da Devoniyen hidrokarbon rezervuarında mikro ve mezo boşluk boyutlarına sahip tane arası porozitenin daha baskın olduğunu ortaya koymuştur. Ayrıca, karot ve ince kesit çalışmalarına göre düzensiz boşluk dağılımının fazla olduğunu belirlemiştir. Bu düzensiz dağılımı, tane arası çimentonun çözünmesi ile ilişkilendirmiştir. 1 md kritik geçirimsizlikte porozite sınır (porosity cut-off) değerlerinin % 5.4'ten % 31.3'e kadar değiştiğini gözlemlemiştir. Buna göre, düzensiz boşluk dağılımında porozite sınır değerlerinin, porozite değerlerinden daha fazla olduğu ileri sürülmüştür. Düzenli boşluk dağılımında ise aksi bir durum gözlenmiştir (Lonoy, 2006).



Şekil 57. Poro-perm verilerine göre boşluk boyut dağılımı ve porozite sınır değerlerinin belirlenmesi. (A) Kristalin kabuk traverten litotipinin poro-perm grafiği. (B) Fito traverten litotipinin poro-perm grafiği. (C) Mikrit traverten litotipinin poro-perm grafiği.



Şekil 58. Poro-perm verilerine göre bantlı traverten litotipinin boşluk boyut dağılımı ve porozite sınır değerlerinin belirlenmesi.

## 8. SONUÇLAR

1 yıllık proje çalışmaları kapsamında aşağıdaki sonuçlara ulaşılmıştır.

- Denizli havzası traverten sahalarında 8 farklı traverten litotipleri belirlenmiştir. Bunlar; (1) kristalin kabuk, (2) bantlı traverten, (3) bryofit ve kamış içerikli olarak ikiye ayrılan fito traverten, (4) mikrit traverten, (5) yeşil mikrit traverten, (6) gaz kabarcıklı traverten, (7) sal tipi traverten, (8) monomiktik ve polimiktik olarak ikiye ayrılan kırıntılı travertendir.
- Çökeltme dokusu ve çökeltim sonrası oluşan dokular sırasıyla birincil ve ikincil fabrik olarak ikiye ayrılmıştır. Birincil fabrik, peloidal mikrit, afanitik mikrit, kristalin dendrit, dendrit mikrit, laminar mikrit, levhamsı spar ve ışınal aragonit dokusundan oluşur (Tablo 8.1). Diğer yandan, mozayik kalsit, ışınal/radyal sparit, dendrit spar, izopak kalsit, iğnemsiz kalsit, asılı, afanitik mikrospar/spar dokuları, ikincil fabrik dokusunu oluşturur.
- Çökeltme dokusuna bağlı olarak peloid-içi, peloid-arası, dendrit-içi, dendrit-arası, fito-içi, fito-arası, fenestral, mikro-kalıp, laminalar-arası ve kristal içi porozite türleri gelişmiştir. Buna karşılık, çökeltim sonrası ise biyokalıp, kamış-biyokalıp, mikro-kanal, ayırık ve bağlantılı gözlü porozite türleri ortaya çıkmıştır (Tablo 8.1).
- Mikrit, makrofit ve iskeletsel bileşenler içeren yeşil mikrit ve kamış içerikli fito traverten litotiplerinde peloidal mikrit ve afanitik mikrit dokusunun homojen dağılması, porozite türü fazla olmasına rağmen rezervuar kalitesini önemli derecede arttırmaktadır.
- Çalışılan tüm litotiplerin  $\delta^{13}\text{C}$  değerindeki (-0.63 ile +7.84‰ (VPBD) arasında) farklılıklar, başlıca paket-1,2 ve 3 halinde kümelenmesi ile belirginleşen traverten çökeltim sularının yerinden, mikro ölçekte diyajenez süreçlerini içine alan doku yoğunluğundaki değişimlerden, mikrobiyal organizmaların metabolik faaliyetlerinden, organik maddenin yoğunluğundan meydana gelmiştir.
- Yeşil mikrit ve fito traverten, bimodal boşluk boğaz boyut dağılımı göstermesine rağmen, bunların eşik boşluk boğaz çaplarının düşük, yer değiştirme basıncının 100 psi'in üzerinde olması, bu litotiplerden petrol veya gaz gibi akışkanların elde edilemeyeceğini gösterir.

