

**T.C.
AKDENİZ ÜNİVERSİTESİ**



**DOĞU AKDENİZ BÖLGESİNİN GEÇ KUVATERNER DÖNEMİ PALEOİKLİM
KOŞULLARININ ANTALYA CİVARINDAKİ MAĞARA ÇÖKEL KAYITLARI İLE
YENİDEN KURGULANMASI**

Koray KOÇ

FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ

ANABİLİM DALI

DOKTORA TEZİ

NİSAN 2019

ANTALYA

**T.C.
AKDENİZ ÜNİVERSİTESİ**



**DOĞU AKDENİZ BÖLGESİNİN GEÇ KUVATERNER DÖNEMİ
PALEOKLİM KOŞULLARININ ANTALYA CİVARINDAKİ MAĞARA
ÇÖKEL KAYITLARI İLE YENİDEN KURGULANMASI**

Koray KOÇ

FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

JEOLJİ MÜHENDİSLİĞİ

ANABİLİM DALI

DOKTORA TEZİ

NİSAN 2019

ANTALYA

T.C.
AKDENİZ ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

DOĞU AKDENİZ BÖLGESİNİN GEÇ KUVATERNER DÖNEMİ
PALEOKLİM KOŞULLARININ ANTALYA CİVARINDAKİ MAĞARA
ÇÖKEL KAYITLARI İLE YENİDEN KURGULANMASI

Koray KOÇ
JEOLJİ MÜHENDİSLİĞİ
ANABİLİM DALI
DOKTORA TEZİ

Bu tez ^{05.04.2019} tarihinde jüri tarafından Oybirliği / Oyçokluğu ile kabul edilmiştir.

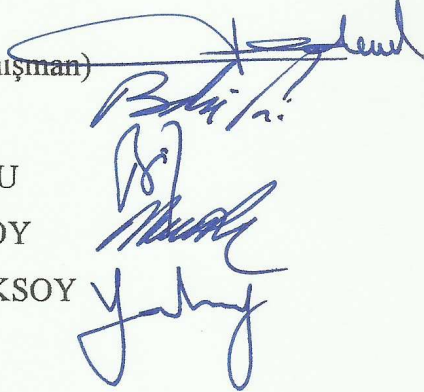
Doç. Dr. Erdal KOŞUN (Danışman)

Prof. Dr. Baki VAROL

Prof. Dr. Fuzuli YAĞMURLU

Prof. Dr. Mehmet ALTUNSOY

Dr. Öğr. Üyesi Volkan ÖZAKSOY



ÖZET

DOĞU AKDENİZ BÖLGESİNİN GEÇ KUVATERNER DÖNEMİ PALEOİKLİM KOŞULLARININ ANTALYA CİVARINDAKİ MAĞARA ÇÖKEL KAYITLARI İLE YENİDEN KURGULANMASI

Koray KOÇ

Doktora Tezi, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

Danışman: Doç. Dr. Erdal KOŞUN

Nisan 2019; 100 sayfa

Bu tez çalışmasında güneybatı (GB) Türkiye’de Antalya ili sınırları içerisindeki mağaralardan toplanan ve is katmanları içeren dikitler ile bölgede Holosen süresince yaşanan iklim değişikliği izleri ile insan aktivitesinin araştırılması amaçlanmıştır. Bu amaç doğrultusunda Tabak Mağarası’ndan alınan Ta-9 ve Ta-10 dikitleri üzerinde Uranyum-serileri (^{230}Th) ile yaşlandırma, oksijen ve karbon duraylı izotop ($\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^{13}\text{C}$) analizleri, taramalı elektron mikroskop (SEM) ve ince kesit incelemeleri yapılmıştır. Bunlara ek olarak Kocain Mağarası’ndan toplanan Ko-1 dikiti ve Geyikbayırı Mağarası’ndan alınan Ge-1 dikiti, Tabak Mağarası’ndan elde edilen verileri desteklemek için kullanılmıştır.

Ta-9 dikitinden günümüzden önce (GÖ) 2400 ± 294 yıl, GÖ 4419 ± 16 yıl, GÖ 6993 ± 266 yıl ve GÖ 15364 ± 77 yıl yaşlarına, Ta-10 dikitinden ise GÖ 4536 ± 30 yıl, GÖ 6670 ± 218 yıl, GÖ 7424 ± 225 yıl ve GÖ 7579 ± 177 yıl yaşlarına ulaşılmıştır. Her iki dikipte yaklaşık 2200 yıllık hiyatusler tespit edilmiştir. Duraylı izotop analiz sonuçlarına göre Ta-9 dikitinin $\delta^{18}\text{O}$ değerleri -6.59% ile -3.56% arasında değişirken, $\delta^{13}\text{C}$ değerleri -7.46% ile -1.26% arasında değişmektedir. Ta-10 dikitinde ise $\delta^{18}\text{O}$ değerleri -6.09% ile -3.75% arasında değerler alırken, $\delta^{13}\text{C}$ değerleri -7.97% ile -1.80% arasında değişmektedir. Ta-9 ve Ta-10 dikitlerinin ikisinde de SEM ve ince kesit görüntüleriyle desteklenen is katmanlarının GÖ 6600 yılı civarında eş zamanlı olarak oluştuğu sonucu elde edilmiştir. Ko-1 dikitinde ve Ge-1 dikitinde de farklı zaman aralıklarında oluşmuş dönemsel is ve odun kömürü parçalarından oluşan katmanlar elde edilmiştir.

Ta-9 ve Ta-10 dikitlerinin duraylı izotop değerlerinin değişimine göre GB Türkiye’de geç Holosen süresince dört adet yağışlı, dört adet kurak dönem tespit edilmiştir. GÖ 3400 yılında başlayan döneme karşılık gelen kurak koşullar GÖ 2800 yılına kadar sürmüş olup Geç Bronz Çağı-Demir Çağı geçişini içermektedir. Bu dönemde GÖ 3200 ile GÖ 3100 yılları arasında kurak koşullar pik değerlerine ulaşmıştır. Aynı dönem içerisinde kısa süreli yağışlı dönemler görülse de, genel iklim koşulları kuraklık yönünde devam etmiştir. GB Türkiye’den elde edilen bu sonuçlar, Doğu Akdeniz’den üretilmiş diğer paleoiklim kayıtları ile karşılaştırıldığında özellikle GÖ 3200-2800 yılları arasına karşılık gelen kuraklığın tüm Doğu Akdeniz’de yaşandığını göstermiştir. Anadolu’da Hitit İmparatorluğu’nun yıkılışında etkili olduğu düşünülen bu kuraklığın izleri Tabak Mağarası dikitlerinde de kaydedilmiştir.

Sonuç olarak GB Türkiye’den elde edilen dikitler kullanılarak geç Holosen süresince Doğu Akdeniz Bölgesinde yaşanan iklim koşullarının yüksek znrlkte ve hassas yaşlandırmaya sahip kayıtları ortaya çıkarılmıştır. Özellikle Geç Bronz ağı-Demir ağı geçişi açısından elde edilen paleoiklim kayıtları bölge açısından ilk olma özelliği taşımaktadır. Bunun yanı sıra dikitler kullanılarak insan aktivitesinin kesin yaşlara dayandırılarak takip edilebileceği, speleotemlerin bölgenin arkeolojik geçmişini aydınlatmada önemli bir potansiyele sahip olduğu gösterilmiştir.

ANAHTAR KELİMELELER: Dikit, Sarkıt, Geç Holosen, Paleoiklim, Duraylı İzotop, Uranyum serileri, Bronz ağı-Demir ağı Geçişi, İs ve Odun Kömürü Katmanları, Jeoarkeoloji, Antalya, GB Türkiye

JÜRİ: Doç. Dr. Erdal KOŞUN

Prof. Dr. Baki VAROL

Prof. Dr. Fuzuli YAğMURLU

Prof. Dr. Mehmet ALTUNSOY

Dr. Öğr. Üyesi Volkan ÖZAKSOY

ABSTRACT

LATE QUATERNARY PALEOCLIMATE RECONSTRUCTION OF EASTERN MEDITERRANEAN REGION BY USING SPELEOTHEM RECORDS FROM ANTALYA

Koray KOÇ

PhD Thesis in Department of Geological Engineering

Supervisor: Assoc. Prof. Dr. Erdal KOŞUN

April 2019; 100 pages

In this dissertation, it is aimed to investigate the traces of climate change and human activity during Holocene through soot layers contained stalagmites which were collected from caves in Antalya, SW Turkey. In this respect, Uranium series dating analysis (^{230}Th), stable isotope ($\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$) measurements, SEM and thin section analysis have been performed on Ta-9 and Ta-10 stalagmites collected from Tabak Cave. Additionally, Ko-1 stalagmite collected from Kocain Cave and Ge-1 stalagmite collected from Geyikbayırı Cave have been used to support the data collected from Tabak Cave.

Dating results for stalagmite Ta-9 are 2400 ± 294 years BP, 4419 ± 16 years BP, 6993 ± 266 years BP and 15364 ± 77 years BP, respectively, while for stalagmite Ta-10 are of 4536 ± 30 years BP, 6670 ± 218 years BP, 7424 ± 225 years BP, 7579 ± 177 years BP. There is a hiatus lasted ~ 2200 years in both stalagmites. According to stable isotope measurement results while stalagmite Ta-9 $\delta^{18}\text{O}$ values are varying from -6.59% to -3.56% , $\delta^{13}\text{C}$ values range from -7.46% to -1.26% . As to stalagmite Ta-10, $\delta^{18}\text{O}$ values vary from -6.09% to -3.75% , while $\delta^{13}\text{C}$ values are varying from -7.97% to -1.80% . The soot layers, which can be detected by SEM and thin section analysis on both stalagmites Ta-9 and Ta-10, are proven to be deposited simultaneously around 6600 years BP. It is observed that soot and charcoal layers deposited during different time periods in stalagmite Ko-1 and stalagmite Ge-1.

According to the varying stable isotope values of stalagmites Ta-9 and Ta-10, there were four wetter and four dry periods during late Holocene in SW Turkey. The dry conditions, which appeared to have started in 3400 years BP continued to 2800 years BP and covers the Late Bronze Age-Iron age transition. In this period, between 3200 years BP and 3100 years BP, dry conditions reached their peak values. Although there were wetter periods during this period, general climate conditions continued as dry. These results obtained from SW Turkey, when compared to the paleoclimate records produced from Eastern Mediterranean region, show that the dry climatic conditions between 3200 years BP and 2800 years BP were widespread in the Eastern Mediterranean. The traces of these dry conditions, which is considered as one of the reasons of collapsing of the Hittite Empire in Anatolia, has been recorded in the Tabak Cave stalagmites.

As a result, using the stalagmites which are obtained from SW Turkey, precisely dated high resolution records of the climate conditions of Eastern Mediterranean during late Holocene have been revealed. Especially from the perspective of Late Bronze-Iron Age transition, these paleoclimatic records are the first ones to be produced for the region. Additionally, it has shown that the study of stalagmites can be used to trace the past human activities by using precious periods and it has also shown that speleothems have an important potential to shed light on the archaeological past of the region.

KEYWORDS: Stalagmite, Stalactite, Late Holocene, Paleoclimate, Stable Isotope, Uranium series, Bronze Age-Iron Age Transition, Soot and Charcoal Layers, Geoarchaeology, Antalya, SW Turkey

COMMITTEE: Assoc. Prof. Dr. Erdal KOŞUN

Prof. Dr. Baki VAROL

Prof. Dr. Fuzuli YAĞMURLU

Prof. Dr. Mehmet ALTUNSOY

Assist. Prof. Dr. Volkan ÖZAKSOY

ÖNSÖZ

“Doğu Akdeniz Bölgesinin Geç Kuvaterner Dönemi Paleoiklim Koşullarının Antalya Civarındaki Mağara Çökel Kayıtları ile Yeniden Kurgulanması” başlıklı bu çalışma Akdeniz Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalında 2014-2019 yılları arasında doktora tezi olarak hazırlanmıştır.

Tez çalışmalarım sırasında destek, bilgi ve görüşlerini benden esirgemeyen, kıymetli zamanını bana ayıran danışman hocam Sayın Doç. Dr. Erdal KOŞUN’a teşekkürlerimi sunarım.

Tez hazırlık aşamasında bilgileri ile rehberlik eden, çalışmanın yönlendirilmesinde eleştirileri ile katkı sağlayan Tez İzleme Komitesi üyeleri Ankara Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü Emekli Öğretim Üyesi Prof. Dr. Baki VAROL’a ve Süleyman Demirel Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü Öğretim Üyesi Prof. Dr. Fuzuli YAĞMURLU’ya çok teşekkür ederim.

Değerli eleştiri ve önerileri ile tezin son halini almasını sağlayan Akdeniz Üniversitesi’nden Sayın Prof. Dr. Mehmet ALTUNSOY ve Sayın Dr. Öğr. Üyesi Volkan ÖZAKSOY’a,

Tez çalışmamda örneklerimin analizleri için FBA-2015-664 numaralı proje kapsamında finansal destek sağlayan Akdeniz Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Koordinasyon Birimine teşekkürlerimi sunarım.

Duraylı izotop analizleri için desteklerini esirgemeyen, tüm prosedürleri aşmamı sağlayan ve arkadaşlığını paylaşan University of Reading, CAF müdürü Sayın Prof. Dr. Laurence HARWOOD’a, yaşlandırma analizlerinin gerçekleştirilmesinde laboratuvarını bana açan, destek sağlayan Xi’an Jiaotong University’den Sayın Prof. Dr. Hai CHENG’e,

Arazi çalışmalarında yardımlarını esirgemeyen Dr. Ferdi DEMİRTAŞ’a, çalışmalarım sırasında kahve ve esprileri ile bizi destekleyen Fatih UÇAR’a, lisans öğrencilikleri döneminde ve sonrasında büyük efor sarf ederek çalışmaya katkı sunan jeoloji mühendisleri Ceyhun MERT ve Yavuz Can ÇELİK’e,

Özellikle doktora çalışmalarımın son bir yılında ve tez yazım sürecinde büyük destek gördüğüm, dostluklarıyla motivasyonumu en üst seviyede tutmamı sağlayan Atike Nur DURAK ve Sinem SALMAN’a,

Tüm tez çalışması boyunca desteğini her an hissettiğim, tüm sorularıma sabırla katlanan, çalışmalarım için bana laboratuvarını açan ve en önemlisi benimle her şeyden önce dost olduğumuzu her zaman hatırlatan ikinci danışmanım Sayın Prof. Dr. Dominik FLEITMANN’a sonsuz ve en içten teşekkürlerimi sunarım.

Lisans yıllarımdan itibaren maddi manevi her türlü desteğini benden esirgemeyen, değerli zamanını benimle paylaşan, fikirleri ile beni her daim aydınlatan, bilime olan tutkumu paylaşan ve doktora sürem boyunca da beni yalnız bırakmayan, ailem olarak gördüğüm Sayın Doç. Dr. Alper GÜRBÜZ’e,

Çalışmalarım sırasında tüm olumsuzluklarıma katlanıp her daim beni dinleyen, bana destek olan, moralim her düştüğünde beni tekrar teşvik eden, en önemlisi her konuda fedakarlık gösteren sevgili eşim Hilal Eda KOÇ'a ve ailemize yeni katılan, doktora tezi gibi uzun bir maratonun son düzlüğünde bana enerji olan oğlum İlter Alp KOÇ'a sonsuz ve en derinden teşekkürlerimi sunuyorum.

