

DOKUZ EYLÜL ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

**ÇAMELİ (DENİZLİ) HAVZASINDAKİ HUNTİT-
HİDROMANYEZİT OLUŞUMLARI VE KÖKEN
SORUNLARI**



Berk ÇAKMAKOĞLU

Ağustos, 2016

İZMİR

ÇAMELİ (DENİZLİ) HAVZASINDAKİ HUNTİT- HİDROMANYEZİT OLUŞUMLARI VE KÖKEN SORUNLARI

Dokuz Eylül Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü

Doktora Tezi

Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı, Ekonomik Jeoloji Programı

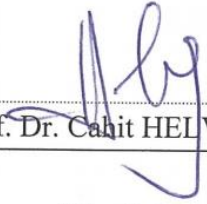
Berk ÇAKMAKOĞLU

Ağustos, 2016


İZMİR

DOKTORA TEZİ SINAV SONUÇ FORMU

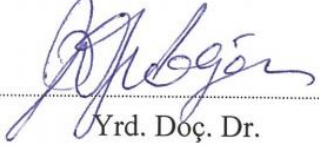
BERK ÇAKMAKOĞLU, tarafından **PROF. DR. CAHİT HELVACI** yönetiminde hazırlanan “**ÇAMELİ (DENİZLİ) HAVZASINDAKİ HUNTİT HİDROMANYEZİT OLUŞUMLARI VE KÖKEN SORUNLARI**” başlıklı tez tarafımızdan okunmuş, kapsamı ve niteliği açısından bir doktora tezi olarak kabul edilmiştir.


Prof. Dr. Cahit HELVACI

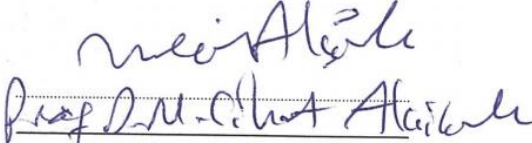
Yönetici


Prof. Dr. Kadir YURDAKOÇ


Tez İzleme Komitesi Üyesi


Yrd. Doç. Dr.
İbrahim GÜNDOĞAN

Tez İzleme Komitesi Üyesi


Prof. Dr. Mehmet Akif Akıncı

Jüri Üyesi


Prof. Dr. Murat Gül

Jüri Üyesi


Prof. Dr. Ayşe OKUR

Müdür

Fen Bilimleri Enstitüsü

TEŞEKKÜR

Tez konusuyla ilgili çalışmaların yürütölmesinde beni yönlendiren ve her aŐamasında ilgi ve desteğini gösteren danıŐman hocam Prof. Dr. Cahit HELVACI'ya teŐekkürlerimi sunarım.

Tez konusunun seğiminde ve sonrasındaki tüm çalışma aŐamalarında destek sunan Mahmut DEMİRHAN'a teşekkür ederim.

Çalışma süresince sunduğu destek ve sağladığı olanaklardan dolayı Likya Minerals Madencilik'e teŐekkürlerimi sunarım.

Berk AKMAKOğLU

ÇAMELİ (DENİZLİ) HAVZASINDAKİ HUNTİT-HİDROMANYEZİT OLUŞUMLARI VE KÖKEN SORUNLARI

ÖZ

Huntit ve hidromanyezit oluşumlarına, güneybatı Anadolu'da geniş yayılım sunan Likya Naplarına ait magnezyumca zengin temel kayalar üzerinde bulunan Çameli Havzasında rastlanır. Havza dolgusu, Geç Miyosen-Erken Pleyistosen yaşlı Çameli Formasyonundan oluşur. Çameli Formasyonu, karasal kırıntılılardan yapıları Derindere üyesi ve gölsel çökellerden yapıları Değne üyesinden oluşur. Değne üyesi içerisinde Tufa, Kireçtaşı ve Çakıltası tabakaları olmak üzere üç ayrı alt birim tanımlanmıştır.

Huntit ve hidromanyezit oluşumları Çameli Formasyonunun gölsel çökellerinden oluşan Değne üyesinin en üst kesimlerinde yer alan Kireçtaşı tabakası içerisinde mercek şeklinde gözlenir. Bu minerallere dolomit ve manyezit eşlik eder. Göl sularının Mg/Ca oranındaki değişimler, dolomitik kireçtaşı ve huntit-hidromanyezit ardalanmasını sonuçlar. Hidromanyezit, sığ gölün açık göle geçtiği kesimlerde mikrobiyalite varlığına bağlı olarak çökler. Huntit ise hidromanyezit içerisindeki boşlukları doldurmasının yanı sıra sığ gölün kenar düzlüklerinde ve geçici karbonat gölcüklerinde çökmektedir.

Anahtar kelimeler: Çameli Havzası, huntit, hidromanyezit, magnezyum karbonat.

ORIGIN AND OCCURENCES OF THE HUNTITE-HYDROMAGNESITE IN ÇAMELİ (DENİZLİ) BASIN

ABSTRACT

The huntite and hydromagnesite occurrences are observed in Çameli Basin (SW Anatolia), which formed on the magnesium-rich basement rocks of the Lycian Nappes. Basin fill consists of Late Miocene-Early Pleistocene Çameli formation. Çameli formation occurs from terrestrial clastic deposits of Derindere member and lake deposits of Değne member. Three sub-units are defined in Değne member as Tufa, Limestone and Conglomerate layers.

The huntite and hydromagnesite occurrences are found as lenses within the Limestone layer of the Değne member. The dolomite and magnesite minerals accompany the occurrences. The changes of Mg/Ca ratio in the lake water results the precipitation of dolomitic limestone and huntite-hydromagnesite alternates. The hydromagnesite precipitates at the transition zone between shallow and open-lake environment by the presence of microbialite. It is thought that the huntite precipitates on the lakeshore and ephemeral shallow carbonate ponds.

Keywords: Çameli Basin, huntite, hydromagnesite, magnesium carbonate.

İÇİNDEKİLER

	Sayfa
DOKTORA TEZİ SINAV SONUÇ FORMU Hata! Yer işareti tanımlanmamış.	
TEŞEKKÜR.....	ii
ÖZ	iv
ABSTRACT	v
ŞEKİLLER LİSTESİ	viii
TABLolar LİSTESİ.....	xi
BÖLÜM BİR-GİRİŞ.....	1
1.1 Amaç ve Kapsam.....	1
1.2 Materyal ve Yöntem	1
1.3 Önceki Çalışmalar	2
1.3.1 Çameli Havzası.....	2
1.3.2 Huntit ve Hidromanyezit	3
1.3.2.1 Huntit ve Hidromanyezit Minerallerinin Tanımı	3
1.3.2.2 Eski Huntit ve/veya Hidromanyezit Yatakları	5
1.3.2.3 Güncel Hidromanyezit Oluşumları	10
1.4 Huntit ve Hidromanyezitin Kullanım Alanları.....	19
BÖLÜM İKİ-STRATİGRAFİ	25
2.1 Çalışma Alanının Yeri.....	25
2.2 Stratigrafi.....	26
2.2.1 Temel Kayalar.....	26
2.2.2 Çameli formasyonu.....	30
2.2.2.1 Derindere Üyesi	34
2.2.2.2 Değne Üyesi	38
2.2.3 Kuvaterner	52

BÖLÜM ÜÇ- JEOKİMYASAL VE MİNERALojİK ANALİZLER	53
3.1 Mineraloji	53
3.1.1 XRD Sonuçları.....	54
3.1.2 İnce Kesit Sonuçları.....	60
3.1.3 SEM Sonuçları.....	62
3.2 Jeokimya.....	67
BÖLÜM DÖRT-SONUÇLAR	73
KAYNAKLAR	77
EKLER.....	85

ŞEKİLLER LİSTESİ

	Sayfa
Şekil 1.1	Dünya genelindeki eski huntit ve/veya hidromanyezit oluşumları ile güncel hidromanyezit göllerinin konumu..... 4
Şekil 1.2	Kozani Havzası jeoloji haritası ve Mg karbonat mineralizasyonlarının dağılımı..... 7
Şekil 1.3	Güncel hidromanyezit oluşumlarının gözleendiği göller 11
Şekil 1.4	Salda Gölü hidromanyezit oluşumları 12
Şekil 2.1	Çalışma alanı ve Çameli havzasının yeri..... 25
Şekil 2.2	Çameli Havzası'nın Güneybatı Anadolu bölgesel jeolojisi içerisindeki konumu 26
Şekil 2.3	Çameli Havzasının jeoloji haritası ve stratigrafisi..... 27
Şekil 2.4	Temel kayalarının arazi görünümü..... 28
Şekil 2.5	Yolçatı köyü civarından alınan harzburjit ve Salda Gölü'nün kıyı kesimindeki dünitlerin ince kesit görüntüleri. 29
Şekil 2.6	Çalışma alanının genelleştirilmiş litostratigrafik kolon kesiti..... 32
Şekil 2.7	Yolçatı Köyü civarının jeoloji haritası ve enine jeoloji kesiti..... 33
Şekil 2.8	Sarıkavak Köyü civarının jeoloji haritası ve enine jeoloji kesiti..... 34
Şekil 2.9	Çameli formasyonu Derindere üyesinin arazi görünümü..... 35
Şekil 2.10	Derindere üyesi içerisindeki iyi pekişmiş kumtaşı arakatmanları 36
Şekil 2.11	Derindere üyesi içerisinde linyit düzeyleri içeren bataklık çökelleri . 37
Şekil 2.12	Derindere üyesinin üst kesimlerindeki linyit bantları ve karbonat arakatmanları içeren seviyeler 38
Şekil 2.13	Değne üyesinin genel arazi görünümü 39
Şekil 2.14	Değne üyesi içerisinde yer alan huntit yumrulu seviyeler..... 40
Şekil 2.15	Tufa tabakasının genel arazi görünümü. 41
Şekil 2.16	Huntit-hidromanyezit seviyelerinin gri renkli dolomitik kireçtaşıyla araldanması..... 42
Şekil 2.17	Gri renkli dolomitik kireçtaşı ile huntit-hidromanyezit dokanağındaki mineral geçişi..... 43
Şekil 2.18	Huntit-hidromanyezit seviyesi içerisindeki fay zonları boyunca gelişen bej renkli tufa oluşumları..... 44

Şekil 2.19	Bej renkli kireçtaşı'nın arazi görünümü	45
Şekil 2.20	Bej renkli kireçtaşı içerisindeki gastropod kalıpları.....	45
Şekil 2.21	Yolçatı Köyü civarında Kireçtaşı tabakasından alınan ölçülü kesit...	46
Şekil 2.22	L1 altbirimi içerisindeki huntit mineralinin baskın olduğu seviyeler	47
Şekil 2.23	Yolçatı Köyü'ndeki açık ocakta L2 altbirimine ait huntit-hidromanyezit seviyesi	48
Şekil 2.24	L2 altbirimi içerisindeki huntit yumrulu seviyeler.....	48
Şekil 2.25	L2 altbiriminin hidromanyezit mineralince baskın olan HM seviyelerinin arazi görünümü	49
Şekil 2.26	Çakıltası tabakasının arazi görünümü	51
Şekil 2.27	Çakıltası tabakası içerisindeki az belirgin çapraz katmanlanmalar...	51
Şekil 3.1	Huntit-hidromanyezit oluşumlarının şematik enine kesiti	54
Şekil 3.2	RU örneğinin alındığı L1 altbiriminin arazi görünümü.	55
Şekil 3.3	Kireçtaşı üyesi içerisindeki L1 ve L2 altbirimleri, RU ve RO örneklerinin alındığı seviyeler.....	56
Şekil 3.4	RO1 ve RO2 örneklerinin alındığı L2 altbiriminin huntit-hidromanyezit ocağı içindeki görünümü	56
Şekil 3.5	RO2 ve RO3 örneklerinin alındığı L2 altbiriminden arazi görünümü	57
Şekil 3.6	BH2 örneğinin alındığı L4 altbiriminin arazi görünümü	58
Şekil 3.7	Örneklerin Hidromanyezit-Huntit mineral içeriğine ait diyagram.....	59
Şekil 3.8	Örneklerin Hidromanyezit-Dolomit mineral içeriğine ait diyagram..	59
Şekil 3.9	Örneklerin Huntit-Manyezit mineral içeriğine ait diyagram.....	60
Şekil 3.10	L2B altbiriminin ince kesit görüntüleri	61
Şekil 3.11	L2B altbirimi otobreşik yapıları gösteren ince kesit görüntüleri.....	62
Şekil 3.12	L1 altbirimden alınan huntit minerallerinden yapılı örneklerin SEM görüntüsü	62
Şekil 3.13	HM örneklerinden alınmış geri saçınmış elektron (BSE) görüntüleri	63
Şekil 3.14	L2B altbirimi örneğinin BSE görüntüleri.....	65
Şekil 3.15	L2B altbiriminden alınan spot analiz kesiti ve X-Ray elementer haritalama görüntüsü	66
Şekil 3.16	L2B altbirimi BSE görüntüleri	67

Şekil 3.16	Huntit ve hidromanyezit oluşumlarına ait örneklerin CaO-MgO diyagramı ve geçmiş çalışmalarla karşılaştırması	69
Şekil 3.17	Huntit ve hidromanyezit oluşumlarına ait örneklerin CaO-LOI diyagramı ve geçmiş çalışmalarla karşılaştırması	69
Şekil 3.18	Huntit ve hidromanyezit oluşumlarına ait örneklerin CaO-SrO diyagramı ve geçmiş çalışmalarla karşılaştırması	70
Şekil 3.19	Huntit ve hidromanyezit oluşumlarına ait örneklerin CaO-SiO ₂ diyagramı ve geçmiş çalışmalarla karşılaştırması	71
Şekil 3.20	Huntit ve hidromanyezit oluşumlarına ait örneklerin CaO- Fe ₂ O ₃ diyagramı ve geçmiş çalışmalarla karşılaştırması	71
Şekil 4.1	Huntit-hidromanyezit oluşumlarının Çameli Havzasının evrimi içerisindeki yerini gösterir model kesiti	74
Şekil 4.2	Göl ortamındaki huntit-hidromanyezit yataklanmasının oluşum modeli.....	76

TABLULAR LİSTESİ

	Sayfa
Tablo 1.1	Alev geciktirici özelliğe sahip mineraller ve bozunma sıcaklıkları ... 21
Tablo 1.2	Alumninyum hidroksit, magnezyum hidroksit, huntit ve hidromanyezitin bozunma değerlerinin karşılaştırılması 22
Tablo 2.1	Yolçatı köyü civarından alınan örneği ile L5PA örneğinin toplam kayaç kimyası değerleri 30
Tablo 3.1	Şekil 3.12’de gösterilen spot analiz alanlarından elde edilen ağırlıkça % Mg-Ca oranları ve mineral tanımlamaları 63
Tablo 3.2	Geçmiş çalışmalarda huntit minerali için yapılmış jeokimyasal analizlerin sonuçları 68
Tablo 3.3	Çameli havzası huntit-hidromanyezit oluşumlarından alınan bazı örneklerin jeokimyasal ve mineralojik analiz sonuçları 72

BÖLÜM BİR

GİRİŞ

1.1 Amaç ve Kapsam

Dokuz Eylül Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Ana Bilim Dalı Ekonomik Jeoloji Doktora Programı kapsamında hazırlanan “Çameli (Denizli) Havzasındaki Huntit-Hidromanyezit Oluşumları ve Köken Sorunları” başlıklı doktora tezi, özellikle son yıllarda ekonomik olarak önemi giderek artan huntit ve hidromanyezit minerallerinin oluşum mekanizmasının araştırılmasını amaçlamaktadır. Bu kapsamda, Denizli ili Çameli ilçesinde bulunan huntit ve hidromanyezit yataklanmasının Çameli Havzası içerisindeki stratigrafik konumu incelenmiş, jeokimyasal ve mineralojik özellikleri analiz edilmiş ve yataklanmaya olanak sağlayan ortam koşulları ortaya konmuştur.

1.2 Materyal ve Yöntem

Denizli N22-N23 ve Fethiye O22-O23 paftaları içerisinde yer alan Çameli Havzası'nın Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü (MTA) tarafından hazırlanan 1:100.000 ölçekli jeoloji haritaları baz alınarak (Şenel, 1997a,b,c; Akdeniz, 2011) huntit ve hidromanyezit oluşumlarının gözlemlendiği alanlarda 1:25.000 ölçekli jeolojik haritalama çalışmaları yürütülmüştür.

X-Ray Floresans (XRF), X-Ray Difraktometre (XRD), Taramalı (Scanning) Elektron Mikroskop (SEM) ve ince kesit analizleri üzerinde jeokimyasal, mineralojik ve petrografik incelemeler yapılmıştır. XRD analizleri İzmir Yüksek Teknoloji Enstitüsü Malzeme Araştırma Merkezi (İYTE-MAM) laboratuvarındaki Philips X'Pert Pro cihazında, Lucideon (İngiltere) laboratuvarındaki Siemens Bruker D5005 cihazında ve Dokuz Eylül Üniversitesi (DEÜ) Metalurji ve Malzeme Bölümündeki Rigaku-Rint 2200/PC (Ultima 3) cihazında yaptırılmıştır. X-ışını toz kırınım desenleri için Cu K_α ışınması 2θ=5-60° aralığı ve 0.4 derece/dak tarama hızı kullanılmıştır. XRF analizleri ise her iki laboratuvarında da bulunan Spectro IQ II cihazıyla toz örnekler üzerinden yapılmıştır. SEM analizleri için İYTE-MAM

laboratuvarındaki FEI Quanta FEG 250 ve Dokuz Eylül Üniversitesi Metalurji ve Malzeme Mühendisliği Bölümünde bulunan Jeol JSM 60 cihazı kullanılmıştır.

1.3 Önceki Çalışmalar

1.3.1 Çameli Havzası

Çameli Havzasını sınırları içerisinde alan N22-23 ve O22-23 paftaları Maden Tetkik ve Arama (MTA) Genel Müdürlüğü'nün projeleri kapsamında uzun süreler çeşitli araştırmacılar tarafından çalışılmıştır. Bu çalışmalar 1:100.000 ölçekli jeoloji haritasıyla birlikte O22 (Şenel, 1997a) ve O23 (Şenel 1997b), N23 (Şenel 1997c) ve N22 (Akdeniz, 2011) olmak üzere derlenerek her pafta için ayrı ayrı yayınlanmıştır. Havzanın temel kayalarını oluşturan Likya Napılarına ait birimler detaylı olarak Şenel (1997a,b,c)'de tanımlanmıştır. Tavas Napı, Bodrum Napı, Dumanlıdağ Napı, Marmaris Ofiyolit Napı, Gülbahar Napı ve Domuzdağ Napı ile temsil edilen Likya Napları'nın Erken Langiyen'de kuzey-kuzeybatı yönünden Beydağları otoktonu üzerine yerleştiği belirtilir. Likya Napları'nın üzerine Akitanien?-erken Burdigaliyen yaşlı alüvyal fan-deltaik Mevlütler formasyonu gelir (Akdeniz, 2011). Alçiçek ve Ten Veen (2008), Mevlütler formasyonu'nun alüvyal fan-deltaik çökellerini Akalan üyesi olarak tanımlar ve üzerinde geç Burdigaliyen-erken Langiyen yaşlı sığ denizel çökellerden yapıları Erenler üyesinin bulunduğunu belirtir. Likya Napları'nın ofiyolit karmaşığı içerisinde yer alan üst manto peridotitleri Uysal ve diğer. (2012) tarafından petrografik ve jeokimyasal açıdan detaylı şekilde çalışılmıştır.

Havza dolgusuna yönelik en kapsamlı çalışma Alçiçek (2001) tarafından yürütülmüştür. Söz konusu çalışmada, Şenel (1997a,b,c) derleme haritaları ve F. Gökteş ile Y. Hakyemez'in 1996 yılında MTA dahilinde yaptığı N22 paftasının Neojen bölümünün revizyonundan yararlanılarak Neojen birimlerin sedimentolojisi üzerinde araştırma yürütülmüştür. Buna göre Çameli havzasının Geç Miyosen'de oluşmuş KD-GB gidişli bir graben olduğu belirtilir ve havzanın tortul dolgusunu oluşturan Çameli Formasyonu'na ait alüvyal yelpaze tortulları Derindere, akarsu

tortulları Kumafşarı ve gölsel tortullar Değne üyesi olarak adlandırılır (Alçıçek, 2001). Çameli havzasının memeli fosil içeriğine dayanarak (Elmalıyurt, MN 9-12) Geç Miyosen'de doğuda Dirmil Fayı batıda ise Bozdağ Fayı denetiminde KD-GB uzanımında bir graben olarak açılmaya başladığı belirtilir (Alçıçek, 2001). Geç Ruskiniyen'de (Ericcek, MN15; Çamlıbel, MN15-16) ikinci bir genişleme etkisiyle havzanın ikiye ayrılarak derin bir göl ortamına dönüştüğü, gölsel ortamdaki depolanmayla sığlaştığı ve Villaniyen sonunda (Bıçakçı, MN17) üçüncü bir genişleme evresiyle havzanın daha dar alt havzalara bölündüğünden bahsedilir (Alçıçek ve diğer., 2004; 2005; 2006). Buna göre Geç Miyosen-Geç Pliyosen olarak verilen havzanın yaşı biyostratigrafik birimlerde yapılan revizyon nedeniyle (Hordijk ve De Bruijn, 2009) Geç Miyosen-Geç Pleyistosen olarak güncellenmiştir (Van Den Hoek Ostende ve diğer., 2015a,b; Alçıçek ve diğer., 2016). Bıçakçı fosil lokalitesinde içinde olduğu Değne üyesinin en üst kesiminde yer alan çökeller Alçıçek ve diğer., (2016) tarafından çatallaşan (anastomosing) akarsu sistemi olarak tanımlanmıştır.

MTA dahilinde yürütülen N22 paftasındaki çalışmalar Akdeniz (2011) tarafından derlenmiştir. Çameli formasyonu içerisinde litolojik özelliklerine göre adlandırılan Boz çakıltası, Çakıltası, Beyaz marn, Killi kireçtaşı ve Kireçtaşı üyeleri ayırt edilmiş ve formasyonun Geç Pliyosen-Pleyistosen yaşlı Ören formasyonu tarafından üzerlendiği belirtilmiştir (Akdeniz, 2011).

1.3.2 Huntit ve Hidromanyezit

1.3.2.1 Huntit ve Hidromanyezit Minerallerinin Tanımı

Doğada ender olarak rastlanılması nedeniyle az bilinen magnezyum karbonat minerallerinden olan huntit $[Mg_3Ca(CO_3)_4]$, (Faust, 1953) ve hidromanyezit $[Mg_5(CO_3)_4(OH)_2 \cdot 4H_2O]$, (Hollingbery ve Hull, 2010), endüstriyel alanda kullanımının son on yılda ivme kazanmasından dolayı daha bilinir hale gelmiştir. Buna rağmen, huntit ve/veya hidromanyezit minerallerinin oluşum mekanizmasına ilişkin yeterli sayıda çalışma ve genel olarak kabul edilen bir görüş

bulunmamaktadır. Huntit minerali ilk olarak Faust (1953) tarafından, Current Creek-Nevada'daki Ala-Mar yataklarında manyezit, dolomit ve deveylit minerallerinden yapılı kayaçların gözenekleri içerisinde geç meteorik evre ürünü bir mineral olarak tanımlanmıştır. Tüfleri kesen faylar boyunca Mg ve CO₂ bakımından zenginleşmiş hidrotermal çözeltilerin kalsit içerikli tüfleri dolomite dönüştürdüğünü belirtir. Çözeltideki kalsiyumun fakirleşmesiyle birlikte manyezit ve deveylit oluşur. Yerine gelen bu kayaç boşlukludur ve son olarak bu boşluklar huntit mineralince doldurulur. Huntitin yersel manyezit oluşumlarından geçerken magnezyumca zenginleşen soğuk yüzey sularından geç meteorik evrede çökeldiği öngörülmektedir. Hidromanyezit mineralinden ise, ilk olarak Wachtmeister (1828)'in Hoboken-New Jersey'deki çalışmaları dahilinde magnezyum hidrokarbonat olarak bahsedilmiş, sonrasında Von Kobell (1835) tarafından bu mineral hidromanyezit adıyla tanımlanmıştır. Ancak bugüne kadar yapılmış çalışmaların büyük bir bölümünde, olasılıkla stratiform yatakların fazla bilinmemesinden dolayı, huntit ve hidromanyezit mineralleri güncel örneklerden yola çıkılarak ya tekil olarak ele alınmış ya da bir arada bulunmalarına yönelik çok farklı oluşum mekanizmaları ve mineral dönüşümleri tarif edilmiştir. Dünya genelinde bilinen eski huntit ve hidromanyezit oluşumları, stratiform yataklar olarak sadece Kozani Havzası (Kuzey Yunanistan) ve Çameli Havzası (Güneybatı Türkiye)'de (Şekil 1.1) yer alır. Güncel hidromanyezit oluşumları ise Atlin ve Milk Gölü (British Columbia), Walyungup Gölü (Avustralya), Siling Gölü (Tibet), Alchichica Gölü (Meksika) ve Salda Gölü (Türkiye)'de (Şekil 1.1) bulunmaktadır.



Şekil 1.1 Dünya genelindeki eski huntit ve/veya hidromanyezit oluşumları ile güncel hidromanyezit göllerinin konumu.

1.3.2.2 Eski Huntit ve/veya Hidromanyezit Yatakları

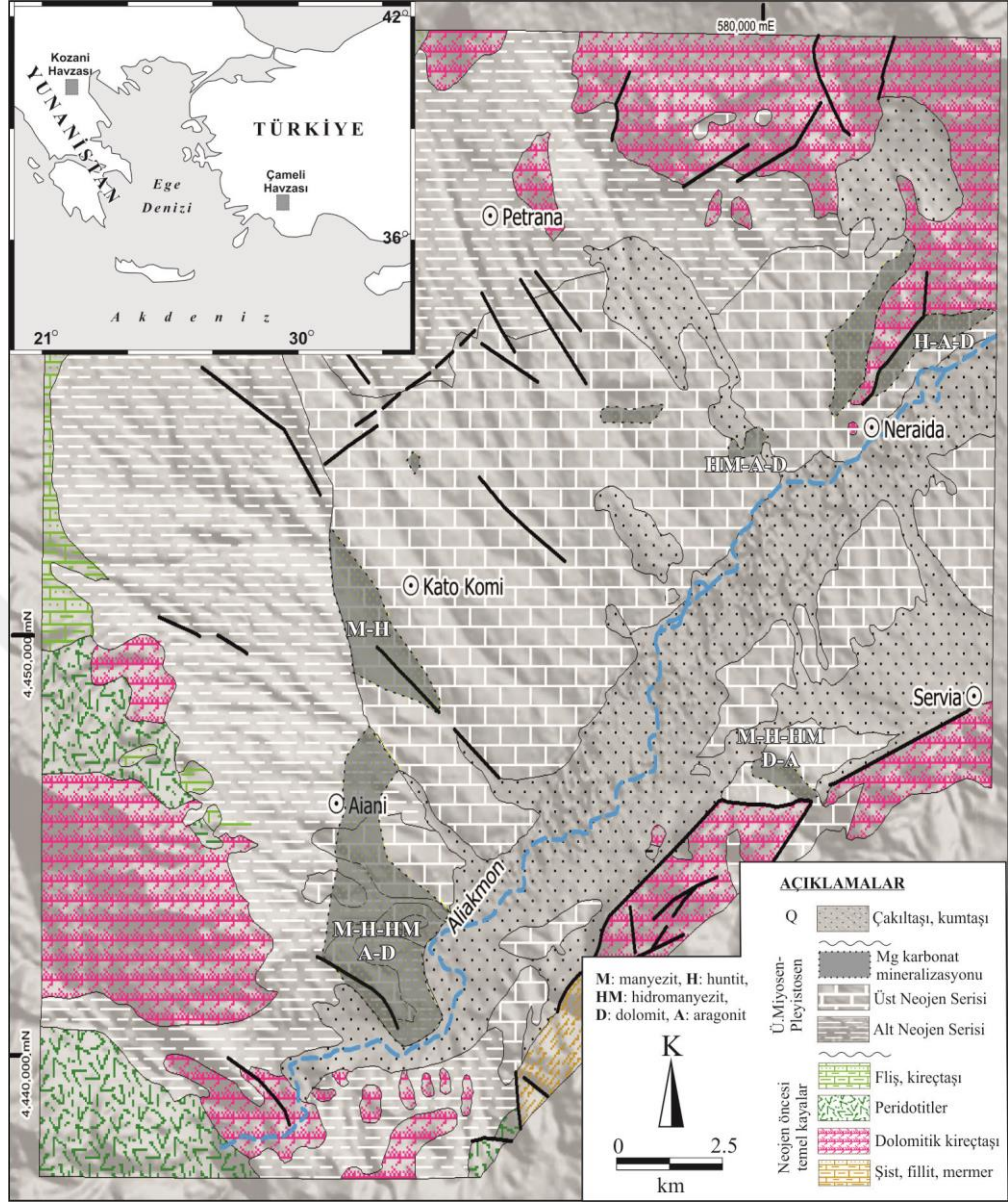
Çameli Havzası'ndaki huntit ve hdiromanyezit yataklarına yönelik olarak bugüne kadar yapılmış tek çalışma Akbulut ve Kadir (2003)'e aittir. Bu çalışmada i) masif huntit, ii) diskoidal ve fenestral huntit, iii) düzensiz masif huntit olmak üzere üç tip huntit oluşumu tanımlanmıştır. Masif huntit oluşumlarının, dolomitin diyajenetik ürünü olduğu öngörülmüştür. Oluşumun olasılıkla dolomit-huntit-manyezit sırasını takip ettiği söylenmektedir. Hidromanyezit ve manyezit oluşumlarının %5 oranında gözleendiği öne sürülmektedir. Hidromanyezitin, huntit ara oluşumlarından geçen CO₃ bakımından zengin meteorik suların etkisiyle, geç diyajenetik evrede huntiti dönüştürmesiyle oluştuğu söylenmektedir. Diskoidal veya fenestral huntitin, dolomitik marnlar içerisinde gözlenen 0.1-3 cm'lik huntit oluşumlarının, çamur düzlüğü ortamındaki sığ kıyusal tortulların içerisindeki Mg'ca zengin gözenek sularından doğrudan çökeliyle oluştuğu söylenmektedir. Düzensiz masif huntitin ise bölümsel olarak korunmuş (0.1-10 cm'lik) düzensiz çözünme boşluklarında oluştuğu bildirilmektedir. Çözünme boşluklu karstik kireçtaşının, pluvial iklimsel koşullar altındaki yüksek Ca ve CO₃ iyonlarından çökeldiği ve bu çökelim esnasında huntitin yığınlar şeklinde flokülasyon yoluyla oluştuğu söylenmektedir.

Kozani Havzası'ndaki huntit ve hidromanyezit yatakları ise daha fazla araştırmacı tarafından çalışılmıştır (Wetzenstein, 1975; Zachmann, 1989; Calvo ve diğer., 1995). Kozani Havzası, Yunanistan'ın kuzeyinde Makedonya sınırına yakın kesimlerde bulunan, yaklaşık 400 km²'lik bir alanda yayılım sunan bir havzadır. Dünya genelinde ekonomik olarak işletilebilir düzeyde huntit-hidromanyezit yataklanmalarının yer aldığı iki havzadan biridir. Bir diğeri olan Çameli Havzası'na benzer yapısal ve litolojik özellikleriyle dikkat çeker. Havza, Pelagonian Zonu içerisinde post-Alpin genişleme tektoniğine bağlı olarak açınmış havzalar (Kozani, Florina, Ptolemais, Ellassona) arasında yer alır (Metaxas ve diğer., 2007). Geç Miyosen-Erken Pliyosen süresince karasal kıvrıntılılar, fluvial ve gölsel çökeller tarafından doldurulur (Şekil 1.2). Havza çökelleri, Alt Neojen Serisi ve Üst Neojen Serisi olmak üzere ikiye ayrılmıştır (Anastopoulos ve Brousoulis, 1973). Alt Neojen Serisi, linyit arakatmanları içeren tatlı su ortamına ait kireçtaşı ve marn çökellerinden

oluşur. Üst Neojen Serisi ise Mg karbonat tabaka ve merceklerini içeren dolomitik marn, kireçtaşı ve kumtaşı çökellerinden yapılıdır. Üst Neojen Serisi içerisinde marnlı diyatomitler (Owen ve diğer., 2010) ve volkanik kül döküntülerinden yapılı tuf seviyeleri (Hall ve Stamatakis, 2000) bulunduğu bahsedilir. Mg karbonat oluşumları huntit, hidromanyezit, manyezit, dolomit ve aragonit mineralleri içerir (Zachmann, 1989).

Wetzenstein (1975), havza içerisindeki Mg karbonat oluşumlarını dört tipe ayırmıştır. En yaygın tip olarak killi-siltli huntit manyezitten bahseder. İkinci olarak hidromanyezit-huntit, üçüncü tip olarak killi bir matris içerisinde yer alan nodüler huntit ve dördüncü tip olarak ise daha az rastlanan ve çatlaklar boyunca gelişen manyezitten söz eder.

Zachmann (1989), Kozani havzasında birkaç yüz metre genişlikte ve 4-6 metre kalınlıkta hidromanyezit oluşumlarını gözlemlemiş, görsel ortamda hidromanyezitin geniş sedimanter Mg karbonat yatağı oluşturacak şekilde bulunabileceğini söylemiştir. Hidromanyezitlerle birlikte gözlenen aragonitik sinterlerin varlığına dayanarak Mg'ca zengin yüzey sularına, karstik suların dahil olması yoluyla hidromanyezitin çökeldiğini öngörmüştür. Yüzey suları Mg^{2+} bakımından güçlü bir şekilde zenginleşmiştir. Yüzey altında hapsolmuş karst suları ise Ca^{2+} ve HCO_3^- bakımından doygun ve temelden yüzeye doğru ayrı ayrı periyotlar halinde tırmanır. Aragonit sinter alanları civarındaki yüksek HCO_3^- ve yükselen pH, hidromanyezit çökelişini tetikler. Sonrasında hidromanyezitin, geç diyajenetik-metamorfik işlevler sonucunda yüksek basınç altında manyezite dönüştüğünü söyler. Huntit, havzada önemli miktarlarda bulunan (birkaç yüzbin ton) bir diğer mineraldir, manyezitlerle birlikte/boyunca veya tekdüze tabakalar halinde gözlenir. Manyezitle olan parajenezi ve nadir element içeriğine (örneğin yüksek Sr) göre her iki karbonat minerali için benzer kökensel ortam öngörülür. Huntit, karst sularının etkisi altında yüzey altında oluşmuş ve yüzeye beslenmiştir. Ancak huntitin düşük basınçla birlikte manyezitten sonra oluştuğu söylenmiştir.



Şekil 1.2 Kozani Havzası jeoloji haritası ve Mg karbonat mineralizasyonlarının dağılımı (Zachmann, 1989).