- Kristalin kabuk traverten litotipi, organik bozunma ve sparimikritleşme diyajenez sürecine maruz kalırken, mikrit ve yeşil mikrit traverten litotipi çoğunlukla "*aggragating neomorfizma*" ve çimentolanma diyajenez süreçlerinden etkilenmiştir. Fito traverten litotipinde ise daha çok çimentolanma diyajenez süreci gözlenmiştir. Gaz kabarcığı traverten litotipi, herhangi bir diyajenez sürecine maruz kalmamıştır.
- % 5 artış ile civa doygunluk değerlerine karşılık gelen boşluk boğaz boyutları, helyum porozite ve düzeltilmiş hava geçirgenlik değerleri kullanılarak 17 amirik denklem türetilmiştir. Böylece çok pahalı civa enjeksiyon testine ihtiyaç duyulmadan sadece porozite ve geçirimsizlik değerleri kullanılarak boşluk boğaz boyutları hesaplanmıştır.
- Traverten kayaçlarına özgü boşluk boğaz boyut sınıflaması yapılmıştır. Bu sınıflamada 0,1 ve 2 µm olarak iki sınır değer elde edilmiştir. Bu sınır değerlere göre mikroboşluk < 0,1 µm, 0,1 µm < mezoboşluk < 2 µm ve makroboşluk > 2 µm alanları açığa çıkmıştır. Bu sınıflamadaki mikro ve mezo boşluk boyut aralığı temel alınarak hesaplanan boşluk boğaz boyutuna dayalı poro-perm modeli oluşturulmuştur.
- 0,166 md kritik geçirimsizlikte porozite sınır (porosity cut-off) değerlerinin % 7'den % 15,5'e kadar değiştiğini gözlenmiştir. Bu porozite aralığı, rezervuara katkı sağlamayan porozite olarak dikkate alınmıştır. Böylece sıkı ve boşluklu doku sergileyen mikroboşluklu kristalin kabuk ve mezoboşluklu fito travertenler, ancak düzenli boşluk boğaz boyut dağılımı sergilediğinde geçirimsizliğe katkı sağladığı ortaya çıkmıştır. Diğer yandan, sıkı uniform doku sergileyen bantlı traverten litotipi, bu geçirimsizlik sınır değerinin tamamen altında kaldığı için hazne kaya potansiyelini belirlemede kullanılacak bir litotip değildir.
- Mikroporozite ve mezoporozite içeren sıkı dokuya sahip travertenlerde porozite arttıkça geçirimsizlikte artmaktadır. Bu durum, özellikle laminalı mikrobiyal kireçtaşına eş değer olan kristalin kabuk litotipinde çok tipiktir. Bu litotipte organik bozunma ile genişleyen ikincil mikro-kanal porozitenin açığa çıkması, mezo boşlukların birbiri ile daha iyi bağlanmasına neden olurken, geçirimsizlikte belirgin bir artışa yol açmıştır. Diğer yandan, kristalin kabuk litotipinin sparimikritleşme diyajenez sürecine maruz kalmasından dolayı açığa çıkan mikroboşluk boğazların birbirleri iyi bağlanarak geçirimsizliğe katkı sağlayan mikroporozitelere neden olabilir.

- Gölsel kireçtaşlarının sıkı fasiyesi, 0,1 ile 0,4  $\mu\text{m}$  aralığında eşik boşluk boğaz boyutları içerirken, mikrit travertenin yeşil mikrit litotipi, 0,58  $\mu\text{m}$  eşik boşluk boğaz boyutuna sahiptir. Diğer yandan, bu benzer iki litotipin porozite ve geçirimsizlik değerleri birbirine yakındır.
- Öneri: Denizli'nin farklı sahalarından alınan örnekler üstünde porozite, geçirimsizlik, boşluk boğaz boyut çapı, yer değiştirme basıncı gibi petrofiziksel parametreler konuma bağlı (spatial) değerlendirilerek rezervuar karakterizasyonuna yönelik modelleme yapılabilir. Bu modellemenin hangi sedimentolojik özelliklere bağlı olarak değiştiği de vurgulanabilir.