İÇİNDEKİLER

ÖZET	i
ABSTRACT	iii
ÖNSÖZ	v
AKADEMİK BEYAN	ix
SİMGELER VE KISALTMALAR	x
ŞEKİLLER DİZİNİ	xi
ÇİZELGELER DİZİNİ	xvi
1. GİRİŞ	1
1.1. Çalışmanın Amacı ve Konusu	1
1.2. Çalışma Alanının Tanıtımı	3
2. KAYNAK TARAMASI	6
2.1. Bölgesel Jeoloji	6
2.2. İklim ve İklim Değişikliği	8
2.2.1. Kuvaterner dönemi iklim değişiklikleri	10
2.2.2. İklim değişikliğine sebep olan faktörler	11
2.3. Türkiye'nin Güncel İklimi	17
2.4. Paleoklim Arşivi Olarak Speleotemler	19
2.4.1. Speleotemlerin büyüme hızı ve önemi	23
2.4.2. Speleotemlerin yaşlandırılması	23
2.4.3. Duraylı izotoplar	24
2.4.4. İzotop ayrışması	27
2.4.5. Speleotemlerin $\delta^{18}\text{O}$ değeri ve kontrol eden faktörler	28
2.4.6. Speleotemlerin $\delta^{13}\text{C}$ değeri ve kontrol eden faktörler	30
2.5. Dünya Geneline ve Türkiye'de Yapılmış Başlıca Paleoklim ve Speleotem Çalışmaları	31
3. MATERYAL VE METOT	41
3.1. Arazi Çalışmaları	41
3.2. Dikitlerin Yarılanması ve Kullanılacak Dikitlerin Belirlenmesi	45
3.3. Yaşlandırma Analizleri	46
3.4. Duraylı İzotop Analizleri	48
3.5. SEM ve İnce Kesit Analizleri	50
4. BULGULAR	52
4.1. Yaşlandırma Analizi Sonuçları	52

4.2. Duraylı İzotop Analizi Sonuçları	55
4.3. SEM ve İnce Kesit Görüntülemeleri	60
5. TARTIŞMA	63
5.1. İnsan İzlerinin Araştırılmasında Dikitlerin Kullanımı	63
5.2. Doğu Akdeniz Geç Holosen İklim Değişikliği ve Medeniyetler Üzerine Etkisi	72
6. SONUÇLAR	84
7. KAYNAKLAR	86
ÖZGEÇMİŞ	

AKADEMİK BEYAN

Doktora Tezi olarak sunduğum “Doğu Akdeniz Bölgesinin Geç Kuvaterner Dönemi Paleoiklim Koşullarının Antalya Civarındaki Mağara Çökel Kayıtları ile Yeniden Kurgulanması” adlı bu çalışmanın, akademik kurallar ve etik değerlere uygun olarak yazıldığını belirtir, bu tez çalışmasında bana ait olmayan tüm bilgilerin kaynağını gösterdiğimi beyan ederim.

05/04/2019

Koray KOÇ



SİMGELER VE KISALTMALAR

Simgeler

δ : Küçük delta notasyonu

‰ : Binde (permil)

% : Yüzde

μm : Mikrometre

mm : Milimetre

Kısaltmalar

GÖ : Günümüzden önce

MS : Milattan sonra

MÖ : Milattan önce

SEM : Taramalı elektron mikroskobu

IPCC : Hükümetler Arası İklim Değişikliği Paneli

MC-ICP-MS : Multi collector inductively coupled mass spectrometry

ppb : Milyarda bir birim

ppm : Milyonda bir birim

IRD : Ice Rafted Debris

NAO : North Atlantic Oscillation

ka : kiloannum

NOT : Tez metninde ondalık ayraçı olarak “.” kullanılmıştır

ŞEKİLLER DİZİNİ

Şekil 1.1. Çalışma bölgesi ve Tabak Mağarası'nın konumunu gösteren yer bulduru haritası.....	4
Şekil 1.2. Tabak Mağarası'nın haritası. Mağara Araştırma Derneği tarafından Tayproject veritabanına yüklenen haritanın bu çalışma kapsamında eksikleri yeniden düzenlenerek kullanılmıştır.....	5
Şekil 2.1. Türkiye karst bölgeleri (Nazik ve Poyraz 2017'den yeniden düzenlenerek alınmıştır).....	6
Şekil 2.2. Toros Dağ Kuşağının alt bölümleri (Özgül 1984). Kırmızı yıldız Tabak Mağarası'nın konumunu göstermektedir. (KAF: Kuzey Anadolu Fayı; DAF: Doğu Anadolu Fayı; KF: Kırkkavak Fayı; EF: Ecemiş Fayı).....	7
Şekil 2.3. Çalışma alanının jeolojik birimlerini gösteren harita (Özgül 1984; Şenel vd. 1997, 2016; Poisson vd. 2003'ten sadeleştirilerek alınmıştır). Tabak Mağarası'nın konumu kırmızı yıldız ile gösterilmektedir.....	8
Şekil 2.4. İklim sistemi ve iklim sisteminin kontrol eden faktörler (Ruddiman 2007)	9
Şekil 2.5. İklim alt sistemlerinin dış kuvvetler tarafından etkilenmesi ve birbirleriyle etkileşimleri (Ruddiman 2007)	10
Şekil 2.6. a) Dünya'nın Güneş etrafında izlediği yörünge daireselden biraz farklı elips şeklindedir ve bunun sonucunda yıl içerisinde Güneş'e olan mesafesinde farklar oluşur ve "eccentricity" olarak isimlendirilir. b) Dünya'nın kendi etrafında dönüşünü gerçekleştirdiği eksen ise Güneş etrafında izlediği yörünge düzlemine dik değildir. Buna eksen eğikliği "axial tilt" denilmektedir (Ruddiman 2007).....	12
Şekil 2.7. Dünya'nın kendi eksenini etrafında dönüşü yalpalayan bir topaç hareketine benzer. Bunun sonucunda ise ekinokslar tarihleri değişmektedir (Bradley 2015).....	13
Şekil 2.8. Atmosferik dolaşım elemanları (Anonim 1).....	14
Şekil 2.9. Okyanus iletim kuşağının hareket yönü ve şekli (Anonim 2)	16
Şekil 2.10. Türkiye'nin de içinde yer aldığı Doğu Akdeniz Bölgesi'ni mevsimsel olarak etkileyen hava kütlelerinin genel gösterimi. (Açıklamalar: MED: Akdeniz hava kütlesi, mP: denizel Polar hava kütlesi, cP: karasal Polar hava kütlesi, mT: denizel Tropikal hava kütlesi, cT: karasal Tropikal hava kütlesi, PFJ: Polar ön cephe jet akımı, STJ: sub-Tropikal jet akımı) (Sariş vd. 2010)	18
Şekil 2.11. Antalya ili 1960-2017 yılları arası aylık ortalama yağış miktarları.....	18
Şekil 2.12. Meteorik suların süzülmesi sırasında gerçekleşen kimyasal reaksiyonlar ve speleotem oluşumu (Fairchil vd 2006'dan değiştirilerek alınmıştır).....	20

Şekil 2.13. Speleotemlerin oksijen izotop bileşimini kontrol eden faktörler (Ford ve Williams 2013). Şekilde $\delta^{18}O_p$: yağışın delta oksijen-18 değeri, H: Hayır, E: Evet, $\delta^{18}O_w$: damlayan suyun delta oksijen-18 değeri, $\delta^{18}O_c$: speleotem kalsitin delta oksijen-18 değeri, $\delta^{18}O_{ist}$: izotop denge durumu, T: sıcaklık.....	21
Şekil 2.14. Speleotemin karbon izotop bileşimini kontrol eden faktörler (Ford ve Williams 2013'ten değiştirilerek alınmıştır). Şekilde $\delta^{13}C_{atm}$: atmosferin delta karbon-13 değeri, $\delta^{13}C_{bitki}$: mağara üzerindeki bitki örtüsünü oluşturan bitkilerin delta karbon-13 değeri, $\delta^{13}C_{bio}$: topraktaki biyojenik aktivite sonucu oluşan CO ₂ 'in delta karbon-13 değeri, H: Hayır, E: Evet, $\delta^{13}C_{ist}$: anakaya ile izotopik dengenin değeri, $\delta^{13}C_c$: speleotem kalsitin delta karbon-13 değeri.....	22
Şekil 2.15. Duraylı izotopların jeolojik çalışmalarda kullanım alanları (Sharp 2017) ...	25
Şekil 2.16. Suyun hidrolojik çevrim içerisinde duraylı izotop bileşiminin Rayleigh distilasyonu ile değişimi (Sharp 2017'den yeniden düzenlenerek alınmıştır)	28
Şekil 3.1. Arazi çalışmaları kapsamında giriş yapılan mağaraların konumlarını gösteren Google Earth görüntüsü. Tez çalışmasının yürütüldüğü Tabak Mağarası kırmızı yıldız ile gösterilmiştir.....	41
Şekil 3.2. a) Molla Deliği Mağarası içerisinde çamur kaplı dikit ve sarkıtlara örnek. Ayrıca mağara tabanında çamur birikimi net şekilde görülmektedir; b) Kocain Mağarası içerisinde dikit oluşumu ile birlikte farklı şekillerde ikincil kalsit oluşumlarına rastlanılmıştır.....	42
Şekil 3.3. Molla Deliği Mağarası'ndan alınan MDD-1 ve MDD-2 dikitlerinin yarıldıktan sonra iç yapılarının görünüşü. a) MDD-1; b) MDD-2.....	42
Şekil 3.4. a) Tabak Mağarası'na düzenlenen çalışmalardan birine ait giriş hazırlığı; b) Mağara içerisinde dikit örnekleme ve isimlendirme yapılırken	43
Şekil 3.5. Tabak Mağarası'nda Ta-9, Ta-10, Ta-11 ve Ta-12 örneklerinin alındığı galeri içerisinde haritalama çalışması.	44
Şekil 3.6. Tabak Mağarası haritası ve örnekleme noktaları. Harita tayproject veri tabanından alınarak yeniden çizilmiş ve haritalama çalışması ile eksik bölümü güncellenmiştir.....	44
Şekil 3.7. Tez çalışmasında kullanılan bütün dikitlerin yarıldıktan ve parlatıldıktan sonraki görüntüleri. a) Tabak Mağarası'na ait dikitler; b) Kocain Mağarası'na ait Ko-1 dikiti; c) Geyikbayırı Mağarası'na ait Ge-1 dikiti.....	45
Şekil 3.8. Ta-9 ve Ta-10 dikitlerine ait yaşlandırma noktaları	46
Şekil 3.9. a) El dremel freze aleti; b) Ta-9 dikitine ait 9-2, 9-3 ve 9-4 yaşlandırma noktalarının örnekleme sonrası görünümü.....	47
Şekil 3.10. Duraylı izotop analizi için örnek hazırlama adımları. a) Sherline marka frezenin genel görünümü; b) Ta-9 dikitinin alt bölümünün frezeyle sabitlenmiş	

görüntüsü; c) Üretilen toz numune eppendorf tüpüne alındıktan sonra fırça yardımıyla temizlik; d) Örnek kaplarının örnek numarasına göre dizilmiş hali; e) University of Reading Paleoklim laboratuvarındaki temiz odadan hassas terazide ölçüm sırasında alınan görüntü; f) Tartılan örneklerin duraylı izotop ölçümleri için tüplere alınması49

Şekil 3.11. Ta-9 dicitinin duraylı izotop analizi için örnekleme hattını gösteren çizim ve Ta-9 dicitinin örnekleme sonrası görüntüsü. Çizimde görülen ve noktalı çizgi ile gösterilen doğrular freze ile örnekleme hattı ve bu hatta yapılan kaymaları göstermektedir. Kırmızı elipsler ise yaşlandırma noktalarını temsil etmektedir. 50

Şekil 3.12. Ta-9, Ta-10 ve Ta-11 dicitlerinde is seviyelerinin SEM ile görüntülenmesi. a) Örneklerin kaplama cihazına yerleştirilmesi; b) Au-Pd kaplama işleminin gerçekleştirilmesi; c) SEM'in görüntüsü; d) Kaplanan örneklerin mikroskoba yerleştirilmesi 51

Şekil 4.1. Ta-9 ve Ta-10 dicitlerinin ²³⁰Th yaş sonuçları. Ta-9 ve Ta-10 dicitlerinin her ikisinde de koyu siyah çizgiler is birikiminin en koyu görüldüğü yeri göstermektedir. Bu seviyenin hemen altında ve üstünde yer alan yaş verilerinin benzerliğine dikkat çekmek için kırmızı ile gösterilmiştir. Kısa kesikli çizgiler ise gösterge niteliği taşıyan seviye kadar koyu olmamakla birlikte diğer is seviyelerini göstermektedir..... 53

Şekil 4.2. Ta-9 dikiti $\delta^{18}\text{O}$ değerleri kullanılarak oluşturulan değişim grafiği. Yatay eksenindeki derinlik değerleri dicitin en üst noktasından en alt noktasına dicit boyunu temsil etmektedir. Grafikte boşluk olan ve farklı bir doku ile gösterilen kısımlar grafiğe aktarılmayan hataları göstermektedir..... 55

Şekil 4.3. Ta-9 dikiti $\delta^{13}\text{C}$ değerlerine ait grafik. Yatay eksen $\delta^{18}\text{O}$ grafiğine benzer şekilde dicitin en üstünden en altına kadar olan mesafeyi temsil etmektedir. Farklı doku ile doldurulan boşluklar grafikte yer verilmeyen hatalı ölçüm aralıklarını göstermektedir..... 56

Şekil 4.4. Ta-10 dicitinin 60 ile 150 mm arasına ait $\delta^{18}\text{O}$ değerlerine ait profil. Grafikte 70 mm'den sonra alınan ölçümlerin ortalaması ilk 10 milimetrelük bölüme göre daha yüksek bir ortalama vermektedir 57

Şekil 4.5. Ta-10 dikiti $\delta^{13}\text{C}$ değerlerine ait profil. $\delta^{13}\text{C}$ değerlerinin daha derinlerde daha negatif değerlere geçtiği görülmektedir..... 57

Şekil 4.6. Ta-9 ve Ta-10 dicitlerine ait $\delta^{18}\text{O}$ değerlerinin karşılaştırılması. Kırmızı eğri Ta-9 dicitine ait olup, koyu yeşil eğri Ta-10 dicitinin değerlerini temsil etmektedir. Her iki dicitin değerlerinin kesiştiği derinlik kırmızı kutu içerisinde gösterilmektedir. Eğrilerin değişim hareketlerinin birbirine benzer olduğuna dikkat edilmelidir 58

Şekil 4.7. Ta-9 ve Ta-10 dicitlerinin $\delta^{13}\text{C}$ değerlerinin karşılaştırma grafiği. Mavi eğri Ta-9 dicitinin $\delta^{13}\text{C}$ değerlerine ait grafiği, $\delta^{13}\text{C}$ koyu yeşil renkli eğri Ta-10 dicitinin $\delta^{13}\text{C}$ değerlerine ait grafiği temsil etmektedir. Bir önceki grafiğe benzer