Calvo ve diğer. (1995), Kozani havzasındaki huntitin, hidromanyezit ve manyezit ile ilişkili şekilde veya saf bir Mg karbonat fazı olarak ana göl sisteminin kıyı kesimlerindeki cepler içerisinde depolandığını söyler. Zachmann (1989)'dan farklı olarak huntitin, yüzey koşulları altındaki bu ceplerde doğrudan çökelim veya erken diyajenetik ürün olduğunu savunur. Buna işaret olarak huntit tanelerinin kırıntılı fasiyesi içerisinde gözlenmesi sunulmuştur. Huntit olasılıkla, diğer evaporitik göllerde dolomit için tarif edilen “yoğurt” görünümü gibi bir çeşit jelimsi çamur olarak oluşmaya başlamış ve sonrasında daha katılmış olan masif huntite

evrilmiştir. Göl seviyesinin düşmesiyle birlikte kıyı karbonat düzlüklerinde oluşan huntit, sonrasında su seviyesinin yükselmesi sürecinde, bu düzlüklerde oluşan akmayla birlikte parçalanmaya başlar ve göl kıyısı deltaik karmaşığına doğru taşınır. Bu detritik karakterine huntitin uzun süre duraylı olarak bulunabildiğı düşünülür. Dolayısıyla geç diyajenetik kökenli olduğı öne sürülen görüşlerin aksine, huntitin, doğrudan çökelim yoluyla veya çok erken diyajenetik ürün olarak oluştuğı söylenmiştir.

Bunların haricinde evaporitik göllerde (Kinsman, 1967; Müller ve diğer., 1972) ve manyezit yatakları (Bashir ve diğer., 2009; Topak ve diğer., 2009) içerisinde az oranlarda huntit ve/veya hidromanyezit minerallerine rastlanılabilmektedir.

Kinsman (1967); Abu Dabi'nin 30 km güneybatısında yer alan Trucial kıyısı düzlüğündeki taşlaşmamış tortullar içerisinde huntit minerali gözlemlemiştir. Mineral düzensiz saçak ve kabarcıklar şeklindedir ve ancak 1 cm kalınlığına sahip olduğı söylenir. Denizel lagün sularındaki Mg/Ca oranı 5,3-5,5 dolaylarındadır. Denizden türeme boşluk akışkanlarında jips ve anhidritin çökeline bağlı olarak kalsiyumun kaybı neticesinde bu oranın hızla yükseldiğı ve Mg/Ca oranının 10 (hatta 30) değerlerine ulaşmasıyla birlikte huntit çökelinin gerçekleştiğı ifade edilir. Çatlaklardaki çözültiden alınan pH değerleri 6,5-7,5 aralığındadır. Çökelim için gerekli diğer koşullar ise 20-40°C aralığında sıcaklık ve 10^{-2} - $10^{-3,5}$ CO₂ basıncı olarak belirtilmiştir.

Müller ve diğer. (1972); farklı derinlik, tuzluluk ve pH değerlerine sahip güncel göllerde yürüttüğü çalışmasında aragonit, düşük ve yüksek Mg-kalsit, dolomit, huntit ve manyezit mineralleri saptamıştır. Bunlardan düşük ve yüksek Mg-kalsit, aragonit, hidromanyezit ve neskehönit minerallerinin ilksel olarak oluştuğunu söyler. Dolomit, huntit ve manyezit ise diyajenetik koşullar altında ikincil olarak oluşmuştur. İlksel karbonatların tane boyunun 10 mikrona ulaştığından ve ikincil karbonat minerallerinin tane boyunun ise 2 mikrondan küçük olduğundan bahsetmiştir. İlksel karbonat minerali çökimini denetleyen üç ana işlev vardır. Bunlar; i) CO₂ kaybı veya ihracı (P-T koşullarındaki değişim, bitki asimilasyonu sonucu), ii) evaporasyon

yoğunluğu, iii) farklı su kütlelerinin (çoğu Anadolu gölünde olduğu gibi Ca ve HCO₃ bakımından zengin normal bileşimdeki nehir suları ile yüksek alkali bir ortamın karışımı gibi) karışımıdır. Mg/Ca oranının 2'den küçük olduğu ortamlarda ilksel olarak düşük Mg-kalsit, 2-12 aralığında yüksek Mg-kalsit ve 12'den büyük olduğu ortamlarda ise aragonitin çökeldiği belirtilmiştir. İlk diyajenetik karbonat mineralinin dolomit olduğu ve bazı güncel göl örneklerindeki incelemelere bakılarak 7 ile 15 arasında (olasılıkla 7'ye daha yakın) bir Mg/Ca oranında oluşabileceği söylenmiştir. Ancak göl sedimanlarının ilksel minerali aragonit ise, Mg/Ca oranı ne kadar yüksek olursa olsun dolomit izine rastlanmaz. Diğer diyajenetik ikincil karbonat mineralleri olan huntit ve manyezit için daha yüksek Mg/Ca oranı gerekir. Yükselen Mg/Ca oranına göre; sırasıyla yüksek Mg-kalsit, dolomit, huntit, manyezit gibi bir serinin olabileceği öngörülmüştür.

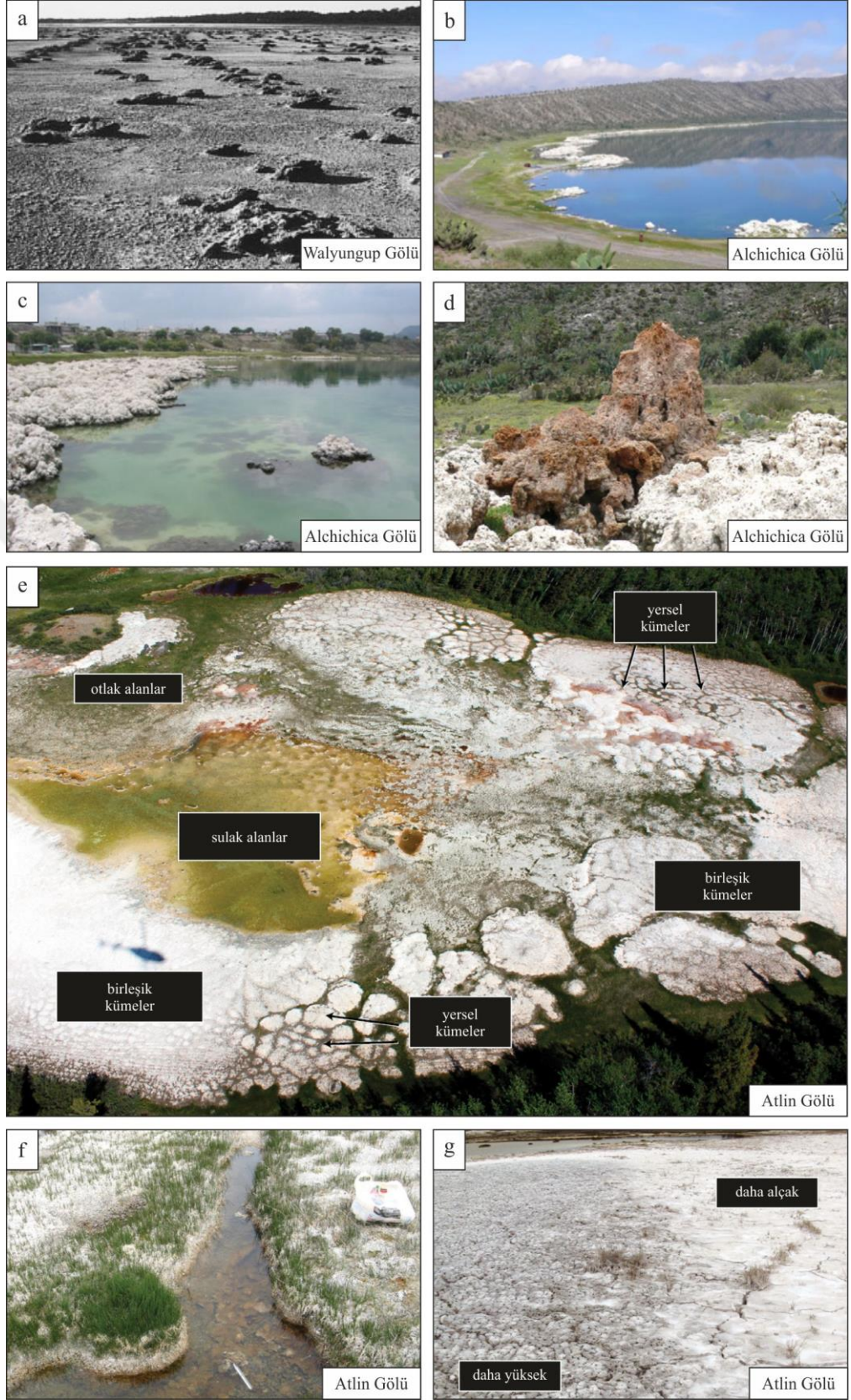
Bashir ve diğer. (2009); Pakistan'ın Khuzdar göller bölgesinde sürdürdükleri çalışmaya göre serpantinize harzburjitler içerisinde kalın damarlar ve stokverk yerleşimler şeklinde manyezit oluşumları tanımlamışlardır. Mg iyonlarının hidrasyonu ile ilk olarak brusit mineralinin oluştuğunu ancak sadece düşük sıcaklık, bazik pH ve düşük CO₂ basıncı altında duraylı olduğu belirtilmiştir. Daha yüksek bölümsel CO₂ basıncı altında hidromanyezite dönüştüğü söylenmiştir. Daha yüksek sıcaklıklarda ise hidromanyezit manyezite dönüşür. Sistem içerisine meteorik sulardan ve yan kayaçlardan gelen kalsiyum iyonlarının varlığıyla birlikte huntit kristallenmeye başlar. Karbonat iyon konsantrasyonunun artmasıyla birlikte huntit daha duraylı bir mineral olan dolomite dönüşür. Tüm bu metastabil mineraller, sıcaklık, CO₂ basıncı ve su doygunluk seviyesindeki değişimlerle birlikte son olarak manyezite dönüşür. Buna göre mineral trendi; brusit, artinit, hidromanyezit, huntit, dolomit, manyezit şeklindedir.

Topak ve diğer. (2009); Hoyran Gölü (GB Türkiye)'nde Bela Stena tipi olarak değerlendirdiği sedimanter manyezit yataklarında; kalsit, dolomit, kalsite-magnezyan, huntit ve manyezit mineral birliğinden söz eder. Manyezit oluşumu için gerekli Mg'un ultramafiklerin alterasyonundan, karbondioksitin ise atmosferden ve altlayan linyitlerde gerçekleşen anaerobik fermantasyon sonucu ortaya çıktığını

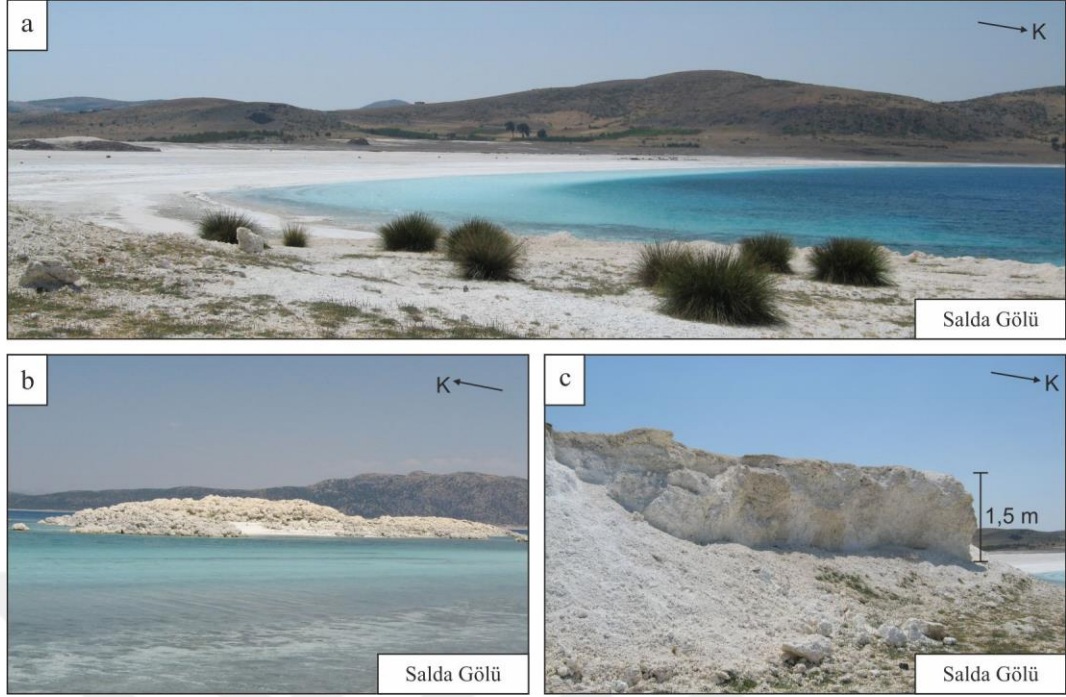
belirtir. Göl suyunda kalsitin çökelmeye başlamasıyla birlikte Mg/Ca oranının arttığı ve buna bağlı olarak sırasıyla dolomit, kalsite-magnezyan, huntit ve manyezitin çökelmeye başladığı ifade edilmiştir. Manyezitin ilkin hidromanyezit olarak çökeldiği sonrasında suyunu kaybederek manyezite dönüştüğünü öngörmüştür.

1.3.2.3 Güncel Hidromanyezit Oluşumları

Dünya genelinde güncel olarak hidromanyezit oluşumlarının gözlemlendiği bölgelere bakıldığında genellikle Mg bakımından zengin kayalarla çevrili, hidrolojik açıdan kapalı göl ortamlarında buldukları görülür. Bu göllere en iyi örnekler olarak Siling Gölü, Tibet (Goto ve diğer., 2003), Walyungup Gölü, Avustralya (Coshell ve diğer., 1998), Alchichica Gölü, Meksika (Kazmierczak ve diğer., 2011), Milk Gölü, Kanada (Renaut ve Stead, 1990), Atlin Gölü, Kanada (Stamatakis ve diğer., 2007; Power ve diğer., 2014), (Şekil 1.3) ve Salda Gölü, Türkiye (Braithwaite ve Zedef, 1996; Russell ve diğer., 1999; Zedef ve diğer., 2000) verilebilir (Şekil 1.4). Bunların haricinde Coorong Lagünü gibi, lagüner ortamlar içerisinde de hidromanyezit oluşumlarına rastlanmaktadır (Walter ve diğer., 1973). Ancak bu oluşumlar da yine lagün içerisindeki sıg geçici göllerden ibarettir. Hidromanyezit oluşumlarının gözlemlendiği tüm bu göllerdeki stromatolitik mikrobiyalit varlığı dikkat çekicidir.



Şekil 1.3 Güncel hidromanyezit oluşumlarının gözlemlendiği göller a) Coshell ve diğer. (1998)'den, b), c), d) Kazmierczak ve diğer. (2011)'den, e), f), g) Power ve diğer. (2014)'den.



Şekil 1.4 Salda Gölü hidromanyezit oluşumları. a), b) Güncel kıyı ve adacık oluşumları, c) Göl kıyısı teras çökelleri.

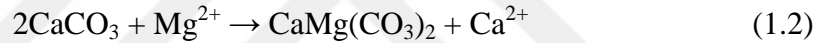
1.3.2.3.1 *Siling Gölü, Tibet*: Goto ve diğer. (2003)'nin Tibet sınırları içerisindeki Siling-Co Gölü'nde yürüttükleri çalışmada hidromanyezit mineralinin belli bir zon oluşturacak şekilde güncel olarak çökelediği belirtilmiştir. Göl kıyısından yaklaşık 1 km açıkta ve 27 metre derinlikteki göl tabanından alınan 305 cm'lik karot numunesi üzerindeki çalışmada, alttan üste doğru dolomit zonu (275-255 cm), dolomit-aragonit zonu (255-245 cm), aragonit zonu (245-147,5 cm) ve hidromanyezit-aragonit zonu (147,5-30 cm) tanımlanmıştır.

Tanımlanan bu zonlar içerisinde hidromanyezit, aragonit, dolomit ve düşük Mg-kalsit mineralleri saptanmıştır. Hidromanyezitin olasılıkla evaporitik kökenli, aragonitin göl suyundan inorganik çökelim ürünü, düşük Mg-kalsitin detrital kökenli ve dolomitin diyajenetik karbonat olduğu söylenir.

Hidromanyezit göl tabanında 147,5 cm'den itibaren olmak üzere en üst seviyede ve göl kıyı şeridi boyunca gelişmiş genç teraslarda bulunur. Müller ve diğer. (1972), hidromanyezitin Mg/Ca konsantrasyonunun 500'den fazla olduğu koşullarda çökelebileceğini öngörmüştür. Goto ve diğer. (2003), benzer şekilde Siling

Gölü’ndeki hidromanyezitin, yüksek Mg konsantrasyonu koşullarında göl suyundan doğrudan kristallendiğini söyler.

Karot numunesinde 245 cm’den alt seviyelerde gözlenen dolomit için kaba taneli ve düşük gözenekli olmasından kaynaklı olarak bir pekişme/sıkılaştırma evresine maruz kaldığı dolayısıyla göl tabanının belli bir dönem için havayla temasının olduğu yaklaşımında bulunulmuştur. Müller ve diğer. (1972)’nin dolomit için öngördüğü Mg/Ca oranının 7’den fazla olduğu gölsel ortamda yüksek Mg-kalsitin diyajenezisi sonucu oluştuğu görüşünün aksine Siling Gölü tabanında ve çevreleyen teras çökellerinde herhangi bir yüksek Mg-kalsit varlığının tespit edilmediği, bu nedenle diyajenetik olarak gelişecek dolomit için bir kaynak bulunmadığı öne sürülmüştür. Dolomitin, daha önceden varolan hidromanyezitin CaCO₃ ile tepkimesi sonucu kristallenebileceği aşağıdaki olası tepkimelerle açıklanmıştır (1.1, 1.2, 1.3).



Hidromanyezit-Aragonit zonunun depolanma hızı 0,6 mm/yıl, Aragonit zonunun depolanma hızı ise 0,1 mm/yıl’dır. Depolanma hızındaki bu değişimin olasılıkla yağışlı iklimden kurak iklime geçişten kaynaklandığı düşünülmektedir.

1.3.2.3.2 Walyungup Gölü, Avustralya: Coshell ve diğer. (1998), Avustralya’nın batısında yer alan Walyungup Gölü’nde stromatolitlerle birlikte hidromanyezit varlığından bahseder. Göl, yazların sıcak ve kurak, kışların soğuk ve yağışlı geçtiği tipik Akdeniz iklimi koşullarında bulunur. Jeomorfolojik olarak kapalı olan göl, hidrolojik olarak sadece yeraltı ve yağmur sularıyla beslenir. Yaz döneminde evaporitik kayıplar ve yüzey altı sızıntıları sonucunda göl suları, üç ayrı su gövdesi oluşturacak şekilde çekilir ve geniş bir litoral zon açığa çıkar.

Göl suyunda pH (>9) değerinin ve Mg/Ca (>90) oranının diğer göllerle kıyaslandığında oldukça yüksek olduğu görülmüştür. Gölü çevreleyen Mg’ca zengin temel kayaçların bulunmaması ve magnezyumun tek kaynağının altlayan fosil

içerikli denizel kumlardaki magnezyum kalsitin çözünmesi olabileceği düşünülürse bu yüksek Mg/Ca oranı olağan değildir. Bazı göl içi işlevlerin Mg^{2+} doygunluğunu sonuçladığı düşünülür. Aragonit çökelimine neden olan inorganik mineral oluşumu esnasında göl suyundaki Ca^{2+} miktarının büyük bir kısmı tüketilir ve buna bağlı olarak sudaki Mg/Ca oranı oldukça yükselir.

Göl havzasının geniş bir alanında yayılım sunan litoral zonun büyük bir kısmı çimentolanmış stromatolitik karbonat kabuktan oluşur. Gölün güney ve doğu kısımlarında ise bu kabuğu kesen çadır yapıları gözlenir. Çadır yapılarından oluşan zonun en az 0,5 km genişliğinde, paralele yakın bir yönelime sahip ve hemen hemen her bir yapının üzerinin iyi korunmuş fosil bir stromatolitik şapkayla örtülü olduğu görülür. Bu yapıları yeraltı suyunun çıkış alanlarına karşılık gelmektedir. Stromatolitlere ait ince kesit örneklerinde aragonit çimentolu mikrobiyolitik-stromatolitik dokusal özellikler belirgin bir şekilde izlenebilmektedir. Aynı zamanda petrografik verilere dayanılarak hidromanyezitin öncül minerali olan aragonitin diyajenetik ürünü olduğu belirtilmiştir. Dolomitin ise göl suyundan ilksel olarak doğrudan çökeldiği düşünülmektedir.

1.3.2.3.3 Alchichica Gölü, Meksika: Kazmierczak ve diğer. (2011), Meksika-Puebla sınırlarında bulunan bir krater gölü olan Alchichica Gölü'nde yürüttükleri çalışmada, yaklaşık son 30 yıl içerisinde göl seviyesindeki düşüşle birlikte ortaya çıkan ve gölün güney-kuzeydoğu kıyılarını çevreleyen, su seviyesinden 2 metre yüksekliğe ulaşabilen mikrobiyalitlerin özelliklerini incelemiştir.

Alchichica Gölü, asimetrik bir tuf çemberiyle çevrili, 60 metrenin üzerinde derinliğe sahip alkali bir krater gölüdür. Gölün pH değeri 8,87-9 aralığındadır. Yüzey suyu bakımından kapalı bir sisteme sahip olan gölde su seviyesi mevsimsel varyasyonlarla ve yeraltı suyuna bağlı olarak kontrol edilir. Krater gölü olması nedeniyle silika içeriğinin yüksek olması beklense de Alchichica Gölü için bu oran yüksek değildir. Gölün yüksek Mg konsantrasyonu volkanik tefradan kaynaklanmaktadır. Çalışma dahilinde Alchichica mikrobiyalitleriyle ilişkili olan çok çeşitli türde ve zengin bir syanobakteri içeriği tanımlanmıştır.

Mikrobiyalitler rengine ve yapısına bağlı olarak iki türe ayrılmıştır. Beyaz mikrobiyalitler, masif, neredeyse kar beyazı renkte, geniş düzensiz yığınlar, domlar ve kabuklar şeklinde oluşur. Kahverengi mikrobiyalitler gölün batı kıyısında geniş alanlarda gözlenir. Beyaz mikrobiyalitler ile doğrudan temas halindedir ve çoğunlukla üzerlerinde gelişmiştir. Tipik olarak sıkı sıkıya birleşik baca tipinde düzensiz yapılardan oluşan gruplar şeklinde gözlenir. Makroskobik olarak bu mikrobiyalitler laminasız, gözenekli, süngersi yapıda ve genel olarak her bir kolonun merkezinde belli belirsiz bir kanalın olduğu bir görünüme sahiptir. Daha az oranda yatay olarak laminalanmış, santimetreden desimetreye değişen kalınlıklarda kabuklar şeklinde stromatolitik yapılar olarak tanımlanabilecek şekilde rastlanır.

Su altındaki mikrobiyalit rneklelerinde yapılan XRD analizlerinde, yaşayan syanobakteriyel hasırda veya hemen altında aragonit tabakasının okeldiği ve alta doğru hidromanyezite derecelendiği görülür. Sonrasında (sıklıkla küçük bir miktar huntit ilavesiyle birlikte) başlıca mineral olarak hidromanyezit beyaz mikrobiyalitleri oluşturur. Kahverengi mikrobiyalitler neredeyse tümüyle aragonitten yapıdadır. İzotop değerlerine göre kahverengi mikrobiyalitlerin daha yüksek su seviyesinde geliştiği anlaşılır. Radyometrik yaş tayinine göre ise kahverengi mikrobiyalitlerin beyazlardan daha genç oldukları tespit edilmiştir. Bu veriler ışığında kahverengi mikrobiyalitlerin yağışlı, yeraltı su seviyesinin yüksek olduğu iklimsel koşullarda oluştuğu düşünülür.

Beyaz mikrobiyalitler, Walyungup gölü stromatolitleriyle çok benzer özelliklere sahiptir. Coshell ve diğer. (1998)'nin bu bölgedeki çalışmalarında yaşayan syanobakteriyel film içerisinde aragonitin ilksel olarak okeldiği ve yerini diyajenetik olarak hidromanyezitin aldığına yönelik tespiti aynı şekilde Alchichica gölü oluşumlarında da gözlenmiştir.

1.3.2.3.4 Milk Gölü, British Columbia: Renaut ve Stead (1990), yarı kurak iklim koşullarına sahip Cariboo Platosunda yer alan magnezyum karbonat çamurundan yapılı küçük bir karbonat playası olan Milk Gölü'nde çalışma yürütmüşlerdir. Gl, Mg bakımından zengin yeraltı sularınca beslenir ancak yılın en çok iki veya dört ayı su tutabilir. Geçici glden dönemselsel olarak alınan numunelerde 7,4 ve 8,7 pH

değerleri elde edilmiştir. Aynı zamanda geçmiş çalışmalarda Cariboo Platosu sularının Mg/Ca oranlarının 1,5 ile 41 arasında değiştiği belirtilmiştir.

Playa merkezinde baskın mineral manyezittir ve hidromanyezit tamamlayıcı olarak gözlenir. En üstte ise kuruma çatlakları içeren bir hidromanyezit kabuk bulunur. Playayı çevreleyen çamur düzlüğünde ise hidromanyezit daha yaygın şekilde gözlenir. Üstte hidromanyezit içeren stromatolitik bir kabuk bulunur ve altta hidromanyezitce zengin olan bir miktar manyezit içeren çamur yer alır. Onun altında ise krem renkli manyezit (yersel olarak dolomit) mineralinden yapıları bir çamur gözlenir.

1.3.2.3.5 Atlin Gölü, British Columbia: Stamatakis ve diğer. (2007), Atlin Gölü'nün kuzey ve güney olmak üzere iki ayrı playadan oluştuğunu, kuzeydeki kuru playanın fosil karbonat çökellerinden yapıları olduğunu söyler ve çalışmalarını güncel hidromanyezit içeren güney playasının sulak alanlarında sürdürmüştür. Göl suyundaki Mg/Ca oranının 150-180 aralığında olduğu ve hidromanyezit-manyezit oluşumunu sonuçlayacak inorganik çökelime yeterli bir oran sunduğuna işaret eder. İnorganik çökelime işaret olarak filamentli mikrobiyal oluşukların hidromanyezitten yapıları Mg-karbonat bir kabuk tarafından örtülmesini gösterir. Ancak hidromanyezit-manyezit oluşumu için sadece inorganik çökelinin değil Atlin Gölü'nün temel kayacı olan Lisvanit formasyonundan türeyen CO₂ bakımından zengin akışkan fazın etkisi olabileceğini söyler. Çökelim hem biyolojik hem de kimyasal süreçlerin kombinasyonu sonucu gelişir.

Power ve diğer. (2014), Atlin Gölü hidromanyezit-manyezit playasındaki oluşumları dört farklı yüzey ortamı dahilinde açıklamıştır. Bunlar; sulak alanlar, otlak alanlar, yersel kümeler ve birleşik kümelerdir. Tortul mineralojisinin su kimyası, çökeltme kinetiği ve depolanma ortamı tarafından kontrol edildiğini belirtir.

Göl tabanı buzul çökelleriyle kaplıdır. Buzulların erimesi gibi yüzey suyu tedarikinin kesilmesiyle birlikte silisiklastik çökelimden kimyasal çökelime geçilir ve Ca-Mg karbonat sedimanları tabandaki buzul çökellerini üzerler. Bununla birlikte göl, çevreleyen ultramafik temel kayalarından Mg ve HCO₃ bakımından

zenginleşmiş yeraltı sularıyla beslenmeye başlar. Böylelikle en üstte Mg karbonat tortulları (hidromanyezit kümeleri), Ca-Mg karbonat tortullarını üzerler. Bu ikinci mineralojik geçiş çökeltme ortamının sualtından (subaqueous) su tablası üstüne (subaerial) doğru değişimine karşılık gelir. Ca-Mg karbonat sedimanlarının üst sınırında gözlenen bitkisel kalıntılar bu geçişi kanıtlar niteliktedir. Kılcal hareketler ve evaporasyon sonucu Mg ve HCO₃ bakımından zengin yeraltı suyu yüzeye doğru taşınır ve Mg karbonat mineralleri çöker. Bu aşamada su tablasındaki evaporasyon, sert bir tabaka oluşturarak öncül tortulların bölümsel olarak çimentolanmasını sağlayan lansfordit çökeltimine neden olur. Karbonat depolanması devam ettikçe, litostatik basınç etkisiyle (üstteki sedimanların ağırlığıyla) pekişme ve küçük ölçekli yanal hareketlenme gelişir. Böylelikle yersel kümeler bir araya gelerek birleşik kümeleri oluşturur.

Altlayan Ca-Mg karbonat mineralleri aragonit, manyezit, huntit, dolomit ve ankeritten oluşur. Üzerleyen Mg karbonat mineralleri ise hidromanyezit ve manyezittir. Manyezit her iki tortul pakette de yer alan tek mineraldir. Altlayan pakette görülen Ca içeren karbonat fazı çeşitliliği aragonitin gömülmesi ve diyajenezisiyle açıklanabilir. Üzerleyen paketteki manyezitin ise hidromanyezitten türeme olduğu söylenebilir.

Ca-Mg karbonat sedimanlarının üst kesimindeki bitkisel kalıntılardan yapılan radyometrik yaş tayinine göre Atlin Gölü'nde 8000 yıldan bu yana Mg karbonat çökeltimi devam etmektedir. Bu da 0,4 mm/yıl tortullaşma hızına karşılık gelir. Islak alan olarak tanımlanan depolanma ortamından alınan örneklerde Mg/Ca oranının yaklaşık 150 değerinde olduğu ve buna göre Mg karbonat çökeltiminin gerçekleşmesinin beklenebileceği belirtilmiştir. Ancak bu alanlarda Mg karbonat yerine aragonitin çökeldiği tespit edilmiştir. Hidromanyezit-manyezit çökeltimi sadece su tablası üstü (subaerial) ortamlarda gerçekleşir. Dolayısıyla tortul mineralojisini sadece su kimyasının değil depolanma ortamının da denetlediği açıktır.

1.3.2.3.6 Salda Gölü, Türkiye: Braithwaite ve Zedef (1996), yüksek alkali bir göl olan (pH>9) Salda Gölü su gövdesinin magnezyum bakımından zenginleşmiş

olduğunu söyler. Göl kıyısı boyunca uzanan mikrobiyal stromatolitler, syanobakteri ve diyatome mikroflorası içerir. Hidromanyezitin çökelişi bu mikrobiyal etkinlikle ilişkilidir. Göl kıyısındaki mikrobiyal toplulukların fotosentezi sonucu bölümsel CO₂ basıncı düşer ve pH artar. Böylelikle artan alkalinite hidromanyezitin duraylılığını sağlar ve çökelişine neden olur. Ancak gölün yeşil bitkiler içeren diğer kesimlerinde hidromanyezit mineraline rastlanmamıştır. Dolayısıyla hidromanyezit çökelişi sadece fotosentezle açıklanamaz. Depolanma göl hacmi ve konsantrasyonundan bağımsız olarak binlerce yıldır devam etmektedir. Göl kıyısında geniş alanlarda biriken güncel sedimanlar, mikrobiyalitlerin mekanik parçalanması sonucu oluşmuştur. Benzer depolanma şekli göl kenarındaki teraslar için de geçerlidir ve bu durum mekanik parçalanma sürecinin uzun süredir devam ettiğini gösterir. Teras çökelleri, hidromanyezitik çimentonun gelişimi de dahil olmak üzere çeşitli su tablası üstü (subaerial) işlevler sonucu modifikasyona uğrar. Herhangi bir mikrobiyal yapının görülmemesinin nedeni bu yeniden işleme sürecinde yapıların bozulmasından ileri gelmektedir. Fırtına vs. süresince göl kıyısından ve teras çökellerinden kopan ince taneli hidromanyezit tortulları su kolonu içerisinde asılı hale gelir ve olasılıkla turbiditik etkinliklerle gölün daha derin kesimlerinde yeniden depolanır.

Russell ve diğer. (1999), stromatolitik oluşumlar üzerinde detaylı bir çalışma yürütmüştür. Göldeki çalışmalarında santimetre kalınlığındaki syanobakterilerin filamentlerinden yapılabir biyofilmin mikrobiyal kümelerin su altındaki kısımlarını tümüyle kapladığını söyler. Bazı kümelerin diyatomelerin ortaya çıkmasıyla geliştikleri görülür. Syanobakteriler ve diyatomelerin sap ve yüzeyleri, hidromanyezitin başlangıç çökelişi için çekirdeklenme mekanı sağlar. Üzerlerindeki asidik polisakkaritler, otojenik karbonat oluşumu için katyonik köprü ve çekirdeklenme mekanı olarak rol oynayacak Mg²⁺ 'u bağlar ve sarar. Hidromanyezit mikrobiyalitlerin merkezinde bir delik bulunan sütunlar şeklinde açığa çıkmasıyla birlikte bir adım önceki biyofilm bozunur. Sütunlar kaba ve ince taneli hidromanyezit tabakalarının ardalanmasından oluşur ve kaba taneli tabakaların yüzeye yakın kesimlerinde bozunmuş biyofilm kalıntıları gözlenebilir. Göl kıyısındaki hidromanyezit şevlerinde fosil mikrobiyalitlere rastlanabilir. Yapıları çok

belirgin olmasa da kaba taneli ve bol gözenekli görünümüleriyle ayırt edilebilir. Neticede yüzeyleyen stromatolitik morfoloji uzun süre korunamaz ve litifikasyona uğrar.

Zedef ve diğer. (2000), manyezit oluşumlarının köken araştırmasına yönelik çalışmasında Salda Gölü hidromanyezit oluşumlarından da bahseder. Ultramafik temel kayaları içinden geçen soğuk meteorik akışkanlar, temel kayalar içerisindeki lizardit ve harzburjit mineralleriyle tepkime sonucu Mg^{2+} çözünmesine neden olduğuna işaret edilir. Yaklaşık 60 ppm Mg içeren bu kaynaklar su çizgisinin hemen altında açığa çıktığını ve olasılıkla bu karışım zonlarında su içeriği syanobakteri kolonizasyonu için gıda gereksinimini karşılamış olacağını bildirir. Göl suyunun evaporasyonu neticesinde magnezyum içeriği bakımından bir zenginleşme gözlemlendiğini ve aşırı doygunlaşmış hidromanyezit, syanobakteriler ve diatomeler aracılığıyla çökeldiğini belirtir.

1.4 Huntit ve Hidromanyezitin Kullanım Alanları

Huntit ve hidromanyezit mineralleri, endüstriyel alanda alev geciktirici dolgu malzemesi olarak kullanılmaktadır. Plastik, kağıt, ahşap gibi yanmaya elverişli malzemelerden yapılmış ürünlerin üretiminde, yanmayı önleyici veya geciktirici dolgu malzemeleri dahil edilerek, olası bir yangın durumunda can ve mal kaybının en aza indirilmesi amaçlanır. Yangının kaynağı, gelişimi ve etki alanı üzerinde yapılan çalışmaların sayısı ve niteliği arttıkça, alev geciktirici dolgu malzemelerinin önemi daha iyi kavranmakta, buna paralel olarak kullanım alanları ve miktarları her geçen gün artmaktadır.