## 9. KAYNAKLAR

- Adolphe, J.P. 1981, Exemples de contributions microorganiques dans les constructions carbonate'es continentals. Bulletin de l'Association Ge'ographique de France 4792480, 194-195.
- Adolphe, J.P. 1989, Hourimeche, A., Loubiere, J.F., Paradas, J., Soleilhavoup, F., 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. Sayfa 60-100. Geology of Carbonate Reservoirs: The identification, description, and characterization of hydrocarbon reservoirs in carbonate rocks, New Jersey: John Wiley.
- Ahr, W.M. A new genetic classification of carbonate porosity and its application to reservoir characterization.  
<http://www.searchanddiscovery.com/pdfz/documents/2008/08177ahr/ahr40308.pdf.html>. Son erişim tarihi: 31.05.2015.
- Alçıçek, H., Özkul, M., Varol, B. 2003. Elementary sulphur formation in Kızılyer evaporites and fissure fill gypsum (Denizli, SW Anatolia), 14th International Petroleum and Natural Gas Congress and Exhibition of Turkey, Proceedings, 86–94.
- Alçıçek, H., Varol, B., Özkul, M. 2007. Sedimentary facies, depositional enviroments and palaeogeographic evolution of the Neogene Denizli Basin, SW, Anatolia, Turkey, Sedimentary Geology, 202, 596 – 637.
- Allen, E.T., Day, A.L. 1935. Hot springs of Yellowstone National Park, Carnegie Institute Washington Public, 466, 525.
- Altunel, E. 1994. Active tectonics and the evolution of Quaternary travertines at Pamukkale, Western Turkey, (PhD thesis), University of Bristol.
- Altunel, E., Hancock, P.L. 1993a. Morphological features and tectonic setting Quaternary travertines at Pamukkale, Western Turkey, Geological Journal, 28, 335 – 346.

- Altunel, E., & Hancock, P. L. 1993b. Sayfa 285-302. Active fissuring, faulting and travertine deposition at Pamukkale, western Turkey. Editör: Stewart, I.S., Vita-Finzi, C., Owen. L.A. Neotectonics and active faulting. *Zeitschrift für Geomorphologie*.
- Altunel, E., Hancock, P.L. 1996. Structural attributes of travertine-filled extensional fissures in the Pamukkale plateau, western Turkey, *International Geology Review* 38, 768–777.
- Altunel, E., Karabacak, V. 2005. Determination of horizontal extension from fissure-ridge travertines: a case study from the Denizli Basin, SW, Turkey, *Gedimamica Acta*, 18, 333 – 342.
- 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.
- Aratman, C. 2013. Kelkaya travertenlerinde Sedimantolojik ve Petrofiziksel İncelemeler, (Yüksek Lisans Tezi). Denizli: Pamukkale Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü (Yayınlanmadı).
- Archie, G. E. 1952. Classification of carbonate reservoir rocks and petrophysical considerations, *American Association of Petroleum Geology Bulletin*, 36, 2, 278–298.
- 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, C., Cabrera, L., Ramos, E. 2007. Sedimentology of tufa facies and continental microbialites from the Palaeogene of Mallorca Island (Spain), *Sedimentary Geology*, 197, 1-27.
- Arenas-Abad, C., Vazquez-Urbez, M., Pardo-Tirapu, G., Sancho-Marcen, C. 2010. Sayfa 133-176. Continental Settings: Facies, Environments and Processes, Fluvial and associated carbonate deposits, Editör: Alonso-Zarza, A.M., Tanner, L.H. Amsterdam: *Developments in Sedimentology*, 61, Elsevier.
- Arenas, C., Vazquez-Urbez, M., Pardo, G., Sancho, C. 2014. Sedimentology and depositional architecture of tufas deposited in stepped fluvial systems of changing slope: Lessons from the Quaternary Anamaza Valley (Iberian Range, Spain), *Sedimentology*, 61, 133-171.