- şekilde iki dikitin değerlerinin kesişimi olan derinlik kırmızı kutu ile gösterilmiştir. $\delta^{13}\text{C}$ değerlerindeki değişimlerinin benzerliği çok net görülmektedir 58
- Şekil 4.8.** Ta-9 ve Ta-10 dikitlerinin $\delta^{18}\text{O}$ değerlerinin zamana karşı değişimleri. Kırmızı eğri Ta-9 dikitine ait değerleri temsil ederken, koyu yeşil renkli eğri Ta-10 dikitinin değerlerini göstermektedir 59
- Şekil 4.9.** Ta-9 ve Ta-10 dikitlerinin $\delta^{13}\text{C}$ değerlerinin zamana karşı değişimleri. Mavi eğri Ta-9, koyu yeşil eğri ise Ta-10 dikitine ait değerleri göstermektedir 60
- Şekil 4.10.** Ta-9 ve Ta-10 dikitlerine ait mikroskop ve ince kesit görüntüleri. **a)** Ta-9 dikitinin mikroskop altındaki görüntüsü; **b)** Ta-10 dikitinin mikroskop altındaki büyütülmüş görüntüsü. Her iki görüntüde is seviyeleri siyah ok ile işaret edilmiştir. İki birikimlerinin yukarı yönde bitmesinden sonra Ta-9 dikitinde boşluklu bir dokanak ile üst bölüme geçilirken, Ta-10 dikitinde bu geçiş keskin bir dokanak ile olmaktadır; **c)** Ta-9 dikitine ait parçanın ince kesitinin görüntüsü; **d)** Ta-10 dikitine ait parçanın ince kesit görüntüsü. İnce kesitlerde kalsitin dokusunun is seviyelerinin öncesinde ve sonrasındaki değişimleri açıkça görülebilmektedir. Bunun yanı sıra bu farklılık, doğrudan mikroskop altındaki görüntülerde de ayırt edilebilmektedir 61
- Şekil 4.11.** Ta-9, Ta-10 ve Ta-11 dikitlerindeki is ve yanmış odun parçaları olduğu düşünülen seviyelerden elde edilen SEM görüntüleri. Görüntü üzerine karbon olduğu belirlenen parçalar C simgesi ile gösterilmiştir 62
- Şekil 5.1.** Ta-9 ve Ta-10 dikitlerinin is birikimi içeren bölümleri ve bu bölümlere ait çizimler. Altta yer alan çizimlerde noktalı çizgi ile ifade eden is seviyesi gösterge seviye olup, kısa çizgiler ile gösterilenler ise ek is seviyelerini temsil etmektedir 64
- Şekil 5.2.** Ta-9 ve Ta-10 dikitlerinde görülen is seviyelerinin mikroskop görüntüsü. HS: Hiyatüs Sonrası, HÖ: Hiyatüs Öncesi 65
- Şekil 5.3.** Ko-1 dikitine ait ^{230}Th yaş sonuçları (Göktürk 2011) kullanılarak oluşturulan derinlik-yaş modeli ve Ko-1 dikiti. Dikit üzerindeki Roma rakamları bu dikitin içerisindeki katmanları göstermektedir 66
- Şekil 5.4.** Ta-9, Ta-10, Ko-1 ve Ge-1 dikitlerine ait stereomikroskop ve SEM görüntüleri. **a)** Ta-9 dikitindeki isli seviyenin stereomikroskop görüntüsü; **b)** Ta-10 dikinin içerisindeki isli seviyenin stereomikroskop altındaki görüntüsü; **c)** Ta-9 dikitine ait SEM görüntüsü. Buradan yeniden kristallenmeler görülmektedir; **d)** Ta-10 dikitinin isli bölgesinin SEM görüntüsü. Amorf yapılu inorganik karbon parçası görülebilmektedir; **e)** Ko-1 dikitindeki is ve odun kömürü kalıntı parçalarının SEM görüntüsü; **f)** Ge-1 dikitindeki isli noktanın SEM görüntüsü 67
- Şekil 5.5.** Dikitlerin mağaralardan alındığı noktaları gösteren haritalar. **a)** Geyikbayırı Mağarası; **b)** Tabak Mağarası; **c)** Kocain Mağarası. Kırmızı ile gösterilen noktalar dikitlerin toplandıkları yerleri işaret etmektedir. (Haritalar tayproject veri tabanından tekrar çizilerek ve değiştirilerek alınmıştır) 68
- Şekil 5.6.** Tabak Mağarası girişi. Mağaranın ağzı güneye bakmaktadır 69

Şekil 5.7. Tabak Mağarası içerisinde gözlenen kalıntılar. a) Karbonat ile çimentolanmış halde kafatası parçası kırmızı daire ile gösterilmektedir; b) b-1 çömlek parçası, b-2 muhtemel insan kemiği.....	69
Şekil 5.8. Tabak Mağarası'nın konumu (üstte). Mağara içerisinde gözlemlenen kemik ve çömlek parçaları (altta), (E.B.Ç: Erken Bronz Çağ)	70
Şekil 5.9. Antalya'nın üzerinde kurulu olduğu traverten platosu ve çevresinin görünümü	72
Şekil 5.10. Ta-9 dikiti duraylı izotop değerlerinin zamana bağlı değişimi. Grafikte gri boyalı alan kütle spektrometresinden kaynaklı okumanın yapılamadığı kısmı göstermektedir. Hiyatüs: çökelim gerçekleşmeyen zaman aralığı.....	74
Şekil 5.11. Ta-9 dikiti $\delta^{18}O$ ve $\delta^{13}C$ değerlerinin GÖ 4400-2400 yılları arasında değişimi. Açık gri renkli gölgelendirme ile gösterilen kısım Bronz Çağ sonunda GÖ 3200 yılına karşılık gelen dönemi göstermektedir. Bu bölümde duraylı izotop değerlerinde hemen önceki ve sonraki dönemlere göre net bir artış olduğu görülmektedir ve ok ile işaretlenmiştir	75
Şekil 5.12. Ta-10 dikiti ait duraylı izotop profilleri. Şekilde açık gri ile gösterilen alan Bronz Çağ Sonu yaşanan kurak dönemi göstermektedir. Özellikle $\delta^{13}C$ değerlerindeki pozitif artışı ok ile gösterilmiştir.....	75
Şekil 5.13. Ta-9 ve Ta-10 dikitlerine ait $\delta^{13}C$ değerlerinin karşılaştırılması.....	76
Şekil 5.14. Ta-9 ve Ta-10 dikitlerine ait $\delta^{18}O$ değerlerinin karşılaştırılması.....	76
Şekil 5.15. En üstte Kuzey Atlantik IRD kayıtları yer almak üzere (HSG: Hematit boyamalı tane), sırasıyla kuzeyden güneye doğru Doğu Akdeniz göl, mağara ve denizel kayıtların karşılaştırması. Koyu gri ile gösterilen bölüm GÖ 3200 yılında yaşanan kuraklığın Tabak Mağarası dışındaki kayıtlarda kapsadığı aralığı, açık gri alan ise Tabak Mağarası kayıtlarında aynı kuraklığın başlangıç zamanını göstermektedir. Göl kayıtlarında $\delta^{18}O$ verileri, mağara kayıtlarında ise $\delta^{13}C$ verileri kullanılmıştır.	79
Şekil 5.16. Doğu Akdeniz Bölgesi'ni kapsayan speleotem kayıtlarının karşılaştırması. En yukarıda en kuzeydeki kayıtlardan başlamak üzere aşağıya doğru güneydeki kayıtlara ilerlemektedir. Mavri Trypa Mağarası (Finné vd. 2017), Skala Marion Mağarası (Psomiadis vd. 2018), Sofular Mağarası (Fleitmann vd. 2009), Jeita Mağarası (Cheng vd. 2015), Soreq Mağarası (Bar-Matthews vd. 2003).....	80

ÇİZELGELER DİZİNİ

Çizelge 2.1. Atomun çekirdeğinde yer alan proton, nötron ile çekirdeğin çevresindeki elektronun yük ve kütleleri.....	24
Çizelge 2.2. Jeolojik incelemelerde yayın kullanıma sahip duraylı izotoplar (Sharp 2017, Railsback 2012).....	25
Çizelge 4.1. Ta-9 ve Ta-10 dikitlerine ait ²³⁰ Th yaşlandırma sonuçları	54

1. GİRİŞ

1.1. Çalışmanın Amacı ve Konusu

Bu doktora tez çalışması kapsamında Antalya ili sınırları içerisinde yer alan Tabak Mağarası'ndan elde edilen dikitler kullanılarak bölgenin son 10000 yıl içerisindeki paleoiklim ve çevre koşulları incelenmiştir. Özellikle orta-Holosen sonrasında diğer bir ifade ile günümüzden önce son 6000 yıllık zaman aralığı detaylı bir biçimde ele alınmıştır. Ayrıca speleotemlerin paleoiklim çalışmalarının yanı sıra jeoarkeoloji amacıyla kullanımı gibi farklı alanlardaki çıkarım potansiyelleri araştırılmıştır. Bu doğrultuda Tabak Mağarası'ndan alınan iki dikit üzerinde Uranyum serileri (^{230}Th) ile yaş analizleri, oksijen ve karbon duraylı izotop ($\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^{13}\text{C}$) analizleri, taramalı elektron mikroskop (SEM) ve ince kesit incelemeleri gerçekleştirilmiştir. Ayrıca elde edilen sonuçları desteklemek için Kocain Mağarası'ndan ve Geyikbayırı Mağarası'ndan birer dikite ait ^{230}Th yaşları ve SEM analiz sonuçları tez bulgularının desteklenmesinde kullanılmıştır.

Speleotemler mağaralarda oluşan kalsiyum karbonat çökelimleri olup, dikit, sarkıt ve akmataş gibi oluşumların hepsine birden verilen isimdir (örn., Fairchild ve Baker 2012). Özellikle son 15 yıllık dönemde analiz tekniklerinin gelişmesi ile birlikte speleotemlerden yüksek kesinlikte yaş bilgisi ve çözünürlüğü yüksek vekil (proxy) veriler elde edilebilmesi nedeniyle (Fleitmann vd. 2008; Lachniet 2009; Fairchild ve Baker 2012) karasal paleoiklim arşivi olarak speleotemlerin önemi ve kullanımı artmıştır. Paleoiklim çalışmalarının yanı sıra mağaralardan elde edilen arkeolojik kayıtlar ise özellikle insanlık tarihinin gelişimi açısından önemli bilgiler sunmaktadır. Mağaralardan arkeolojik malzeme elde edilmesinin yanı sıra speleotemlerde insanların bilişsel davranışları ile bilgi toplamada kullanılmaktadır (Jaubert vd. 2016).

Günümüzde etkisini arttıran iklim değişikliği problemi ülkeleri yöneten karar vericileri yeni çevreci stratejiler üretmeye itmektedir. Bu noktada ise bilimsel çalışmalar devreye girmektedir. Düzenli olarak gerçekleştirilen Hükümetlerarası İklim Değişikliği Panellerinde (IPCC) Dünya'nın içinde bulunduğu iklimsel koşullar ve gelecek iklim koşulları üzerine raporlar hazırlanmaktadır. Diğer taraftan çok sayıda gelecek iklim koşullarını gösteren modeller üretilmektedir. Örneğin Doğu Akdeniz Bölgesi iklim değişikliğinden ciddi oranda etkilenen bir bölge olmakla beraber, güncel iklim modelleri önümüzdeki 70 yıllık süreçte sıcaklıkların 3.5-7°C artacağını, özellikle Türkiye'yi de kapsayacak şekilde ilkbahar ve yaz mevsimlerinde kuraklığın şiddetini arttıracığını ön görmektedir (Lelieveld vd. 2012). Tüm bu çalışmaların kapsamında paleoiklim koşullarını, yani geçmişte yaşanmış iklim koşullarını gösteren veriler, geçmişi anlamak ve üretilen modelleri test etmek adına önemlidir. Bu noktada paleoiklim kayıtlarının önemi ortaya çıkmaktadır. Çünkü eğer bir iklim modeli halihazırda yaşanmış iklimsel olayı tahmin edemiyorsa, gelecek iklim tahminleri için o modele güvenmek daha tartışmalı olacaktır (Nicholls 2010). Eğer Dünya'nın jeolojik olarak geçmişi incelenirse iklimin çok kez değiştiği, dönem dönem yıkıcı koşullar yaşandığı gibi bazı zamanlarda yaşamın daha iyi gelişmesi yönünde katkı sağlayan elverişli koşullar meydana getirdiği anlaşılmaktadır. Günümüzden önce son 2.6 milyon yılı kapsayan Kuvaterner Devresi insanı içermesi açısından paleoiklim çalışmalarında farklı bir yere sahiptir. Çünkü günümüzdeki iklim değişikliğinin hızlı bir şekilde ilerlemesinde insan kaynaklı diğer bir ifadeyle antropojenik etkilerin rolü olduğu düşünülmektedir. Ancak bunun ne ölçüde

olduğu ve olası sonuçları konularında çalışmalar devam etmektedir. Kuvaterner Devresi bu sorulara yaklaşım sağlanması açısından dikkatlice araştırılması gereken bir jeolojik zaman dilimidir. Bu tez çalışmasında da modern insanın etkisinin en çok hissedilmeye başlandığı Geç Kuvaterner özellikle de Holosen devrinin paleoiklim koşulları araştırılmıştır.

Kuvaterner Devresi, Pleyistosen ve Holosen olmak üzere iki devre ayrılır. Pleyistosen devri günümüzden önce 2.6 milyon yıl ile 11700 yıl arasını, Holosen ise GÖ 11700 yıl ile günümüze kadar olan bölümü kapsamaktadır. Pleyistosen devri iklim açısından çok sayıda ve sık aralıklarla olmak üzere buzul ve buzularası geçişlerin yaşandığı devirdir. Holosen devri ise buzul-buzularası geçiş kadar net olmasa da yine çok sayıda ve düşük genlikli salınımlar şeklinde iklim değişikliklerine sahiptir (Bond vd. 1997; Bond vd. 2001; Mayewski vd. 2004; Luterbacher vd. 2006; Wanner vd. 2008; Weninger vd. 2009). Günümüzde karşı karşıya olunan iklim değişikliği problemi ise yine bu tarz bir değişikliğe olup, gelecekte oluşacak iklimsel koşulların tahmin edilmesi için çok sayıda çalışma yürütülmektedir (Horton vd. 2014; Cabré vd. 2015; Mach vd. 2016). İklimin büyük ölçekli bir sistem olması, yaşanan değişikliğin farklı bölgelerde farklı sonuçlar meydana getirmesi bölgesel ölçekli çalışmalardan üretilen yüksek çözünürlüklü verilerin gerekliliğini arttırmaktadır. Holosen devrinde yaşanan ve önemli medeniyetlerin çökmesini tetiklediği düşünülen 4.2 bin yıl olayı (Weiss vd. 1993; Weiss ve Bradley 2001; Weiss 2016), bir diğer iklim değişikliği olan 3.2 bin yıl olayı (Mellaart 1958; Weiss 1997; Knapp ve Manning 2016; Finné vd. 2017) gibi iklimsel değişikliği farklı bölgelerde kayıtlarının bulunamaması veya farklı bir şekilde ortaya çıkması yaşanan değişikliğin anlaşılması, küresel ölçekli veya bölgesel olup olmadığının anlaşılması adına bölgesel ve yerel paleoiklim kayıtlarına ilgili çalışmalarda da belirtildiği gibi ihtiyaç duyulmaktadır.

Paleoiklim kayıtlarını üretmek adına arşiv niteliğinde başlıca buzullar, derin deniz sedimanları, göl çökelleri, ağaç halkaları ve mağara çökelleri kullanılmaktadır. Türkiye’de yapılmış önemli buzul araştırmaları (örn. Sarıkaya vd. 2009; Sarıkaya vd. 2011; Çiner ve Sarıkaya 2017; Sarıkaya ve Çiner 2017; Sarıkaya vd. 2017), göl araştırmaları (örn. Leroy vd. 2002; Kuzucuoğlu vd. 2011; Ülgen vd. 2012; Dean vd. 2015), ağaç halkası araştırmaları (örn. Manning vd. 2001; Akkemik vd. 2005; Griggs vd. 2007; Touchan vd. 2007; Heinrich vd. 2013) bulunmaktadır. Diğer taraftan yüksek çözünürlüklü ve hassas yaşlandırma yapılabilen speleotemler üzerine araştırma sayısı sınırlıdır (Fleitmann vd. 2009; Jex vd. 2010; Badertscher vd. 2011; Göktürk vd. 2011; Jex vd. 2011; Badertscher vd. 2014; Ünal-İmer vd. 2015; Ünal-İmer vd. 2016). Speleotem çalışmalarının sınırlı olması, ülkemizde speleotem içeren mağara sayısı göz önüne alındığında önemli bir eksik olarak ortaya çıkmaktadır. Çünkü Türkiye farklı iklim sistemlerinin etkisi altında olup, bu sistemlerinin etkileşiminin araştırılması adına uygun koşullara sahiptir. Ayrıca Türkiye’nin zengin arkeolojik geçmişi, birçok medeniyete ev sahipliği yapmış olması iklim ve insan arasındaki etkileşimin araştırılması açısından da elverişli konumdadır. Buna rağmen speleotemler kullanılarak yapılan çalışma sayısının az olması ile birlikte yayımlanan kayıtların Ünal-İmer vd. (2015) ve Ünal-İmer vd. (2016) dışında kalanların hepsi kuzeyden üretilmiş ve Pleyistosen devri iklim ve çevre koşullarını kapsamaktadır. Geniş ölçekte bakıldığında ise Doğu Akdeniz iklim kayıtları açısından speleotem kayıtları olarak en çok başvurulan kayıtlar büyük oranda İsrail’in Soreq Mağarası (Bar-Matthews vd. 1997; Bar-Matthews vd. 1999; Bar-Matthews vd.