Alev geciktirici dolgu malzemelerinin alevi geciktirme etkisine sahip olmasının yanı sıra bünyesine dahil olduğu ana malzemenin işleme özelliklerine uygun olması gerekir. Etkin bir alev geciktirici dolgu malzemesinin (i) bozunma esnasında yüzey alanı fazla oksitler oluşturması, (ii) ince tane boyutuna sahip olması, (iii) renksiz veya beyaz renkli olması, (iv) zehirsiz olması, (v) çözünmeyen veya çok az çözünen

safsızlıklar içermesi, (vi) Mohs sertliğinin 4'ten az olması istenir (Kaya ve Öz, 1999).

Alev geciktirici dolgu malzemelerinin yaygın kullanıldığı alanlardan birisi polimer sistemlerdir. Her türlü endüstri dalında geniş kullanım ağına sahip polimerler genelde organik esaslı olmalarından dolayı yanmaya oldukça elverişlidir ve bu nedenle bünyesine belli bir miktar alev geciktirici dolgu malzemesi katılması ihtiyacı doğar. Katılan bu alev geciktirici dolgu malzemesi, fiziksel özelliklerini bozmadan yanıcı olan polimer bileşiği bir miktar seyrelttiği gibi olası bir yanma durumunda alevin gecikmesine de olanak sağlar.

Geçmiş yıllarda brom, flor gibi halojen içerikli alev geciktiriciler kullanılmaktaydı. Ancak yapılan araştırmalarla birlikte yangınlarda can kayıplarının yanmadan çok dumandan kaynaklı boğulma veya zehirlenme şeklinde gerçekleştiği ortaya konulmuş ve kanun-yönetmeliklere getirilen düzenlemelerle birlikte çoğu ülkelerde halojen içermeyen alev geciktirici dolgu malzemelerinin kullanılması gerektiği tanımlanmıştır.

Yaygın olarak kullanılan halojen içermeyen alev geciktiriciler alüminyum hidroksit (ATH) ve magnezyum hidroksit (MDH) gibi metal hidroksitlerdir. Alüminyum hidroksitin yaklaşık 180-200°C 'de başlayan bozunması sonucu aşağıdaki tepkime ortaya çıkar (Hancock ve Rothern, 2003; Rothern, 1994), (1.4).



1170-1300 Jg⁻¹ aralığında entalpi değeri yaratan termal bozunmayla birlikte ağırlığının %34.6'sını da kaybeder. Alev geciktiricilik özelliği de, su buharı üreten bu endotermik bozunmasından kaynaklanmaktadır. Magnezyum hidroksitin yaklaşık 300-330°C 'de başlayan bozunması sonucu ağırlığının %31'ini kaybeder ve bu esnada aşağıdaki tepkime sonucunda 1244-1450 Jg⁻¹ aralığında entalpi değerine ulaşan endotermik bozunma gerçekleşir (Hancock ve Rothern, 2003; Rothern, 1994), (1.5).



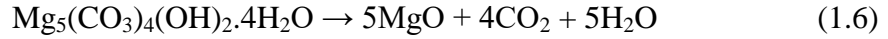
Aluminyum hidroksit, boksit hammaddesinden alümina ve alüminyum metali elde etmek üzere Bayer prosesi sonucunda elde edilebildiği gibi çöktürülmüş olarak üretilmesi de mümkündür. Magnezyum hidroksitin ticari olarak en yaygın kullanılan formu, salamura tipi olarak adlandırılan deniz suyundan türeme sentetik formudur. Deniz suyunda varolan magnezyum tuzlarının kireçtaşı veya dolomitik kireçtaşı ilavesiyle çöktürülmesi yoluyla elde edilir. Bu yolla oldukça ince taneli kristal boyutlarına ulaşılabilir. Bunun haricinde çeşitli yöntemlerle üretilen geniş-kristalli sentetik formu mevcuttur.

ATH ve MDH yaygın olarak kullanılan alev geciktiriciler olsa da, üretim sürecinin özellikli ve dolayısıyla maliyetli olmasından ötürü pazar içerisinde daha ucuz alev geciktirici dolgu malzemelerinin aranmasına olanak sağlamıştır. Bu nedenle benzer görevi üstlenecek doğal minerallerin mikronize edilerek daha uygun fiyatlarla alev geciktirici dolgu malzemeleri pazarında yer bulmaları ve kullanım miktarlarını gün geçtikçe arttırdıkları gözlenmektedir. Alev geciktirici dolgu malzemesi olarak kullanılacak bir çok doğal mineral mevcuttur (Tablo 1.1).

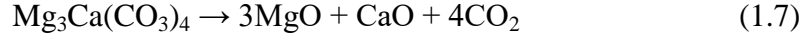
Tablo 1.1 Alev geciktirici özelliğe sahip mineraller ve bozunma sıcaklıkları (Rothon, 1994).

Mineral	Kimyasal Bileşimi	Yaklaşık bozunma aralığı (°C)
Neskehonit	$\text{MgCO}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$	70-100
Gibsit	Al(OH)_3	180-200
Hidromanyezit	$\text{Mg}_5(\text{CO}_3)_4 \cdot (\text{OH})_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$	220-240
Davsonit	$\text{NaAl(OH)}_2\text{CO}_3$	240-260
Brusit	Mg(OH)_2	300-320
Huntit	$\text{Mg}_3\text{Ca(CO}_3)_4$	>450

Bunlardan gibsit minerali ATH'nin, brusit minerali ise MDH'nin doğal formudur. Ancak doğal mineral olarak ticari anlamda daha çok talep gören huntit ve hidromanyezit mineralleridir. Hidromanyezit, yaklaşık 220°C'da bozunmaya başlar ve 550°C'a kadar devam eden endotermik bozunması sonucunda ağırlığının %57'sini su ve karbon dioksit olarak açığa çıkarır (Hollingbery ve Hull, 2012a), (1.6).



Huntit ise 450°C ile 800°C arasındaki endotermik bozunması sonucunda ağırlığının %50'sini sadece karbon dioksit olarak açığa çıkarır (Hollingbery ve Hull, 2012a), (1.7).



Ekonomik olarak işletilebilir düzeydeki huntit ve hidromanyezit yataklarında bu iki mineral her zaman bir arada gözlenmektedir. Her ikisinin de alev geciktirici özellikler barındırması nedeniyle herhangi bir ayırıştırma yoluna gidilmeden doğal karışım halindeki bu mineraller ticari ürün olarak kullanılabilir. Böylelikle hidromanyezitin 220°C'lerde başlayan endotermik bozunmasının getirdiği alev geciktiricilik özelliklerinin yanısıra, huntitin yaklaşık 400°C'e kadar bozunmayıp sonrasında levhasal mineral formundan kaynaklı dayanımlı bir kalıntı oluşturması, termal olarak korunaklı bir bariyer işlevi görür ve ilave bir alev geciktirici özellik yaratır (Tablo 1.2).

Tablo 1.2 Alüminyum hidroksit, magnezyum hidroksit, huntit ve hidromanyezitin bozunma değerlerinin karşılaştırılması (Hollingbery ve Hull, 2012a).

	ATH	MDH	Hidromanyezit	Huntit	UltraCarb*
Kimyasal Bileşimi	$\text{Al}(\text{OH})_3$	$\text{Mg}(\text{OH})_2$	$\text{Mg}_5(\text{CO}_3)_4 \cdot (\text{OH})_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$	$\text{Mg}_3\text{Ca}(\text{CO}_3)_4$	-
Bozunma aralığı (°C)	180-200	300-320	220-240	~400	220-240
Bozunma entalpisi (Jg^{-1})	1300	1450	1300	980	990
Kütle kaybı (%)	35	31	57	50	54

* Huntit ve hidromanyezit minerallerinin karışım halinde bulunduğu ticari ürün

Huntit ve hidromanyezit karışımının alev geciktirici davranışı dört ayrı mekanizma halinde gelişmektedir. İlk olarak yanıcı olmayan herhangi bir inorganik dolgu malzemesinin de yapabileceği şekilde, yanıcı olan polimerin içerisine dahil

edilmesiyle yakıtın seyreltilmesini sağlar. İkinci olarak, huntit ve hidromanyezitin bozunması sonucu su ile karbondioksit açığa çıkaran endotermik mekanizması alev geciktirilmesinde önemli rol oynar. %40 polimer ve %60 hidromanyezit bileşimli polimer kompozite tesir eden enerjinin yarısı polimeri ısıtmak yerine mineral dolgunun bozunmasını sağlamak üzere harcanır ve bu yolla enerjinin önemli bir kısmının absorbe olduğu gözlenir. Daha yüksek sıcaklıklarda bozulan huntit ise başlangıçta seyreltme işlevinin yanı sıra yanmanın ileriki evrelerinde ısıyı absorbe etme özelliğini açığa çıkartmış olur. Üçüncü bir alev geciktirici mekanizma olarak bozunma sonrasında açığa çıkan su ve karbondioksitin yanıcı olan polimer üzerinde oluşturduğu yalıtımdır. İlk olarak hidromanyezit 220°C-350°C arasında su, 350°C-500°C arasında ise karbondioksit açığa çıkarır. Açığa çıkan su buharı henüz polimer tam olarak bozunmamış ancak yumuşamış haldeyken hidromanyezit partikülleri etrafında köpüksü bir yapı oluşturarak altında kalan polimere doğru olan ısı transferini engellemeye yarar. Sonrasında huntitin de bozunmasıyla ilave bir şekilde açığa çıkan karbondioksit ise polimer yüzeyinde yanmanın devamlılığını sağlayan oksijen miktarının seyreltilmesi ve yanmanın bir miktar yavaşlatılmasında etkin olur. Son olarak, yanma ve bozunma süresince polimerin kütlelerinin azalmasıyla geriye inorganik bir malzeme kalır. Yanma süresince hidromanyezit, alüminyum hidroksit ve magnezyum hidroksit gibi alev geciktirici mineral dolgular büyük oranda yitip geriye dayanımsız kalıntı malzeme bırakırken, huntit mineralinin morfolojisinin levhasal özelliğinden dolayı bu kalıntı malzeme diğerlerine oranla daha dayanımlıdır. Bu yolla yanmanın devamında damlama yoluyla yayılımı engellediği gibi bozulan polimerden kaçan gazlar için fiziksel bir bariyer oluşturarak alev geciktirici özellik sağlar (Hollingbery ve Hull, 2012b).

Ekonomik olarak işletilebilir düzeydeki huntit ve hidromanyezit yataklarının dünya geneline bakıldığında sadece Türkiye ve Yunanistan'da bulunmaktadır. Hali hazırda Sibelco firması tarafından işletilen Yunanistan'daki yataklardan yapılan üretim miktarı 2008-2012 yılı arasındaki verilerin ortalaması alındığında yaklaşık 18.000 ton/yıl (Charalampides ve diğer., 2014) rezervin ise 4.000.000 ton civarında olduğu bilinmektedir. Çameli Havzasındaki huntit-hidromanyezit yatakları ise Dünya genelinde bilinen en geniş yataklanmalardır. Likya Minerals tarafından işletilen

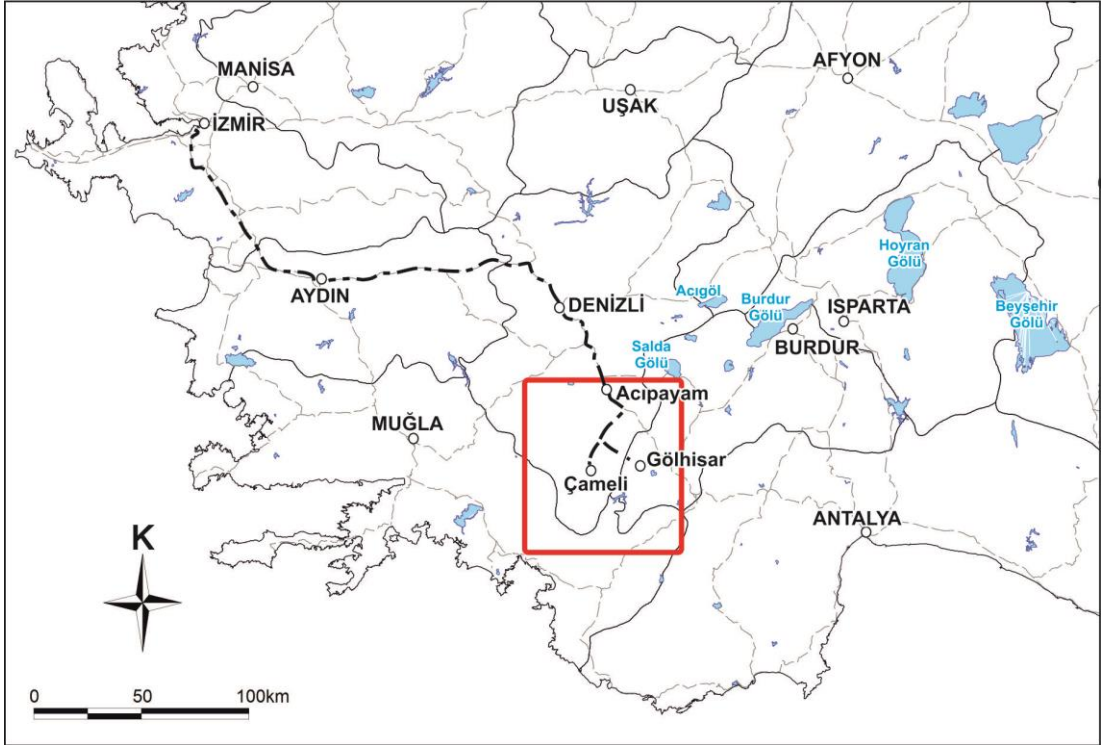
ocaklardaki toplam rezervin 20 milyon ton üzerinde olduğu belirtilmektedir. Likya Minerals, açık ocak yöntemiyle elde ettiği huntit ve hidromanyezit hammaddesini mikronize tesisinde işleyerek 20 mikron altında çeşitli seçeneklerle UltraCarb ticari adıyla alev geciktirici pazarına sunmaktadır.



BÖLÜM İKİ STRATİGRAFİ

2.1 Çalışma Alanının Yeri

Çalışma alanı Denizli-Burdur-Muğla illerini kapsayan Çameli Havzası içerisinde yer alır. 1/100.000 ölçekli topografik haritalardan N22-23 ve O22-O23 paftaları içerisinde kalır. Tez konusuna ilişkin cevherleşmeler havzanın Denizli ili sınırlarındaki N22 paftası içerisinde kalan kesimlerinde, Çameli ilçesi civarlarında gözlenir. Havzanın adını aldığı Çameli ilçesi Denizli il merkezine 130 km, İzmir il merkezine 360 km uzaklıktadır (Şekil 2.1). Havza içerisinde yer alan diğer önemli yerleşim yerleri Acipayam ve Gölhisar ilçeleridir.

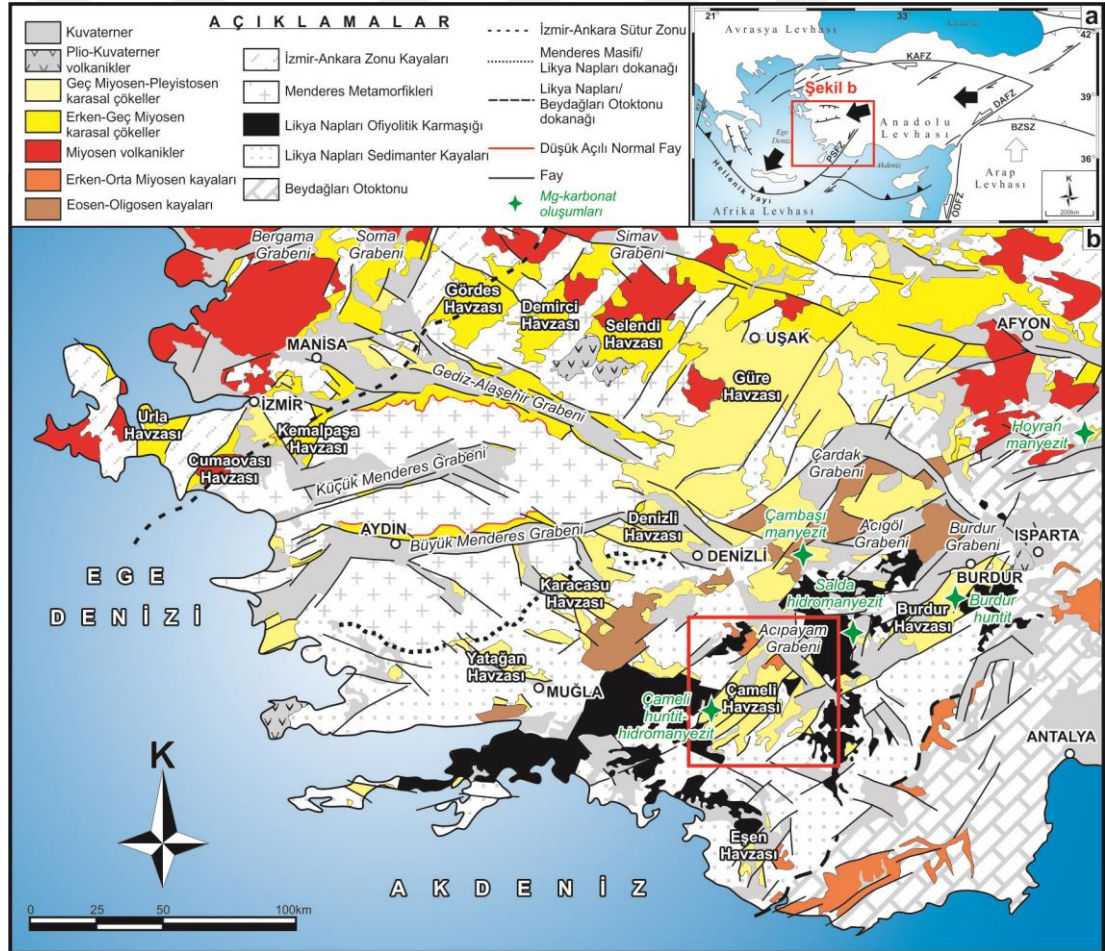


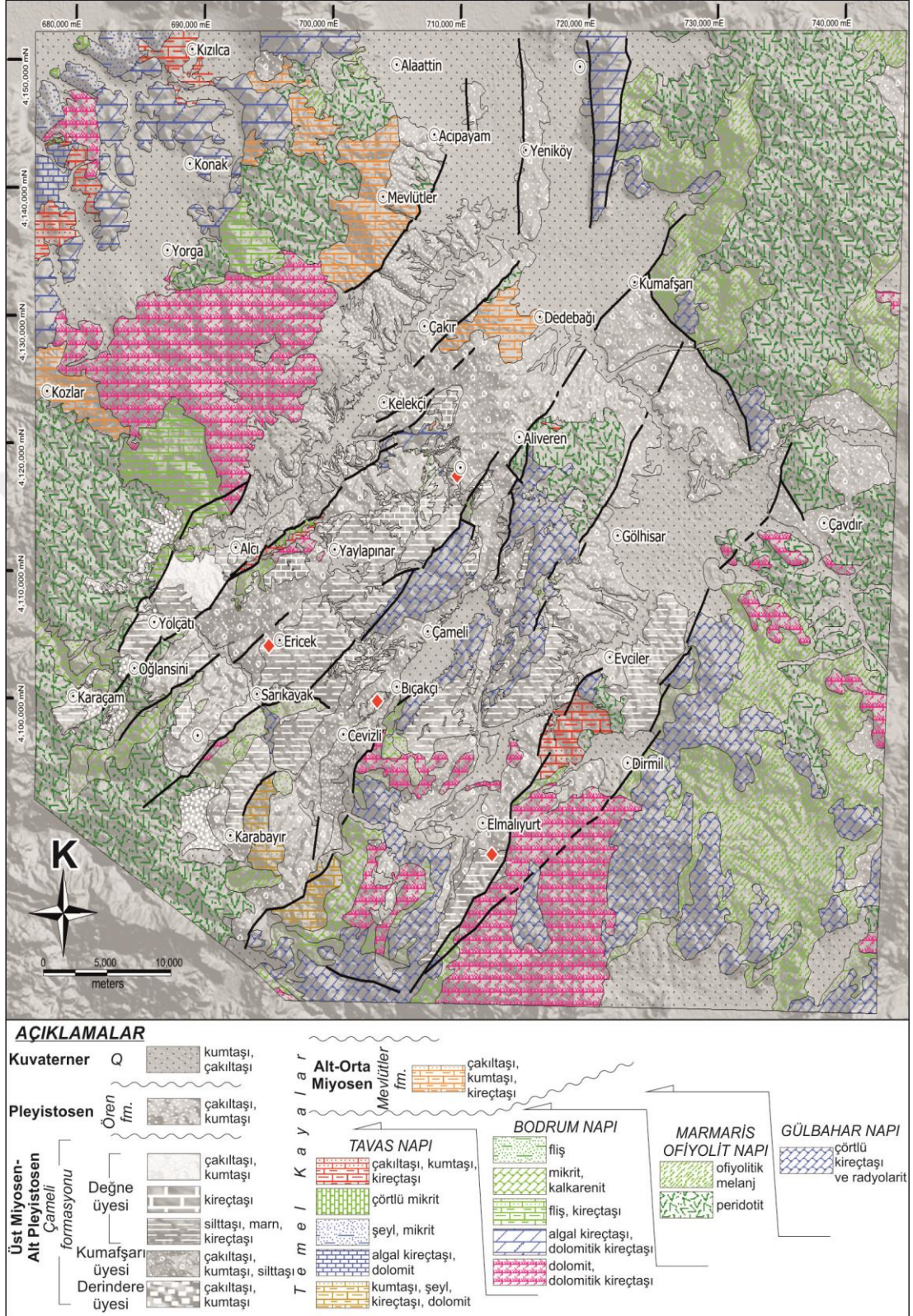
Şekil 2.1 Çalışma alanı ve Çameli havzasının yeri.

2.2 Stratigrafi

2.2.1 Temel Kayalar

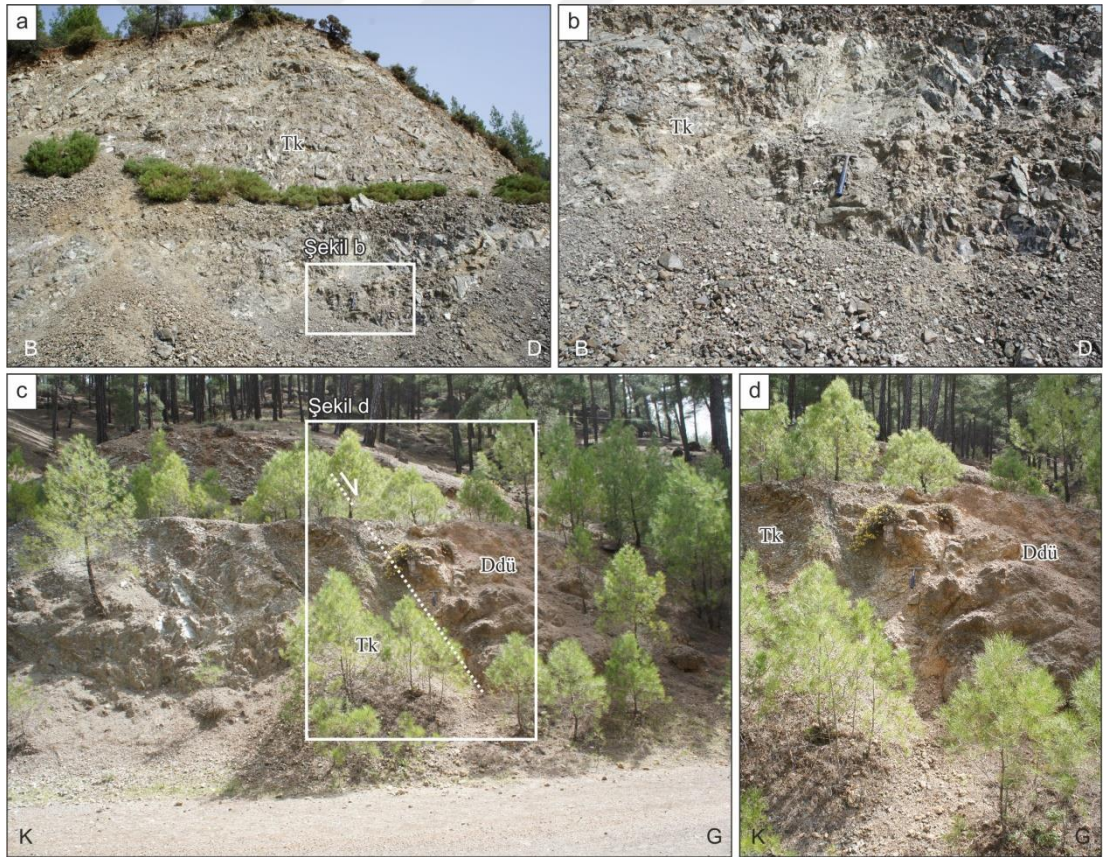
Çameli Havzası, Güneybatı Anadolu'da geniş yayılım sunan Likya Naplarına (Şekil 2.2) ait ofiyolitik karmaşık ve sedimanter birimler ile Erken Miyosen yaşlı Mevlütler formasyonu üzerinde açınmıştır. Havza genelinde Likya Naplarına ait temel kayaları Tavas, Bodrum, Marmaris Ofiyolit ve Gülbahar Napları ile simgelenir (Akdeniz, 2011). Havzanın kuzey kesiminde ise Erken-Orta Miyosen (Akitiniyen?-Erken Langiyen) yaşlı Mevlütler formasyonu bulunur (Alçiçek ve Ten Veen, 2008), (Şekil 2.3).





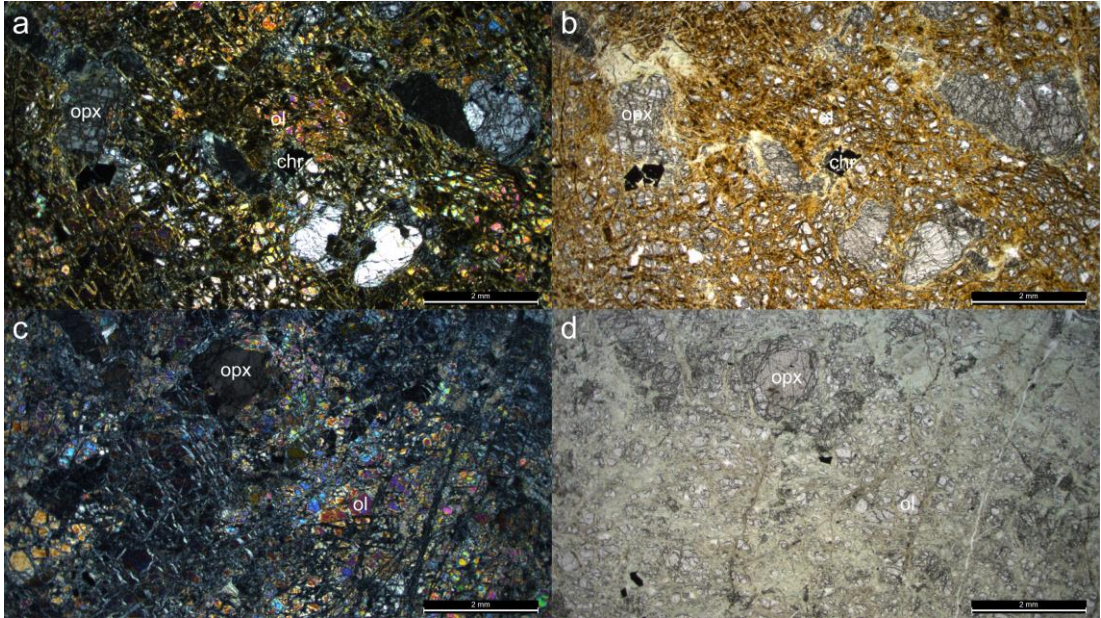
Şekil 2.3 Çameli Havzasının jeoloji haritası ve stratigrafisi (Alçıçek, 2001; Alçıçek ve diğer., 2005; Alçıçek ve Ten Veen, 2008'den ve Akdeniz, 2011'den yararlanılarak hazırlanmıştır).

Ancak haritalama alanları içerisinde temel kayalarının sadece Marmaris Ofiyolit Napına ait birimleri gözlenir. Havza genelinde Marmaris Ofiyolit Napı, Tavas ve Bodrum Naplarını tektonik dokanakla üzerler ve Gülbahar Napı tarafından üzerlenir. Ofiyolit Napı, Kızılcadağ formasyonu ve Marmaris Peridotitinden oluşur. Kızılcadağ formasyonu, yersel kumtaşı-şeyl matrisi içerisinde radyolarit, çört, kireçtaşı, bazik volkanik ve serpantin bloklarından oluşan Geç Kampaniyen-Maestrihtiyen yaşlı bir karmaşıktır. Tektonik olarak üzerleyen Marmaris peridotiti ise peridotit, piroksenit, gabro, diyabaz ve dünitten yapılandır (Akdeniz, 2011). Haritalama alanı içerisinde gözlenen Marmaris peridotitine ait kayalar yeşilimsi kahve, koyu gri, yer yer siyah rengeyle ayırt edilir (Şekil 2.4 a,b). Orta dayanımlıdır ancak etkin makaslama maruz kaldığı yerlerde kolay ufalanır. Çalışma alanında Derindere üyesi ile tektonik dokanak oluşturur (Şekil 2.4 c,d).



Şekil 2.4 a) ve b) Temel kayalarına (Tk) ait tipik arazi görünümü, c) ve d) Temel kayaları (Tk) ile Derindere üyesi (Ddü) arasındaki tektonik dokanak.

Temel kayalardan alınan örnek üzerinde yapılan petrografik analizde (Şekil 2.5 a,b) yaklaşık %10 civarında ortopiroksen gözlenmiştir. Ender olarak opak minerallere rastlanmıştır. Olasılıkla bu opak mineraller kromittir. Yaygın olarak ise olivin minerali gözlenmektedir. Buna göre kayaç harzburjit olarak tanımlanmıştır ancak yüksek olivin içeriği nedeniyle dünite yakın olduğu görülmüştür. Güncel hidromanyezit oluşumlarının gözleendiği Salda Gölü'nün kıyı kesimindeki temel kayalardan alınan örneğin petrografik analizinde ise (Şekil 2.5 c,d) benzer mineral içeriğine sahip olduğu görülmüştür. Ortapiroksen içeriği yaklaşık %5 civarındadır. Yaygın olarak ise yüksek derecede serpantinleşmiş olivinler gözlenmektedir. Buna göre kayaç dünit olarak tanımlanmıştır. Salda Gölü'ndeki baskın Mg-karbonat çökeliminin kaynağı olasıyla temel kayalar içerisindeki altere olivinlerin yıkanarak göl ortamına ulaşmasıdır. Benzer şekilde Çameli havzasındaki huntit ve hidromanyezit oluşumlarına harzburjit-dünit aralığındaki temel kayalar kaynak oluşturmaktadır. Ancak petrografik analizlerde temel kayalardaki belirgin alterasyon nedeniyle olivin minerallerinin türü saptanamamıştır.



Şekil 2.5 a) ve b) Yolçatı köyü civarından alınan harzburjit örneğinin ince kesit görüntüleri, c) ve d) Salda Gölü'nün kıyı kesimindeki dünit yüzleğinden alınan örneğin ince kesit görüntüleri (opx: ortopiroksen, ol: olivin, chr: kromit).

Bu nedenle petrografik analizi yapılan örnek üzerinde XRF analizi yaptırılmış ve MgO değerinin %39.3 olduğu gözlenmiştir. Uysal ve diğer., (2012), Likya Napları içerisindeki üst manto peridotitleri üzerinde detaylı petrografik ve jeokimyasal çalışmalar yürütmüşler ve bu çalışmanın alanını da kapsayan bölgelerden aldıkları harzburjit ve dünit baskın örneklerde benzer şekilde yüksek MgO değerleri elde etmişlerdir. Toplam kayaç kimyasının yanı sıra mineral bileşimlerini de incelemişler ve peridotitler içerisindeki olivin minerallerinin Fe^{2+} 'e göre Mg oranlarının %90 civarında olduğunu belirtmişlerdir (Tablo 2.1). Mineral içerikleri ve toplam kayaç kimyası karşılaştırıldığında Yolçatı köyünden alınan örneğin üst manto peridotitlerine yakın bileşimde olduğu ve dolayısıyla içeriğindeki olivin minerallerinin yüksek Mg içeriği göz önüne alınarak forsterit bakımından zengin olması gerektiği anlaşılmaktadır.

Tablo 2.1 Yolçatı köyü civarından alınan örneği ile L5PA (Uysal ve diğer., 2012) örneğinin toplam kayaç kimyası değerleri. Uysal ve diğer., (2012), olivin mineralleri için $Fo = 100 \text{ Mg} / (\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$ olarak hesaplamıştır.

Örnek Adı	MgO	CaO	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	LOI	Fo(%)
Yolçatı	39,30	0,29	41,21	8,54	9,40	-
L5PA	45,67	0,71	43,15	8,79	8,60	91,5

Likya Napları içerisindeki ultramafik kayaların oluşum yaşı Erken Kretase olarak verilirken Senoniyen-Erken Paleosen arasında platform istifleri üzerine yerleştiği belirtilmiştir (Akdeniz, 2011).