- 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.
- Aydan, Ö., Kumsar, H., Tano, H. 2005. Multiparameter changes in the earth's crust and their relation to earthquakes in Denizli region of Turkey, *Proceedings World Geothermal Congress, Antalya-Turkey*, 1–10.
- Baker, G., Frostick, A.C. 1951. Pisoliths, oololiths, and calcareous growths in limestone caves at Port Campbell, Victoria, Australia, *Journal of Sedimentary Petrology*, 21, 85-104.
- Bargar, K.E. 1978. Geology and thermal history of Mammoth hot springs, Yellowstone National Park, Wyoming, *United States Geological Survey Bulletin*, 1444, 55.
- Berner, R.A., Westrich, J.T., Graber, R., Smith, J., Martens, C.S. 1978. Inhibition of aragonite precipitation from supersaturated seawater; a laboratory and field study, *American Journal of Science*, 278, 816–837.
- Bhaya, D., Schwarz, R., Grossman, A.R. 2000. Sayfa 397-422. *The Ecology of Cyanobacteria: Their Diversity in Time and Space*. Dordrecht (Kluwer), Editör: Whitton, B.A., Potts, M. New York: Kluwer Academic Publishers.
- Black, D.M. 1953. Aragonite rafts in Carlsbad Caverns, New Mexico, *Science*, 117, 84-85.
- Bozkurt, E., Oberhansli, R. 2001. Menderes massif (Western Turkey): structural, metamorphic and magmatic evolution – a synthesis, *International Journal of Earth Sciences*, 89, 679 – 708.
- Brogi, A., Capezzuoli, E., Alçiçek, M.C., Gandin, A. 2014. Evolution of a fault-controlled fissure-ridge type travertine deposit in the western Anatolia extensional province: the Çukurbağ fissure-ridge (Pamukkale, Turkey), *Journal of the Geological Society, London*.
- Casanova, J. 1986. East African rift stromatolites, *Geological Society of London Special Publication*, 25, 201-2010.
- 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., Utech, N.M. 1991. Fithmaurice, S.P., 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., 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.
- Chafetz, H.S. 2013. Porosity in bacterially induced carbonates: focus on micropores, *American Association of Petroleum Geology Bulletin*, 97, 2103–2111.
- Choquette, P. W., Pray, L.C. 1970. Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates, *American Association of Petroleum Geology Bulletin*, 54, 2, 207–250.
- Claes, H. 2011. Petrology of travertine quarry ECE, Denizli basin Turkey, with emphasis on microporosity (Master thesis). Leuven: Katolik Leuven University, Department of Geology (yayımlanmamış).
- Claes, H., Soete, J., Noten, K, V., Desouky, H, E., Erthal, M. M., Vanhaecke, F., Özkul, M., Swennen, R. 2015. Sedimentology, three-dimensional geobody reconstruction and carbon dioxide origin of Pleistocene travertine deposits in the Ballık area (SW, Turkey). *Sedimentology*, doi: 10.1111/sed.12188.
- Clerke, E. A., Mueller, H. W., Phillips, E.C., Eyvazzadeh, R.Y., Jones, D.H. 2008. Ramamoorthy, R., Srivastava, A., Application of Thomeer hyperbolas to decode the pore systems, facies and reservoir properties of the Upper Jurassic Arab-D Limestone, Ghawar field, Saudi Arabia: A “Rosetta stone” approach, *GeoArabia*, 13,4,113–160.
- 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.
- Erol, S. Ç., Özkul, M., Aksoy, E., Kele, S., Ghaleb, B. 2015. Travertine occurrences along major strike-slip fault zones: structural, depositional, and geochemical constraints from the Eastern Anatolian Fault System (EAFS), Turkey. *Geodinamica Acta*, doi.org/10.1080/09853111.2014.979530.