2000; Bar-Matthews vd. 2003; Bar-Matthews ve Ayalon 2011) ve daha az oranda Lübnan'da yer alan Jeita Mağarası'ndan (Verheyden vd. 2008; Cheng vd. 2015) gelmektedir. Ancak bu iki mağaranın bölgenin güneyinde yer alması, kuzeyde yaşanmış olan koşullar hakkında ne kadar bilgi sağlayabileceği net olarak bilinmemektedir. Özellikle Türkiye'de yer alan dağ kuşakları, kuzeydeki Karadeniz etkisi oluşacak koşulların farklı olmasına sebep olmuş olabilir. Tüm bu veriler ışığında Türkiye'den özellikle çok sayıda mağara içi arkeolojik yerleşimin olduğu güneybatı bölgesinden üretilecek verilere ihtiyaç duyulmaktadır. Bu tez çalışması ile Holosen devri paleoiklim kayıtları üretilerek bölgesel veri eksikliğinin önemli ölçüde giderilmesi amaçlanmıştır.

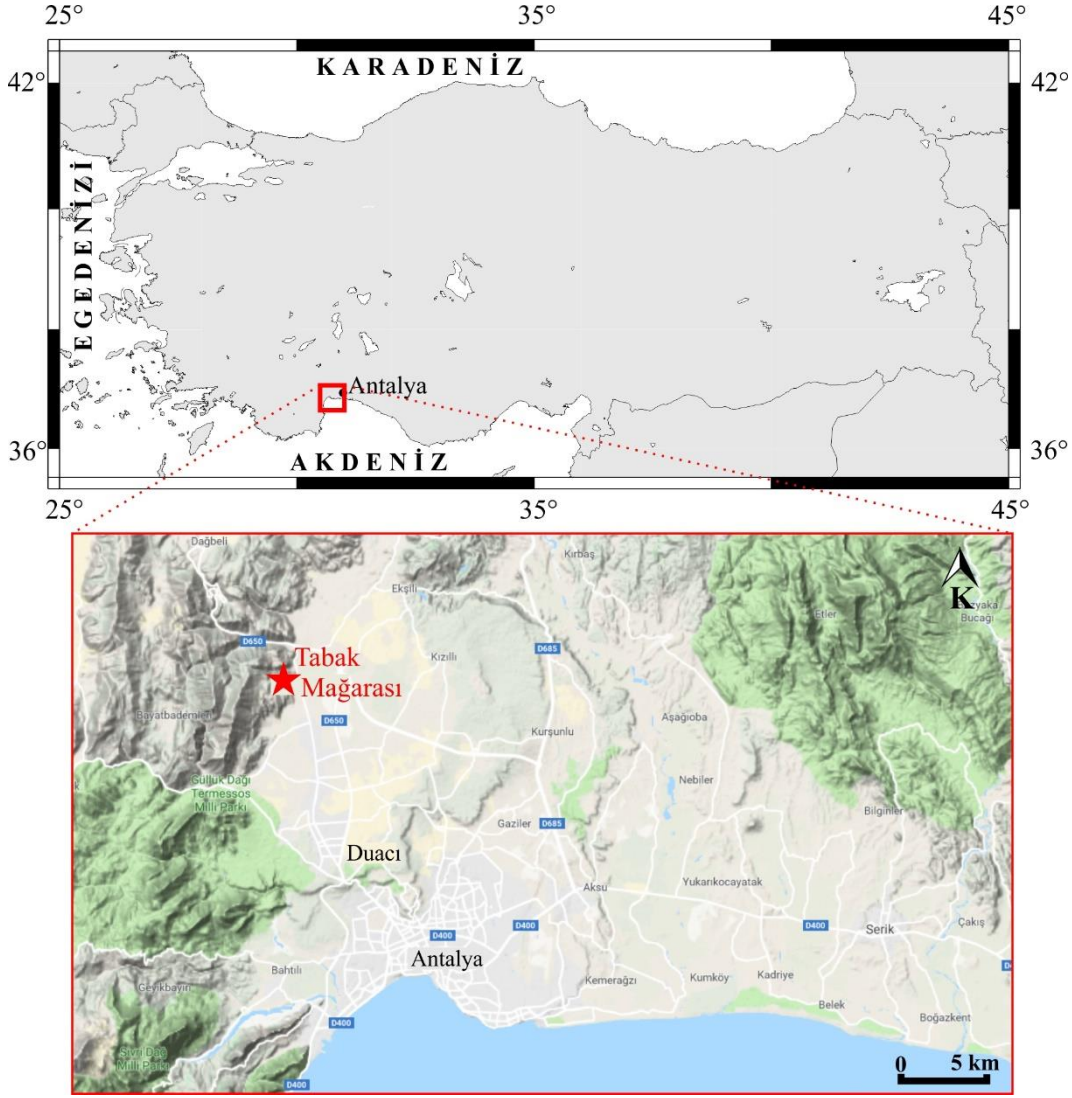
Tez çalışmasında paleoiklim kayıtlarının üretilmesinin yanı sıra speleotemlerin farklı kullanım potansiyelleri araştırılmıştır. Bilindiği gibi mağaralar tarih öncesi insanlar tarafından birer yaşam alanı, korunacak sığınaklar olarak kullanılmıştır. Mağara içerisinde gerek mağara duvarlarına yapılan çizimler, mağara içerisindeki arkeolojik kayıtlar ile insanların izleri mağaralar içerisine kayıt edilmektedir. Mağara duvarlarındaki şekillerin, geliştirilen aletlerin özellikleri gibi parametreler ait oldukları dönemde yaşayan insanların beyin özellikleri, yaşam biçimleri hakkında fikirler sunmaktadır. Türkiye bu tarz arkeolojik veriler bakımından önemli mağaralara sahiptir. Tez çalışmasının yapıldığı Antalya ilindeki Karain Mağarası, Öküzini Mağarası gibi mağaralar arkeolojik olarak bölgenin tarihine önemli bulgular sunmaktadır (Taşkiran vd. 2015, 2011; Taşkiran, 2014, 1993; Yalçınkaya vd., 1999; Yalçınkaya 1994, 1991, 1986; Kartal 2013) sunmaktadır. Eldeki sonuçlar bölgedeki mağaralarda tarih öncesinde de insan varlığını ortaya koymaktadır. Holosen dönemi içerisinde yaşanan ve yukarıda belirtilen önemli iklim değişimlerinin insanlar üzerindeki etkilerini araştırırken vurgulanan problemlerden bir tanesi arkeolojik veriler ile paleoiklim verilerinin farklı bölgelerden ve kaynaklardan geliyor olmasıdır (Finné vd. 2011; Roberts vd. 2011b; Knapp ve Manning 2016; Finné vd. 2017). Bu tez çalışması ile speleotemlerin paleoiklim arşivi özelliklerinin yanı sıra içerdikleri insan izleri ile birlikte aynı zamanda birer jeoarkeolojik malzeme olarak kullanılabilmesi de ortaya konmuştur. Böylece aynı merkezden hem jeolojik hem de arkeolojik verinin üretilebileceğine önemli bir örnek sunulmuştur.

1.2. Çalışma Alanının Tanıtımı

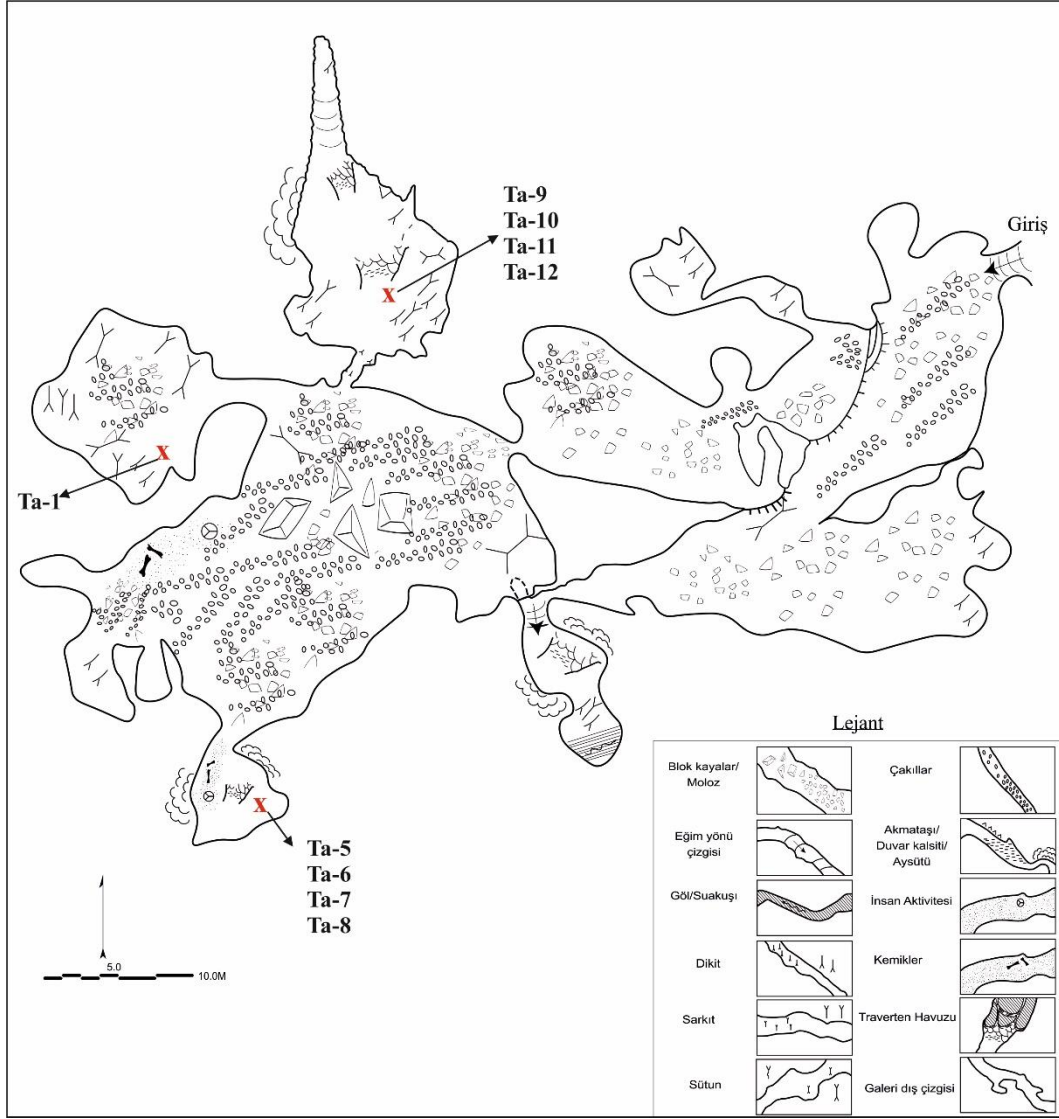
Tez çalışmasının gerçekleştirildiği Tabak Mağarası, Antalya şehir merkezinin 25 km kuzeybatısında, Döşemealtı ilçesi sınırları içerisinde yer almaktadır (Şekil 1.1). Mağara, Katran Dağı'nın güney yamacında oluşmuş olup, yaklaşık 2,5 metrelik dikey bir girişe sahiptir. Uzunluğu toplamda 400 metreye ulaşan mağara, dört galeri ve altı salondan oluşmaktadır. Mağaranın haritası www.tayproject.org'dan yeniden düzenlenmiş ve tespit edilen eksik kısımları yapılan haritalama çalışmaları ile tamamlanmıştır (Şekil 1.2). Mağaranın üzerindeki anakaya ise fazla kalın olmayıp ~25 m civarındadır. Mağaranın üzerinde C3 tipi vejetasyon olup, tipik Akdeniz bitki örtüsü maki ve çalılıklar ile kaplıdır. Çevresinde ise Kırkgöz su kaynakları bulunmaktadır.

Mağara ile ilgili olarak veri tabanlarında yapılan araştırma sırasında aynı mağaranın farklı isimlerle ifade edildiği gözlenmiştir. Mağaraya hem Tabak hem de Tabak-1 ismi verilmektedir. Akdeniz Üniversitesi Mağara Araştırma Kulübü ile yapılan sözlü görüşmelerde, mağaranın çok yakınında başka bir mağaraya daha Tabak-2 ismi verildiğinden bu mağaraya Tabak-1 de denildiği anlaşılmıştır. Ancak mağaranın birçok araştırma kulübü ve derneği tarafından Tabak Mağarası olarak isimlendirilmesi ve

karmaşıklığı önlemek adına bu çalışmada Tabak Mağarası olarak kullanılmıştır. Mağaranın hemen yakınında ise çok sayıda başka mağaralar yer almaktadır. Bunlara Karain Mağarası, Öküzini Mağarası, Çarkini ve Suluin Mağaraları örnek gösterilebilir. Mağaranın içerisinde olduğu litoloji ile ilgili bilgi bir sonraki bölümde verilmiştir.



Şekil 1.1. Çalışma bölgesi ve Tabak Mağarası'nın konumunu gösteren yer bulduru haritası

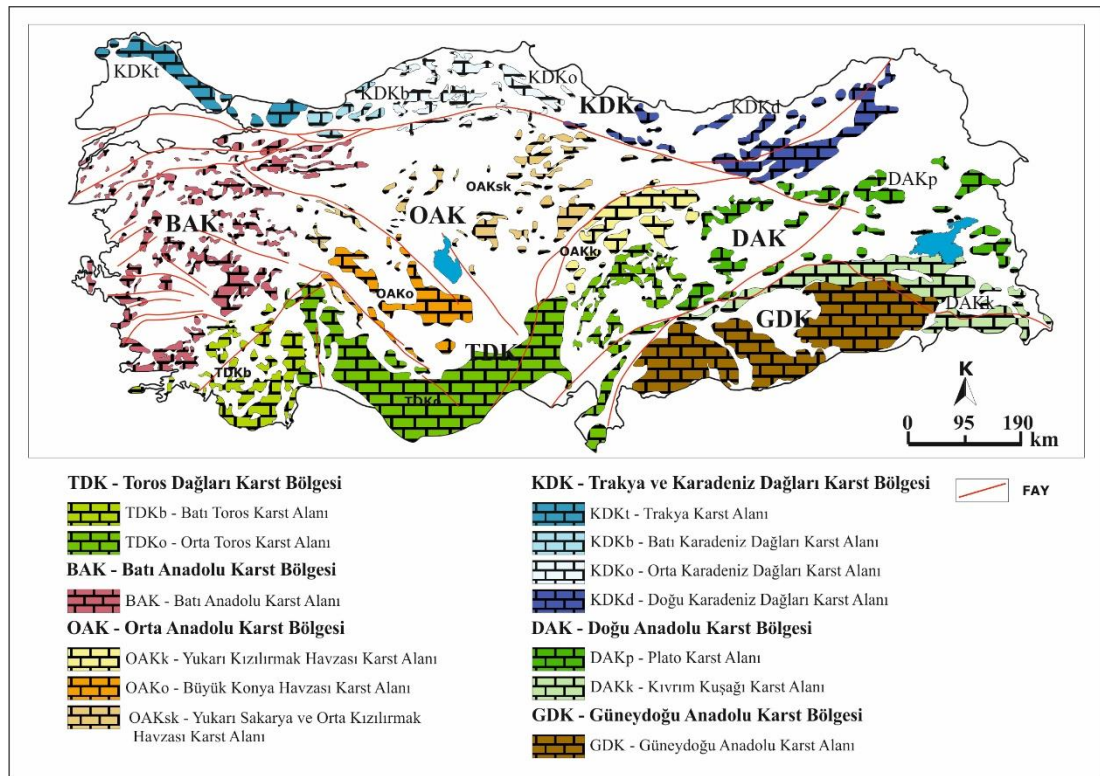


Şekil 1.2. Tabak Mağarası'nın haritası. Mağara Araştırma Derneği tarafından TAYproject veritabanına yüklenen haritanın bu çalışma kapsamında eksikleri yeniden düzenlenerek kullanılmıştır

2. KAYNAK TARAMASI

2.1. Bölgesel Jeoloji

Jeolojik olarak incelendiğinde ülkemizin önemli bir bölümünün karstlaşmaya uygun kayaç birimlerinden oluştuğu ve yoğun tektonizma geçmişinin de yine karstlaşma açısından elverişli koşulları meydana getirdiği görülebilir (Şekil 2.1) (Nazik ve Poyraz 2017). Çeşitli çalışmacılar (Günay 1992; Nazik ve Tuncer 2010) Türkiye'deki karstik bölgeleri gruplamışlardır (Şekil 2.1) ve tez çalışmasının yürütüldüğü Tabak Mağarası bu gruplar içerisinde Toros Dağları Karst Bölgesi (Nazik ve Tuncer 2010) içerisinde yer almaktadır.