2.2.2 Çameli formasyonu

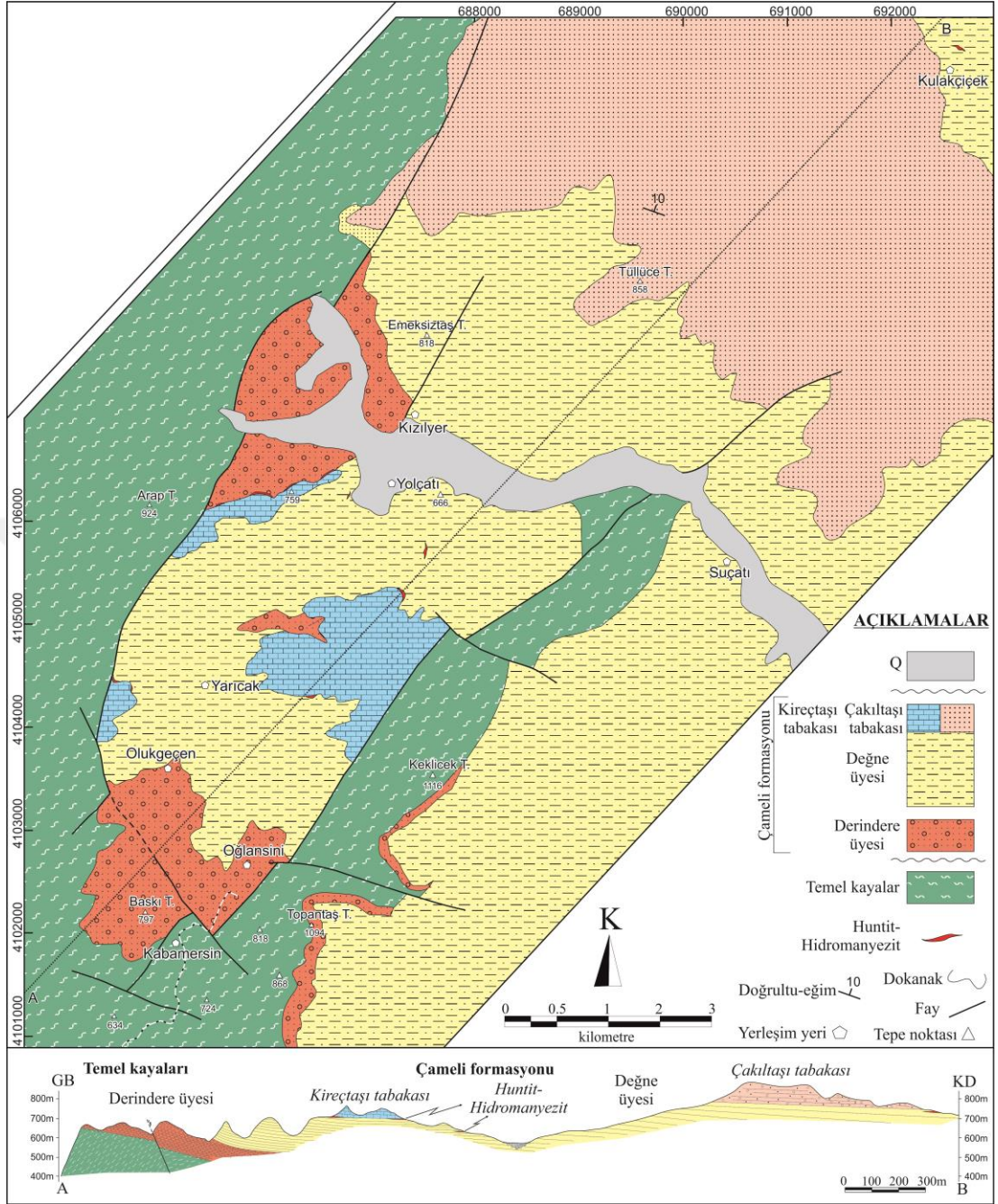
Alüvyal yelpaze, akarsu, delta, göl kıyısı ve göl ortamında çökelmiş birbirleriyle yanal-düşey geçişli çakıltası, kumtaşı, kıltaşı, marn, killi kireçtaşı, tufa ve kireçtaşından oluşan istif Erakman ve diğer., (1982) tarafından Çameli formasyonu olarak adlandırılmıştır. Alçiçek (2001), Çameli formasyonu içerisinde üç üye ayırtlamış ve formasyonun alüvyal yelpaze çökellerini Derindere üyesi, akarsu çökellerini Kumafşarı üyesi ve gölsel çökelleri Değne üyesi olarak adlandırmıştır.

Elmalıyurt (MN-9-12), Ericcek (MN15, (Çamlıbel (MN15-16) ve Bıçakçı (MN17) fosil bulgularına göre formasyonun yaşı Geç Miyosen-Geç Pleyistosen olarak verilmiştir (Alçıçek, 2001; Alçıçek ve diğer., 2004; Alçıçek ve diğer., 2005; Van Den Hoek Ostende, 2015a,b; Jimenez-Moreno ve diğer., 2015; Alçıçek ve diğer., 2016). Akdeniz (2011) ise birbirinden ayrılamayan egemen olarak çakıltaşı, kumtaşı, çamurtaşı ardışığından oluşan ve havzanın kuzey kesiminde yaygın olarak gözlenen seviyeyi Çameli formasyonu olarak tanımlamış ve fasiyes olarak ayrılabilen çökelleri litolojik özelliklerine dayalı olarak üye bazında tariflemiştir.

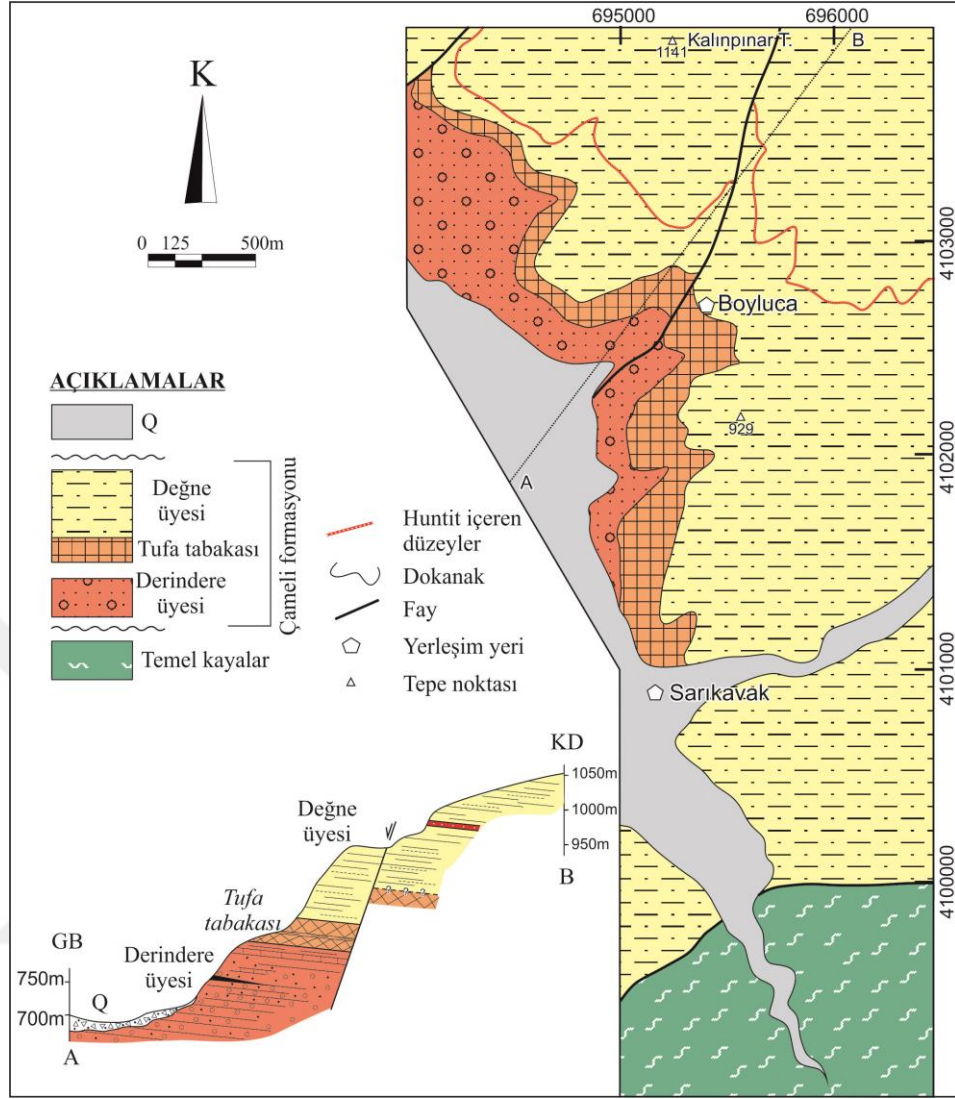
Bu çalışmada, çalışma alanı sınırları dahilindeki çökeller geçmiş formasyon ve üye adlamalarına sadık kalmak üzere Çameli formasyonu adı altında incelenmiş, Alçıçek (2001)'in öngördüğü şekilde karasal kırıntılı çökellerin egemen olduğu birimler Derindere üyesi ve gölsel çökellerin egemen olduğu birimler Değne üyesi olarak tanımlanmıştır. Ancak Değne üyesinin tabanında yer alan tufa oluşumları ile en üst seviyelerinde yer alan kireçtaşı ve çakıltaşı oluşumları, çalışmanın amacına yönelik olarak ayrı bir birim halinde haritalanmıştır. Bu birimler tekdüze bir litolojik özellik sunmaz ve tek bir tabakadan oluşmaz ancak Stratigrafi Sınıflama ve Adlama Kuralları (Norman ve diğer., 1986) gereğince “formasyon-üye-tabaka” sıralaması gözetilerek Tufa tabakası, Kireçtaşı tabakası ve Çakıltaşı tabakası olarak adlandırılmıştır (Şekil 2.6, 2.7, 2.8).

YAŞ	FORMASYON/ ÜYE/TABAKA	LİTOLOJİ	AÇIKLAMA	ORTAM
Kuvaterner	Q		çakıltaşı-kumtaşı huntit hidromanyezit çakıltaşı-kumtaşı bej renkli kireçtaşı gri renkli dolomitik kçt kumlu kireçtaşı benekli huntit kireçtaşı arakatmanı marn kahverengi tufa kömür kireçtaşı çakıltaşı-kumtaşı-silttaşı çakıltaşı-kumtaşı resifal kireçtaşı marn çakıltaşı-kumtaşı ofiyolittler dolomit-dolomitik kireçtaşı	yamaç molozu ve alüvyon sığ göl ve yelpaze çökelleri açık göl çökelleri bataklık- sığ göl çökelleri flüviyal çökeller alüvyal yelpaze çökelleri havza temel kayaları
Üst Miyosen - Alt Pleyistosen	Çameli formasyonu Derindere üyesi Değne üyesi		çakıltaşı-kumtaşı bej renkli kireçtaşı gri renkli dolomitik kçt kumlu kireçtaşı benekli huntit kireçtaşı arakatmanı marn kahverengi tufa kömür kireçtaşı çakıltaşı-kumtaşı-silttaşı çakıltaşı-kumtaşı resifal kireçtaşı marn çakıltaşı-kumtaşı ofiyolittler dolomit-dolomitik kireçtaşı	yamaç molozu ve alüvyon sığ göl ve yelpaze çökelleri açık göl çökelleri bataklık- sığ göl çökelleri flüviyal çökeller alüvyal yelpaze çökelleri havza temel kayaları
Alt-Orta Miyosen	Mevlütler formasyonu		çakıltaşı-kumtaşı bej renkli kireçtaşı gri renkli dolomitik kçt kumlu kireçtaşı benekli huntit kireçtaşı arakatmanı marn kahverengi tufa kömür kireçtaşı çakıltaşı-kumtaşı-silttaşı çakıltaşı-kumtaşı resifal kireçtaşı marn çakıltaşı-kumtaşı ofiyolittler dolomit-dolomitik kireçtaşı	yamaç molozu ve alüvyon sığ göl ve yelpaze çökelleri açık göl çökelleri bataklık- sığ göl çökelleri flüviyal çökeller alüvyal yelpaze çökelleri havza temel kayaları
Mesozoyik	Likya Napları		ofiyolittler dolomit-dolomitik kireçtaşı	yamaç molozu ve alüvyon sığ göl ve yelpaze çökelleri açık göl çökelleri bataklık- sığ göl çökelleri flüviyal çökeller alüvyal yelpaze çökelleri havza temel kayaları

Şekil 2.6 Çalışma alanının genelleştirilmiş litostratigrafik kolon kesiti (Alçıçek, 2001; Alçıçek ve diğer., 2005; Alçıçek ve Ten Veen, 2008; Akdeniz, 2011; Van Den Hoek Ostende, 2015a,b; Alçıçek ve diğer., 2016 çalışmalarından yararlanılarak hazırlanmıştır).



Şekil 2.7 Yolçatı Köyü civarının jeoloji haritası ve enine jeoloji kesiti (Akdeniz, 2011'den yararlanılarak hazırlanmıştır).



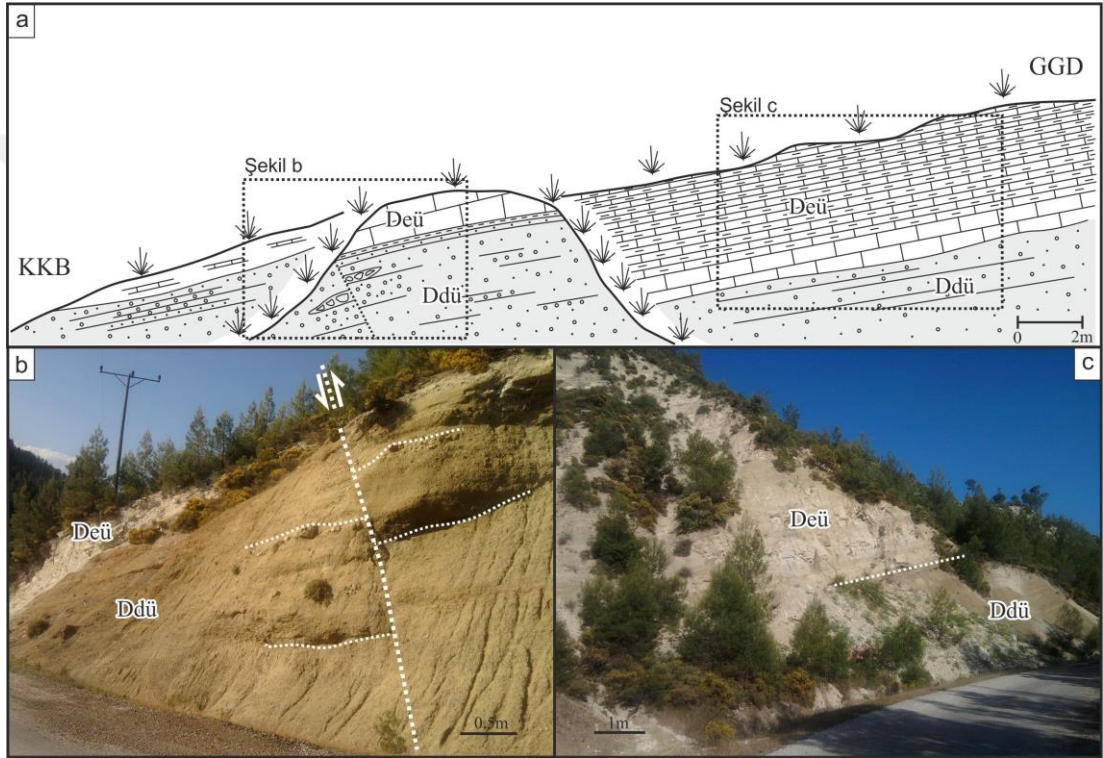
Şekil 2.8 Sarıkavak Köyü civarının jeoloji haritası ve enine jeoloji kesiti (Akdeniz, 2011'den yararlanılarak hazırlanmıştır).

2.2.2.1 Derindere Üyesi

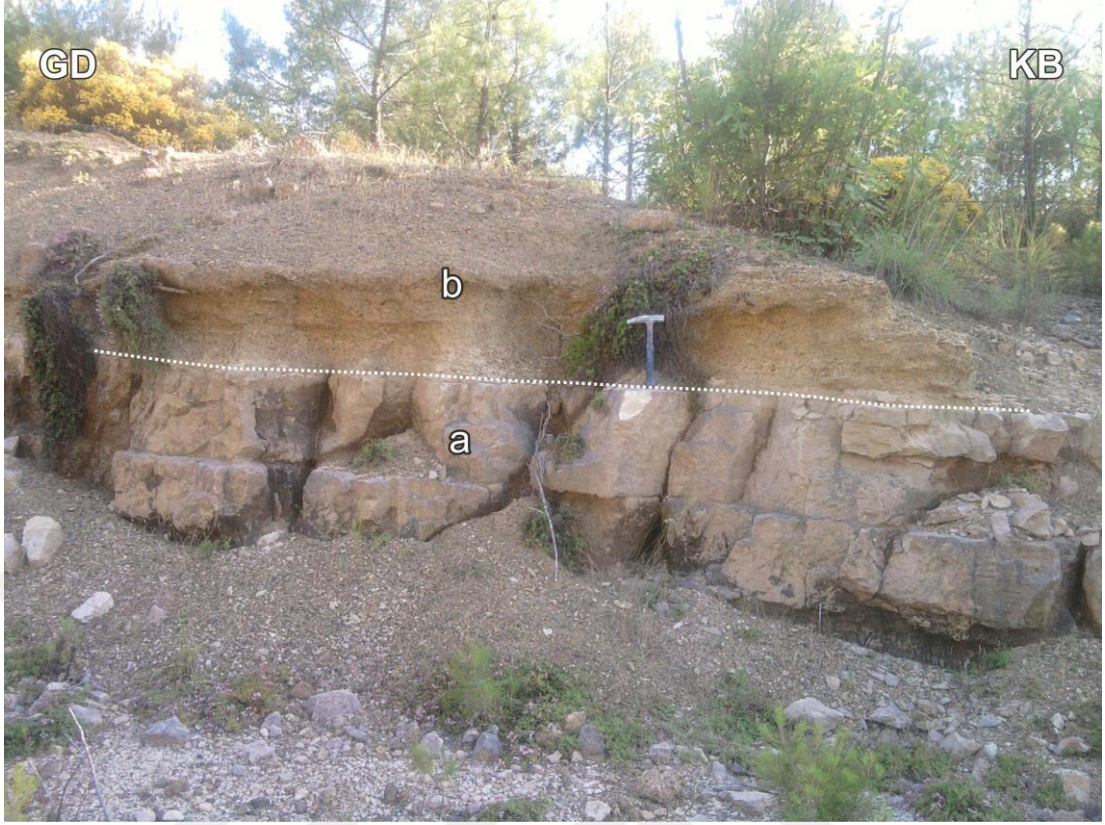
Çalışma alanı sınırları içerisinde boz renkli çakıltası-kumtaşı seviyeleri ile ayırt edilir. Alçiçek (2001) tarafından Derindere üyesi olarak tanımlanan alüvyal yelpaze çökelleri, Akdeniz (2011)'in çalışmasında Boz çakıltası üyesi ve Çakıltası üyesi olarak incelediği birimleri karşılar.

Çakıltası, kum-silt boyutunda aramaddeyle desteklidir. Çakıl litolojisi egemen olarak peridotitlerden türemedir. Maksimum tane boyu 5 cm, ortalama tane boyu 1 cm'dir. Taneler orta yuvarlaklaşmış, kötü küreselleşmiş ve kötü boylanmalıdır. İç

yapısı örgütsüz olan çakıltaşının bazı seviyelerinde yer yer 2-3 cm boyutunda çakıl dizimleri gözlenir. Bazı seviyelerde 10-15 cm boyutundaki çakıl ceplerine rastlanır (Şekil 2.9). İyi pekişmiş çakıltaşı içerisinde arakatmanlar halinde kumtaşı seviyeleri bulunur (Şekil 2.10). Kumtaşı, orta-kaba kum boyutunda ve iyi pekişmiştir. Çakıltaşı-kumtaşı üyesinin katmanlanması genellikle belirsizdir ancak yer yer ince-orta katmanlı seviyeler gözlenmektedir. Oğlansini Köyü'nün güneyindeki dere yarmasında, kumtaşı egemen istif içerisinde linyit seviyesine rastlanmıştır.



Şekil 2.9 a) Çameli formasyonu Derindere üyesine ait arazi çizimi, b) Derindere üyesinin tipik arazi görünümü ve çizimde gösterilen çakıl cep ve dizimleri, c) Derindere üyesi (Ddü)-Değne üyesi (Deü) dokanağı.



Şekil 2.10 Derindere üyesi içerisindeki iyi pekişmiş kumtaşı arakatmanları (a: iyi pekişmiş kumtaşı, b: çakıltaşı).

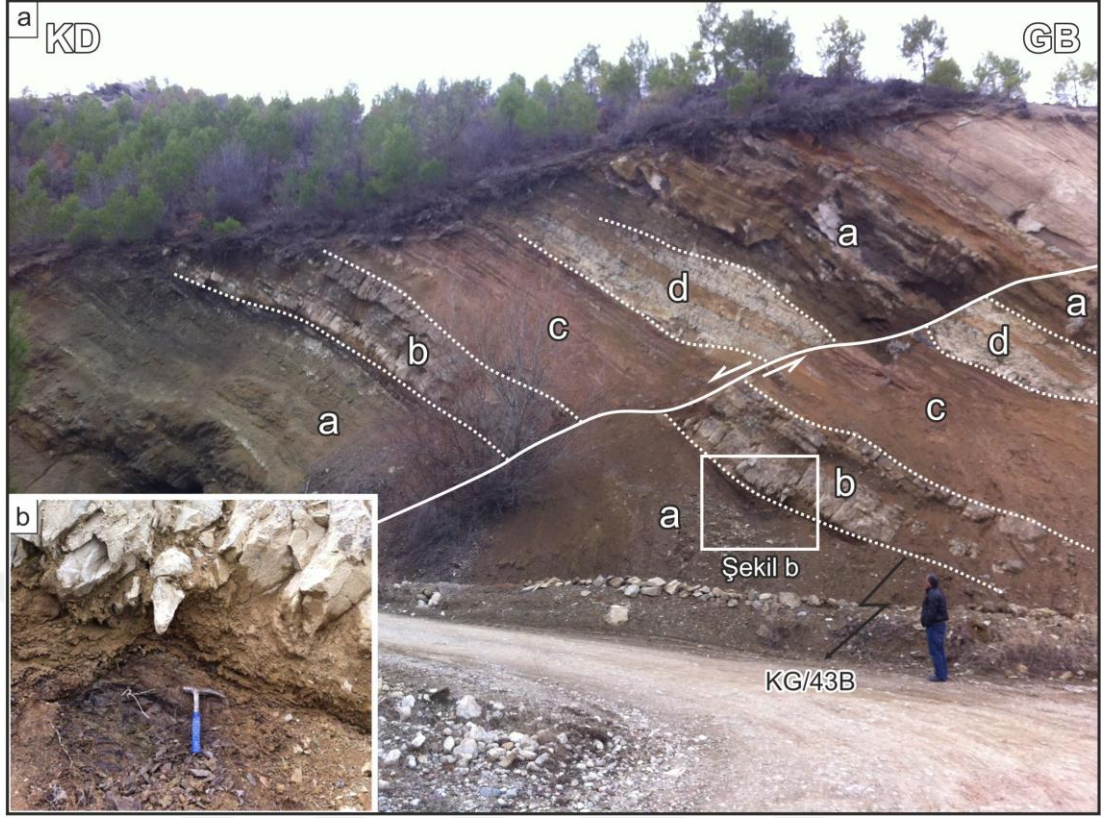
Sarıkavak Köyü civarındaki çalışma alanının kuzeybatısında bu seviyelerin karşılığı olduğu düşünülen linyit aradüzeyleri gözlenmiştir. Yaklaşık 1-2 cm'lik bantlar halinde gözlenen linyit aradüzeylerinin Ericcek Köyü (Sarıkavak kuzeyi) civarında toplamda 1 metreyi bulan bir kalınlık sunduğu görülmüştür (Şekil 2.11). Çeşitli kalınlıklardaki linyit aradüzeyleri bataklık ortamına işaret eder (Şekil 2.12). Üste doğru karbonat arakatmanlarının daha sık gözlendiği bir istifile devam eder (Şekil 2.12) ve Tufa tabakası tarafından üzerlenir. Tufa tabakasına geçiş seviyesinde kireçtaşı hakimdir. Olasılıkla göl kıyısı gerisi bataklık ortamından kısa evreli bir gölsel ortama geçiş söz konusudur.

Derindere üyesi, Yolçatı Köyü civarında ve havza genelinde yanal düşey geçişli olarak Değne üyesi tarafından uyumlu bir şekilde üzerlenir. Alt dokanak temel kayalar ile havza genelinde uyumsuz, çalışma alanı içerisinde ise tektonik dokanaklıdır. Alçığec ve diğer. (2004), Çameli havzasının güneydoğu ucunda Dirmil

Fayı önünde aldığı mikro memeli fosil örneklerine göre Derindere üyesinin Geç Miyosen'den itibaren (10,8-8,5 My) çökelimine başladığını öngörmüştür. Ericek Köyü civarındaki linyit aradüzeylerinden alınan memeli fosil örnekleri ise 3,8-3,2 My yaş vermektedir (Alçıçek, 2001; Alçıçek ve diğer., 2004; Van Den Hoek Ostende, 2015a; Jimenez-Moreno ve diğer., 2015). Derindere üyesini tektonik etkinlik boyunca havzayı fay sınırlarınca besleyen alüvyal yelpaze çökelleri olarak tanımlamıştır. Çalışma alanı içerisinde Derindere üyesinin, alüvyal yelpazenin daha ince taneli kırıntılılardan yapılu ıraksak kesimleri ile göl kıyısı gerisi çökelleri gözlenebilmektedir.



Şekil 2.11 Derindere üyesi içerisinde linyit düzeyleri içeren bataklık çökelleri (a: silttaşı-çamurtaşı ardalanması, b: linyit düzeyleri. Ölçek için sarı ok ile gösterilen jeolog çekicine bakınız). Ericek fosil lokalitesi olarak adlandırılan bu seviyelerden 3.8-3.2 My yaş elde edilmiştir (Alçıçek, 2001; Alçıçek ve diğer., 2004; Van Den Hoek Ostende, 2015a; Jimenez-Moreno ve diğer., 2015).

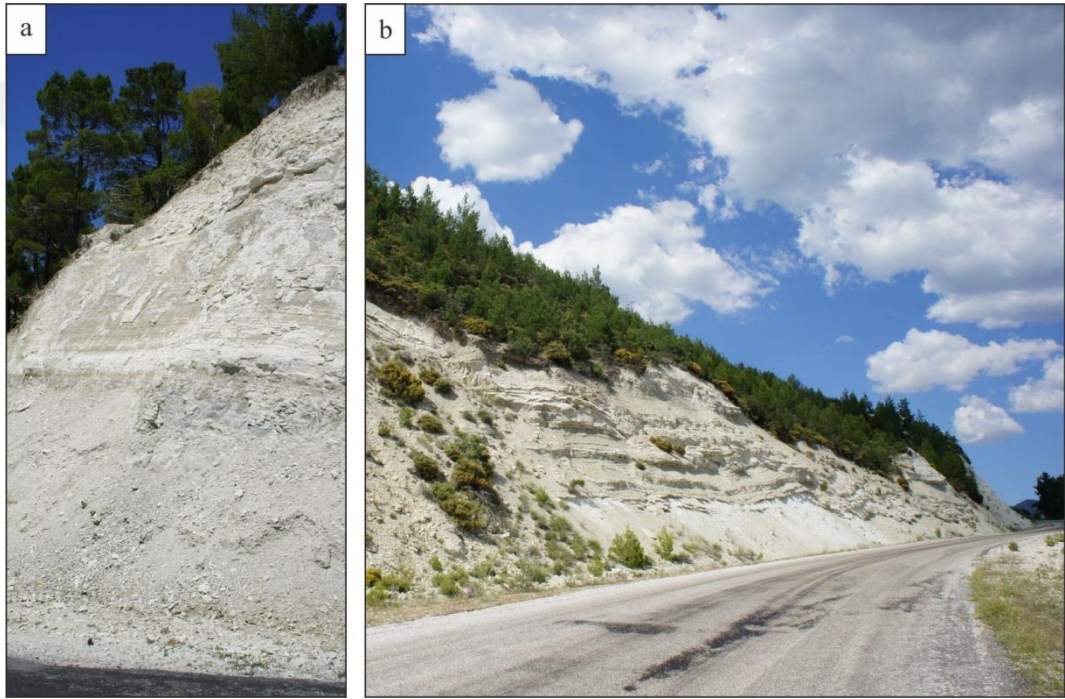


Şekil 2.12 a) Derindere üyesinin üst kesimlerindeki linyit bantları ve karbonat arakatmanları içeren seviyeler, Ericcek köyü batısı. (a: linyit bantları içeren çamurtaşı-silttaşı, b: karbonat arakatmanı, c: çamurtaşı-silttaşı, d: karbonatlı çamurtaşı). Ölçek için şahısın boyu yaklaşık 170 cm. b) Linyit bantlı çamurtaşı-silttaşı seviyesinin yakından görünümü.

2.2.2.2 Değne Üyesi

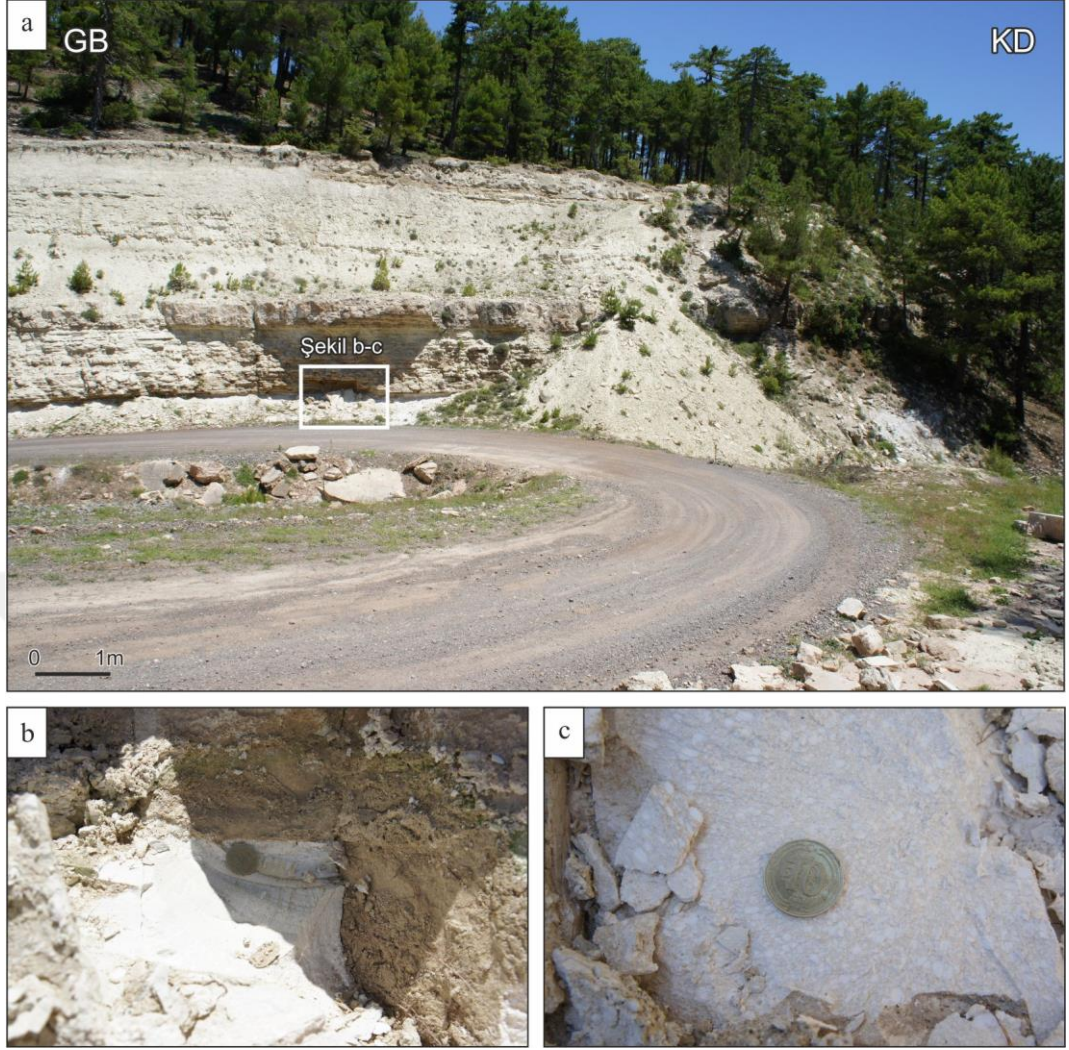
Havza güneyinde geniş yayılım sunar ve çalışma alanı içerisinde hakim olarak sarımsı beyaz renkli marn seviyeleriyle tanınır (Şekil 2.13). Çameli formasyonun görsel çökellerini simgeleyen birimler ilk olarak Alçıçek (2001) tarafından Değne üyesi adı altında incelenmiştir. Bu üyeye karşılık gelen seviyeler Akdeniz (2011) tarafından Beyaz Marn, Killi Kireçtaşı ve Kireçtaşı üyesi olmak üzere üç ayrı litolojik üye adı altında incelenmiştir. Bu çalışma kapsamında ise marnların egemen olduğu, yer yer kilttaşı-silttaşı ve killi kireçtaşı seviyeleri içeren birimler Değne üyesi adı altında incelenmiş, görsel çökeller içerisindeki ayırtlanabilen tufa, kireçtaşı ve çakilttaşı düzeyleri ise tabaka düzeyinde ayırtlanmıştır. Marnların taze yüzey rengi krem-gri renklidir. Genellikle çok kırıklı, düşük sertlikte ve lamine gözlenen seviyeler levha şeklinde yarıлма gösterir. Masif olduğu kesimlerde taze yüzey rengi

açık kahverengi görünümde (Şekil 2.13), konkoidal kırılıma sahiptir ve yüksek sertliktedir. Yer yer killi kireçtaşları ile ar dalanmalıdır ve kıltaşı-silttaşı arakatmanları içerir. Üyenin en üst kesimindeki Kireçtaşı ve Çakıltaşı tabakasına yakın bölümlerde, havza geneline yayılan bir düzey oluşturacak şekilde, huntit içeren seviyeler (L4 altbirimi) bulunur (Şekil 2.14a). 1-2 mm'den 1cm'e kadar değişen boyutlarda, tam yuvarlak huntit yumrularının (benekli bir görüntünün) olduğu seviyenin (Şekil 2.14b-c) kalınlığı 25 cm'dir ancak bazı bölgelerde marnlarla ar dalanmalı şekilde toplamda 2 metreyi bulan bir düzey oluşturur.



Şekil 2.13 a) Masif marn seviyeleri, b) Değne üyesinin genel arazi görünümü.

Alçıçek (2001), üyenin 225 metre kalınlığa sahip olduğu belirtilmiştir. Çalışma alanında Derindere üyesini yanal-düşey üzerlediği görülmüştür. Değne üyesi, gölsel ortamda çökeli mi yansıtır, olasılıkla gölün bağıl olarak daha derin kesimlerinin tortul ürünlerini oluşturur.



Şekil 2.14 a) Değne üyesi içerisinde yer alan huntit yumrulu seviyelerin çalışma alanı dışındaki eşleniği olan düzeyleri, b) ve c) benekli görünüme sahip huntit oluşumları.

2.2.2.2.1 *Tufo Tabakası*. Koyu kahve renkli ve gözenekli yapısı ile ayırt edilir (Şekil 2.15 a,b). Gözenekleri çeşitli boyutlarda ve düzensiz gelişmiştir. Oldukça sert, masif görünümlüdür. Kıltaşı aradüzeyleri ile ayrılan birden fazla seviye olarak gözlenir. Sarıkavak Fayı doğrultusu boyunca mostralara rastlanmaktadır. Kalınlığının 60 metreyi bulduğu söylenir (Alççek, 2001). Derindere üyesinin gölsel kıyı gerisi çökellerinin üzerinde yer alır. Olasılıkla sığ bir göl oluşumuna denk gelen bir ortama açılan kaynak sularınca ani ve hızlı kalsiyum karbonat çökelişi sonucunda gelişmiştir.

Tufa tabakasının, Sarıkavak çalışma alanının hemen kuzeyinde yer alan Ericek köyündeki bir ocakta kısa bir dönem işletildiği anlaşılmaktadır. Olasılıkla kilitli aradüzeylerinden kaynaklı blok alınamaması nedeniyle terk edilmiştir.