- 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. Sayfa 1-60. Carbonates in Continental Settings: Geochemistry, Diagenesis and applications, *On the geochemistry of continental carbonates*. Editör: Alonso-Zarza, A.M., Tanner, L.H. Amsterdam: Developments in Sedimentology, Elsevier, 62.
- Ekmekçi, M., Günay, G., Şimşek, Ş. 1995. Morphology of rimstone pools, Pamukkale, western Turkey, *Cave and Karst Science* 22, 103–106.
- 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.
- Flügel, E. 2004. Sayfa 114-120. *Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Application*. New York: Springer.
- Folk, R.L., Chafetz, H.S. 1983. Sayfa 474-487. Coated Grains, Pisoliths (pisoids) in Quaternary travertines of Tivoli, Italy. Editör: Peryt, T.M. Berlin: Springer-Verlag.
- 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.
- Gonfiantini, R., Panichi, C., Tongiorgi, E. 1968. Isotopic disequilibrium in travertine deposition, *Earth and Planetary Science Letters*, 5, 55 – 58.
- Guo, L., Riding, R. 1992. Microbial micritic carbonate in uppermost Permian reefs, Sichuan Basin, Southern China: some similarities with recent travertines, *Sedimentology*, 39, 37-53.
- Guo, L., Riding, R. 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. and 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.
- Gündoğan, İ., Helvacı, C., Sözbilir, H. 2008. Gypsiferous carbonates at Honaz Dağı (Denizli): first documentation of Triassic gypsum in western Turkey and its tectonic significance, *Journal of Asian Earth Sciences* 32, 49–65.
- 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. 1989. Syntaxial overgrowths on dolomite crystals in the Bluff Formation, Grand Cayman, British West Indies, *Journal of Sedimentary Petrology*, 59, 839 – 847.
- 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., Pemberton, S.G. 1987. The role of fungi in the diagenetic alteration of spar calcite, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 24, 903-914.
- Kahle, C.F. 1977. Origin of subaerial Holocene calcareous crusts: role of algae, fungi and sparmicritisation, *Sedimentology*, 24, 413 – 435.
- Katz, A. J., Thompson, A.H. 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.
- Kaypak, B., Gökkaya, G. 2012. 3-D imaging of the upper crust beneath the Denizli geothermal region by local earthquake tomography, western Turkey, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 211-212, 47-60.
- 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., Alçiçek, 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.

Koban, C.G., Schweigert, G. 1993. Microbial origin of travertine fabrics – two examples from southern Germany, *Facies*, 29, 251 – 264.

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.

Lindsay, R.F. 2010. Carbonate Porosity Families and Their Reservoir Potential, AAPG Annual Convention and Exhibiton, New Orleans, Louisiana, USA.

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, *American Association of Petroleum Geology Bulletin*, 90, 1381-1405.

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.

Manzo, E., Perri, E., Tucker, M.E. 2012. Carbonate depositional in a fluvial tufa system: processes and products (Corvino Valley-southern Italy), *Sedimentology*, 59, 553-577.

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.

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 limestones: a review, *Sedimentary Geology*, 63, 191-213.
- Murray, R.C. 1960. Origin of porosity in carbonate rocks, *Journal of Sedimentary Petrology*, 30,1, 59-84.
- Nabawy, B.S., Geraud, Y., Rochette, P., Bur, N. 2009. Pore-throat characterization in highly porous and permeable sandstones, *American Association of Petroleum Geology Bulletin*, 93, 719-739.
- 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., Varol, B., Alçiçek, M.C. 2002. Depositional environments and petrography of Denizli Travertines, *Maden Tetkik Arama Dergisi*, 125, 13-29.
- Özkul, M., Engin, B., Alçiçek, M. C., Koralay, T., Demirtaş, H. 2004. Thermoluminescence dating of Quaternary hot Spring travertines and some implications on graben evolution, Denizli, Western Turkey, 32nd International Geological Congress, Florence-Italy, 1-21.
- Özkul, M., Gökgöz, A., Horvantincic, N. 2010. Sayfa 245-262. Tufas and Speleothems: Unravelling the Microbial and Physical Controls. Editör: Pedley, H.M., Rogerson, M. London: The Geological Society of London, Special Publications, 336.
- 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., Gökgöz, A., Kele, S., Baykara, M. O., Shen, C-C., Chang, Y-W., Kaya, A., Hançer, M., Aratman, C., Akın, T., Örüş, Z. 2014. Sedimentological and geochemical characteristics of a fluvial travertine: A case from the eastern Mediterranean region, *Sedimentology*, 61, 291-318.
- 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 prospection methods of geothermals areas, 2nd Symposium on the Development and use of geothermal resources, proceedings, San Francisco, California, s. 825.