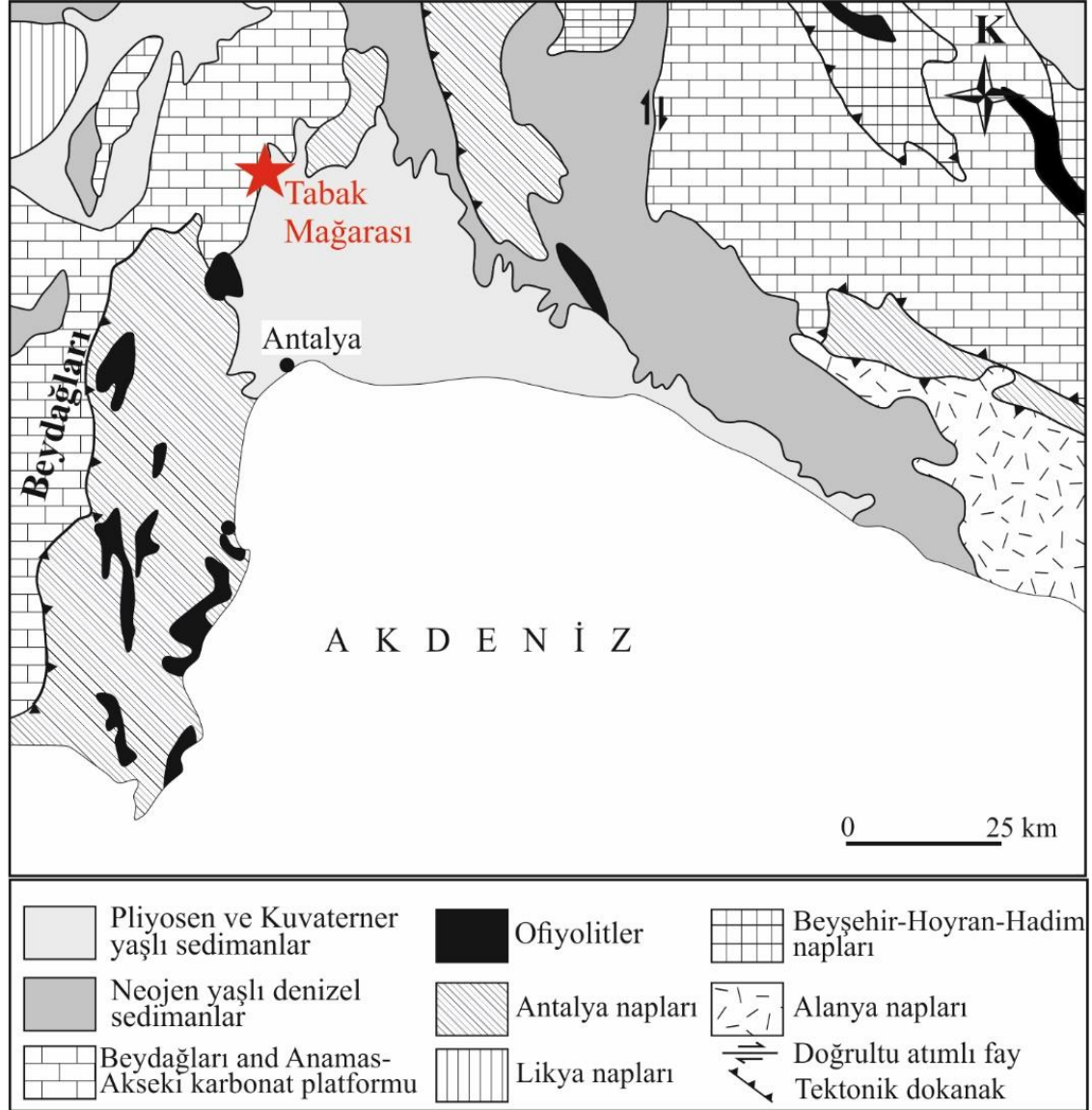
Şekil 2.1. Türkiye karst bölgeleri (Nazik ve Poyraz 2017'den yeniden düzenlenerek alınmıştır)

Toros Dağları'nın jeolojisi ile ilgili ilk sistematik çalışmalar ise Blumenthal (1947, 1951)'e dayanmaktadır. Alp-Himalaya orojenik kuşağının bir bölümünü oluşturan Toroslar (Şengör ve Yılmaz 1981), Batı, Orta ve Doğu Toroslar olarak üçe ayrılmıştır (Şekil 2.3) (Özgül 1984). Tez çalışmasının konusunu oluşturan dikitlerin alındığı Tabak Mağarası Batı Toroslar içerisinde yer almaktadır.



Şekil 2.2. Toros Dağ Kuşağının alt bölümleri (Özgül 1984). Kırmızı yıldız Tabak Mağarası'nın konumunu göstermektedir. (KAF: Kuzey Anadolu Fayı; DAF: Doğu Anadolu Fayı; KF: Kırkkavak Fayı; EF: Ecemiş Fayı)

Tabak Mağarası'nın içerisinde yer aldığı Batı Toroslar (Şekil 2.2) allokton ve otokton birimlerden meydana gelmiştir (Brunn vd. 1971; Özgül 1976; Şenel vd. 1996; Poisson vd. 2003). Batı Torosların yapısındaki allokton birimler Özgül (1976, 1984) tarafından birlikler olarak isimlendirilirken bölgede çalışma yapan bir diğer araştırmacı (Brunn vd. 1971; Monod 1977; Gutnic vd. 1979; Senel vd. 1992) grubu tarafından nap olarak tanımlanmışlardır. Çalışma alanını temsil eden Batı Torosların bünyesinde Beydağları otoktonu, Antalya napları ve Likya napları bulunmaktadır. Burada otokton birimlerde platform tipi karbonatlar baskın iken ofiyolitler, yamaç ve havza sistemlerine ek olarak napları temsil etmektedir (Şenel vd. 1996). Tabak Mağarası'nın Beydağları otoktonu içerisinde yer alan birimlerde olduğu arazi gözlemleri ile tespit edilmiş olup buradan itibaren bu birime ait özet bilgilere yer verilmiştir. Beydağları otoktonu yayılım olarak güneybatıda Kaş ilçesinden başlar ve Isparta iline kadar uzanır (Özgül 1976; Poisson 1977; Şenel 1997). Büyük oranda platform tipi karbonatlardan oluşan Beydağları otoktonu stratigrafik olarak tabanında Triyas yaşlı dolomitler ile başlar. Bu birimin üzerine Triyas-Üst Kretase yaşlı Beydağları formasyonu gelir. Bu formasyon şelf ortamına ait bentik foraminifer ve rudist toplulukları içeren kalın karbonatlar ve bunların üzerine gelen Üst Kretase yaşlı planktonik foraminifer içeren ince tabakalı, çört nodüllü kireçtaşlarından oluşmaktadır (Poisson 1977; Sarı 2006). Tabak Mağarası bu Beydağları formasyonu içerisinde oluşmuştur. Triyas-Üst Kretase yaşlı birimlerin üzerinde Paleosen yaşlı kumtaşı, kumlu-killi kireçtaşları, Üst Lütésiyen-Priyaboniyen yaşlı kalkarenit, kumtaşı ve kıltaşı, Erken Miyosen yaşlı alglı kireçtaşları uyumsuz olarak gelmektedir (Poisson 1977; Şenel 1997). Bölgenin jeolojik birimlerini gösteren genel harita Şekil 2.3'te verilmiştir.



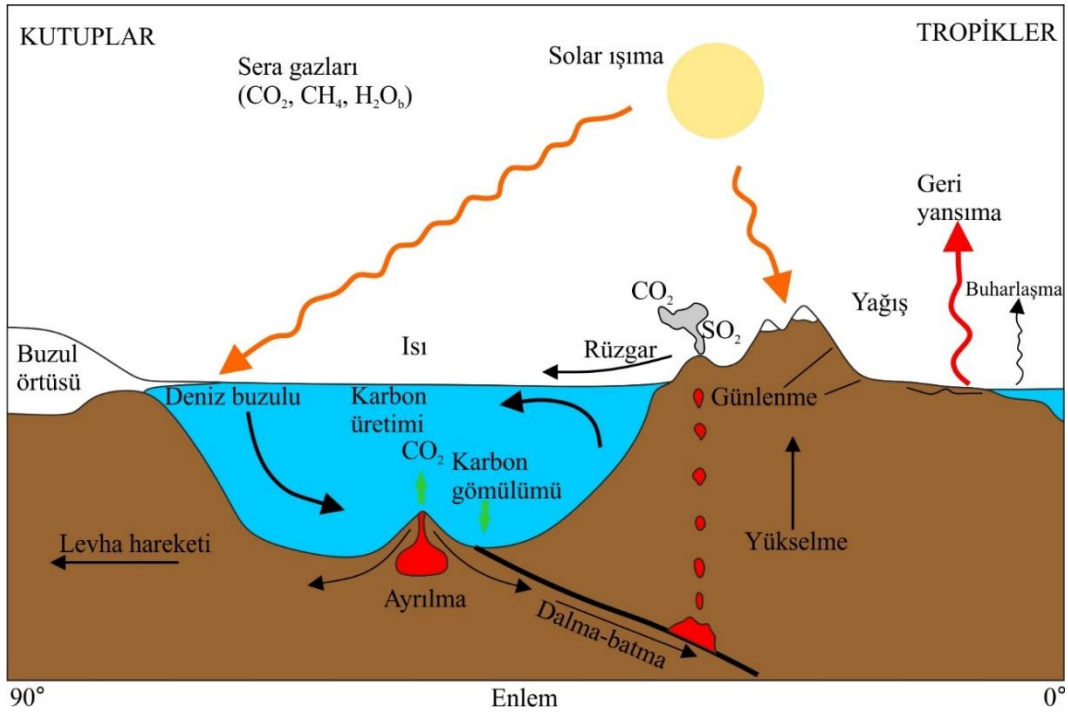
Şekil 2.3. Çalışma alanının jeolojik birimlerini gösteren harita (Özgül 1984; Şenel vd. 1997, 2016; Poisson vd. 2003'ten sadeleştirilerek alınmıştır). Tabak Mağarası'nın konumu kırmızı yıldız ile gösterilmektedir

2.2. İklim ve İklim Değişikliği

İklim kelimesi Yunanca “klima” kelimesinden türetilmiş olup, anlamı ‘eğiklik’ veya ‘fark’ olarak ekvator dan kutuplara kadar meydana gelen sıcaklık değişimleri ile ilişkilendirilmiştir (Barry ve Hall-McKim 2014). Bir bölgede meydana gelen sıcaklık, yağış, bulutluluk, nem, atmosferik basınç, rüzgar gibi tüm hava olaylarının ve bu olayların normal koşulları ile uç (sıra dışı) koşullarının uzun dönem ortalaması o bölgenin iklimini meydana getirir (örn. Türkes 2010; Bradley 2015). Burada uzun dönem olarak ifade edilen süre Dünya Meteoroloji Örgütü’ne (WMO) 30 yıllık süreye karşılık gelmektedir. Diğer taraftan bahsedilen atmosferik koşulların günlük veya haftalık gibi kısa süreli değişimi ise “hava” olarak tanımlanır. İklim Dünya üzerinde yaşamı elverişli kılması açısından ve iklimde meydana gelen değişimlerin tüm ekosistemi etkilemesinden dolayı iklim çalışmaları giderek önem kazanmaktadır. Meydana gelecek kurak koşulların veya şiddetli yağış koşullarının doğru bir biçimde tahmin edilmesi, yapılacak tarımın

yönteminin, inşa edilen yapıların özelliklerinin ve buna benzer parametrelerin belirlenmesinde kritik öneme sahiptir. Günümüzde hızını arttırarak devam eden iklim değişikliğinin nedenleri arasında doğal süreçlerle birlikte insan faktörünün önemli rolü olduğu bilinmektedir. Bu etki ise antropojenik etki olup üretilen sera gazlarının iklim sistemi içerisinde dengelenmeyi güç duruma getirdiği ve bu nedenle sera gazlarının atmosferdeki artışının kontrol altına alınması gerektiği bildirilmektedir (Allen vd. 2014).

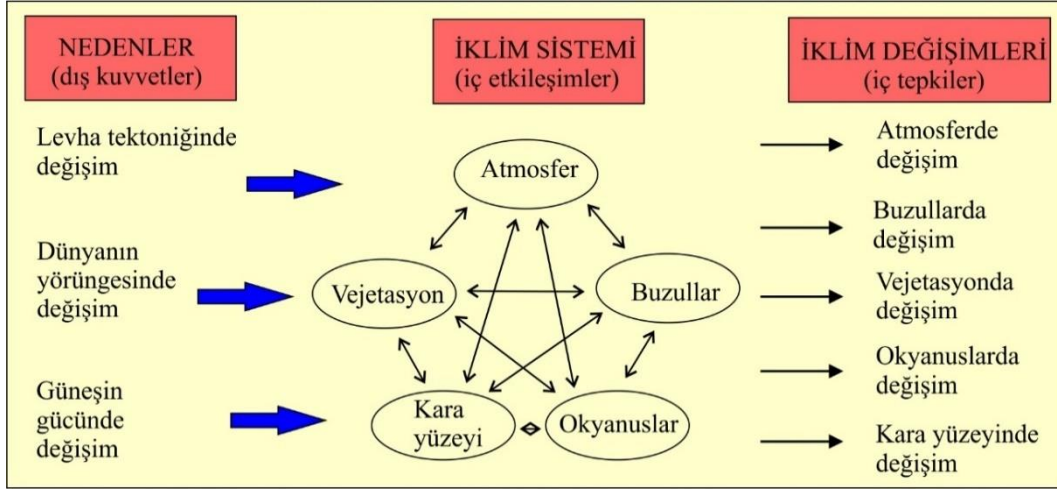
İklim tek başına büyük bir sistem olmakla birlikte alt sistemlerden oluşmaktadır ve bu sistemleri etkileyen çok sayıda etmen mevcuttur (Şekil 2.4 ve Şekil 2.5). Dünya'nın yörüngesel parametrelerinde meydana gelen değişimler, kıtaların konumu, buzul örtüsünün hacmi, güneşin kuvvetinde meydana gelen değişimler, kara alanlarında ormanlık alanların dağılımı, volkanik etkiler, okyanus akıntıları, atmosferde biriken CO₂ ve su buharı, kayalarda meydana gelen günlenme gibi parametreler iklimi kontrol etmektedir (Ruddiman 2007; Barry ve Hall-McKim 2014; Bradley 2015).



Şekil 2.4. İklim sistemi ve iklim sisteminin kontrol eden faktörler (Ruddiman 2007)

Şekil 2.5'te görüleceği üzere özellikle üç büyük kuvvet iklimin alt sistemlerini etkilemekte ve bu alt sistemlerin birbirleriyle etkileşimi değişimleri meydana getirmektedir. Yerkürenin jeolojik tarihçesi içerisinde yeryüzünde iklim birçok kez değişmiştir. Örneğin günümüzden 2.3 milyar yıl önce, 710 milyon yıl ve 640 milyon yıl önce önemli soğumalar meydana gelmiştir. Özellikle 710 ve 640 milyon yıl önce meydana gelen soğumalarda yeryüzünün neredeyse tamamen buzullarla kaplanması ile bu duruma Kartopu Dünya (Snowball Earth) adı verilmektedir. Levhaların hareketi sonucunda oluşan dağ kuşakları ile birlikte hava akımlarının dolaşımı ve oluşan buzulların miktar ve konumlarında farklılıklar meydana gelmiştir. Diğer taraftan karaların konumu okyanus akıntılarını da etkilediğinden levha tektoniğinin iklim sisteminin jeolojik zaman içerisinde önemli bir rolü olduğu söylenebilir. Soğumaların yanı sıra yeryüzünde önemli ısınma dönemleri de meydana gelmiştir. Orta Kretase'de

atmosferdeki CO₂ miktarı 1600 ppm'e yükselmiş ve Dünya üzerinde herhangi bir buzul kalmamıştır (Barry ve Hall-McKim 2014). Jeolojik geçmiş içerisinde bu tarz büyük değişimler meydana gelmiştir.