Şekil 2.15 a) Tufa tabakası (Tt) ile Derindere üyesi (DdÜ) dokanağı, b) Tufa tabakasının genel arazi görünümü.

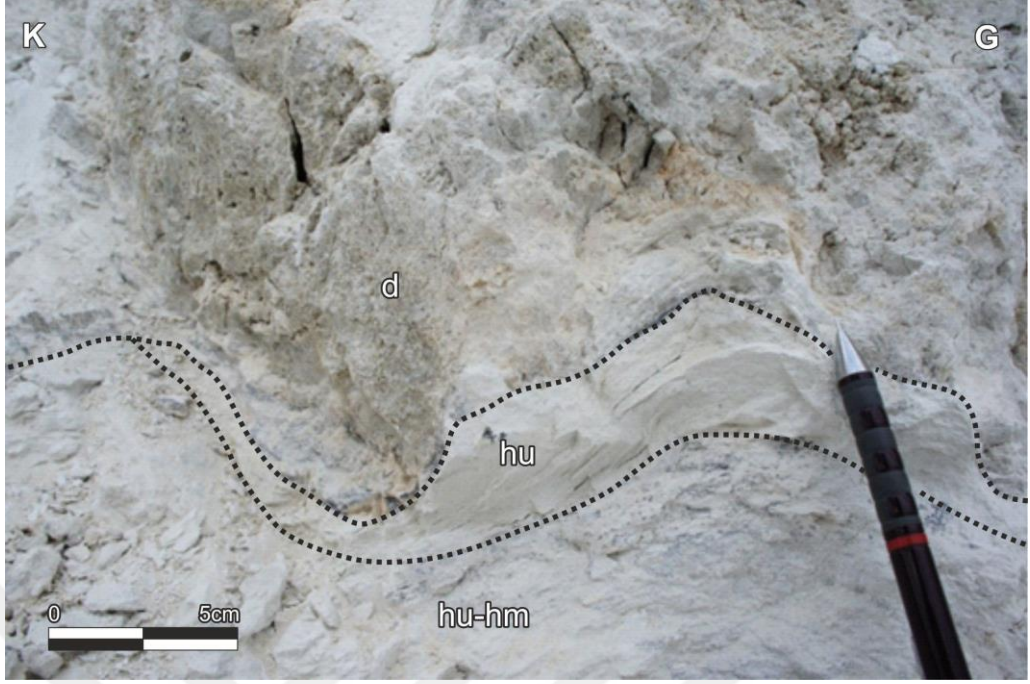
2.2.2.2.2 Kireçtaşı tabakası. Kirli beyaz, bej, açık kahve ve gri renkli kireçtaşı seviyeleri ile ayırt edilir. Alçiçek (2001) tarafından Değne üyesi gölsel çökelleri içerisinde tanımlanmıştır. Akdeniz (2011) ise Kireçtaşı üyesi olarak adlandırmıştır. Bu çalışmada Değne üyesinin en üst kesiminde gözlenen kireçtaşı oluşumlarını tanımlamak için tabaka düzeyinde ayırtlanmıştır. Rengine ve dokusal özelliklerine göre dört farklı tipte kireçtaşı gözlenmiştir. Bu kireçtaşları ile ardalanmalı veya merkeksel konumda huntit-hidromanyezit mineralleri bakımından zengin Mg-karbonat seviyeleri yer alır.

Marnların hemen üzerine gelen kumlu kireçtaşı genellikle ince-orta katmanlı ve orta dayanımlıdır. Ayrışma yüzeyi rengi gri, taze yüzey rengi bej-kirli beyaz renklidir. Pürüzlü yüzeye sahiptir.

Kumlu kireçtaşı genellikle keskin bir dokanak oluşturacak şekilde dolomitik kireçtaşı tarafından üzerlenir. Dolomitik kireçtaşı gri, mavimsi gri, kirli beyaz renklidir ve oldukça serttir. Katmanlanma gözlenmez. Tufa dokusuna sahip, milimetre ve santimetre boyutlarında değişen, düzensiz gözeneklerden oluşan yapısıyla karakteristiktir. Gözenekleri genellikle yuvarlağa yakın, ender olarak elipsoidal şeklindedir. Yer yer stromatolitik yapılar gözlenir. Mikrobiyalit varlığına işaret etmektedir. İnce kesit örneklerinde peloidal (pıhtı şeklinde) mikrit parçacıkları ve pıhtı mikrit kümelerinden yapıldığı gözlenmiştir. Dolomitik kireçtaşından alınan örnek (TF) üzerinde yapılan analizde %19,55 MgO ve %30,72 CaO değerleri elde edilmiştir. Mineral içeriğinin ise baskın olarak dolomit daha az oranda magnezyum kalsitten yapıldığı belirlenmiştir. Huntit-hidromanyezit seviyeleri, gri renkli dolomitik kireçtaşları ile ardalanmalı olarak gözlenir (Şekil 2.16). Yer yer huntit-hidromanyezit dokank yaptığı yerlerde huntit mineralince zengin seviyeler gözlenir (Şekil 2.17). Huntit-hidromanyezit oluşumlarının gözlemlendiği alanlarda yan al sürekli düzeyler şeklinde gözlenirler, havza genelinde ise tekil olarak rastlanmaz.

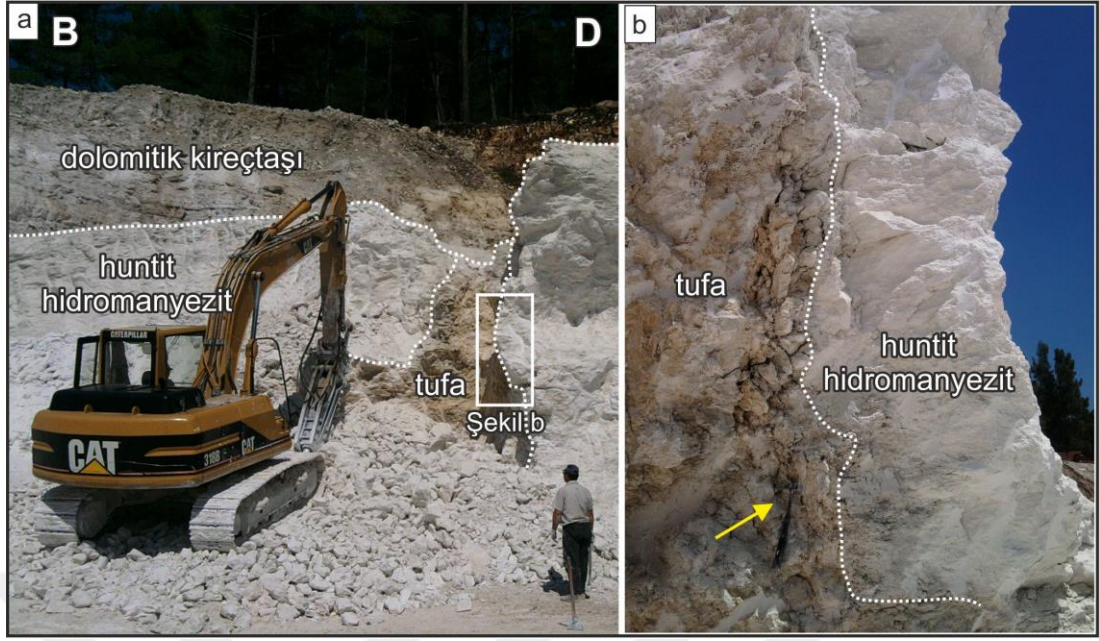


Şekil 2.16 Huntit-hidromanyezit seviyelerinin gri renkli dolomitik kireçtaşıyla ardalanması. Ölçek için şahısın boyu yaklaşık 170 cm.



Şekil 2.17 Gri renkli dolomitik kireçtaşı ile huntit-hidromanyezit dokanağındaki mineral geçişi (d: dolomit, hu: huntit, hm: hidromanyezit).

Huntit-hidromanyezit seviyeleri içerisinde yanal ve düşey yönde geçişli bej renkli tufa oluşumları görülmüştür (Şekil 2.18a). Süngerimsi bir doku sunan, düzensiz ve yassı gözeneklerin üst üste geldiği bir görünüme sahiptir (Şekil 2.18b). Yanal yönde 2-3 m ve düşey yönde 4-5 m uzanan seviyelerin huntit-hidromanyezit seviyelerini kestiği gözlenmiştir. Ancak hiçbir zaman üzerleyen dolomitik kireçtaşlarını kesmez. Olasılıkla bu yersel oluşumlar huntit-hidromanyezit oluşumu sırasında, fay zonları boyunca göl içerisine boşalan yer altı suyunun ürünleridir.



Şekil 2.18 a) Huntit-hidromanyezit seviyesi içerisindeki fay zonları boyunca gelişen bej renkli tufa oluşumları. Ölçek için şahısın boyu yaklaşık 180 cm. b) Huntit-hidromanyezit seviyelerini düşey olarak kesen tufa oluşumlarının yakından görünümü. Ölçek için sarı ok ile gösterilen jeolog çekicini kullanınız.

Kireçtaşı tabakası havza genelinde bej-açık kahverengi kireçtaşıyla sonlanır. Orta-kalın katmanlı, orta sertlikte, yer yer boşlukludur. Huntit-hidromanyezit oluşumlarının gözleendiği alanlarda en üstte 1-2 metre kalınlıkta gözlenir. Bu seviyelerde renk hakim olarak açık kahve rengidir ve boşluklu yapıdaki kireçtaşı oldukça serttir (Şekil 2.19). Yer yer bitki kök ve saplarının yoğun olarak bulunduğu seviyelerde gastropod kalıplarına (Şekil 2.20) rastlanmıştır.

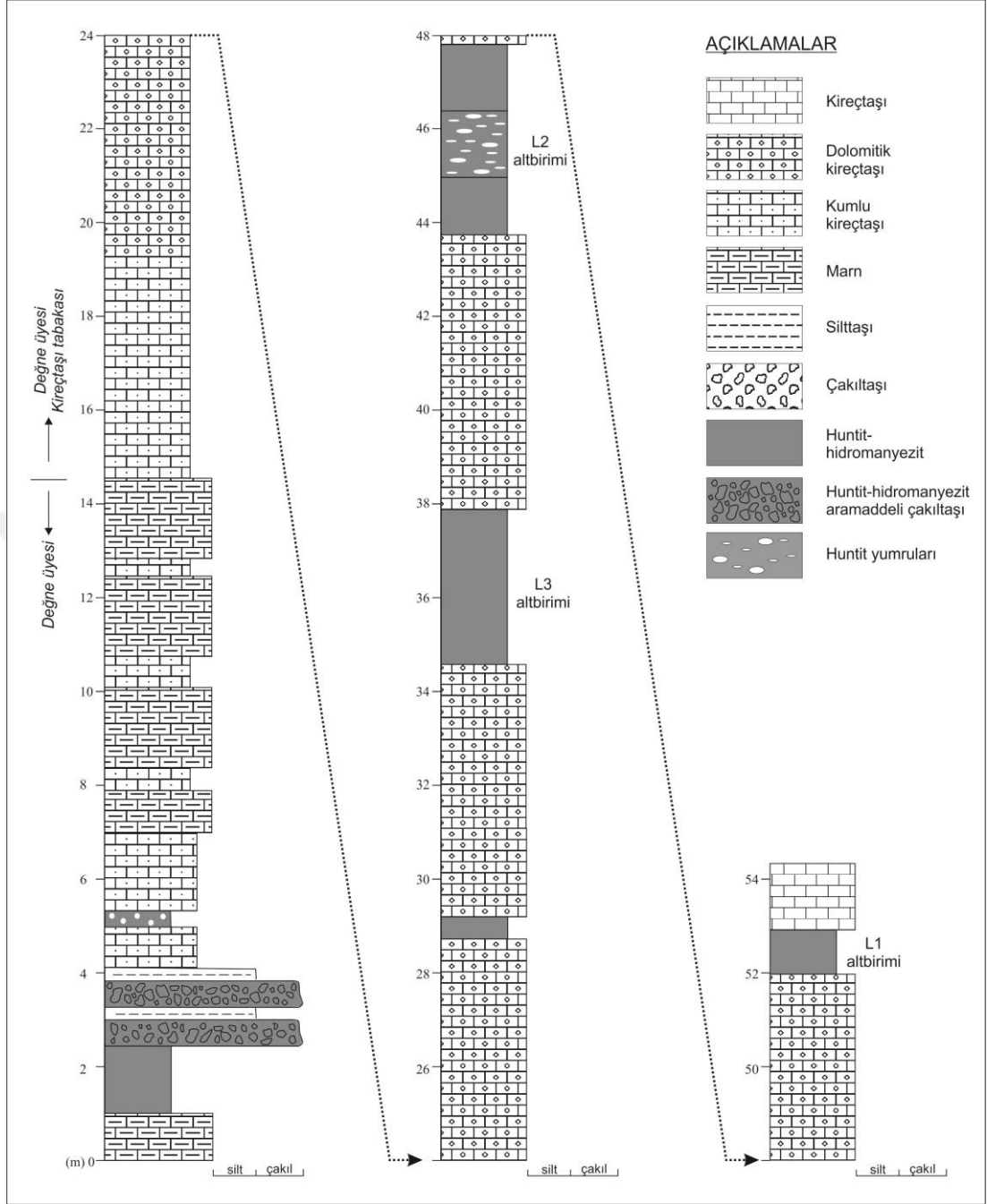


Şekil 2.19 Bej renkli kireçtaşının arazi görünümü, Ericek köyü kuzeyi.



Şekil 2.20 Bej renkli kireçtaşı içerisindeki gastropod kalıpları, Ericek köyü kuzeyi.

Huntit ve hidromanyezit seviyeleri beyazlığı ile karakteristiktir. Yolçatı Köyü civarındaki çalışma alanı içerisinde alınan ölçülü kesitte (Şekil 2.21) üç seviye şeklinde gözlenmiştir.



Şekil 2.21 Yolçatı Köyü civarında Kireçtaşı tabakasından alınan ölçülü kesit.

Kireçtaşı tabakası içerisinde L1-L2-L3 olmak üzere 3 altbirime ayrılarak incelenmiştir. Tüm bu altbirimler, gri renkli dolomitik kireçtaşları ile ardalanmalıdır. L2 altbirimi, Kireçtaşı tabakası içerisinde yanallık sunarken L1 ve L3 altbirimlerinin üye içerisinde mercek şeklinde yer aldıkları gözlenmiştir. En üstte yer alan L1 altbirimi, huntit mineralince baskındır. Süt beyazı rengiyle karakteristiktir (Şekil 2.22). Huntit mineralinin levhamsı özelliğinden kaynaklı çok ince laminalı

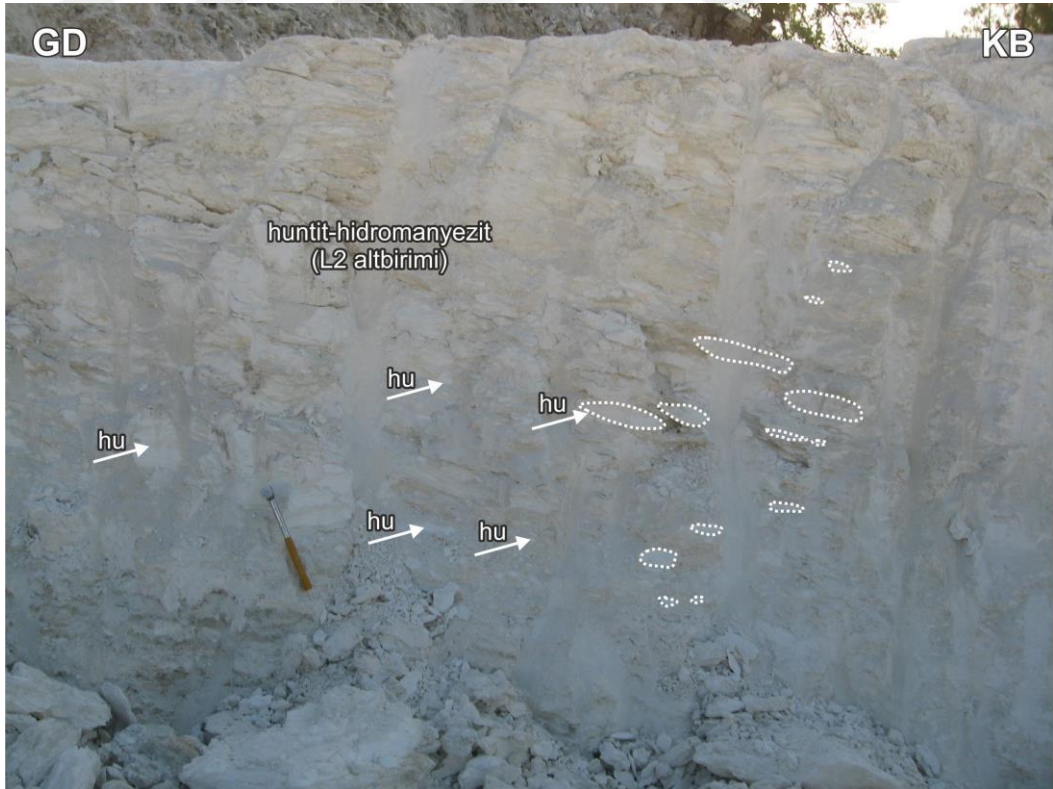
yapısı ayırt edicidir. Kalınlığı 1,5 metreyi bulabilen değişik kalınlıklarda gözlenir. L2 altbirimi huntit ve hidromanyezit çökeliminin en kalın olarak gözleendiği seviyeyi oluşturur (Şekil 2.23, 2.24). Hidromanyezit mineralinin baskın olduğu kesimler olasılıkla dolomit eşliğinden dolayı sertliğiyle ayırt edicidir (Şekil 2.25). Huntit'e göre bağlı olarak daha kremsi beyaz renktedir. Huntit, gözenek dolgusu olarak yer alır. Daha sonra litostratigrafik basınca bağlı olarak elips şeklini almıştır. Yolçatı bölgesindeki açık maden ocağı içerisinde kalınlığın 7 metreyi bulduğu gözlenmiştir. En altta yer alan L3 altbirimi ise L1 altbirimine benzer şekilde huntit mineralinin baskın olduğu bir seviye olarak gözlenir.



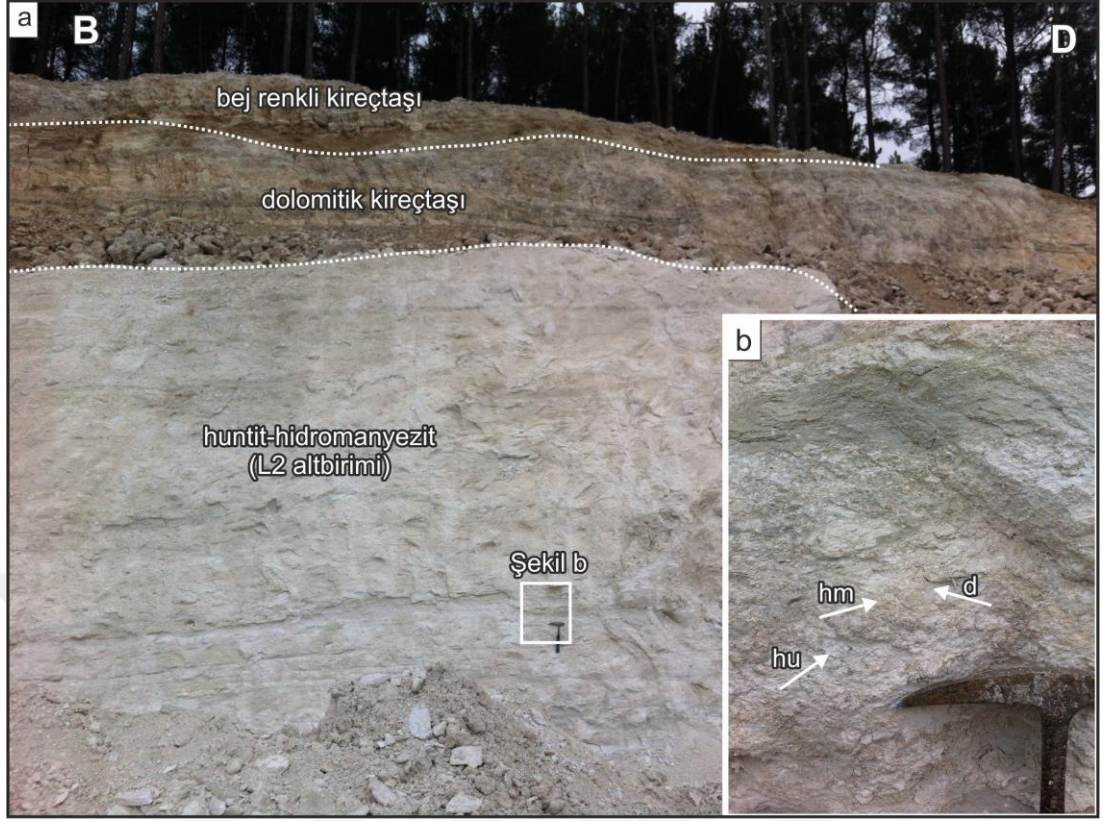
Şekil 2.22 L1 altbirimi içerisindeki huntit mineralinin baskın olduğu seviyeler.



Şekil 2.23 Yolçatı Köyü'ndeki açık ocakta L2 altbirimine ait huntit-hidromanyezit seviyesi.



Şekil 2.24 L2 altbirimi içerisindeki huntit yumrulu (beyaz ok ve hu simgesiyle gösterilen) seviyeler.

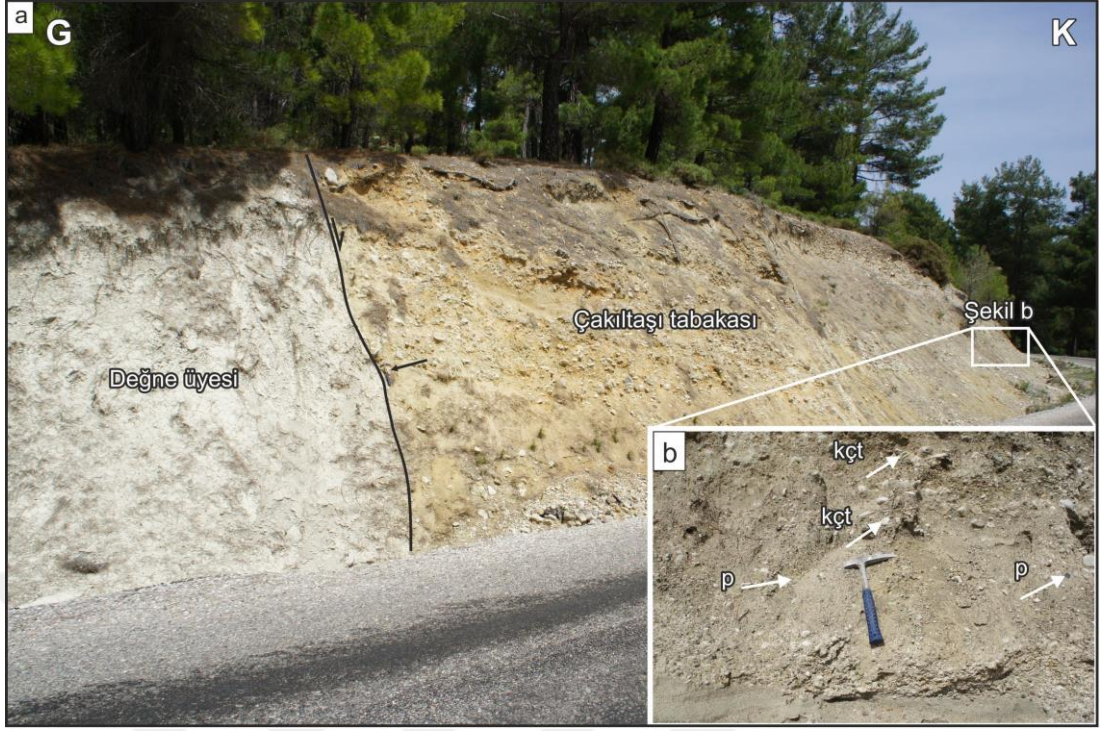


Şekil 2.25 a) L2 altbiriminin hidromanyezit mineralince baskın olan HM seviyelerinin arazi görünümü. b) Şekil (a)'nın yakından görünümü (hu: huntit, hm: hidromanyezit, d: dolomit).

Kireçtaşı tabakası, Değne üyesinin en üst seviyelerini oluşturur. Yolçatı Köyü civarında doğrudan Derindere üyesi üzerine geldiği gözlenmiştir. Kumlu kireçtaşıyla başlayan Kireçtaşı tabakası, gölün sığlaştığı bir evredeki çökelimine işaret etmektedir. Sığlaşan gölün olasılıkla kenar düzlüklerinde mikrobiyalit varlığına bağlı olarak dolomitik kireçtaşları oluşmuştur. Dolomitik kireçtaşlarının olasılıkla syanobakterilerin yığılması ile farklı kümelerin birbirine değerek gelişmesi yoluyla oluştuğu düşünülmektedir. Power ve diğer. (2014)'nin öngördüğü şekilde, yağışlı iklim dönemlerinde gölün su altı ortamında mikrobiyalitik aragonit olarak çökelmiş olabileceği düşünülmektedir. Olasılıkla erken diyajenetik evrede dolomite dönüşmüştür. Sığlaşan göl çevresindeki ritmik iklimsel koşullara bağlı olarak huntit-hidromanyezit oluşumlarıyla ardalanırlar. Kurak iklim dönemlerinde göl kenarında hidromanyezit ve huntit çökler. Hidromanyezit seviyeleri içerisindeki süngerimsi yapıdaki tufa kümeleri, sığ göl ortamına açılan yeraltı sularının etkisiyle oluşmuştur. Benzer oluşumlar Kozani havzasındaki huntit-hidromanyezit çökelleri içerisinde de

gözlenebilmektedir. Güncel olarak ise Walyungup Gölü kenarında benzer stromatolitik kümelerin tektonik bir hattı takip eden bir doğrultuda dizilmiş olduğu bilinir (Coshell ve diğer., 1998). Hidromanyezit, göl kenarında mikrobiyal süreçlerin etkisiyle çökler (Kazmierczak ve diğer., 2011). Huntit ise ani değişen Mg/Ca oranına bağlı olarak göl kenarındaki lokal zonlarda (geçici gölcük ve ceplerde) jelimsi bir seviye oluşturarak (Calvo ve diğer., 1995) çökler. Aynı zamanda hidromanyezit içerisindeki boşlukları dolduran bir mineral olarak gözlenir. Dolomit ve manyezitin ikincil olarak geliştiği düşünülmektedir.

2.2.2.2.3 *Çakıltaşı tabakası*. Açık kahverengi-kızıl renkli çakıltaşı ve kumtaşından yapıldır. Çakıl litolojisi baskın olarak havza temel kayalarına ait peridotit ve altlayan gölsel birimlere ait kireçtaşından oluşur (Şekil 2.26). İç yapısı örgütsüzdür. Yer yer az belirgin çapraz tabakalanmalı seviyeler gözlenir (Şekil 2.27). Katmanlanma genellikle belirsizdir. Kum-silt boyutunda aramada desteklidir. Değne üyesinin üst kesimlerinde marnların üzerinde gözlenir. Değne üyesinin diğer tabakalarıyla dokanak ilişkisi çalışma alanı içerisinde gözlenememiştir ancak stratigrafik konumu itibarıyla olasılıkla Kireçtaşı tabakasının eşleniği seviyeleri oluşturduğu düşünülür ve sığlaşan göl ortamına açılan alüvyal yelpazenin deltaik çökellerini temsil eder. Akdeniz (2011), aynı birimi Çameli formasyonunun genellikle alt kesimlerinde gözlenen Çakıltaşı üyesi olarak haritalamış ancak yer yer (özellikle havzanın güney kesimlerinde) Beyaz Marn üyesini üzerlediğini belirtmiştir. Alçiçek (2001), Değne üyesini üzerleyen alüvyal yelpaze veya deltaik çökelleri de Derindere üyesi adıyla tanımlamıştır. Ancak olasılıkla Çakıltaşı tabakası, Cevizli-Bıçakçı civarında memeli fosili bulgularına göre (Bıçakçı; MN17) Geç Pleyistosen yaşı elde edilen (Alçiçek ve diğer., 2004; Alçiçek ve diğer., 2005; Van Den Hoek Ostende, 2015b; Jimenez-Moreno ve diğer., 2015; Alçiçek ve diğer., 2016) seviyelere karşılık gelmektedir. Bu çalışmada, Çakıltaşı tabakası için söz konusu çalışmalarda Çameli formasyonu için öngörülen üst sınır gözetilmiş ve stratigrafik konumu gereği Erken Pleyistosen yaşı kabul edilmiştir.



Şekil 2.26 a) Çakıltaş tabakasının arazi görünümü. b) Çakıltaş tabakası içerisindeki temelden türemiş peridotit (p) ve altlayan gölsel çökellere ait kireçtaşı çakılları (kçt).



Şekil 2.27 Çakıltaş tabakası içerisindeki az belirgin çapraz katmanlanmalar.

2.2.3 Kuvaterner

Çameli havzasında genelinde yamaç molozu ve alüvyal çökellerden oluşan Kuvaterner yaşlı çökeller tüm birimleri uyumsuzlukla üzerler. Yolçatı ve Sarıkavak Köyü civarındaki çalışma alanlarında Dalaman Çayı'nın bir kolu olan Değne Çayı'nın oluşturduğu alüvyon ile temsil edilir.



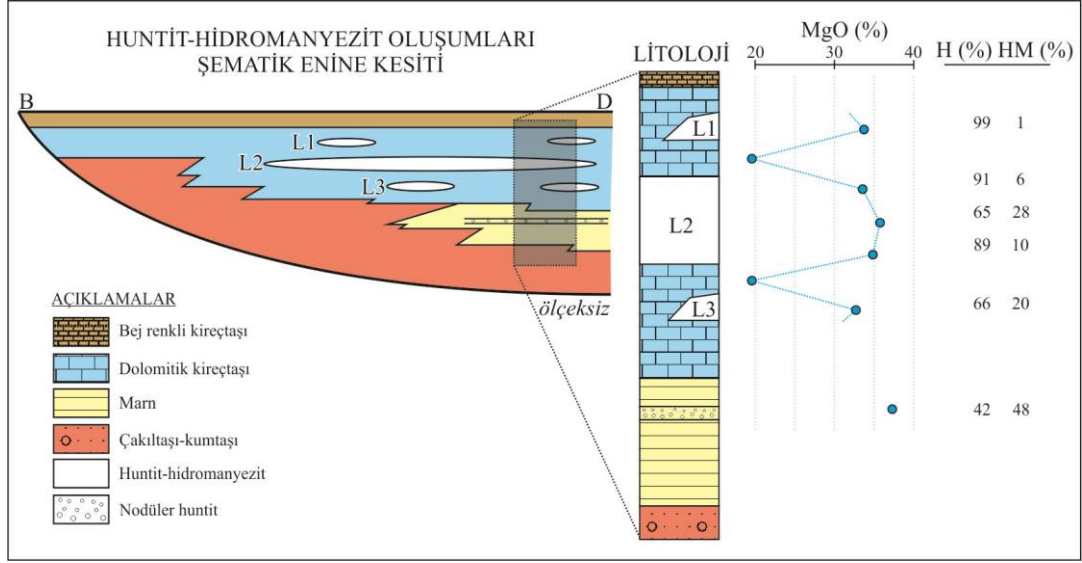
BÖLÜM ÜÇ

JEOKİMYASAL VE MİNERALOGİK ANALİZLER

Çameli havzası içerisindeki huntit ve hidromanyezit yataklanmaları, gölSEL ortamda çökeli mi yansıtan Değne üyesinin üst kesimlerinde yer alan Kireçtaşı tabakası içerisinde kısıtlı alanlarda yer alır. Kireçtaşı tabakasına yakın seviyelerdeki marnlar içerisinde gözlenen oluşumlar ise yataklanma oluşturacak bir kalınlık sunmaz ancak havza geneline yayılmış bir halde bulunur. Yolçatı köyü civarından alınan ölçülü kesitte, Kireçtaşı tabakası içerisinde yer alan huntit ve hidromanyezit seviyeleri L1, L2 ve L3 altbirimleri, altlayan marnlar içerisindeki seviyelerse L4 altbirimi olarak tanımlanmıştır. Bu farklı seviyelerdeki oluşumları tanımlamak için her bir seviyeden ayrı ayrı olmak üzere (L1: RU, U1, U2, U3, U4, U5, U6, U7, U8, U9; L2: RO1, RO2, RO3, O1, O2, O3, O4, O5, O6, O7, O8, O9, O10, O11, O12, O13, O14, O15, O16, HM1, HM2, HM3, HM4, HM5, HM6, HM7, HM8, HM9, HM10, HM11, HM12; L3: RA, A1, A2, A3, A4; L4: BH1, BH2, BH3, BH4) toplamda 52 adet örnek üzerinden X-Ray Floresans (XRF) ve X-Ray Difraktometre (XRD) analizleri yapılmıştır. Bununla birlikte huntit ve hidromanyezitin bir arada bulunduğu seviyelerden ince kesitler alınarak petrografik analiz yapılmış ve daha detay incelemeler için Taramalı Elektron Mikroskop (SEM) görüntüleri alınmıştır.

3.1 Mineraloji

Kireçtaşı tabakası içerisinde yer alan huntit ve hidromanyezit oluşumları L1, L2, L3 altbirimleri olmak üzere üç ayrı seviye şeklinde bulunur ve altlayan marnlar içerisinde yer alan oluşumlar ise L4 altbirimi olarak tanımlanmıştır (Şekil 3.1).



Şekil 3.1 Huntit-hidromanyezit oluşumlarının şematik enine kesiti (ölçeksiz) üzerinde L1-L2-L3 altbirimlerinin konumu, huntit (H)-hidromanyezit (HM) içerikleri ve % MgO değerleri.

3.1.1 XRD Sonuçları

L1 altbiriminden alınan örneğin (RU) XRD deseni incelendiğinde %99 oranında huntit mineralinden yapıldığı anlaşılmaktadır. Bu safya yakın derece huntit içeren seviyelerin yataklanma içerisinde tekdüze özellikte (Şekil 3.2), yaklaşık 1,5 metre kalınlığa varabilen ve onlarca metre genişliğe sahip merceksele seviyeler halinde bulunduğu tespit edilmiştir.

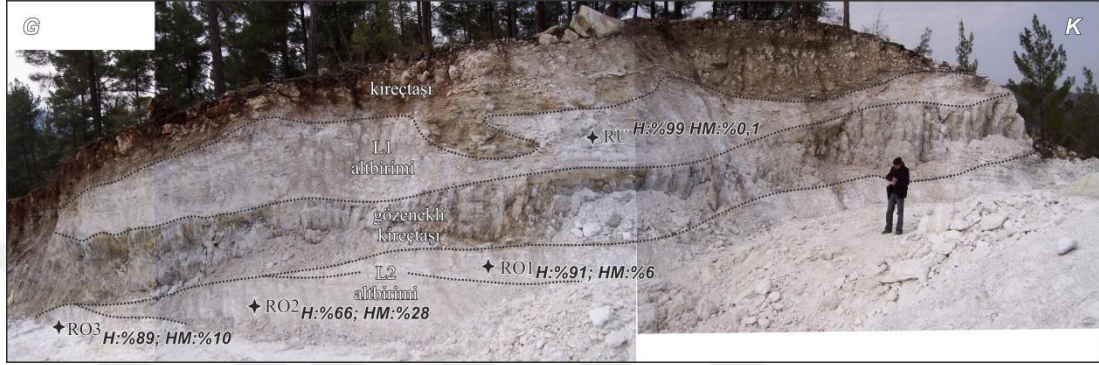


Şekil 3.2 RU örneğinin alındığı L1 altbiriminin arazi görünümü.