- 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.
- Pedley, H.M., Marti´n, J.A.G., Ordo´n ez, D.S., Garc´ıa del Cura, M.A. 2003. Sedimentology of Quaternary perched springline and paludal tufas: criteria for recognition with examples from Guadalajara Province, Spain, *Sedimentology*, 50, 23-44.
- Pentecost, A. 1981. The tufa deposits of the Malham district, North Yorkshire, *Fld. Stud.*, 5, 365–387.
- 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. 2005. Sayfa 392-394. *Travertine*, Berlin: Springer.
- Piccardi, L. 2007. Sayfa 95-105. The AD 60 Denizli Basin earthquake and the apparition of Archangel Michael at Colossae (Aegean Turkey). Editör: Piccardi, L., Masse, W.B. London: Geological Society, London, Special Publications, 273.
- Pittman, E.D. Estimating pore throat size in sandstones from routine core analysis data. <http://www.searchanddiscovery.com/documents/pittman/> Son erişim tarihi: 2011.
- 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.
- Ronchi, P., Cruciani, F. 2015. Continental carbonates as a hydrocarbon reservoir, an analog case study from the travertine of Saturnia, Italy, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 99, 711-734.
- Sant’anna, 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.

- Schowalter, T. T. 1979. Mechanics of secondary hydrocarbon migration and entrapment, American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 63, 723 – 760.
- Sharp, I., Verwer, K., Ferreira, H., Lapponi, F., Snidero, M., Machado, V., Holtar, E., Swart, R., Marsh, J., Gindre, L., Puigdefabregas, C., Fejerskov, M. 2013. Pre- and Post-Salt Non-Marine Carbonates of the Namibe Basin, Angola. Programme and abstract volume: microbial carbonates in space and time: implications for global exploration and production. Geological of Society, 52, 19–20.
- Soete, J. 2011. Facies – development in the quarry FABER. Sedimentology, diagenesis and macro-porosity characterization, (Master thesis). Leuven: Katholieke Leuven University, Department of Geology (yayımlanmadı).
- Soete, J., Kleipool, L. M., Claes, H., Claes, S., Hamaekers, H., Kele, S., Özkul, M., Foubert, A., Reijmer, J. J. G., Swennen, R. 2015. Acoustic properties in travertines and their relation to porosity and pore types, Marine and Petroleum Geology, 59, 320-335.
- Spearing, M., Allen, T., McAulay, G. 2001. Review of the Winland R35 method for net pay definition and its application in low permeability sands, International Symposium Proceedings, Society of Core Analysts, No. 63, s. 5.
- Stikkelorum, 2004. Standart procedure for sample extraction and drying, Version 2 (yayımlanmadı).
- Stikkelorum, 2004. Standart procedure for helium porosity determination, Version 1.1 (yayımlanmadı).
- Stikkelorum, 2004. Standart procedure for specific gas permeability determination. Version 2 (yayımlanmadı).
- Sun, S. 1990. Denizli Uşak arasının jeolojisi ve linyit olanakları. Ankara: Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü (MTA) Report, No. 9985 (Yayımlanmadı).
- Şimşek, S., Günay, G., Elhatip, H., Ekmekçi, M. 2000. Environmental protection of geothermal waters and travertines at Pamukkale, Turkey, Geothermics, 29, 557–572.
- 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.
- Tan, O., Tapırdamaz, M.C., Yörük, A. 2008. The earthquake catalogues for Turkey, Turkish Journal of Earth Sciences, 17, 405–418.