Şekil 2.5. İklim alt sistemlerinin dış kuvvetler tarafından etkilenmesi ve birbirleriyle etkileşimleri (Ruddiman 2007)

Dünyanın son 50 milyon yıl ile 2.6 milyon yıl diğer bir ifadeyle Kuvaterner'e kadar olan döneminde ise CO₂ seviyelerinde artışlar ve düşüşler meydana gelmesi sonucu küresel olarak ısınma ve soğumalar gerçekleşmiştir (Ruddiman 2007). Küresel olarak iklimsel değişimlerinin yaşanmasına sebep olarak ise bir sonraki bölümde bahsedilen Dünya'nın yörüngesel parametrelerinde meydana gelen değişimlerin neden olduğu düşünülmektedir (Barry ve Hall-McKim 2014). Orta Miyosen ile birlikte kıtaların günümüzdeki konumlarına ulaşmaları ile birlikte bugün görülen okyanus ve atmosfer dolaşimleri meydana gelmiştir. Bu dönemde CO₂ seviyelerinin artması sonucu sıcak bir dönem yaşanmış ve bu döneme Miyosen İklimsel Optimumu adı verilmiştir (Barry ve Hall-McKim 2014). Buraya kadar olan kısımdan görüleceği üzere Yerküre'nin geçmişinde yaşanan küresel iklim değişiklikleri CO₂ yani sera gazlarının atmosferdeki birikimi ile yakından ilişkilidir. Bu birikimi arttıran ve azaltan faktörler ise dolaylı olarak iklimi kontrol eden elemanlardır. Günümüzde de yaşanan küresel iklim değişiminin birinci nedeni atmosferdeki CO₂'in hızlı bir biçimde artması gösterilirken, buna sebep olan en önemli neden ise insan faktörüdür.

2.2.1. Kuvaterner dönemi iklim değişiklikleri

Kuvaterner dönemi günümüzden önce son 2.58 milyon yılı kapsar ve daha önce de belirtildiği gibi Pleyistosen ve Holosen devrelerinden oluşur. İklim değişikliği çalışmalarında Kuvaterner ayrı bir öneme sahiptir. Çünkü bu dönem içerisinde geniş yayılma sahip çok sayıda buzullaşmalar yaşanmış ve bununla birlikte bu dönem içerisinde insan ortaya çıkmıştır. Derin deniz karotlarından, buzul karotlarından, polen kayıtlarından, speleotemlerden, göl sedimanlarından ve ağaç halkalarından bu döneme ait farklı zaman aralıklarında geçmiş iklimsel kayıtlar elde edilmektedir. Bu tez kapsamında da özellikle Holosen devresi içerisinde yaşanmış iklim değişimlerinin izleri dikitler içerisinde bulunmaya çalışılmıştır.

Kuvaterner süresince yaşanan buzullaşmalar özellikle Pleyistosen'in buzul çağı olarak isimlendirilmesine neden olmuştur ve Kuvaterner süresince 21 adet buzul döneminin meydana geldiği düşünülmektedir (Sarıkaya 2012). Kuvaterner boyunca yaşanan bu buzullaşmaların veya daha genel olarak iklimdeki salınımların Dünya'nın yörünge hareketleri ile bağlantılı olduğu belirtilmektedir. GÖ 800 bin yıla kadar olan dönemde soğuk dönemler 41000 yıl sürerken, o tarihten itibaren 100 bin yıllık periyotlara dönüşmüştür. Bunlar sırasıyla Dünya'nın eksen eğikliği ve dönüş yörüngesinin elipslikten kaymasının periyotlarına karşılık gelmektedir (Barry ve Hall-McKim 2014). Pleyistosen buzullaşmalarından 21000 yıl öncesinde zirveye ulaşan Son Buzul Maksimumu (Last Glacial Maximum) sırasında kara ve deniz buzullarının geniş yayılımlara ulaşmış, deniz seviyesi 100 m'ye yakın değerlerde düşmüştür (Roberts 2013). Deniz seviyesinin önemli miktarlarda düşmesi insanların yerleşimlerini yeniden yapılandırmasına olanak tanımış, Avrupa'da ki bir kısım insanın bir ada ülkesi olan İngiltere'ye ulaştığı düşünülmektedir (Roberts 2013). Kuzey Atlantik sedimanlarından elde edilen kayıtlar ise günümüzden önce 90000 ile 11700 yıl arasında meydana gelen Dansgaard-Oeschger salınımlarını göstermiştir. Bu salınımlar sıcak dönemler ile takip edilen soğumaları temsil etmektedir (Bond vd. 1993). Dansgaard-Oeschger salınımları ile buzul karotlarından sıcaklık çevrimselliklerini temsil eden Henrich olayları arasında yakın ilişki tespit edilmiştir (Bond vd. 1993). Henrich olayları ise GÖ 60000 ile 12000 yılları arasında meydana gelmiştir. Buzul dönemi içerisinde görülen bu tarz sıcaklık salınımları Kuvaterner sürecince meydana gelmiştir. Tez çalışmasının odağını oluşturan Holosen'e gelindiğinde ise son 11700 yıl içerisinde iklim ve medeniyetler arasında önemli etkileşimler meydana gelmiştir. Holosen'de buzul-buzularası geçiş kadar çarpıcı değişimler olmasa dahi önemli iklim değişimleri meydana gelmiştir. Bunlara en çarpıcı örnekler GÖ 8200 ile GÖ 4200 olaylarıdır. GÖ 8200 yıl önce ani soğuma meydana gelmiş ve kurak koşullar yaşanmış, bu kurak koşulların o dönemde var olan medeniyetleri önemli ölçüde etkilediği belirtilmiştir (Wickens 2013). Bir diğer önemli kuraklık olayı ise GÖ 4200 olayıdır. Bu süreçte yaşanan kuraklık ile Mezopotamya'da yaşayan Akad İmparatorluğu'nun çöküşünün tetiklendiği düşünülmektedir (Weiss vd. 1993; Weiss ve Bradley 2001; Kaniewski vd. 2012; Weiss 2016; Kathayat vd. 2018). Ancak bu kuraklığın küreselliği üzerine tartışmalar devam etmektedir (Kaniewski vd. 2018). Geç Holosen'de yaşanan bir diğer önemli kuraklık olayı ise Bronz Çağ-Demir Çağ geçişine karşılık gelen GÖ 3200 yıl olayıdır. Bu kuraklık ile Orta Doğu'da ve Anadolu'daki medeniyetlerin yıkılışının ilişkili olduğu önerilmiştir (DeMenocal 2001; Kaniewski vd. 2012; Kaniewski vd. 2013; Kaniewski vd. 2015; Finné vd. 2017; Psomiadis vd. 2018).

2.2.2. İklim değişikliğine sebep olan faktörler

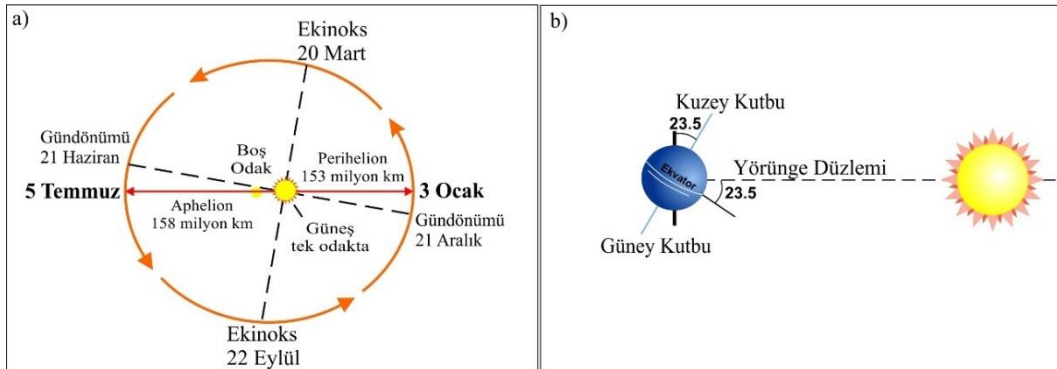
Şekil 2.5'te görüleceği üzere iklim içerisinde birçok alt sistemi barındıran karmaşık bir bütündür. Bu bütün içerisinde farklı alt parametrelerde çeşitli etkiler sonucu meydana gelen değişimler genel örüntüyü değiştirerek iklim değişikliğine neden olmaktadır. Bir önceki başlıkta bahsedildiği gibi Yerkürenin jeolojik tarihi boyunca çok kez iklimsel değişimler gerçekleşmiştir. Atmosferik dolaşımın, okyanus akıntılarının, buzul miktarı ve dağılımı, bitki örtüsü, kara alanlarındaki dinamikler sürekli etkileşim halindedir. Genel olarak atmosferin ısı kapasitesi düşük olduğundan atmosferik değişimler daha hızlı gerçekleşir. Diğer taraftan okyanusların ısı tutma kapasiteleri yüksek olduklarından, herhangi bir dış etkiye tepki süreleri daha yavaş olur. Buzullar ise Dünya'ya ulaşan Güneş ışınlarını geri yansıtma açısından önemlidir. Çünkü böylelikle

enerji girdisini kontrol etmektedir. Eğer buzul miktarında günümüzde olduğu gibi düşüşler yaşanırsa yeryüzüne ulaşan Güneş ışınları daha fazla tutulacak ve böylece ısı artışı meydana gelecektir. Tam tersi durumda ise buzulların aşırı derecede artması gelen ışınları daha fazla geri yansıtacak ve pozitif geri besleme ile soğuma artışı olacaktır.

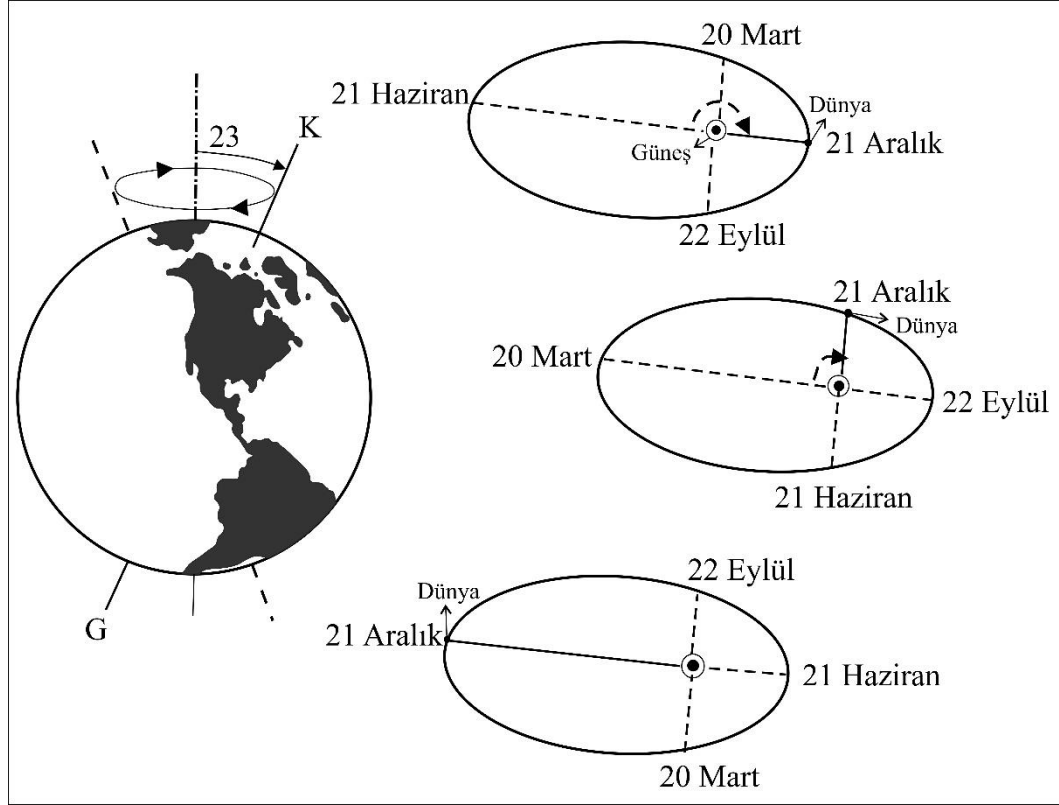
Şekil 2.6'da ve Bölüm 2.2'de Dünya'nın iklimi kontrol eden ana faktörlerin Dünya'nın yörüngesel parametrelerindeki değişim, levhaların konumunda levha tektoniği sonucu meydana gelen değişimin ve Güneş yansıyan enerjisindeki değişimin olduğuna değinilmiştir. Bu başlık altında ise bu faktörlerin detaylarına ve diğer iklim değişikliğine neden olan etmenlere değinilecektir.

2.2.2.1. Milankovitch döngüleri

Dünya'nın yörüngesinde meydana gelen değişimler Milankovitch Döngüleri olarak da bilinmektedir ve Dünya'nın Güneş etrafında dönerken izlediği yörüngenin şeklinde, dönme ekseninin eğikliği ve presesyonundaki dönemsel farklılaşmalardan dolayı Dünya'ya ulaşan güneş ışığı miktarını değiştirmektedir. Güneş'ten yayılan enerji atmosferin en üst kısmına radyant enerji olarak ulaşmakta ve radyasyon olarak adlandırılmaktadır (Türkeş 2010). Dünya, Güneş etrafında dönerken izlediği yörünge eliptik olması sonucunda ikisi arasındaki mesafe yıl içerisinde değişmektedir. Dünya, Güneş'e en yakın konumuna 3 Ocakta ulaşır ve buna perihelion adı verilir, en uzak konumuna ise 5 Temmuzda gelir ve buna da aphelion denir (Şekil 2.7). Perihelion sırasında Dünya yıllık ortalamasından %3.5 daha fazla radyasyon almaktadır (Bradley 2015). Kısmen eliptik olan yörüngenin, daireye yaklaşım uzaklaşması eksen parametrelerinden "eccentricity" olarak isimlendirilir. Bu değişimin periyodu ise yaklaşık 100000 yıldır. Dünya kendi eksenini etrafında dönerken, Güneş etrafında izlediği yörünge düzlemine dik olarak değil açılı bir şekilde döner. Bu açı güncel olarak yaklaşık 23.5° olup, 41000 yıllık bir periyotla 21.8° ile 24.4° arasında değişmektedir. En son maksimum değerine ise 100000 yıl önce ulaşmıştır (Bradley 2015). Dünya'nın yörüngesel faktörlerinden sonuncusu ise presesyonur. Dünya'nın kutupları ile ekvator bölgesindeki şekilsel farklılıktan dolayı Güneş, Ay ve diğer gezegenlerin Dünya üzerine uyguladıkları çekim kuvvetinin dağılımı farklı olmakta ve sonuç olarak dönüş hareketi bir topaç gibi yalpalayarak gerçekleşmektedir (Şekil 2.8). Bu durum ekinoks zamanlamalarını değiştirmekle birlikte periyodu 23000 yıldır.