Yataklanma içerisinde safaya yakın huntit seviyeleri gözlenir ancak hidromanyezit için aynı durum geçerli değildir. Hidromanyezit minerali her zaman için dolomit, huntit, manyezit minerallerinden bir veya birkaçı ile birlikte görülür. Safaya yakın derecede hidromanyezit mineralinden yapıları seviyelerin Salda gölü kıyısı güncel çökelleri içerisinde bulunduğu bilinmektedir (Russell ve diğer., 1999; Zedef ve diğer., 2000). Göl kıyısındaki çökellerden alınan hidromanyezit örneğinin oldukça boşluklu kümeler halinde bulunduğu, pekişmiş kısımlarının ise bol gözenekli olduğu gözlenmiştir. Salda örneğinde (RS), %97 hidromanyezit, %2,6 huntit, %0,2 dolomit, %0,1 manyezit ve %0,4 aragonit minerali tespit edilmiştir. Çameli huntit-hidromanyezit oluşumlarında hidromanyezit mineralinin baskın olduğu seviyeler L2 altbirimine karşılık gelmektedir.

L2 altbiriminden alttan üste doğru RO3, RO2 ve RO1 olmak üzere üç adet örnek alınmıştır (Şekil 3.3). RO1 örneğinin alındığı seviye yaklaşık 1,5 metre kalınlığındadır (Şekil 3.4). Masif görünümü, süt beyazı rengi ve çatlaklı yapısıyla diğer seviyelerden ayrılır. Mineral içeriğine göre ise %91 huntit, %6 hidromanyezit, %0,3 dolomit ve %1,1 manyezit minerallerinden yapıdadır. RO2 numunesinin alındığı seviye (Şekil 3.4, Şekil 3.5) yaklaşık 1,5 metre kalınlık sunar. Kremi beyaz renkli

matriks içerisinde elipsoidal huntit yumrularından oluşan seviye %65,5 huntit, %28 hidromanyezit, %4,3 dolomit ve %2,2 manyezit minerallerinden oluşur. L2 altbiriminin en altında ise yaklaşık 1,3 metre kalınlığındaki seviyeden RO3 örneği alınmıştır (Şekil 3.5) ve %89 huntit, %10 hidromanyezit, %0,6 dolomit ve %0,4 manyezit mineralinden yapıldığı belirlenmiştir.



Şekil 3.3 Kireçtaşı üyesi içerisindeki L1 ve L2 altbirimleri, RU ve RO örneklerinin alındığı seviyeler (H: huntit, HM: hidromanyezit).



Şekil 3.4 RO1 ve RO2 örneklerinin alındığı L2 altbiriminin huntit-hidromanyezit ocağı içindeki görünümü (H: huntit, HM: hidromanyezit).



Şekil 3.5 RO2 ve RO3 örneklerinin alındığı L2 altbiriminden arazi görünümü (H: huntit, HM: hidromanyezit).

Yaklaşık 6 metre kalınlığındaki L3 altbiriminden ise RA örneği alınmıştır. Örnek %66 huntit, %20 hidromanyezit, %14 dolomit ve %0,2 manyezit mineralinden yapıldır.

Kireçtaşı tabakasının altındaki marnlar içerisinde gözlenen L4 altbiriminin havza genelinde mineral içeriğinin değişebildiği ancak çalışma alanı içerisinde BH2 örneğine (Şekil 3.6) yakın bir bileşimde olduğu gözlenmiştir. Buna göre yaklaşık olarak %42 huntit, %48 hidromanyezit, %5,5 dolomit ve %1,5 manyezit mineralinden yapıldır.

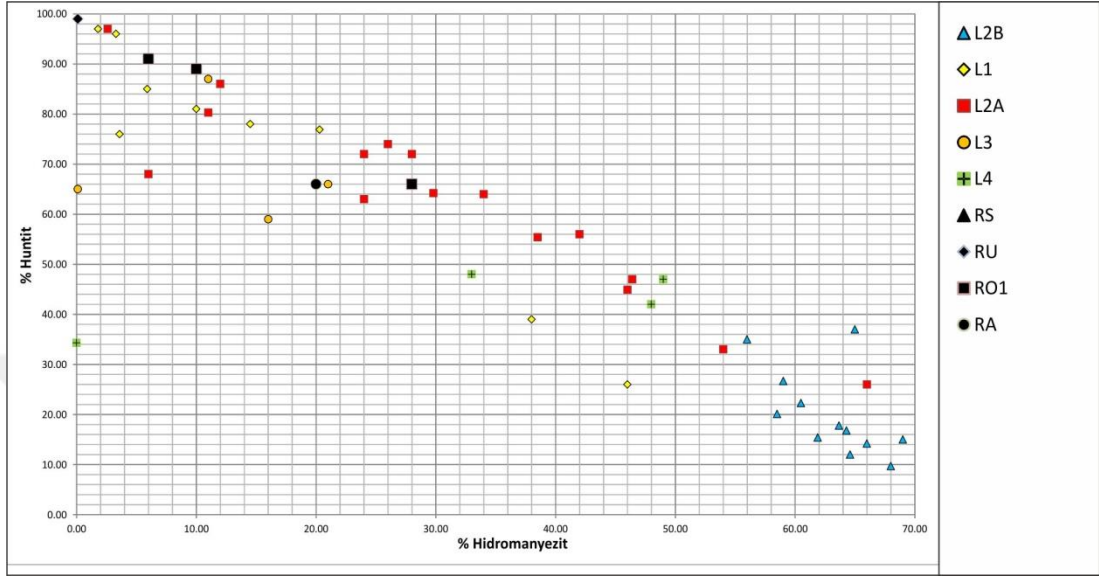


Şekil 3.6 BH2 örneğinin alındığı L4 altbiriminin arazi görünümü.

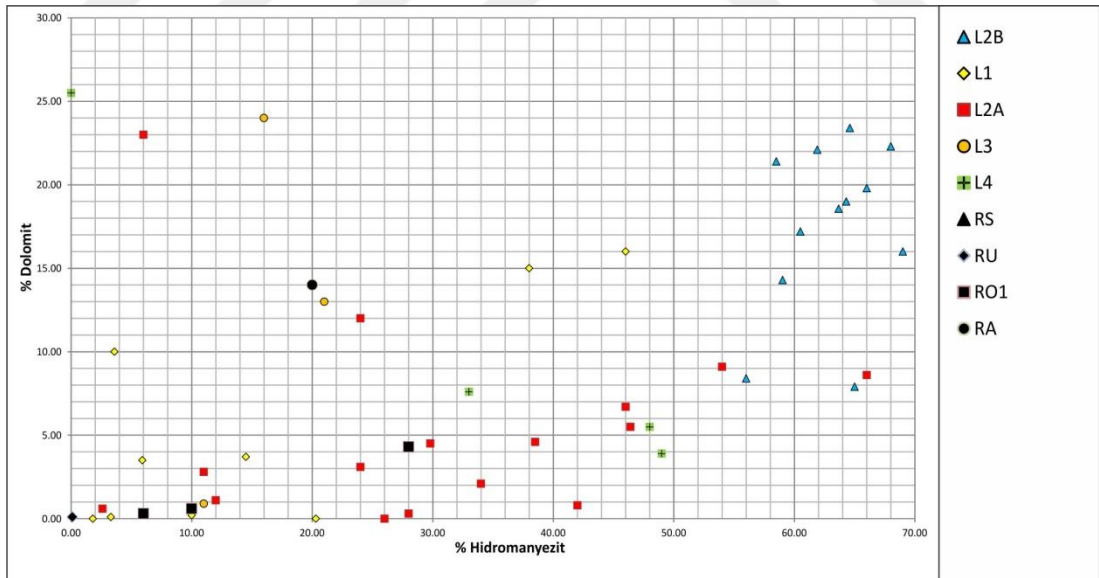
Huntit-hidromanyezit altbirimleri (L1, L2, L3) gri-mavimsi gri renkli, bol gözenekli, oldukça sert dolomitik kireçtaşları içerisinde merccek şeklinde gözlenir. Dolomitik kireçtaşlarının mineral içeriğinin baskın olarak dolomit daha az oranda magnezyum kalsitten yapıları olduğu belirlenmiştir.

XRD sonuçlarına göre, Çameli Havzası'nda huntit ve hidromanyezit mineralleri en az %75 oranında olacak şekilde karışık halde bulunurlar. Yer yer huntit-hidromanyezit yataklanmasına belli oranda dolomit, daha az oranda ise manyezit minerali eşlik eder. Huntitin farklı seviyelerde farklı oranlarda bulunabildiği ancak hidromanyezitin hiçbir seviyede %70'in üzerinde rastlanmadığı gözlenmiştir (Şekil 3.7). Özellikle L2B altbirimindeki yüksek oranda hidromanyezit varlığı dikkat çekicidir. Aynı zamanda bu örneklerin bağıl olarak yüksek oranda (%15-25 aralığında) dolomit içerdiği görülür (Şekil 3.8). Hidromanyezit içeriği arttıkça dolomit içeriğinin arttığı gözlenebilmektedir. Daha az oranda gözlenen manyezit için belirgin bir kümelenme görülmez (Şekil 3.9). BH1 örneğinde hidromanyezit mineraline rastlanmazken %25.2 oranında manyezit minerali varlığı tespit edilmiştir.

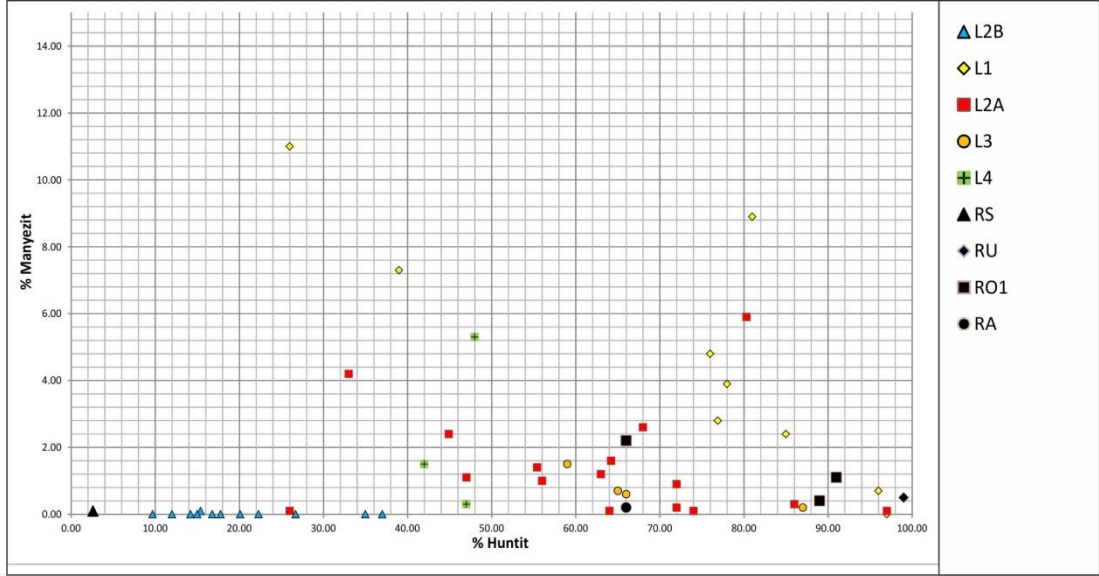
Bu örnek ve L1 seviyesinde tespit edilen birkaç yüksek değer dışında manyezit %5'in, çoğu örnekte ise %1'in altındadır. Huntitin daha zengin olduğu seviyelerde manyezitin bağıl olarak daha yüksek oranda gözleendiği söylenebilir.



Şekil 3.7 Örneklerin Hidromanyezit-Huntit mineral içeriğine ait diyagram.



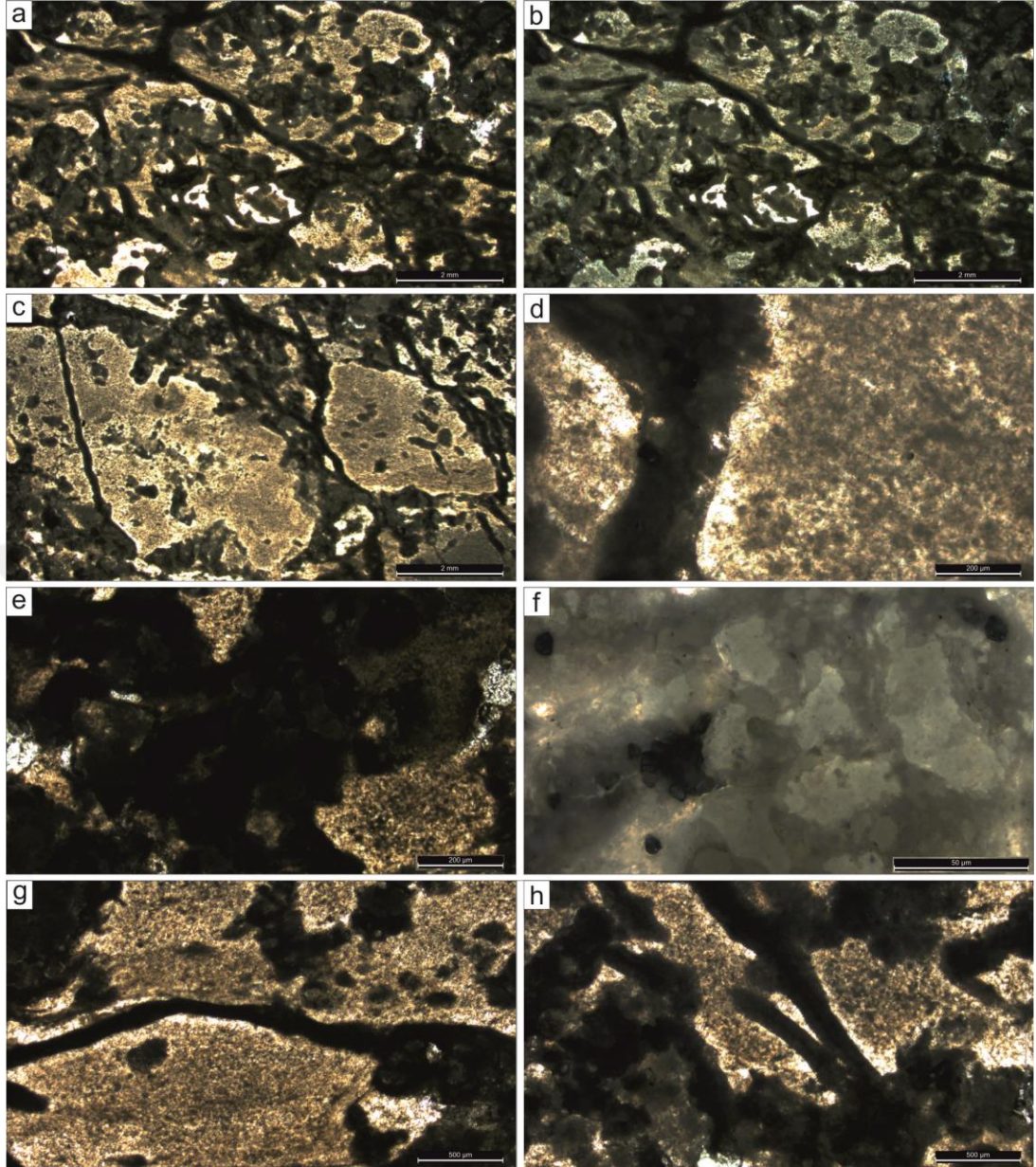
Şekil 3.8 Örneklerin Hidromanyezit-Dolomit mineral içeriğine ait diyagram.



Şekil 3.9 Örneklerin Huntit-Manyezit mineral içeriğine ait diyagram.

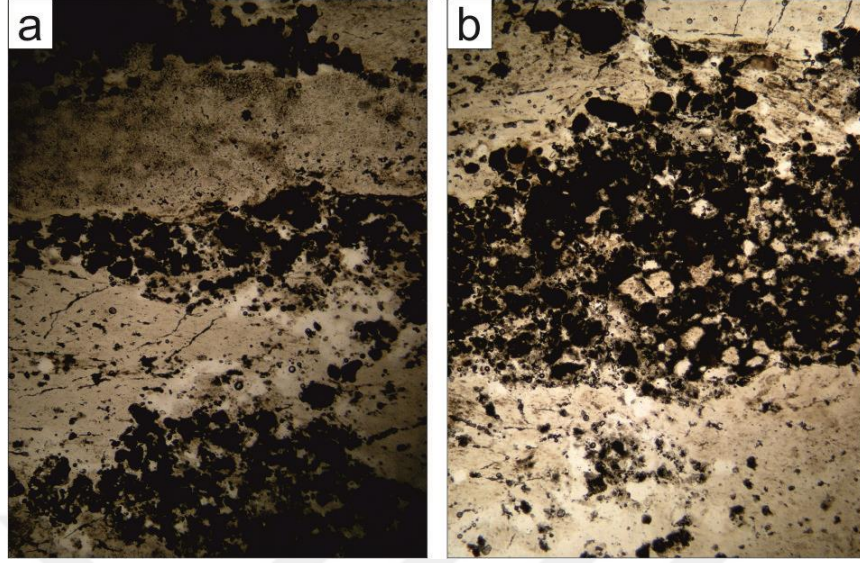
3.1.2 İnce Kesit Sonuçları

İnce kesit örneklerinde baskın olan mineralin açık renkli, alacalı (speckled) görünüme sahip hidromanyezit minerali olduğu gözlenmiştir (Şekil 3.10a,b,c). Koyu renkli, bulutsu (cloudy) görünüme sahip (Şekil 3.10d,e) mineraller huntit ve dolomitten yapılı olmalıdır ancak bu mineraller kristal boyutunun çok küçük olmasından dolayı ince kesitte zor ayırt edilebilmektedir. Daha yakın görüntülerde huntit ve dolomit az çok ayırt edilebilir. Olasılıkla koyu gri renkli kısımlar huntit kristallerinden yapılıdır (Şekil 3.10f). Açık gri renkli kristaller dolomit mineraline ait olmalıdır. İnce kesitlerde yer yer hasırımsı ve çubuksu algal yapılarla rastlanmıştır (Şekil 3.10g,h).



Şekil 3.10 L2B altbiriminin ince kesit görüntüleri. a) paralel nikol, b) çapraz nikol, c) paralel nikolde açık renkli alanlar hidromanyezit, koyu renkli alanların huntit ve dolomit, d) c'nin yakından görünümünde hidromanyezitin belirgin alacalı dokusu, e) huntit ve dolomitin bulutsu görünümü, f) e'nin yakından görünümünde açık gri renkli dolomit kristalleri, g-h) hasırımsı ve çubuksu algal yapılar.

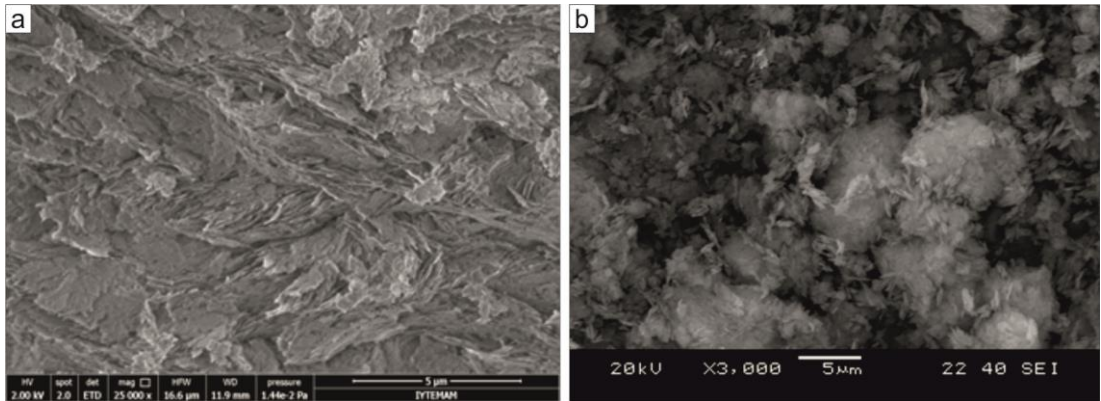
İnce kesitlerde yer yer otobreşik yapıların olduğu görülmüştür (3.11a,b). Huntit minerallerinden yapılmış koyu tanelerin birbirini karşıladığı gözlenir. Bunlar olasılıkla hidromanyezit çökelimi sırasında altlayan huntit seviyelerinden kazanmış ve kısa mesafeler boyunca taşınmış huntit taneleridir. Bu intraklastik fasiyes, L2 altbirimi içerisinde yer yer makro düzeyde gözlenebilir.



Şekil 3.11 a) L2B altbirimindeki otobreşik yapıları gösteren ince kesit görüntüleri (x2 büyütme), b) aynı görüntü (x4 büyütme).

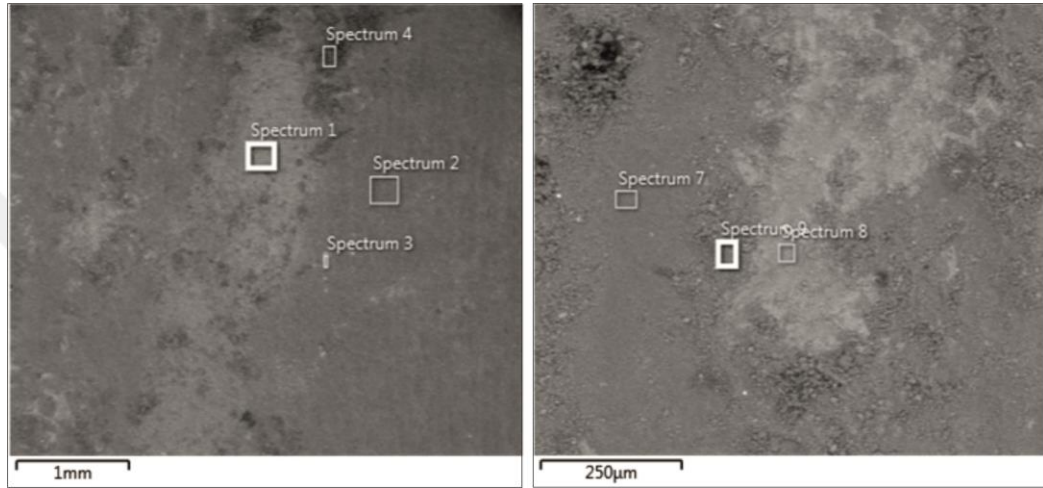
3.1.3 SEM Sonuçları

İnce kesitlerde ayırtılamayan minerallerin tanımlanması için SEM görüntüleri alınmıştır. Özellikle huntit mineralinin kristal boyutunun çok küçük olmasından dolayı ince kesit yerine elektron mikroskopuyla çalışılmıştır. L1 altbiriminden alınan örneğin SEM görüntüsünde (Şekil 3.12), tümüyle özşekilli, levhasal, üst üste dizilmiş (stacked) huntit kristallerinden yapıldığı gözlenmiştir.



Şekil 3.12 L1 altbiriminin huntit minerallerinden yapıldığı örneklerinin İYTE-MAM (a) ve DEÜ Metalurji ve Malzeme Bölümünde (b) alınan SEM görüntüleri.

Huntit, hidromanyezit ve dolomit minerallerinin birarada gözlendiği L2B altbirimi üzerinde geri saçınmış elektron (BSE, backscattered electron) görüntüsü üzerinden mineral tanımlamaları yapılmıştır. Farklı dokusal özellik gösteren alanlardan alınan spot analiz verilerine göre (Şekil 3.13, Tablo 3.1); koyu gri renkli ve tekdüze bir görünüme sahip alanlar hidromanyezit, gri-siyah alacalı alanlar huntit ve açık gri renkli alanlar dolomit olarak tanımlanmıştır.



Şekil 3.13 HM örneklerinden alınmış geri saçınmış elektron (BSE) görüntüleri ve spot analizi yapılan alanlar.

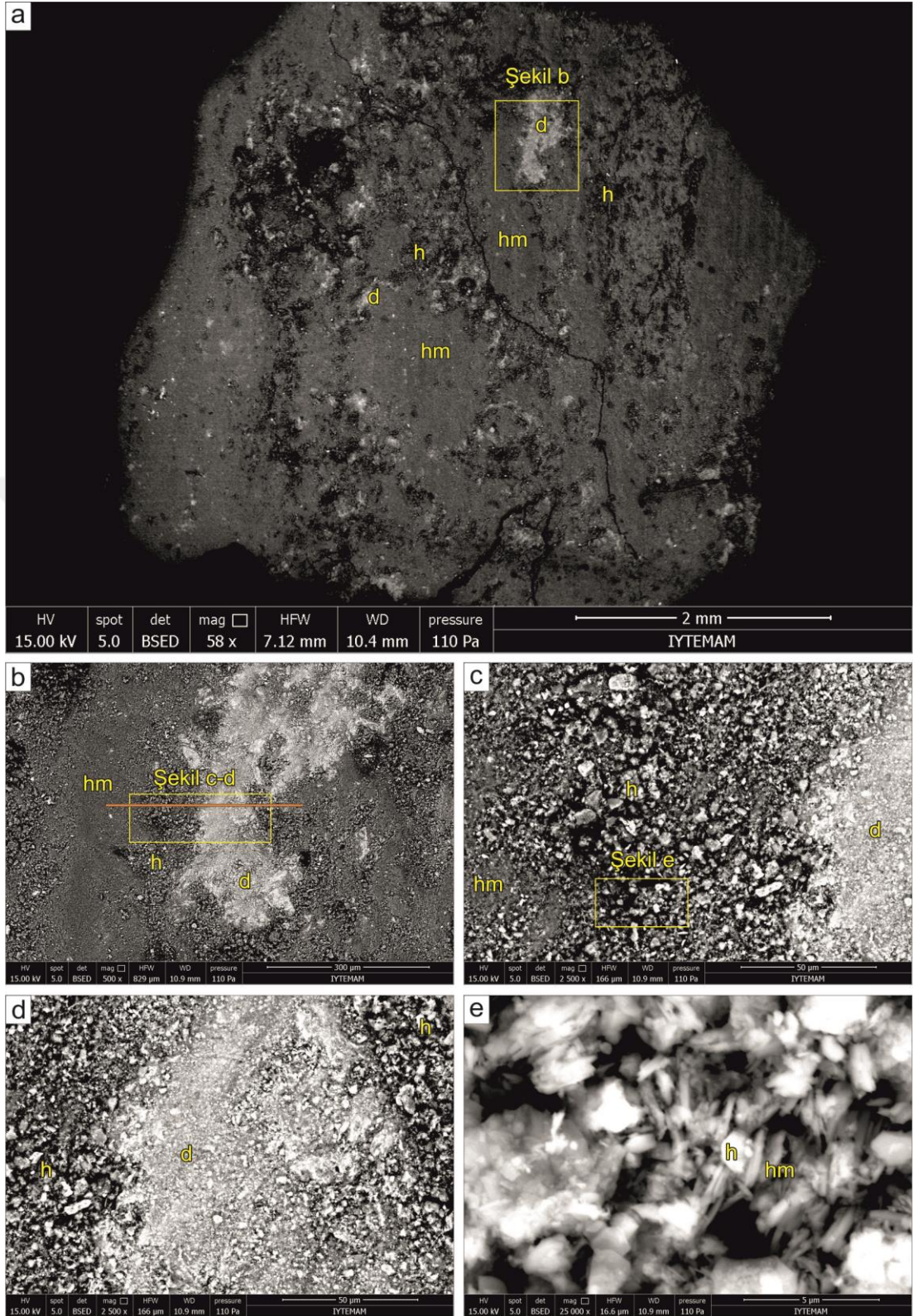
Tablo 3.1 Şekil 3.12’de gösterilen spot analiz alanlarından elde edilen ağırlıkça % Mg-Ca oranları ve mineral tanımlamaları.

Spectrum	Wt% Mg	Wt% Ca	Mineral
1	65,54	34,46	Dolomit
2	87,08	12,92	Hidromanyezit
3	88,38	11,62	Hidromanyezit
4	76,35	23,65	Huntit
7	89,27	10,73	Hidromanyezit
8	52,52	47,48	Dolomit
9	80,91	19,09	Huntit

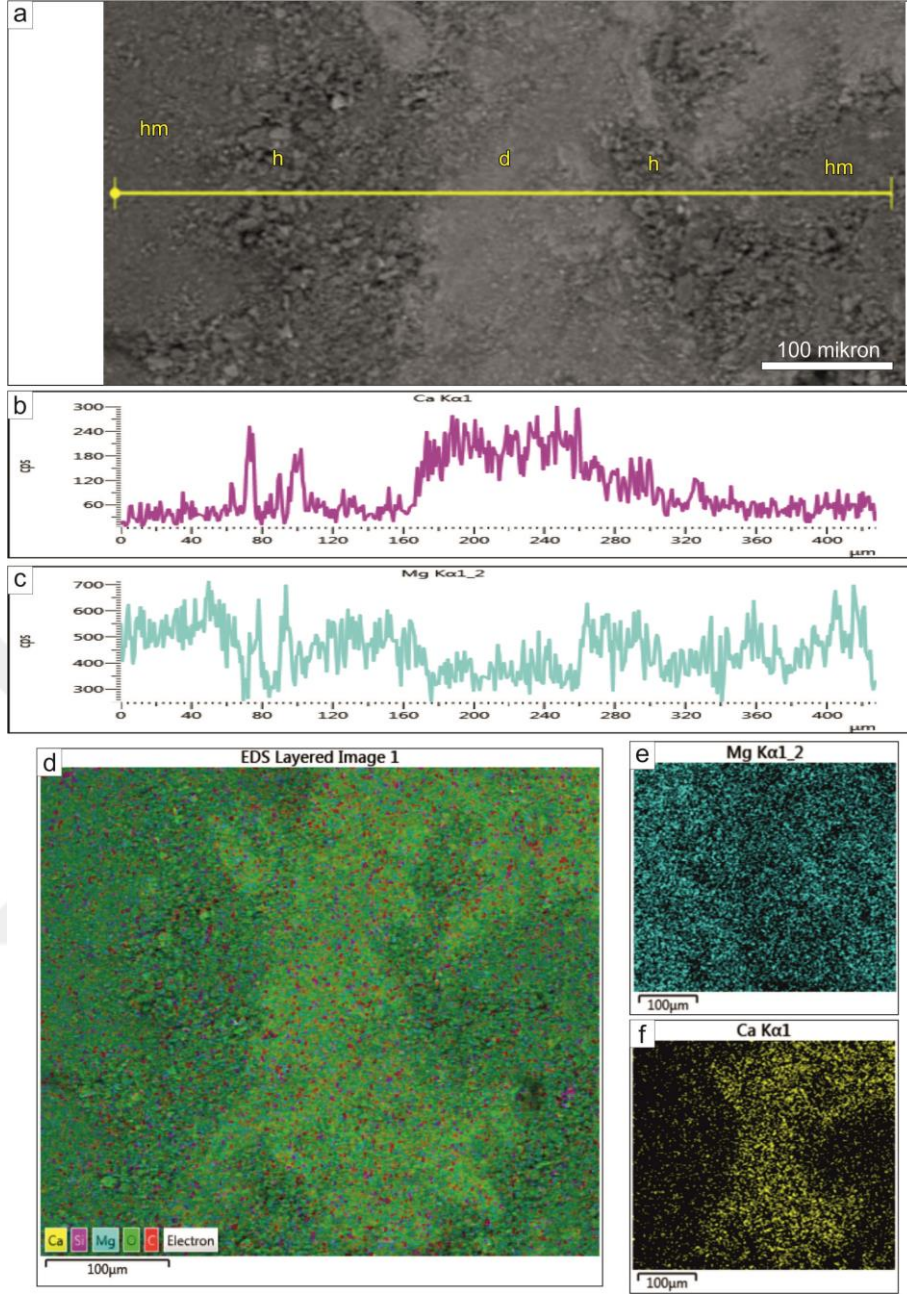
Tanımlanan bu mineraller üzerinden daha detaylı BSE görüntüleri çekilmiştir. Örneklerin XRD analiz sonuçlarına uygun şekilde yaklaşık %60-70 oranında hidromanyezit (hm) mineralinden yapıldığı görülür (Şekil 3.14a). Örneğin kalanında huntit (h) ve dolomit (d) biraradalığı dikkat çekicidir (Şekil 3.14b,c,d). Hidromanyezitin ana bileşen olduğu, huntit ve dolomitin ise daha çok boşluk dolgusu

şeklinde bir görüntü verdiği gözlenmiştir. Yaklaşık 1 mikron boyutundaki levhasal huntit krsitalleri arasında daha iri ve rozet görünümlü hidromanyezit kristalleri gözlenir (Şekil 3.14e). Genel olarak dolomitin huntit tarafından çevrelendiği ve yer yer hidromanyezit-huntit-dolomit sırasında bir mineral zonlanması oluşturduğu tespit edilmiştir (Şekil 3.15a,b,c). Aynı görüntü üzerinde X-Ray elementer haritalama yapılmış (Şekil 3.15d), magnezyumun dengeli bir dağılım gösterdiği (Şekil 3.15e), kalsiyumun ise belli alanlarda kümелendiği (Şekil 3.15f) görülmüştür.