- Terra, G.J.S., Spadini, A.R., Franca, A.B., Sombra, C.L., Zambonato, E.E., Juschaks, L.C.d.S., Arienti, L.M., Erthal, M.M., Blauth, M., Franco, P.P., Matsuda, N.S., da Silva, N.G.C., Junior, P.A.M., D'Avila, R.S.F., deSouza, R.S., Tonietto, S.N., dos Anjos, S.M.C., Campinho, V.S., Winter, W.R. 2010. Carbonate rock classification applied to brazilian sedimentary basins. *B. Geoci. Petrobras*, Rio de Janeiro, 18, 9–29.
- Toker, E., Kayseri-Özer, M. S., Özkul, M., Kele, S. 2015. Depositional system and palaeoclimatic interpretations of Middle to Late Pleistocene travertines: Kocabaş, Denizli, South-west Turkey, *Sedimentology*, doi: 10.1111/sed.12186.
- Turi, B. 1986. Sayfa 207-238. Stable isotopes geochemistry of travertines. *Handbook of enviromental isotopes geochemistry*, 2B, The Terrestrial Enviroment. Amsterdam: Elsevier.
- Utku, M. 2009. Etkinlik ve yığınsal etkinlik dönemlerine göre Denizli depremlerinin analizi, *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 138, 9–34.
- Uysal, I.T., Feng, Y., Zhao, J.X., Altunel, E., Weatherley, D., Karabacak, V., Cengiz, O., Golding, S.D., Lawrence, M.G., Collerson, K.D. 2007. U-series dating and geochemical tracing of late Quaternary travertine in co-seismic fissures, *Earth and Planetary Science Letters* 257, 450–462.
- Uysal, I.T., Feng, Y., Zhao, J.X., Isik, V., Nuriel, P., Golding, S.D. 2009. Hydrothermal CO<sub>2</sub> degassing in seismically active zones during the Late Quaternary, *Chemical Geology* 265, 442–454.
- 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.
- Van Noten, K., Topal, S., Baykara, M.O., Özkul, M., Swennen, R. 2015. Pleistocene deformation history of Ballık travertine along the NE margin of the Denizli-Horst Graben System (SW, Turkey), *Tectonophysics*, (Gönderildi).
- Westeway, R. 1993. Neogene evolution of the Denizli region of western Turkey, *Journal of Structural Geology*, 15, 37 – 53.

**TÜBİTAK**  
**PROJE ÖZET BİLGİ FORMU**

**Proje No:** 113Y560

**Proje Başlığı:** Denizli Travertenlerinde Hazne Kaya Potansiyelini Belirlemeye Yönelik Sedimentolojik ve Petrofiziksel Çalışmalar

**Proje Yürütücüsü ve Araştırmacılar:** Mehmet Özkul, Uğur Yücel, Cihan Aratman

**Projenin Yürütüldüğü Kuruluş ve Adresi:** Pamukkale Üniversitesi Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, B-Blok, Kınıklı Kampüsü, 20070, Denizli.

**Destekleyen Kuruluş(ların) Adı ve Adresi:**

**Projenin Başlangıç ve Bitiş Tarihleri:** 15.02.2014 ve 15.02.2015

**Öz (en çok 70 kelime)**

Bu çalışmada travertenlerin ideal hazne kaya özelliği sergileyen mikrobiyal ve mikroboşluklu görsel mikritik kireçtaşlarına benzer olduğu düşünüldüğünde, Denizli havzasından alınan traverten litotiplerini sınıflayarak, bu litotiplere ait petrofiziksel parametreler, sedimentolojik bulgular ile desteklenmiştir.

**Anahtar Kelimeler:** doku, hazne kaya, litotip, petrofiziksel parametreler, traverten

**[Fikri Ürün Bildirim Formu](#) Sunuldu mu? Evet  Gerekli Değil**

Fikri Ürün Bildirim Formu'nun tesliminden sonra 3 ay içerisinde patent başvurusu yapılmalıdır.

**Projeden Yapılan Yayınlar:**

**Aratman, C., Özkul, M., Claes, H., Swennen, R., Yücel, U.** 2015. Görsel mikritik ve mikrobiyal kireçtaşlarına benzer kayalar olarak travertenin petrofiziksel karakterizasyonu. 68th Türkiye Jeoloji Kongresi, Sedimantoloji ve Sedimanter süreçler Oturumu-I, 6-10 Nisan 2015, Ankara.

**Aratman, C., Özkul, M., Claes, H., Swennen, R.** 2015. Origin of travertine lithotypes in Denizli Basin, Western Turkey: Petrographic and Geochemical Approaches, 31st IAS Meeting of Sedimentology, Krakow, POLAND (Accepted).

**Aratman, C., Özkul, M., Soete, J., Swennen, R., Yücel, U.** 2015. Response of petrophysical parameters to reservoir characterization of tight travertine lithotypes in the Denizli Basin, Western Turkey, 15th Bathurst Meeting of Carbonate Sedimentologists, Edinburgh, SCOTLAND (Accepted).

**Ekte Bulunan "ARDEB Başarı Öyküsü Formu", "Kazanımlar" Bölümünde Belirtilen Kriterlere Göre Proje Çıktılarınızın Başarı Öyküsü Niteliği Taşıdığını Düşünüyorsanız "ARDEB Başarı Öyküsü Formu"nu doldurunuz.**