Şekil 2.6. a) Dünya'nın Güneş etrafında izlediği yörünge daireselden biraz farklı elips şeklindedir ve bunun sonucunda yıl içerisinde Güneş'e olan mesafesinde farklılıklar oluşur ve "eccentricity" olarak isimlendirilir; b) Dünya'nın kendi etrafında dönüşünü gerçekleştirdiği eksen ise Güneş etrafında izlediği yörünge düzlemine dik değildir. Buna eksen eğikliği "axial tilt" denilmektedir (Ruddiman 2007)



Şekil 2.7. Dünya'nın kendi ekseninde dönmesi yalpalayan bir topaç hareketine benzer. Bunun sonucunda ise ekinokslar tarihleri değişmektedir (Bradley 2015)

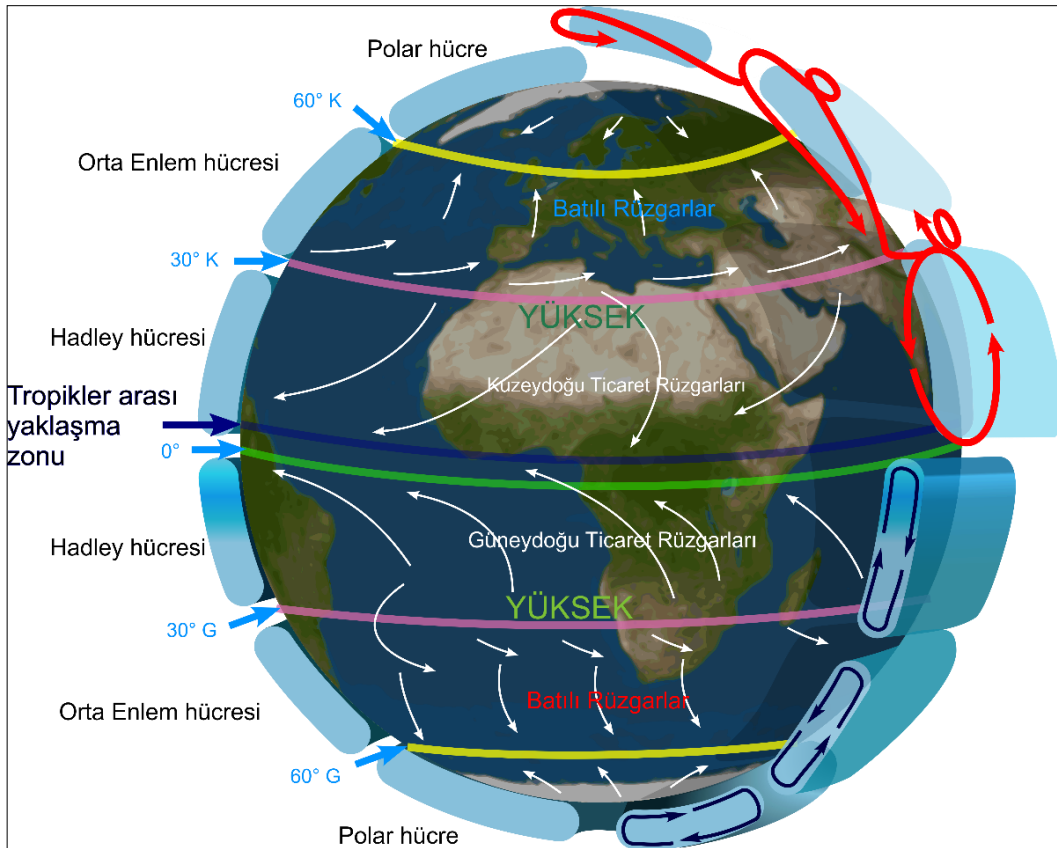
2.2.2.2. Enlem etkisi

Yeryüzünde iklimsel olarak farklı koşulların oluşmasında önemli olan parametrelerden bir diğeri enlemsel olarak konum farklılığıdır. Çünkü güneş ışınları farklı enlemlere farklı açılarda gelirler ve bunun sonucunda enerji dağılımında farklılık oluşur. Örneğin ekvatora dik gelen güneş ışınları, kutuplara eğik açıyla gelmektedir. Bunun sonucunda ise sıcaklık ekvator'dan kutuplara doğru ilerledikçe düşmektedir.

2.2.2.3. Atmosferik dolaşım

Atmosfer ısı tutma kapasitesi düşük olduğundan dış kuvvetlerdeki herhangi bir değişikliğe çok hızlı tepki gösterir. Bunun yanı sıra atmosfer büyük ölçekli bir sistem olup, Dünya'nın ısı dengesinin korunmasını sağlar. Düşey yönde farklı katmanlardan oluşan atmosferin en alt katmanı olan troposferde bütün hava olayları meydana gelmektedir. Atmosferik döngüde ekvator'daki ısınma ve kutuplardaki soğuma olayları, döngünün işlenmesini sağlamaktadır. Bu şekilde işleyen mekanizmanın ürünü olarak Hadley, Ferrel ve Polar hücre ismini alan büyük ölçekli basınç ve rüzgar sistemleri oluşur (Türkeş 2010). En basit şekliyle ekvator'da ısınan hava yükselerek kutuplara doğru ilerlemekte, kutuplarda soğuyup yoğunlaşarak tekrar ekvatora doğru dönmektedir. Bu hareket Dünya'nın da kendi çevresinde dönmesinden ve dolayısıyla Koriolis (Coriolis) kuvveti sonucu farklı bileşenlere sahiptir. Kuzey yarımkürede Hadley hücresi içerisinde hava kuzeyden güneye doğru hareket etmesi gerekirken, Koriolis kuvvetinin etkisiyle hareket kuzeydoğudan güneybatıya doğru olmakta ve ticaret rüzgarları kuşağı

oluşmaktadır. Ferrel hücresinde ise hava hareketi güneyden kuzeye doğru olması gerekirken yine aynı nedenlerden dolayı rüzgarlar güneybatıdan esmekte ve bunun sonucunda batılı rüzgarlar oluşmaktadır. Batılı rüzgarlar orta enlemlerde 30° ile 60° enlemleri arasında yüksek basınç bölgelerinden alçak basınç bölgelerine doğru batı yönünden esen rüzgarlardır. Batılı rüzgarların etkisi kış mevsiminde Akdeniz üzerinde görülürken, yaz mevsiminde Avrupa'ya nemli hava kütlelerini taşırlar. Hadley, Ferrel ve Polar hücreleri yüzeyde rüzgarların oluşumunu denetler bunun sonucunda polar yüksek basınç, polar doğulular, subpolar alçak basınç, batılı rüzgarlar, subtropikal yüksek basınç, alizeler ve tropikler arası yaklaşma kuşağı (ITCZ) meydana gelir (Şekil 2.9) (Türkeş 2010).



Şekil 2.8. Atmosferik dolaşım elemanları (Anonim 1)

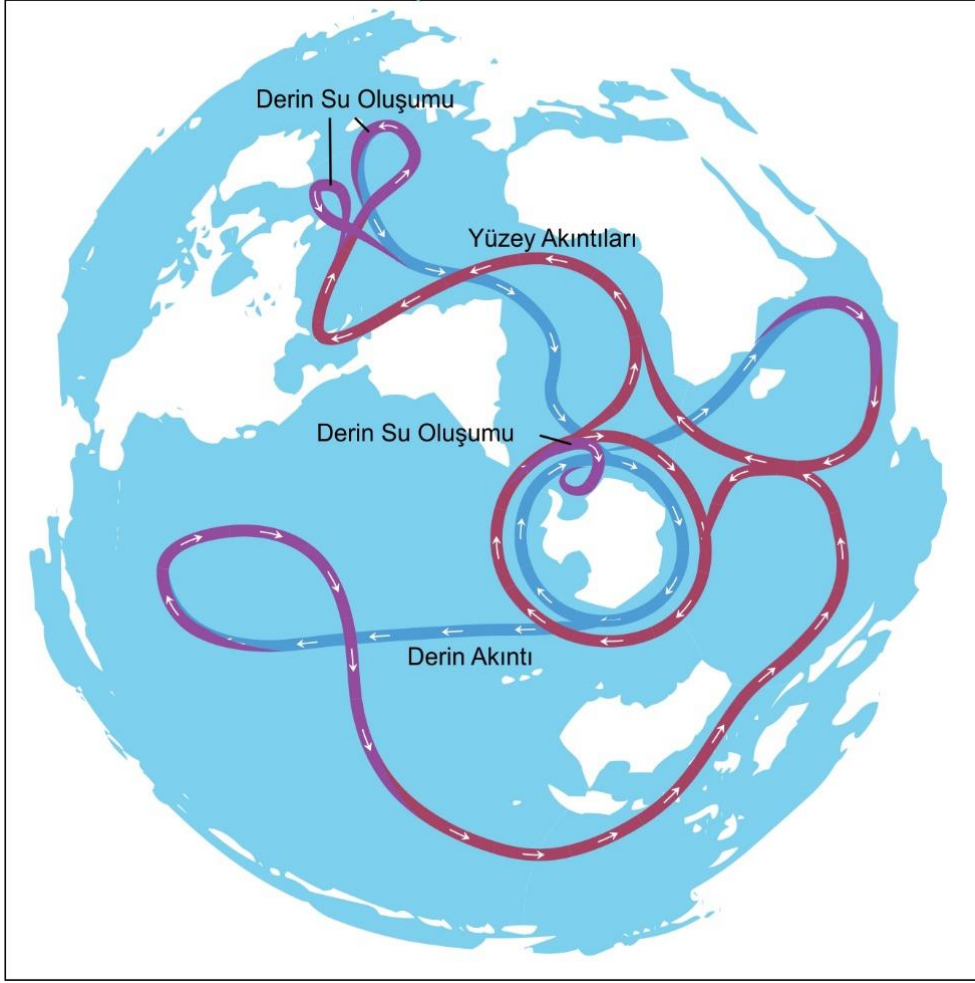
Burada ITCZ (Intertropical Convergence Zone) diğer adı ile tropikler arası yaklaşma kuşağı, her iki yarıkürede alize rüzgarlarının yani ticaret rüzgarlarının birleştiği kuşağı temsil eder. Bu kuşak Güneş'in yıl içerisindeki konumuna göre kuzey ve güney yönde kayma gösterir. Ayrıca ITCZ içerisinde sürekli bulut ve yağış oluşumu söz konusudur (Türkeş 2010). Genel atmosferik dolaşım içerisinde önemli salınımlar meydana gelmekte olup bunlardan iki önemli salınım Güney Salınımı ve El-Nino ile Kuzey Atlantik Salınımı (NAO)'dır. Özellikle NAO kış mevsimlerinde Türkiye'yi etkilemesi açısından önemlidir. En basit tanımıyla Güney Salınımı ve El-Nino, Pasifik Okyanusu'nun ekvatorial doğusu ve batısı arasındaki hava yüzey basıncı arasındaki dalgalanma olarak tanımlanabilir. Kuvveti ise subtropikal Tahiti ile ekvatorial Darwin (Avustralya) arasındaki ortalama deniz seviyesi basıncının arasındaki fark ile ölçülür ve Güney Salınım İndeksi (SOI) adı verilir (Barry ve Hall-McKim 2014). Kuzey Atlantik

Salınımı (NAO) ise Azor subtropikal antisiklonu ile İzlanda alçak basınç merkezi arasında deniz seviyesinde basınç dalgalanmasıdır. Eğer basınç farkı büyük olursa NAO indeksi pozitif ve daha kuvvetli batılı rüzgarlar oluşur, tam tersi durumda NAO negatif olduğunda ise batılı rüzgarlar zayıflar (Barry ve Hall-McKim 2014). Kuzey Atlantik Salınım indeksinin pozitif olduğu kış mevsimlerinde Avrupa'da yağış artarken Akdeniz havzasında kurak koşullar meydana gelmektedir. Bu açıdan NAO kış mevsimlerinde Türkiye'yi etkiler ve önem arz eder.

2.2.2.4. Okyanusal dolaşım

Dünya'nın %71'nin sularla kaplı olduğu göz önüne alındığında okyanuslar iklimi kontrol etmede kritik öneme sahiptir. Her iki yarıküreye bakıldığında Güney Yarıküre'nin %81'i sular ile kaplıyken, Kuzey Yarıküre'nin %61'i sular ile kaplıdır. Diğer taraftan okyanusların ortalama tuzluluğu ise binde 32-37 aralığında değişmektedir (Barry ve Hall-McKim 2014). Okyanuslarda meydana gelen akıntılar ısının ekvator ve kutuplar arasında taşınmasını sağlamaktadır. Okyanuslarda yüzey suları dalga hareketinden dolayı daha ılık iken düşey yönde sıcaklık farkından dolayı derinlerdeki sular daha soğuktur. Okyanuslarda meydana gelen hareketler genellikle sıcaklık, tuzluluk farkından oluşmakla birlikte rüzgar, rüzgar sonucu oluşan dalgalar, diğer gezegen ve yıldızların Dünya üzerinde uyguladıkları kuvvetlerde bu dolaşımarda etkili olmaktadır.

Farklı enlem, sıcak ve soğuk su akıntıları ile rüzgar okyanusların iklimi etkilemesinde rol almaktadır. Özellikle sıcaklık ve tuzluluk farkından dolayı oluşan termohalin döngüsü okyanus sularının büyük bir bölümünü hareket ettirir. Düşey yöndeki termohalin hareketi sıcaklık ve tuzluluk farkından kaynaklanmakta ve okyanus içerisinde yoğunluk farklarına sebep olmaktadır. Soğuk ve tuzlu sular, sıcak ve tatlı sulara göre daha yoğundur ve bu nedenle soğuk sular sıcak suların altına dalar. Bu mekanizma Gulf Stream gibi önemli akıntıları devam ettirmektedir. Gulf Stream kuzeydoğu yönünde ilerlerken kuzeye yaklaştıkça soğur ve yüksek enlemlerde derine batarak Kuzey Atlantik Derin Sularını oluşturur (Barry ve Hall-McKim 2014). Benzer şekilde yüzey akıntıları da rüzgarın etkisiyle hareket etmektedir. Kuzeye doğru ilerleyen akıntılar soğuyarak gömülürler ve derinden güneye doğru hareket ederler. Böylece farklı enlemler arasında sıcaklık farklarının düzenlenmesi sağlanır (Şekil 2.9). Örneğin İngiltere Gulf Stream sayesinde kış mevsimlerinde diğer kuzey ülkelerine göre daha yumuşak bir kış mevsimi geçirmektedir. Okyanuslarda kuzey güney arasında devam eden döngünün tamamlanması ise 1000-3000 yıl aralığında değişmektedir.



Şekil 2.9. Okyanus iletim kuşağının hareket yönü ve şekli (Anonim 2)

2.2.2.5. Volkanik aktivite etkisi

Volkanik püskürmeler sonucunda atmosfere saçılan partiküller ve çeşitli kimyasal bileşiklere jeolojik arşivler içerisinde rastlamak mümkündür. Buna örnek olarak göl çökelleri içerisinde bulunan küller verilebileceği gibi, diktler üzerinde yapılan jeokimyasal analizlerde yükselen element değerleri (Badertscher vd. 2014) verilebilir. Volkanlar yerin derinliklerindeki karbonu yüzeye getirmeleri ve atmosfere bırakmaları sonucunda Yerküre üzerindeki karbon çevrimini etkilerler (Ruddiman 2007). Bu nedenle atmosferde biriken CO₂ ve çeşitli sülfürlü bileşikler ile iklim üzerinde etkili olabilmektedirler. Bunun yanı sıra püskürme sonucunda atmosferde biriken yoğun parçacıklar Güneş ışınlarının yeryüzüne ulaşmasını engelleyerek mevsimlerin farklılaşmasına neden olabilmektedir.