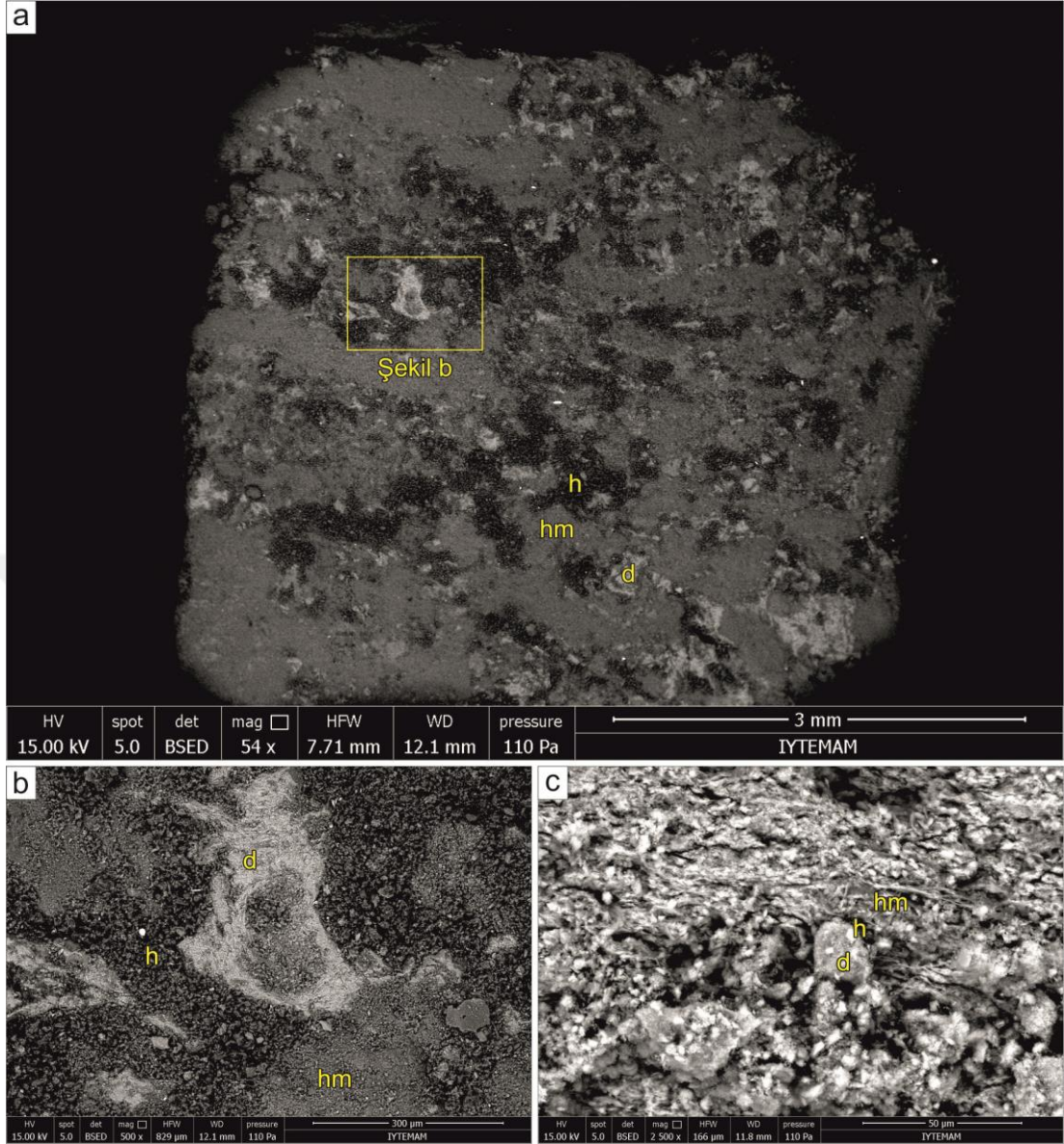


Şekil 3.14 L2B altbirimi örneğinin BSE görüntüleri (hm: hidromanyezit, h: huntit, d: dolomit, turuncu çizgi: Şekil 3.15’de verilen kesit çizgisi).



Şekil 3.15 a) L2B altbiriminden alınan spot analiz kesiti, b) kesit üzerindeki Ca değişimi, c) kesit üzerindeki Mg değişimi, d) X-Ray elementer haritalama görüntüsü, e) haritalama görüntüsündeki Mg dağılımı, f) haritalama görüntüsündeki Ca dağılımı.

Bu mineral zonlanması her zaman düzenli bir şekilde gözlenmez. Yer yer hidromanyezitin dolomitte doğrudan dokanak oluşturduğu görülür (Şekil 3.16a,b). Daha yakın SEM görüntüsünde hidromanyezit üzerinde yer alan huntit levhaları ve daha iri kristalli dolomit kristalleri (Şekil 3.16c) gözlenir.



Şekil 3.16 L2B altbirimi BSE görüntüleri (hm: hidromanyezit, h: huntit, d: dolomit).

3.2 Jeokimya

Neredeyse saf huntit olarak tanımlanabilecek RU örneğinin majör element analizine bakıldığında ise % 33,81 MgO, %15,05 CaO ve %49,04 kızdırma kaybı değerine sahip olduğu görülmüştür. Huntit mineralinin teorik olarak %34,15 MgO, % 15,88 CaO ve %49,87 CO₂ içerdiği öngörülür (Hollingbery, 2011) . Faust (1953), Koblencz ve Nemezc (1953), Skinner (1958), Cole ve Lancucki (1975), Shayan (1984), Kangal ve Güney (2006) gibi huntit minerali üzerinde yapılmış geçmiş çalışmalarla (Tablo 3.2) karşılaştırıldığında tüm bu değerlerin birbirine yakın olduğu

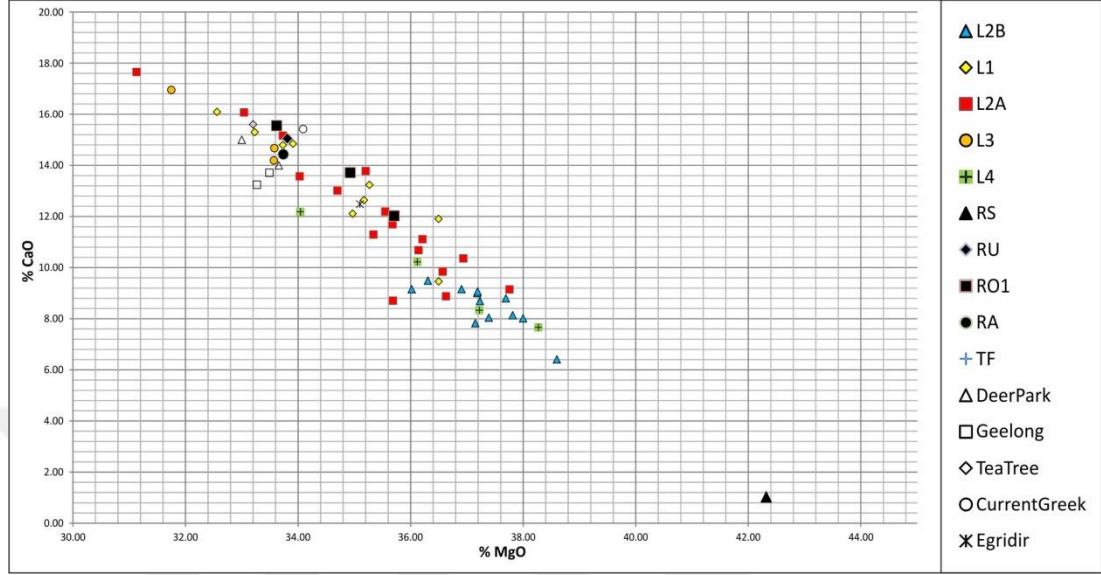
anlaşılmaktadır. Çameli Havzası'nda hidromanyezit hiçbir zaman safa yakın derecede gözlenmez. Ancak Salda Gölü güncel hidromanyezit oluşumundan alınan örneğin majör element analizine bakıldığında %42,32 MgO, %1,03 CaO ve %55,93 kızdırma kaybı değerine sahip olduğu görülmüştür. Teorik olarak hidromanyezitin ise %43,09 MgO, %19,26 H₂O ve %37,64 CO₂ içerdiği öngörülür (Hollingbery, 2011).

Tablo 3.2 Geçmiş çalışmalarda huntit minerali için yapılmış jeokimyasal analizlerin sonuçları.

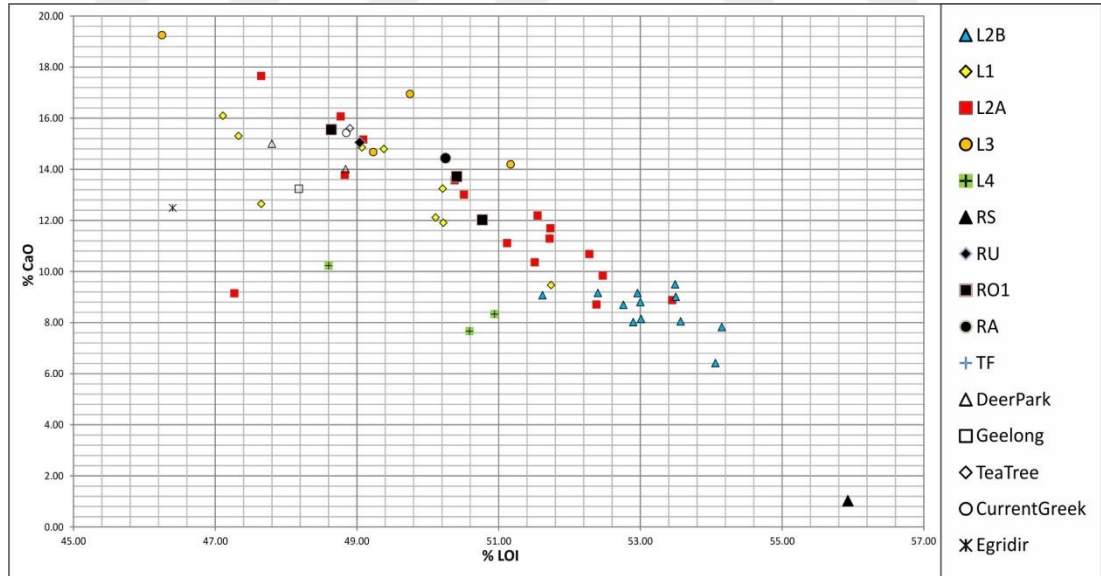
Örnek	Deer Park Victoria Avustralya		Geelong Victoria Avustralya		Tea Tree Gully Avustralya	Current Greek Nevada ABD	Eğridir Türkiye	Çameli Türkiye
	(Cole ve Lancucki, 1975)	(Shayan, 1984)	(Shayan, 1984)	(Koblencz ve Nemezc, 1953)	(Skinner, 1958)	(Faust, 1953)	(Kangal ve Güney, 2006)	(Bu çalışma)
MgO %	33	33.66	33.27	33.49	33.2	34.09	35.1	33,81
CaO %	15	14	13.24	13.71	15.6	15.42	12.48	15,05
SiO₂ %	0.2						2.43	1,13
Fe₂O₃ %	0.11						0.18	0,04
SrO %		1.82	1.86				2.43	0,17
LOI %	47.8	48.84	48.18	43.98	48.9	48.85	46.4	49,04

Jeokimyasal analiz sonuçlarına göre huntit ve hidromanyezit oluşumlarının MgO değerleri %31-39 aralığında, CaO değerleri %6-16 aralığında değişmektedir (Şekil 3.16). Altbirimler arasında belirgin bir sıralanma gözlenmese de ağırlıklı olarak L1 ve L3 altbirimlerinin daha yüksek oranda huntit mineralinden yapıllı olmasından kaynaklı CaO değerlerinin daha yüksek olduğu söylenebilir. Daha önce belirtildiği gibi yataklanma içerisinde hidromanyezitin belli bir yüzdenin üzerinde olmamasından dolayı MgO değerlerinin %39 üzerine çıkmadığı ve CaO-MgO diyagramında referans olarak kullanılabilir Salda Gölü örneğiyle (RS) arasında bir boşluk oluşturduğu gözlenmektedir. Kızdırma kaybı (LOI) değerleri %47-54

aralığında değişmektedir (Şekil 3.17). MgO oranının artışına bağlı olarak kızdırma kaybı oranının da arttığı gözlenir.



Şekil 3.16 Huntit ve hidromanyezit oluşumlarına ait örneklerin CaO-MgO diyagramı ve geçmiş çalışmalarla karşılaştırması.



Şekil 3.17 Huntit ve hidromanyezit oluşumlarına ait örneklerin CaO-LOI diyagramı ve geçmiş çalışmalarla karşılaştırması.

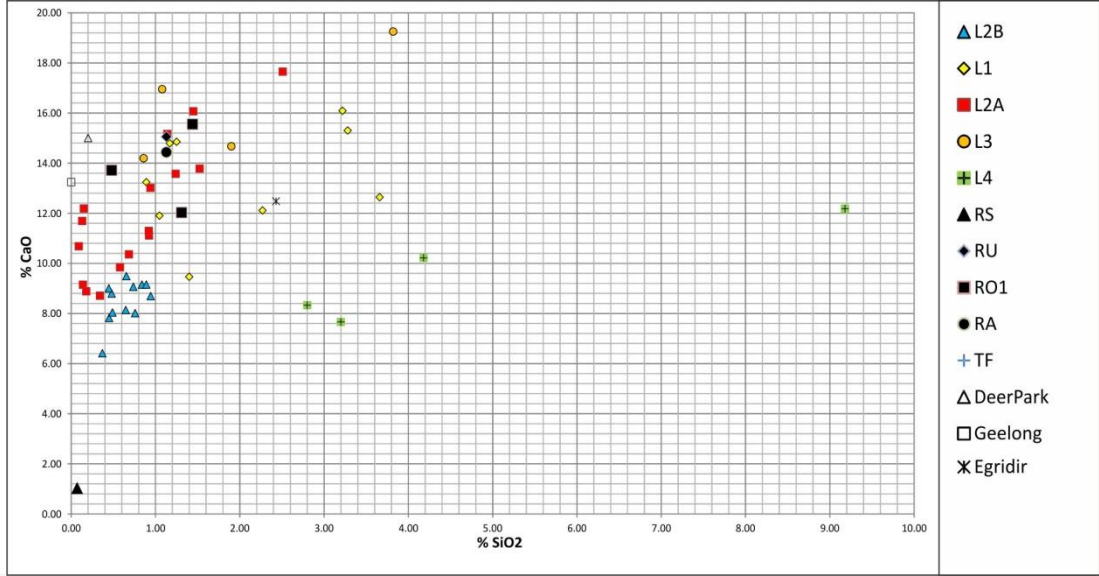
Shayan (1984)'in çalışmasında Geelong, Victoria'dan alınan huntit örneklerine dayalı analiz değerlerinde %1.86 SrO değeri elde ettiği bilinmektedir. Sr içeriğinin

yüksek olasılıkla huntitin yapısında var olduğunu, huntit oluşumu süresince çökelimi sağlayan Mg ve Ca bakımından zengin çözeltilerin aragonit üzerinde Sr'ü açığa çıkaran bir rol oynadığını ve sonrasında Ca ve Mg ile birlikte çöktüğünü söyler. Burada huntitin geç meteorik evre ürünü olduğu ve ilksel mineralin aragonit olduğu düşünülür. Çalışma alanından alınan örneklerde SrO değerleri (safa yakın huntit örneği dahil) %0.25'i geçmez ancak huntit içeriği yükseldikçe SrO içeriğinin de yükseldiği görülmektedir (Şekil 3.18). Zachmann (1989), Kozani havzasındaki huntit örneklerinde yüksek Sr değerleri elde etmiştir. Huntit içerisindeki bu yüksek Sr konsantrasyonunun Ca bakımından zengin karst sularının önemli bir rol oynadığına işaret ettiğini söyler. Buna göre huntitin, temelden gelen karstik sularla Mg bakımından zengin tuzlu suların birbirine karışımı sonucunda oluştuğunu düşünür.



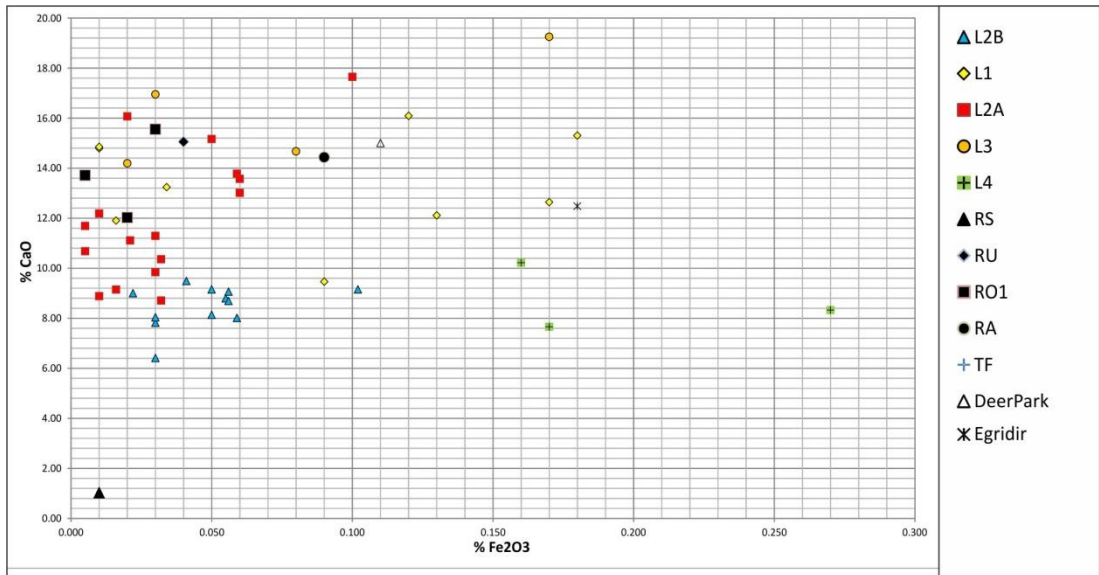
Şekil 3.18 Huntit ve hidromanyezit oluşumlarına ait örneklerin CaO-SrO diyagramı ve geçmiş çalışmalarla karşılaştırması.

Benzer şekilde CaO içeriğinin artmasına bağlı olarak SiO₂ oranında da artış olduğu görülür (Şekil 3.19). Özellikle L1 ve L4 altbirimlerinden alınan örneklerde CaO içeriğinden bağımsız olarak SiO₂ değerleri yüksektir. Özellikle L4 altbiriminde %10'a varan SiO₂ içeriği tespit edilmiştir.



Şekil 3.19 Huntit ve hidromanyezit oluşumlarına ait örneklerin CaO-SiO₂ diyagramı ve geçmiş çalışmalarla karşılaştırması.

Örneklerin, CaO-Fe₂O₃ diyagramındaki dağılımına bakıldığında belirgin bir kümelenme gözlenmemektedir. Fe₂O₃ içeriği kimi örneklerde bir miktar yüksek olsa bile %0.3'ü geçmediği görülür (Şekil 3.20). L2 altbirimine ait örneklerdeki Fe₂O₃ içeriğinin bağıl olarak bir miktar daha düşük olduğu diyagramdan görülsse bile yorum yapabilmek için yeterli bir veri sunmadığı düşünülmektedir.



Şekil 3.20 Huntit ve hidromanyezit oluşumlarına ait örneklerin CaO- Fe₂O₃ diyagramı ve geçmiş çalışmalarla karşılaştırması.

Bunların haricinde, dolomitik kireçtaşından alınan örneğin (TF) majör element analizinde %19,55 MgO ve %30,72 CaO değerleri elde edilmiştir.

Çameli Havzası huntit-hidromanyezit yataklarında iki mineralin karışım halinde bulunduğu ve toplam kayaç kimyasına bakılarak mineral içeriklerinin saptanabileceği anlaşılmıştır. Jeokimyasal ve mineralojik analiz sonuçları karşılaştırıldığında (Tablo 3.3) esas olarak MgO ve CaO olmak üzere iki değişkeni bulunan yataklanmanın MgO değerlerinin %33-36 aralığında gözlendiği seviyelerinin huntit mineralince baskın, %36-38 aralığında gözlendiği seviyelerin hidromanyezit mineralince baskın olması beklenmelidir.

Tablo 3.3 Çameli havzası huntit-hidromanyezit oluşumlarından alınan bazı örneklerin jeokimyasal ve mineralojik analiz sonuçları (H: huntit, HM: hidromanyezit, Mag: manyezit, Dol: dolomit, Kal: kalsit, Arg: aragonit). Diğer örneklerin analiz sonuçları için Ek-1 ve Ek-2'ye bakınız.

Örnek Adı	MgO	CaO	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	LOI	H	HM	Mag	Dol	Kal	Arg
RS	42,32	1,03	0,07	0,01	55,93	2,60	97,00	0,10	0,20	-	0,40
RU	33,81	15,05	1,13	0,04	49,04	99,00	0,10	0,50	0,10	-	-
RO1	33,62	15,55	1,44	0,03	48,64	91,00	6,00	1,10	0,30	-	0,10
RO2	35,71	12,02	1,31	0,02	50,77	66,00	28,00	2,20	4,30	-	-
RO3	34,93	13,71	0,48	0,01	50,41	89,00	10,00	0,40	0,60	-	-
HM10	37,15	7,82	0,45	0,03	54,15	15,00	69,00	-	16,00	-	-
HM11	38,60	6,41	0,37	0,03	54,06	37,00	65,00	-	7,90	-	0,10
RA	33,74	14,43	1,13	0,09	50,25	66,00	20,00	0,20	14,00	0,10	-
BH2	37,22	8,33	2,8	0,27	50,94	42,00	48,00	1,50	5,50	-	-

Kireçtaşı tabakası içerisinde alttan üste doğru MgO içeriğindeki değişimlere bakıldığında (Şekil 3.1), göl sularında değişen Mg/Ca oranının huntit-hidromanyezit ve dolomitik kireçtaşı araldanmasını sonuçladığı görülür. Olasılıkla dolomitik kireçtaşı çökelimine bağlı olarak göl sularında azalan Ca²⁺ ve bununla birlikte bağlı olarak zenginleşen Mg²⁺ iyonlarıyla birlikte huntitin çökeldiği anlaşılmaktadır. Özellikle RO2 örneği ve eşleniği olan HM örneklerinde (Tablo 3.3) MgO içeriğinin %38,60'a kadar vardığı göz önüne alınırsa, belli bir evrede göl sularındaki Mg/Ca oranının ani bir şekilde yükseldiği ve hidromanyezitin baskın bir çökelim dönemine geçildiği görülmektedir.

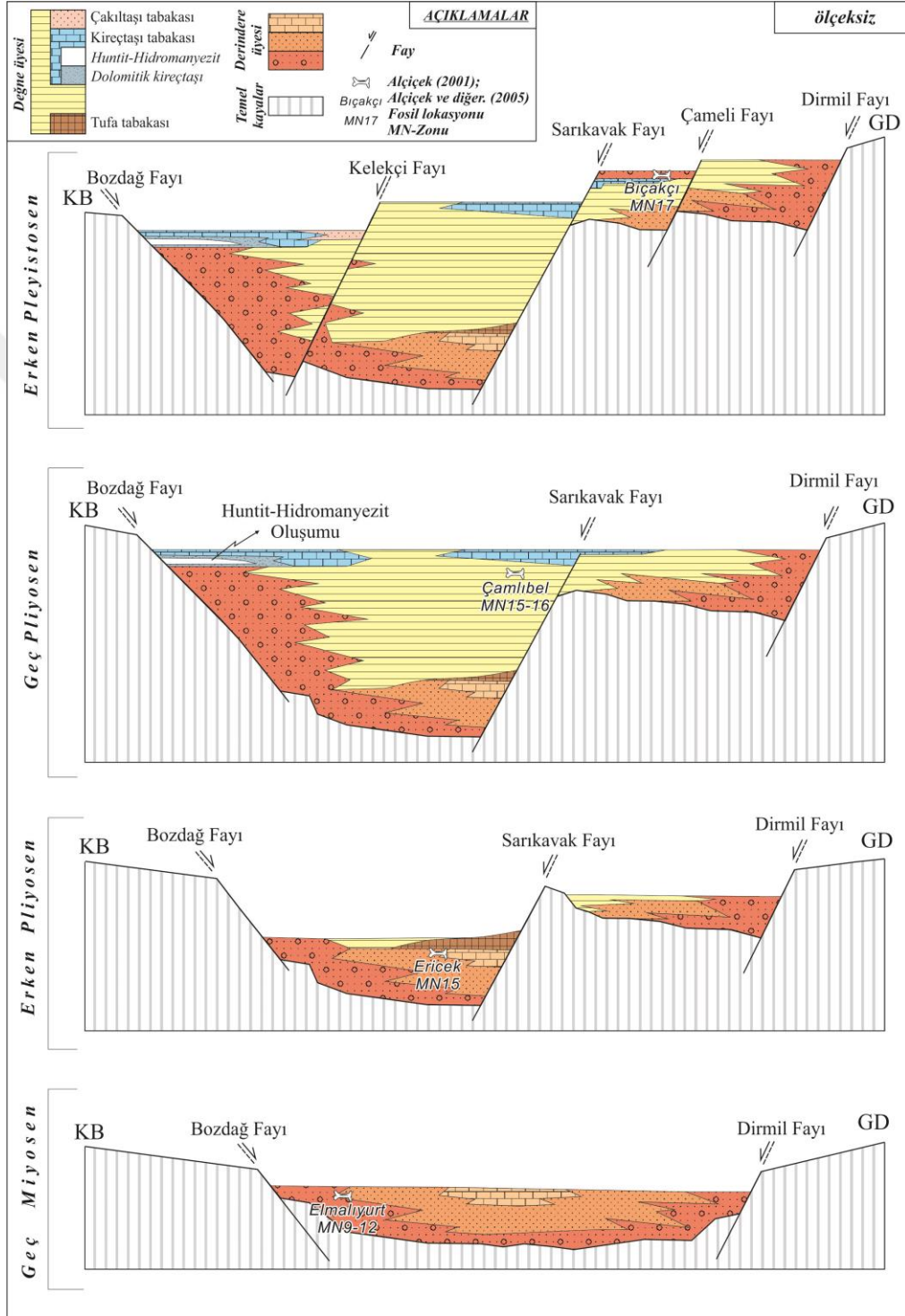
BÖLÜM DÖRT

SONUÇLAR

Çameli Havzası içerisinde yer alan huntit ve hidromanyezit oluşumları öznel oluşum koşulları gerektirmesi nedeniyle ender olarak rastlanılan ve ekonomik olarak öneme sahip yataklanmalar oluşturlar. Benzer bir yataklanma Kozani Havzası'nda (Kuzey Yunanistan) yer almaktadır. Bu iki havza dışında Dünya genelinde bir diğer huntit-hidromanyezit yataklanmasına rastlanmaz.

Çameli Havzası, Likya Naplarının içerisinde Geç Miyosen dönemindeki KB-GD genişleme tektoniğine bağlı olarak açınmıştır (Alçıçek, 2001; Alçıçek ve diğer., 2005). Havza, kenar fayları (Bozdağ ve Dirmil fayı) boyunca Derindere üyesi olarak tanımlanan alüvyal yelpaze çökelleriyle dolmaya başlamıştır. Yelpaze çökelleri, hakim olarak ıraksak ürünlerle temsil edilir. Havza ortasına doğru göl ortamına geçişi ifade eden yelpaze deltası çökellerine ve linyit bantlarıyla simgelenen bataklık düzeylerine rastlanır. Alçıçek (2001), gölün kıyı gerisi bataklık ortamından alınan memeli fosil örneklerinden erken-orta Pliyosen yaşı (Ericcek; MN15) elde etmiştir. Bataklık düzeyleri kireçtaşı mercek ve ara katmanlarıyla gölsel çökellere geçer. Gölsel istifin sınırlı alanlarda gözlenmesi ve fazla kalınlık sunmaması, bu evredeki gölün geçici ve sığ bir göl olduğuna işaret eder. Sarıkavak civarında gölsel istifin Tufa tabakası tarafından üzerlendiği görülür. Alçıçek (2001), tufa oluşumunun Erken-Orta Pliyosen'deki faylanmaya bağlı olarak geliştiğini söyler ve havzanın, bu oluşumu sonuçlayan Sarıkavak Fayı boyunca ikiye bölündüğünü belirtir. Bu faylanmayla birlikte havza derinleşir ve Değne üyesinin simgelediği açık göl fasiyesindeki çökeller depolanmaya başlar. Orta-Geç Pliyosen dönemine kadar kenar faylarını da aşacak şekilde depolanma devam eder ve sığ göl tortullarına geçilir (Alçıçek ve diğer., 2004; 2005). Alttan üste doğru kumlu kireçtaşı, dolomitik kireçtaşı, kireçtaşı ve yersel olarak gözlenen tufa oluşumlarından yapılı sığ göl tortulları Kireçtaşı tabakası olarak tanımlanmıştır. Dolomitik kireçtaşları içerisinde mercek şeklinde olmak üzere üç seviye halinde huntit ve hidromanyezit oluşumlarına rastlanır (Şekil 4.1). Sonrasında havza Kelekçi ve Çameli faylarıyla dörde bölünür (Alçıçek ve diğer., 2015). Bu faylanma evresine bağlı çökellerden Erken Pleyistosen

(Bıçakçı; MN17) yaşı elde edilmiştir (Van Den Hoek Ostende ve diğer., 2015a,b; Alçıçek ve diğer., 2016). Havza tortuları son olarak Kuvaterner yaşlı çökellerle örtülür.



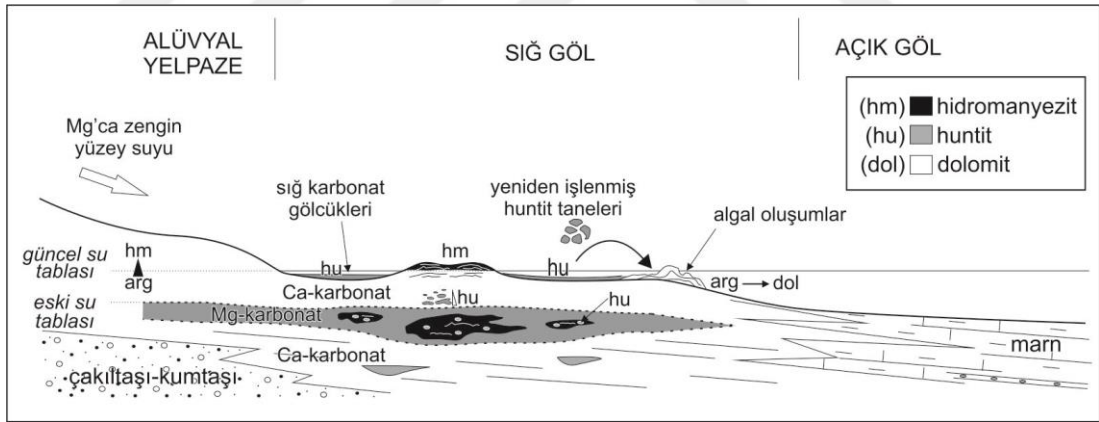
Şekil 4.1 Huntit-hidromanyezit oluşumlarının Çameli Havzasının evrimi içerisindeki yerini gösterir model kesiti (Alçıçek, 2001 ve Alçıçek ve diğer., 2005'den yararlanılarak hazırlanmıştır).

Geç Pliyosen-Erken Pleyistosen yaşlı Kireçtaşı tabakası, marn-kumlu kireçtaşı araldanmasıyla başlar ve üste doğru gölün kenar düzlüklerinde mikrobiyalit varlığına bağlı olarak çökelen dolomitik kireçtaşlarına geçer. Dolomitik kireçtaşları olasılıkla syanobakterilerin yığılmasını şeklinde, farklı kümelerin birbirine değmesi yoluyla gelişerek oluşmuştur. İlksel olarak su altı (subaqueous) ortamda aragonit olarak çökeldiği ve sonrasında erken diyajenetik evrede dolomite dönüştüğü düşünülür. İklimsel değişimlere bağlı olarak yağışlı dönemlerde, sığ göl ortamındaki su seviyesinin bağıl olarak bir miktar yükselmesi, dolomitik kireçtaşlarının oluşumuna olanak sağlar. Hem iklim koşullarındaki ritmik değişimlere paralel şekilde hem de göl suyundaki Mg/Ca dengesine bağlı olarak, Ca ve Mg karbonat araldanması başlar. Dolomitik kireçtaşının bol gözenekli, tufa görünümüne sahip yapısı ani kristallenmeye işaret etmektedir. Dolomitik kireçtaşı oluşumuyla birlikte göl suyundaki Ca^{2+} iyonlarının hızlı bir şekilde tüketilmesi, Mg/Ca oranının ani bir şekilde artmasına ve huntit-hidromanyezit oluşumuna olanak vermiştir. Buna bağlı olarak görece kurak iklim dönemlerinde göl kıyısı düzlüğünde ve kıyı gerisi sığ gölcüklerde Kinsman (1967) ve Müller ve diğer. (1972)'nin belirttiği gibi Mg/Ca oranının 30-40 civarına ulaşmasıyla birlikte huntit çökeler. Bütünüyle huntitten yapılmış seviyelerin SEM görüntülerindeki özşekilli kristaller huntitin, Calvo ve diğer., (1995)'nin öngördüğü şekilde göl sularından doğrudan çökelebileceğine işaret eder. Hidromanyezit oluşumu için Müller ve diğer. (1972), huntit için gerekenden çok daha yüksek Mg/Ca değeri gerektiğini söyler. Braithwaite ve Zedef (1996) ise göl kıyısı düzlüklerinde mikrobiyalit varlığına bağlı olarak fotosentez sonucu sudaki CO_2 basıncının azalması ve pH'ın yükselmesiyle alkalinitenin arttığını ve buna bağlı olarak hidromanyezit duraylı hale geldiğini, çökeli için uygun ortam oluştuğunu öngörür. Ancak Power ve diğer., (2014) hidromanyezit çökeli için sadece Mg/Ca oranının yüksek olmasının yeterli olmadığını belirtir. Atlin Gölü'nde Mg/Ca oranının 150 olduğu sulak alanlarda bile ilksel olarak aragonit mineralinin çökeldiğini tespit etmiş ve buna bağlı olarak hidromanyezitin su tablasının üstü ortamlarda oluştuğu söylemiştir.

Buna göre; sığ göl ortamının kenar düzlüklerinde ve yersel sığ gölcüklerinde huntit çökelerken, açık göle geçtiği kesimlerde mikrobiyalite varlığına bağlı olarak

aragonit çökelmiş ve mevsimsel değişimlere bağlı olarak su tablasının üstünde kaldığı dönemlerde (subaerial ortamda) hidromanyezite dönüşmüştür. Calvo ve diğer., (1995)'nin öngördüğü şekilde, yersel olarak altlayan huntit seviyelerinden kazınıp kısa mesafeler boyunca hidromanyezitli zonlara taşınmış huntit tanelerinden (reworking) yapıları fasiyeslere rastlanır. İlerleyen göl sularına bağlı olarak hidromanyezit kümeleri içerisindeki boşlukların huntit mineralince doldurulduğu ve geç diyajenetik evrede bu huntit dolgulu alanların dolomit tarafından yersel olarak ornatıldığı düşünülür. Bağlı olarak derinleşen göl sularınca dolomitik kireçtaşına geçilir. Son olarak sığ göl ortamı daha da derinleşerek gölün son ürünü olan kireçtaşıyla kapanır.

Açık göl ortamından sığ göl ortamına geçiş düzeylerinde, huntitin yumrular halinde hidromanyezitik çamur içerisinde yer aldığı seviyeler, gölsel çökellerin yayıldığı havza genelinde takip edilebilmektedir. Olasılıkla gölün bu dönemi, geniş alanları kapsayan kısa bir playa evresine işaret etmektedir.



Şekil 4.2 Göl ortamındaki huntit-hidromanyezit yataklanmasının oluşum modeli.

Huntit-hidromanyezit yatakları özgün gölsel koşulları gerektiren bir çökelim ortamında oluşur. Yataklanmaların ve güncel oluşumların ortak özelliği, Mg bakımından zengin kayaçlarla çevrili, pH değerinin yüksek (>9) olduğu alkali ve hidrolojik olarak kapalı, mikrobiyalitik etkinliğin var olduğu gölsel ortamlarda bulunmasıdır. Buna bağlı olarak özellikle ofiyolitik karmaşıklar içerisinde açınmış karasal havzaların gölsel istifleri içerisindeki sığ göl fasiyeslerinde huntit ve hidromanyezit oluşumlarına rastlanabileceği öngörülmektedir.

KAYNAKLAR

Akbulut, A. ve Kadir, S. (2003). Huntite deposits in the Neogene lacustrine sediments of the Çameli Basin, Denizli, SW Turkey. *Carbonates and Evaporites*, 18 (1), 1-9.

Akdeniz, N. (2011). *1:100 000 ölçekli Türkiye jeoloji haritası: Denizli N22 paftası*. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Yayını, Ankara.

Alçıçek, M.C. (2001). *Çameli Havzasının Sedimentolojik İncelemesi (Geç Miyosen-Geç Pliyosen, Denizli, GB Anadolu)*. Doktora Tezi, Ankara Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Ankara.

Alçıçek, M.C., Kazancı, N., Özkul, M. ve Şen, Ş. (2004). Çameli (Denizli) Neojen havzasının tortul dolgusu ve jeolojik evrimi. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 128, 99-123.

Alçıçek, M.C., Kazancı, N., ve Özkul, M. (2005). Multiple rifting pulses and sedimentation pattern in the Çameli Basin, southwestern Anatolia, Turkey. *Sedimentary Geology*, 173, 409-431.

Alçıçek, M.C., Ten Veen, J.H. ve Özkul, M. (2006). Neotectonic development of the Çameli Basin, southwestern Anatolia, Turkey. In A.H.F. Robertson ve D. Mountrakis, (Ed.). *Tectonic Development of the Eastern Mediterranean Region*, 260, (591-611). London: Geological Society Special Publications.

Alçıçek, M.C. ve Ten Veen, J.H. (2008). The late Early Miocene Acıpayam piggy-back basin: Refining the last stages of Lycian nappe emplacement in SW Turkey. *Sedimentary Geology*, 208, 101-113.

- Alçiçek, H., Wesseling, F.P., Alçiçek, M.C., Jimenez-Moreno, G., Feijen, F., Van Den Hoek Ostende, L.W. ve diğer., (2016). A multiproxy study of the early Pleistocene paleoenvironmental and paleoclimatic conditions of an anastomosed fluvial sequence from the Çameli Basin (SW Anatolia, Turkey). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, DOI: 10.1016/j.palaeo.2016.08.019.
- Anastopoulos, J. ve Brousoulis, J. (1973). The Kozani-Servia lignite basin. *Institute of Geology and Mineral Exploration, Athens, Mineral Deposits Research, 1*, 1-77.
- Bashir, E., Naseem, S., Sheikh, S.A. ve Kaleem, M. (2009). Mineralogy of the Kraubath-type magnesite deposits of the Khuzdar area, Balochistan, Pakistan. *Journal of the Earth Sciences Application and Research Centre of Hacettepe University, 30* (3), 169-180.
- Bozkurt, E. (2003). Origin of NE-trending basins in western Turkey. *Geodinamica Acta, 16*, 61-81.
- Braithwaite, C.J.R. ve Zedef, V. (1996). Hydromagnesite stromatolites and sediments in an alkaline lake, Salda Gölü, Turkey. *Journal of Sedimentary Research, 66*, 991-1002.
- Calvo, J.P., Stamatakis, M.G. ve Magganas, A.C. (1995). Clastic huntite in Upper Neogene formations of the Kozani Basin, Macedonia, Northern Greece. *Journal of Sedimentary Research, A65*, 627-632.
- Charalampides, G., Konstantinos, I.V., Platias, S. ve Karayannis, V. (2014). The contribution of industrial minerals to sustainable recovery of Greek economy. *Procedia Economics and Finance, 14*, 128-136.
- Cole, W.F. ve Lancucki, C.J. (1975). Huntite from Deer Park, Victoria, Australia. *The American Mineralogist, 60*, 1130-1131.

- Coshell, L., Rosen, M.R. ve Mcnamara, J. (1998). Hydromagnesite replacement of biomineralized aragonite in a new location of Holocene stromatolites, Lake Walyungup, Western Australia. *Sedimentology*, 45, 1005-1018.
- Erakman, B., Meşhur, M., Gül, M.A., Alkan, H., Öztaş, Y. ve Akpınar, M. (1982). Fethiye-Köyceğiz-Tefenni-Elmalı-Kalkan arasında kalan alanın jeolojisi. *Türkiye Altıncı Petrol Kongresi Bildiriler Kitabı*, 23-31.
- Faust, G.T. (1953). Huntite, $Mg_3Ca(CO_3)_4$, a new mineral. *The American Mineralogist*, 38, 4-23.
- Goto, A., Arakawa, H., Morinaga, H. ve Sakiyama, T., (2003). The occurrence of hydromagnesite in bottom sediments from Lake Siling central Tibet: implications for the correlation among $\delta^{18}O$, $\delta^{13}C$ and particle density. *Journal of Asian Earth Sciences*, 21, 979-988.
- Hall, A. ve Stamatakis, M.G. (2000). Hydrotalcite and an amorphous clay mineral in high-magnesium mudstones from the Kozani Basin, Greece. *Journal of Sedimentary Research*, 70 (3), 549-558.
- Hancock, M. ve Rathon, R.N. (2003). Principle types of particulate fillers. In R.N. Rathon, (Ed.). *Particulate filled polymer composites* (53-100). Shrewsbury: Rapra Technology Ltd.
- Hollingbery, L.A. ve Hull, T.R. (2010). The fire retardant behaviour of huntite and hydromagnesite- a review. *Polymer Degradation Stability*, 95, 2213-2235.
- Hollingbery, L. (2011). *Decomposition and fire retardancy of naturally occurring mixtures of huntite and hydromagnesite*. Doktora Tezi, Central Lancashire Üniversitesi, Preston.

- Hollingbery, L.A. ve Hull, T.R. (2012a). The thermal decomposition of natural mixtures of huntite and hydromagnesite. *Thermochimica Acta*, 528, 45-52.
- Hollingbery, L.A. ve Hull, T.R. (2012b). The fire retardant effects of huntite in natural mixtures with hydromagnesite. *Polymer Degradation and Stability*, 97, 504-512.
- Hordijk, K. ve De Bruijn, H. (2009). The succession of rodent faunas from the Mio/Pliocene lacustrine deposits of the Florina-Ptolemais-Servia Basin (Greece). *Hellenic Journal of Geosciences*, 44, 21-103.
- Jimenez-Moreno, G., Alçiçek, H., Alçiçek, M.C., Van den Hoek Ostende ve L.W., Wesselingh, F.P. (2015). Vegetation and climatic cycles during the late Pliocene and early Pleistocene in SW Turkey. *Quaternary Research*, 84, 448-456.
- Kangal, O. ve Güney, A. (2006). A new industrial mineral: Huntite and its recovery. *Minerals Engineering*, 19, 376-378.
- Kaya, M. ve Öz, D. (1999). Mineral esaslı alev geciktirici ve duman bastırma katkı maddeleri. 3. *Endüstriyel Hammaddeler Sempozyumu Bildiri Özleri Kitabı*, 152-162.
- Kazmierczak, J., Kempe, S., Kremer, B., Lopez-Garcia, P., Moreira, D. ve Tavera, R. (2011). Hydrochemistry and microbialites of the alkaline crater lake Alchichica, Mexico. *Facies*, 57 (4), 543-570.
- Kinsman, D.J.J. (1967). Huntite from a carbonate-evaporite environment. *The American Mineralogist*, 52, 1332-1340.
- Koblencz, V. ve Nemeč, E. (1953). Huntite from the Dorog mine, Dorog, Hungary. *Földt Közl*, 83, 391-395.

- Metaxas, A., Karageorgiou, D.E., Varvarousis, G., Kotis, T., Ploumidis, M. ve Papanikolaou, G. (2007). Geological evolution-stratigraphy of Florina-Ptolemaida-Kozani and Saradaporo graben. *Proceedings of the 11th International Congress*.
- Müller, G., Irion, G. ve Förstner, U. (1972). Formation and diagenesis of inorganic Ca-Mg-carbonates in the lacustrine environment. *Naturwissenschaften*, 59, 158-164.
- Norman, T., Toker, V., Altner, D., Sefer, Ö., Demirtaşlı, E. ve Korkmazer, B. (1986). *Stratigrafi sınıflama ve adlama kuralları*. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Yayını, Ankara.
- Okay, A.I. ve Tüysüz, O. (1999). Tethyan sutures of northern Turkey. In N. Durand, L. Jolivet, F. Horvath ve M. Seranne, (Ed.). *The Mediterranean Basins: Tertiary extension within the Alpine Orogen*, 156, (475-515). London: Geological Society Special Publications.
- Owen, R.B, Renaut, R.W. ve Stamatakis, M.G. (2010). Diatomaceous sedimentation in late Neogene lacustrine basins of western Macedonia, Greece. *Journal of Paleolimnol*, 44, 343-359.
- Power, I.M., Wilson, S.A., Harrison, A.L., Dipple, G.M., Mccutcheon, J., Southam, G. ve diğer., (2014). A depositional model for hydromagnesite-magnesite playas near Atlin, British Columbia Canada. *Sedimentology*, 61, 1701-1733.
- Renaut, R.W. ve Stead, D. (1990). Recent magnesite-hydromagnesite sedimentation in playa basins of the Cariboo Plateau, British Columbia. *British Columbia Geological Survey Geological Fieldwork 1990, 1991-1*, 279-288.
- Rothon, R. (1994). Mineral requirements for flame retardants. *Industrial Minerals*, 51-53.

- Russell, M.J., Ingham, J.K., Zedef, V., Maktav, D., Sunar, F., Hall, A.J. ve diğeri., (1999). Search for signs of ancient life on Mars: expectations from hydromagnesite microbialites, Salda Lake, Turkey. *Journal of Geological Society*, 156, 869-888.
- Shayan, A. (1984). Strontium in huntites from Geelong and Deer Park, Victoria, Australia. *The American Mineralogist*, 69, 528-530.
- Simandl, G.J., Simandl J. ve Debreceni, A. (2000). British Columbia hydromagnesite-magnesite resources: Potential flame retardant material. *British Columbia Geological Survey Geological Fieldwork 2000, 2001-1*, 327-336.
- Skinner, B.J. (1958). Huntite from Tea Tree Gully, South Australia. *The American Mineralogist*, 43, 159-162.
- Stamatakis, M.G., Renaut, R.W., Kostakis, K., Tsvivilis, S., Stamatakis, G. ve Kakali, G. (2007). The hydromagnesite deposits of the Atlin area, British Columbia, Canada, and their industrial potential as a fire retardant. *Proceedings of the 11th International Congress*.
- Süner, F., Akyüz, S., Kumral, M., Budakoğlu, M. ve Çelenli, A. (2000). Salda Gölü güncel hidromanyezit oluşumlarının jeokimyasal, endüstriyel ve çevresel nitelikleri. *Türkiye Bilimsel ve Teknik Araştırma Kurumu Raporu (No. 198Y055)*.
- Şenel, M. (1997a). *1:100 000 ölçekli Türkiye jeoloji haritası: Fethiye L8 paftası*. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Yayını, Ankara.
- Şenel, M. (1997b). *1:100 000 ölçekli Türkiye jeoloji haritası: Fethiye L9 paftası*. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Yayını, Ankara.
- Şenel, M. (1997c). *1:100 000 ölçekli Türkiye jeoloji haritası: Denizli K9 paftası*. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Yayını, Ankara.

- Ten Veen, J.H., Boulton, S.J. ve Alçiçek, M.C. (2009). From paleotectonics to neotectonics in the Neotethys realm: The importance of kinematic decoupling and inherited structural grain in SW Anatolia (Turkey). *Tectonophysics*, 473, 261-281.
- Topak, Y., Gül, M. ve Yaman, S. (2009). Miocene lacustrine succession of the Hoyran Lake Basin, Isparta, southwest Turkey. *Acta Geologica Polonica*, 59 (2), 245-259.
- Uysal, İ., Ersoy, E.Y., Karşlı, O., Dilek, Y., Sadıklar, M.B., Ottley, C.J. ve diğer., (2012). Coexistence of abyssal and ultra-depleted SSZ type mantle peridotites in a Neo-Tethyan Ophiolite in SW Turkey: Constraints from mineral composition, whole-rock geochemistry (majör-trace-REE-PGE), and Re-Os isotope systematics. *Lithos*, 132-133, 50-69.
- Van Den Hoek Ostende, L.W., Gardner, J.D., Van Bennekom, L., Alçiçek, M.C., Murray, A., Wesselingh, F.P. ve diğer., (2015a). Ericek, a new Pliocene vertebrate locality in the Çameli Basin (southwestern Anatolia, Turkey). *Palaeobiodiversity and Palaeoenvironments*, 95, 305-320.
- Van Den Hoek Ostende, L.W., Diepeveen, F., Tesakov, A., Saraç, G., Mayhew, D., Alçiçek, M.C. ve diğer., (2015b). On the brink: micromammals from the latest Villanyian from Bıçakçı (Anatolia). *Geological Journal*, 50, 230-245.
- Von Kobell, F. (1835). Ueber den hydromagnesit von Kumi auf Negroponte. *Journal Für Praktische Chemie*, 80-81.
- Wachtmeister, T. (1828). Analys af ett pulverformigt mineral fran Norra Amerika. *Kong. Vetenskaps-Akademiens Handlingar*, 17-19.
- Walter, M. R., Golubic, S. ve Preiss, W.V. (1973). Recent stromatolites from hydromagnesite and aragonite depositing lakes near the Coorong Lagoon, South Australia. *Journal of Sedimentary Petrology*, 43, 1021-1030.

Wetzenstein, W. (1975). Limnische huntite-hydromagnesite-magnesite-lagerstätten in Mazedonien/Nordgriechenland. *Mineralium Deposita*, 10, 129-140.

Zachmann, D.W. (1989). Mg-carbonate deposits in freshwater environment. In P. Möller, (Ed.). *Magnesite: Geology, mineralogy, geochemistry, formation of Mg-carbonates*, 28, (61-94). Berlin, Gebrüder Borntraeger, Monograph Series on Mineral Deposits.

Zaitseva, L.V., Orleanskii, V.K., Gerasimenko, L.M. ve Ushatinskaya, G.T. (2006). The role of cyanobacteria in crystallization of magnesium calcites. *Paleontological Journal*, 40, 125-133.

Zedef, V., Russell, M.J. ve Fallick, A.E. (2000). Genesis of vein stockwork and sedimentary magnesite and hydromagnesite deposits in the ultramafic terrans of southwestern Turkey: a stable isotope study. *Economic Geology*, 95, 429-446.

EKLER

EK-1. Huntit-hidromanyezit oluşumlarından alınan örneklerin XRF analiz sonuçları.

Örnek Adı	RS	RU	U1	U2	U3
SiO ₂ %	0,07	1,13	1,05	0,89	1,17
TiO ₂ %	<0,01	0,01	0,004	0,007	<0,01
Al ₂ O ₃ %	<0,02	0,04	0,007	0,021	<0,02
Fe ₂ O ₃ %	0,01	0,04	0,016	0,034	0,01
MnO %	<0,01	<0,01	0,00	0,00	<0,01
MgO %	42,32	33,81	36,50	35,27	33,73
CaO %	1,03	15,05	11,90	13,24	14,79
Na ₂ O %	<0,05	0,18	0,107	0,108	0,13
K ₂ O %	<0,01	<0,01	0,00	0,00	<0,01
P ₂ O ₅ %	0,03	<0,02	0,003	0,003	<0,02
Cr ₂ O ₃ %	<0,01	<0,01	0,00	0,00	<0,01
ZrO ₂ %	<0,02	<0,02	0,00	0,00	<0,02
PbO %	<0,02	<0,02	0,013	0,014	<0,02
ZnO %	<0,01	<0,01	0,00	0,00	<0,01
BaO %	<0,01	0,01	0,011	0,013	<0,01
SrO %	<0,01	0,17	0,124	0,111	0,15
CuO %	<0,01	<0,01	0,00	0,00	<0,01
NiO %	<0,01	<0,01	0,00	0,00	<0,01
SO ₃ %	<0,05	<0,05	0,00	0,00	<0,05
LOI %	55,93	49,04	50,22	50,21	49,38

Örnek Adı	U4	U5	U6	U7	U8
SiO₂ %	1,40	2,27	3,66	1,25	3,28
TiO₂ %	<0,01	<0,01	0,01	<0,01	<0,01
Al₂O₃ %	0,08	0,09	0,16	<0,02	0,13
Fe₂O₃ %	0,09	0,13	0,17	0,01	0,18
MnO %	<0,01	0,01	0,01	<0,01	0,01
MgO %	36,50	34,97	35,17	33,91	33,23
CaO %	9,46	12,11	12,64	14,85	15,30
Na₂O %	0,22	0,05	0,07	0,12	0,08
K₂O %	0,13	<0,01	0,01	<0,01	0,01
P₂O₅ %	0,14	<0,02	0,02	<0,02	<0,02
Cr₂O₃ %	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
ZrO₂ %	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02
PbO %	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02
ZnO %	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
BaO %	<0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
SrO %	0,06	0,12	0,23	0,22	0,17
CuO %	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
NiO %	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
SO₃ %	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
LOI %	51,74	50,11	47,65	49,07	47,33

Örnek Adı	U9	RO1	RO2	RO3	O1
SiO₂ %	3,22	1,44	1,31	0,48	0,92
TiO₂ %	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,010
Al₂O₃ %	0,09	0,03	0,03	<0,02	0,012
Fe₂O₃ %	0,12	0,03	0,02	<0,01	0,021
MnO %	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,007
MgO %	32,56	33,62	35,71	34,93	36,21
CaO %	16,09	15,55	12,02	13,71	11,11
Na₂O %	0,07	0,10	0,05	0,10	0,066
K₂O %	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,00
P₂O₅ %	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	0,005
Cr₂O₃ %	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,002
ZrO₂ %	0,02	<0,02	<0,02	<0,02	0,00
PbO %	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	0,013
ZnO %	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,00
BaO %	0,01	0,01	<0,01	0,01	0,012
SrO %	0,21	0,13	0,11	0,11	0,163
CuO %	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,00
NiO %	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,00
SO₃ %	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	0,00
LOI %	47,11	48,64	50,77	50,41	51,12

Örnek Adı	O2	O3	O4	O5	O6
SiO₂ %	1,53	0,14	0,34	0,69	1,14
TiO₂ %	0,005	0,004	0,002	0,003	<0,01
Al₂O₃ %	0,044	0,016	0,025	0,027	0,03
Fe₂O₃ %	0,059	0,016	0,032	0,032	0,05
MnO %	0,003	0,00	0,002	0,003	<0,01
MgO %	35,20	37,76	35,69	36,94	33,73
CaO %	13,78	9,15	8,71	10,36	15,16
Na₂O %	0,106	0,045	0,066	0,062	0,14
K₂O %	0,00	0,00	0,00	0,00	<0,01
P₂O₅ %	0,006	0,001	0,003	0,002	<0,02
Cr₂O₃ %	0,00	0,00	0,00	0,00	<0,01
ZrO₂ %	0,00	0,00	0,00	0,00	<0,02
PbO %	0,00	0,00	0,00	0,00	<0,02
ZnO %	0,00	0,00	0,00	0,00	<0,01
BaO %	0,016	0,008	0,007	0,009	0,01
SrO %	0,214	0,062	0,052	0,069	0,15
CuO %	0,00	0,00	0,00	0,00	<0,01
NiO %	0,00	0,00	0,00	0,00	<0,01
SO₃ %	0,018	0,022	0,030	0,046	<0,05
LOI %	48,83	47,27	52,38	51,51	49,09

Örnek Adı	O7	O8	O9	O10	O11
SiO₂ %	0,58	0,18	0,92	2,51	0,13
TiO₂ %	<0,01	<0,01	0,01	<0,01	<0,01
Al₂O₃ %	0,04	0,02	0,19	0,08	<0,02
Fe₂O₃ %	0,03	0,01	0,03	0,10	<0,01
MnO %	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
MgO %	36,57	36,63	35,34	31,13	35,68
CaO %	9,84	8,88	11,29	17,65	11,69
Na₂O %	<0,05	<0,05	0,18	0,21	0,10
K₂O %	<0,01	<0,01	0,01	0,02	<0,01
P₂O₅ %	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02
Cr₂O₃ %	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
ZrO₂ %	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02
PbO %	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02
ZnO %	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
BaO %	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
SrO %	0,06	0,06	0,10	0,22	0,06
CuO %	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
NiO %	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
SO₃ %	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
LOI %	52,47	53,45	51,72	47,65	51,73

Örnek Adı	O12	O13	O14	O15	O16
SiO₂ %	1,45	0,09	0,94	1,24	0,15
TiO₂ %	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
Al₂O₃ %	0,02	<0,02	0,04	0,06	<0,02
Fe₂O₃ %	0,02	<0,01	0,06	0,06	0,01
MnO %	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
MgO %	33,04	36,14	34,70	34,03	35,55
CaO %	16,07	10,68	13,01	13,57	12,19
Na₂O %	0,13	0,06	0,08	0,07	0,09
K₂O %	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
P₂O₅ %	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02
Cr₂O₃ %	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
ZrO₂ %	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02
PbO %	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02
ZnO %	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
BaO %	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
SrO %	0,15	0,06	0,11	0,12	0,08
CuO %	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
NiO %	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
SO₃ %	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
LOI %	48,77	52,28	50,51	50,38	51,55

Örnek Adı	HM1	HM2	HM3	HM4	HM5
SiO₂ %	0,48	0,94	0,65	0,45	0,84
TiO₂ %	0,010	0,014	0,00	0,011	<0,01
Al₂O₃ %	0,040	0,038	0,029	0,017	0,04
Fe₂O₃ %	0,055	0,056	0,041	0,022	0,05
MnO %	0,002	0,002	0,002	0,00	<0,01
MgO %	37,69	37,23	36,31	37,19	36,02
CaO %	8,80	8,69	9,49	9,00	9,15
Na₂O %	0,022	0,004	0,021	0,022	0,05
K₂O %	0,00	0,00	0,00	0,00	<0,01
P₂O₅ %	0,003	0,004	0,004	0,004	<0,02
Cr₂O₃ %	0,005	0,00	0,00	0,00	<0,01
ZrO₂ %	0,00	0,00	0,002	0,00	<0,02
PbO %	0,023	0,023	0,013	0,012	<0,02
ZnO %	0,00	0,00	0,00	0,00	<0,01
BaO %	0,007	0,009	0,009	0,007	<0,01
SrO %	0,054	0,051	0,052	0,044	0,06
CuO %	0,00	0,00	0,00	0,00	<0,01
NiO %	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07
SO₃ %	0,000	0,009	0,00	0,00	<0,05
LOI %	53,00	52,76	53,49	53,50	52,96

Örnek Adı	HM6	HM7	HM8	HM9	HM10
SiO₂ %	0,76	0,89	0,74	0,65	0,45
TiO₂ %	0,01	0,01	0,01	0,01	<0,01
Al₂O₃ %	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03
Fe₂O₃ %	0,06	0,10	0,06	0,05	0,03
MnO %	0,00	0,00	0,00	0,00	<0,01
MgO %	38,00	36,91	37,19	37,82	37,15
CaO %	8,01	9,15	9,06	8,14	7,82
Na₂O %	0,01	0,06	0,02	0,05	<0,05
K₂O %	0,00	0,00	0,00	0,00	<0,01
P₂O₅ %	0,00	0,00	0,01	0,00	<0,02
Cr₂O₃ %	0,00	0,01	0,00	0,00	<0,01
ZrO₂ %	0,00	0,00	0,00	0,00	<0,02
PbO %	0,01	0,00	0,00	0,01	<0,02
ZnO %	0,00	0,00	0,00	0,00	<0,01
BaO %	0,01	0,01	0,01	0,01	<0,01
SrO %	0,05	0,05	0,06	0,05	0,04
CuO %	0,00	0,00	0,00	0,00	<0,01
NiO %	0,00	0,00	0,00	0,00	<0,01
SO₃ %	0,02	0,00	0,00	0,02	<0,05
LOI %	52,90	52,40	51,62	53,01	54,15

Örnek Adı	HM11	HM12	RA	A1	A2
SiO₂ %	0,37	0,49	1,13	1,08	0,86
TiO₂ %	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
Al₂O₃ %	0,02	0,03	0,05	0,02	<0,02
Fe₂O₃ %	0,03	0,03	0,09	0,03	0,02
MnO %	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
MgO %	38,60	37,39	33,74	31,75	33,57
CaO %	6,41	8,04	14,43	16,95	14,19
Na₂O %	<0,05	<0,05	0,08	0,09	0,07
K₂O %	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
P₂O₅ %	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02
Cr₂O₃ %	<0,01	<0,01	0,01	<0,01	<0,01
ZrO₂ %	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02
PbO %	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02
ZnO %	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
BaO %	<0,01	<0,01	0,01	0,01	0,01
SrO %	0,04	0,04	0,08	0,08	0,08
CuO %	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
NiO %	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
SO₃ %	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
LOI %	54,06	53,57	50,25	49,75	51,17

Örnek Adı	A3	A4	BH1	BH2	BH3
SiO₂ %	3,82	1,90	9,18	2,8	4,18
TiO₂ %	<0,01	<0,01	0,05		
Al₂O₃ %	0,09	0,06	0,76	0,11	0,13
Fe₂O₃ %	0,17	0,08	1,00	0,27	0,16
MnO %	<0,01	<0,01	0,030		
MgO %	29,65	33,58	34,04	37,22	36,12
CaO %	19,25	14,67	12,18	8,33	10,22
Na₂O %	0,11	1,10	<0,05	<0,05	<0,05
K₂O %	<0,01	<0,01	0,02		
P₂O₅ %	<0,02	<0,02	0,02		
Cr₂O₃ %	<0,01	<0,01	0,05		
ZrO₂ %	<0,02	<0,02	<0,02		
PbO %	<0,02	<0,02	<0,02		
ZnO %	<0,01	<0,01	<0,01		
BaO %	<0,01	<0,01	<0,01		
SrO %	0,11	0,12	0,21	0,05	0,07
CuO %	<0,01	<0,01	<0,01		
NiO %	<0,01	<0,01	0,02		
SO₃ %	<0,05	<0,05	<0,05		
LOI %	46,25	49,23	42,04	50,94	48,60

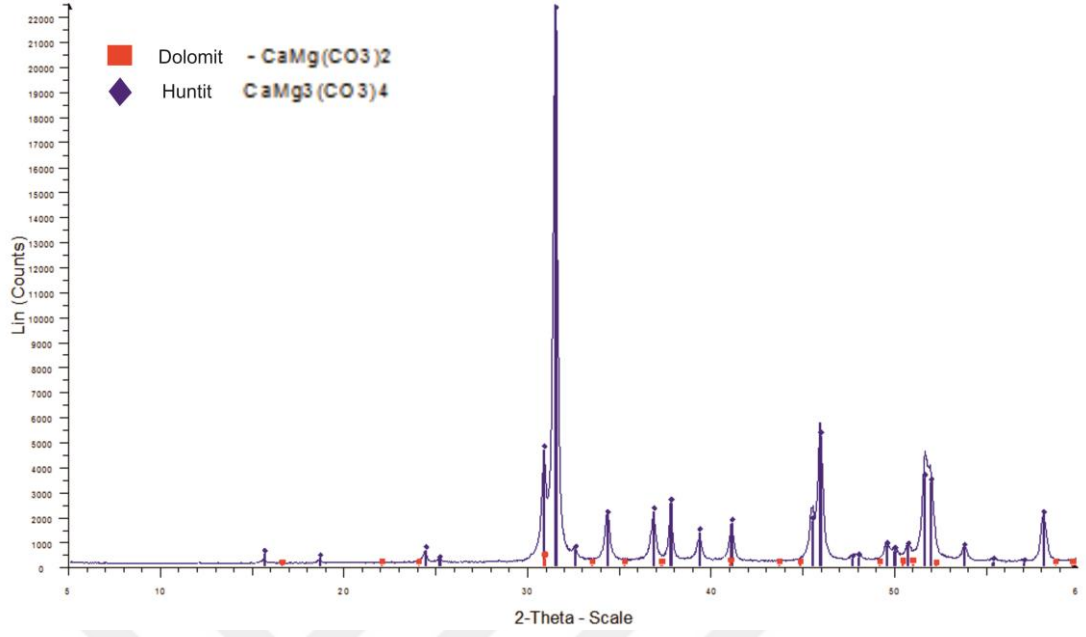
Örnek Adı	BH4	TF
SiO₂ %	3,20	1,686
TiO₂ %	0,01	<0,01
Al₂O₃ %	0,10	0,21
Fe₂O₃ %	0,17	0,02
MnO %	0,01	<0,01
MgO %	38,27	19,55
CaO %	7,66	30,72
Na₂O %	0,06	1,20
K₂O %	<0,01	<0,01
P₂O₅ %	<0,02	0,01
Cr₂O₃ %	0,01	<0,01
ZrO₂ %	<0,02	<0,01
PbO %	<0,02	<0,02
ZnO %	<0,01	<0,01
BaO %	0,01	<0,01
SrO %	0,05	0,15
CuO %	<0,01	<0,01
NiO %	<0,01	<0,01
SO₃ %	<0,05	0,07
LOI %	50,59	46,28

EK-2. Huntit-hidromanyezit oluşumlarından alınan örneklerin XRD analiz sonuçları.

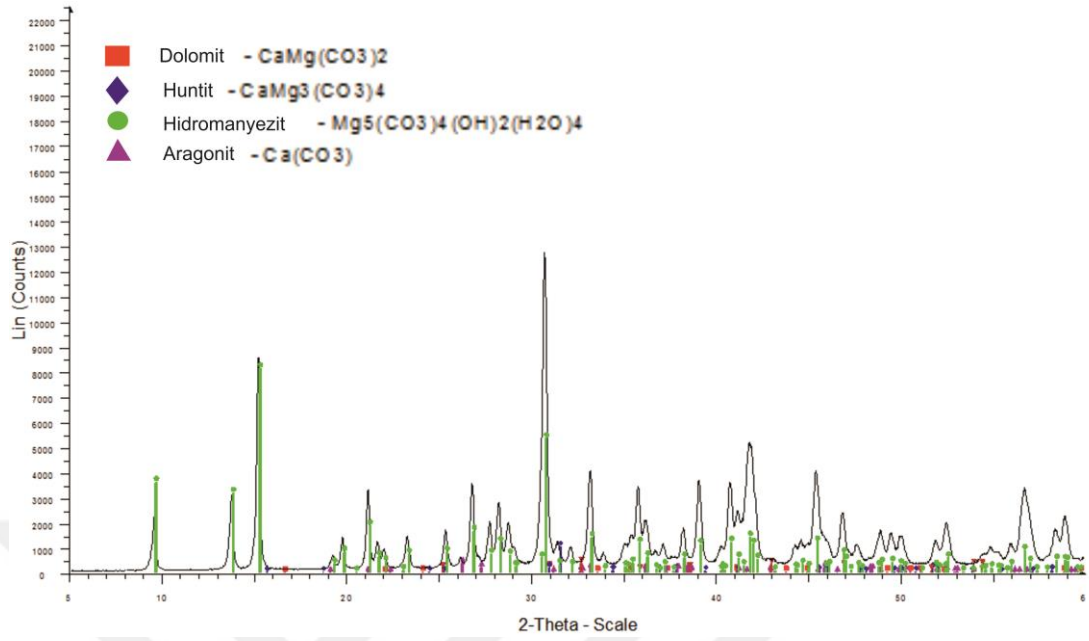
Örnek Adı	Huntit	Hidro-manyezit	Manyezit	Dolomit	Kalsit	Aragonit
RS	2,6	97,0	0,1	0,2	0,0	0,4
RU	99,0	0,1	0,5	0,1	0,0	0,0
U1	76,9	20,3	2,8	0,0	0,0	0,0
U2	78,0	14,5	3,9	3,7	0,0	0,0
U3	96,0	3,3	0,7	0,1	0,0	0,0
U4	26,0	46,0	11,0	16,0	0,0	0,0
U5	39,0	38,0	7,3	15,0	0,0	0,1
U6	81,0	10,0	8,9	0,2	0,0	0,1
U7	97,0	1,8	0,0	0,0	0,0	0,0
U8	85,0	5,9	2,4	3,5	0,0	0,1
U9	76,0	3,6	4,8	10,0	0,0	0,1
RO1	91,0	6,0	1,1	0,3	0,0	0,1
RO2	66,0	28,0	2,2	4,3	0,0	0,0
RO3	89,0	10,0	0,4	0,6	0,0	0,0
O1	64,2	29,8	1,6	4,5	0,0	0,0
O2	80,3	11,0	5,9	2,8	0,0	0,0
O3	47,0	46,4	1,1	5,5	0,0	0,0
O4	44,9	46,0	2,4	6,7	0,0	0,0
O5	55,4	38,5	1,4	4,6	0,0	0,0
O6	97,0	2,6	0,1	0,6	0,0	0,1
O7	33,0	54,0	4,2	9,1	0,0	0,0
O8	26,0	66,0	0,1	8,6	0,0	0,1
O9	56,0	42,0	1,0	0,8	0,0	0,1
O10	68,0	6,0	2,6	23,0	0,0	0,1
O11	72,0	28,0	0,2	0,3	0,0	0,0
O12	86,0	12,0	0,3	1,1	0,0	0,0
O13	64,0	34,0	0,1	2,1	0,0	0,0
O14	72,0	24,0	0,9	3,1	0,0	0,1
O15	63,0	24,0	1,2	12,0	0,0	0,0
O16	74,0	26,0	0,1	0,0	0,0	0,0

Örnek Adı	Huntit	Hidro-manyezit	Manyezit	Dolomit	Kalsit	Aragonit
HM1	26,7	59,0	0,0	14,3	0,0	0,0
HM2	17,8	63,7	0,0	18,6	0,0	0,0
HM3	12,0	64,6	0,0	23,4	0,0	0,0
HM4	16,8	64,3	0,0	19,0	0,0	0,0
HM5	15,4	61,9	0,1	22,1	0,0	0,5
HM6	9,7	68,0	0,0	22,3	0,0	0,0
HM7	20,1	58,5	0,0	21,4	0,0	0,0
HM8	22,3	60,5	0,0	17,2	0,0	0,0
HM9	14,2	66,0	0,0	19,8	0,0	0,0
HM10	15,0	69,0	0,0	16,0	0,0	0,0
HM11	37,0	65,0	0,0	7,9	0,0	0,1
HM12	35,0	56,0	0,0	8,4	0,0	0,1
RA	66,0	20,0	0,2	14,0	0,1	0,0
A1	59,0	16,0	1,5	24,0	0,1	0,0
A2	66,0	21,0	0,6	13,0	0,0	0,1
A3	65,0	0,1	0,7	34,0	0,0	0,1
A4	87,0	11,0	0,2	0,9	0,0	0,0
BH1	34,3	0,0	25,2	25,5	0,0	0,3
BH2	42,0	48,0	1,5	5,5	0,0	0,0
BH3	48,0	33,0	5,3	7,6	0,0	0,0
BH4	47,0	49,0	0,3	3,9	0,0	0,0

EK-3. RU örneğine ait XRD diyagramı.



EK-4. RS örneğine ait XRD diyagramı.



EK-5. L1 altbiriminden alınan huntit örneğine ait XRD diyagramı.