2.2.2.6. Levha Tektoniğinin iklim üzerine etkisi

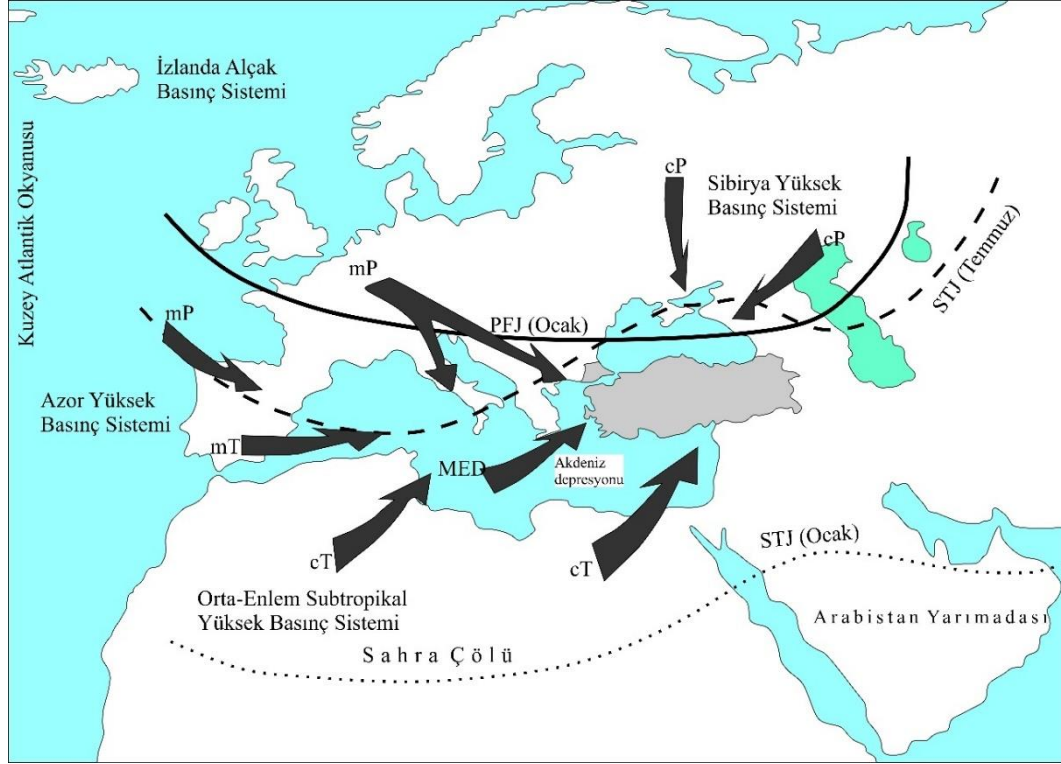
Kıtaların konumlarının değişmesi, yeni dağ kuşaklarının oluşması gibi olayların atmosferik döngüyü değiştirdiği, okyanusal akıntılarda değişikliklere sebep olduğu bilinmektedir. Ancak genelde üzerinde durulan levhaların konumları ve çarpışma sonucu oluşan yükselimlerin iklimi etkilemesini yanı sıra, yükselmeye birlikte gerçekleşen

kimyasal günlenme, aşınma gibi faktörlerde levha tektoniği kapsamında iklim üzerinde etkili olmaktadır. Özellikle son 550 milyon yıllık süreçte detaylı şekilde bilinen kıtaların konumu ve değişimleri zaman içerisinde incelendiğine kutup pozisyonu hipotezi (polar position hypothesis) Dünya üzerindeki buzullaşmaları açıklamada ortaya konmuştur (Ruddiman 2007). Bu hipoteze göre kıtalar yüksek enlemlere yaklaştığında üzerindeki buzullarda genişlemeler meydana gelmektedir. Bu hipotez buzullaşmaları kısmen açıklamaktadır. Çünkü Kuvaterner dönemine gelindiğinde yaşanan sık aralıklı buzullaşmalar sırasında levhaların konumu bugünkü konumundadır. Diğer taraftan okyanus ortası yayılım alanlarında açığa çıkan CO₂ ve çeşitli gazlar yine atmosferin bileşiminin değişmesinde etkin rol oynamaktadır. Diğer taraftan yükselen kara alanlarında meydana gelen kimyasal bozuşmalar ile açığa çıkan gazlar tutularak bir şekilde denge ortaya çıkmaktadır. Sonuç olarak levha hareketleri doğrudan ve dolaylı olarak iklim üzerine etkili olduğu görülmektedir.

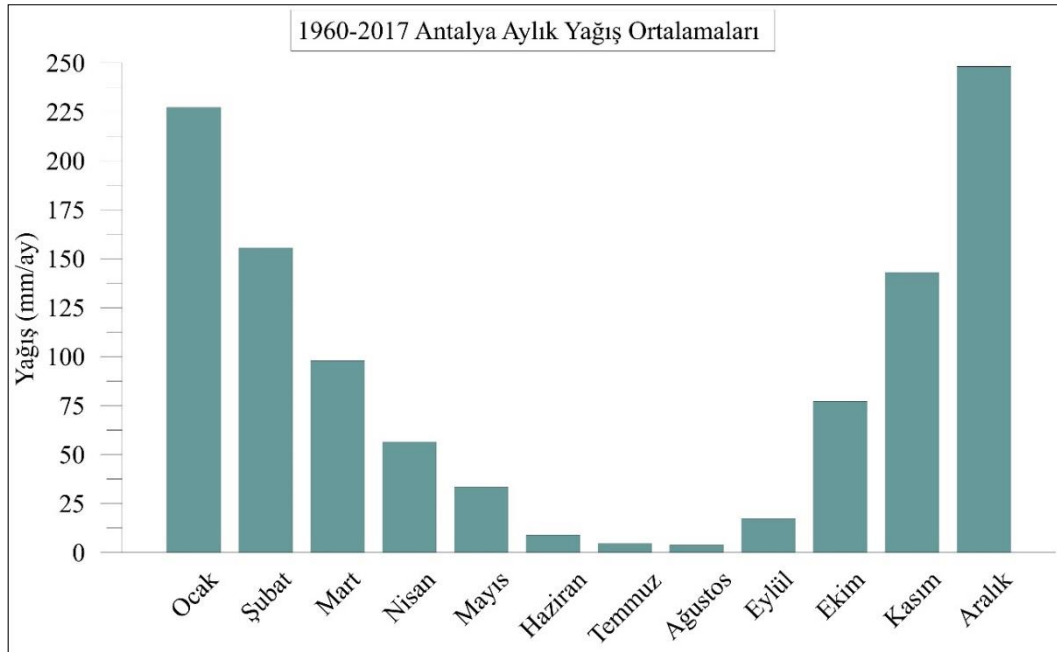
2.3. Türkiye'nin Güncel İklimi

Türkiye subtropikal kuşakta olup, yaşanan iklimin özellikleri Akdeniz makro iklimini temsil etmektedir (Türkeş 2010). Bölgesel olarak ise tüm Doğu Akdeniz bölgesi yazları Asya musonunun, kış mevsiminde ise Kuzey Atlantik/Sibiryaya Yüksek Basınç Sisteminin etkisi altında farklı hava kütleleri ile basınç sistemlerinin arasında bir geçiş zonunu temsil etmektedir (Şekil 2.10). Akdeniz ikliminin özelliği gereği Türkiye'de yaz ayları kurak ve sıcak geçerken, kış ayları soğuk ve yağışlı seyretmektedir. Yaz aylarında sıcak ve kurak geçmesinin sebebi ise tropikler arası yaklaşma zonunun (Intertropical Convergence Zone-ITCZ) kuzey yönlü hareketinin sonucudur. Kış aylarında ise bu zon güneye doğru hareket ederek batılı rüzgarların Akdeniz'e doğru girmesine ve Atlantik kaynaklı yağmurların Türkiye'nin güney kıyılarına ulaşmasına sebep olur. Sonuç olarak bölgedeki nem batılı rüzgarların aracılığıyla Atlantik'ten getirilmiş olmaktadır (Türkeş ve Erlat 2009). Türkiye geneline düşen yağışın büyük bölümü kış ve ilkbahar mevsiminde gerçekleşmektedir ve bunun sebebi Kuzey Atlantik Okyanusu ve Doğu Akdeniz havzasında oluşan orta enlem siklonlarının doğuya doğru hareketinin etkisidir (Türkeş ve Erlat 2003). Orta enlem siklonlarının oluşumu ise Polar Cephe Jet Akımları ve Avrupa oluşu ile kara ve deniz arasındaki sıcaklık farkının kontrolünde olur. Türkiye'ye yaz aylarında düşen yağış yıllık yağışın %10'u temsil ederken, sonbahar aylarında düşen yağış tüm yıllık yağışın %23'ünü temsil etmektedir (Türkeş ve Erlat 2003). Türkiye geneline düşen yağışın mevsimsel dağılımını Antalya'da görmek mümkündür. Yağışın neredeyse tamamı sonbahar ve kış mevsiminde düşerken, yaz mevsiminde yağış çok az görülmektedir (Şekil 2.11).

Doğu Akdeniz bölgesine yağmur getiren kış ve ilkbahar siklonları Kuzey Atlantik Salınımı (NAO) ile ilişkilidir (Cullen vd. 2002; Türkeş ve Erlat 2003). Kuzey Atlantik Salınımı ise daha önce de değinildiği gibi İzlanda yakınlarındaki bir merkez ile İber Yarımadası Azor yükselimi arasında kuzey-güney yönlü hava kütlesi salınımıdır. NAO pozitif ve negatif olmak üzere iki fazda bulunur ve pozitif fazdayken Kuzey Atlantik'ten gelen batılı rüzgarlar daha fazla kuzeye doğru ilerlerler. Bunun sonucunda Akdeniz'e nem getiren hava kütlelerinde azalma meydana gelir (Hurrell 1995). Türkiye genelinde yağışların arttığı dönemler ise Kuzey Atlantik Salınımının negatif fazı ile ilişkili olduğu bilinmektedir (Türkeş ve Erlat 2003).



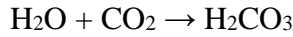
Şekil 2.10. Türkiye'nin de içinde yer aldığı Doğu Akdeniz Bölgesi'ni mevsimsel olarak etkileyen hava kütlelerinin genel gösterimi. (Açıklamalar: MED: Akdeniz hava kütlesi, mP: denizel Polar hava kütlesi, cP: karasal Polar hava kütlesi, mT: denizel Tropikal hava kütlesi, cT: karasal Tropikal hava kütlesi, PFJ: Polar ön cephe jet akımı, STJ: sub-Tropikal jet akımı) (Sarış vd. 2010)



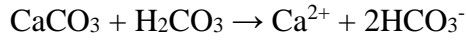
Şekil 2.11. Antalya ili 1960-2017 yılları arası aylık ortalama yağış miktarları (Meteoroloji Genel Müdürlüğü)

2.4. Paleoiklim Arşivi Olarak Speleotemler

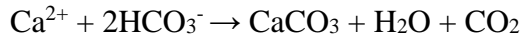
Speleotem terimi kelime olarak mağara çökeli anlamına gelmekle beraber, mağaralarda kalsiyum karbonatın ikincil çökeli sonucunu oluşturan dikit, sarkıt ve akmetaş gibi çökeliimleri ifade etmektedir (Fairchild ve Baker 2012). Mağaralar yeraltında bir insanın içerisine sığabileceği kadar büyüklüğe sahip boşluklar olup boyutları kilometrelerce uzunluğa kadar ulaşabilirler. Mağaralar yer altında çoğunlukla kireçtaşı gibi çözünürlüğü yüksek kayaların içerisinde, meteorik suların düşey yöndeki hareketi sırasında oluşurlar (Fairchild vd. 2006; Ford ve Williams 2013). Yağış kaynaklı sular ilk olarak atmosferik karbondioksit, sonrasında ise bitki köklerindeki solunum ve organik maddenin çözünmesi sonucu toprakta oluşan karbondioksit ile süzülme sırasında kimyasal etkileşime girerek karbonik asit oluşumuna yol açarlar.

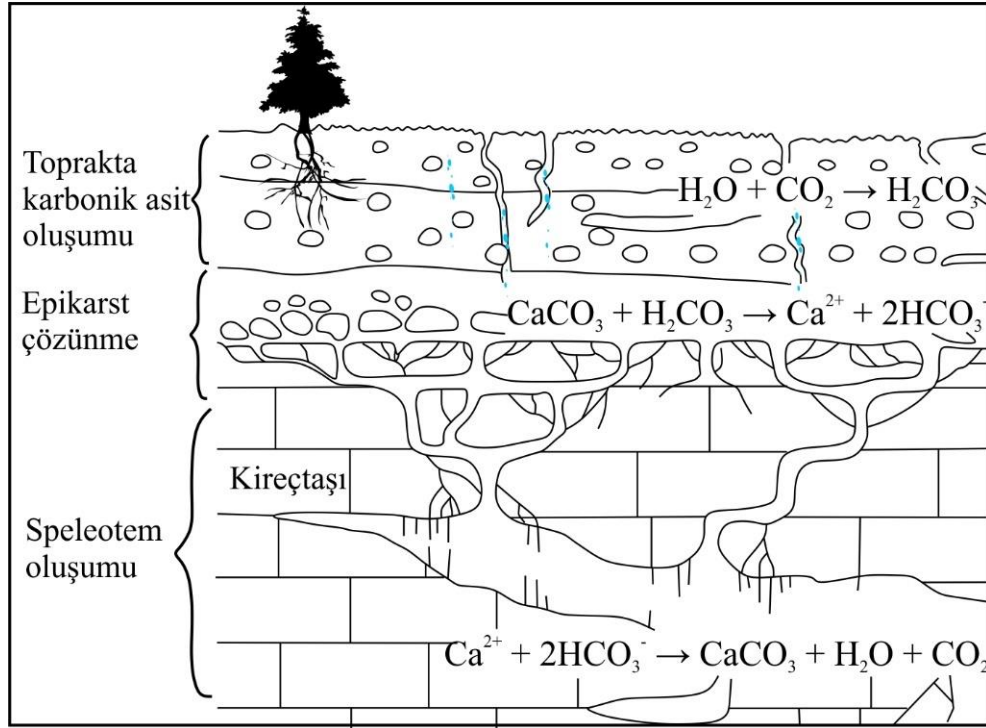


Karbonik asit süzülme sırasında topraktaki Ca^{2+} iyonları ile süzülme sırasında karşılaştığı karbonatlı kayaları çözmesi sonucu oluşan yine Ca^{2+} ve bikarbonat (HCO_3^-) iyonlarını bünyesine alarak bu iyonlarca zengin bir çözelti oluşur.



Karbonatlı kayanın kırık ve çatlaklarında özellikle de anakayanın en üst zonu olan epikarst bölümünde süzülme devam eden sulu çözelti mağara ortamına damlalar şeklinde ulaştığında çözeltinin karbondioksit kısmi basıncı ($p\text{CO}_2$) ile mağara ortamının $p\text{CO}_2$ 'dan daha yüksek olduğundan çözeltiden CO_2 çıkışı gerçekleşir. Bunun sonucunda ise sulu çözeltinin asitliği azaldığından bünyesinde Ca^{2+} ve HCO_3^- iyonları kalsit oluşturacak şekilde çökeliirler ve sarkıt, dikit ve akmetaş gibi speleotemlerin oluşumu meydana gelir (Fairchild ve Baker 2012). Tüm bu süreçler Şekil 2.12'de özetlenmektedir.



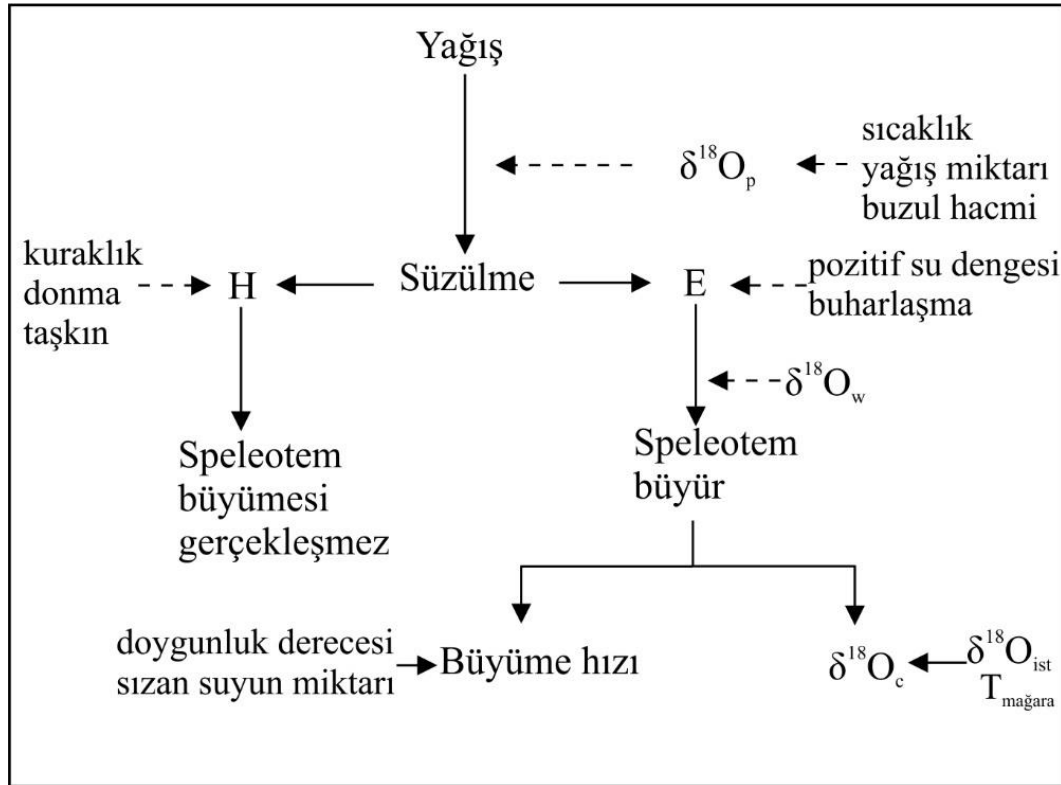


Şekil 2.12. Meteorik suların süzülmesi sırasında gerçekleşen kimyasal reaksiyonlar ve speleotem oluşumu (Fairchild vd. 2006'dan değiştirilerek alınmıştır)

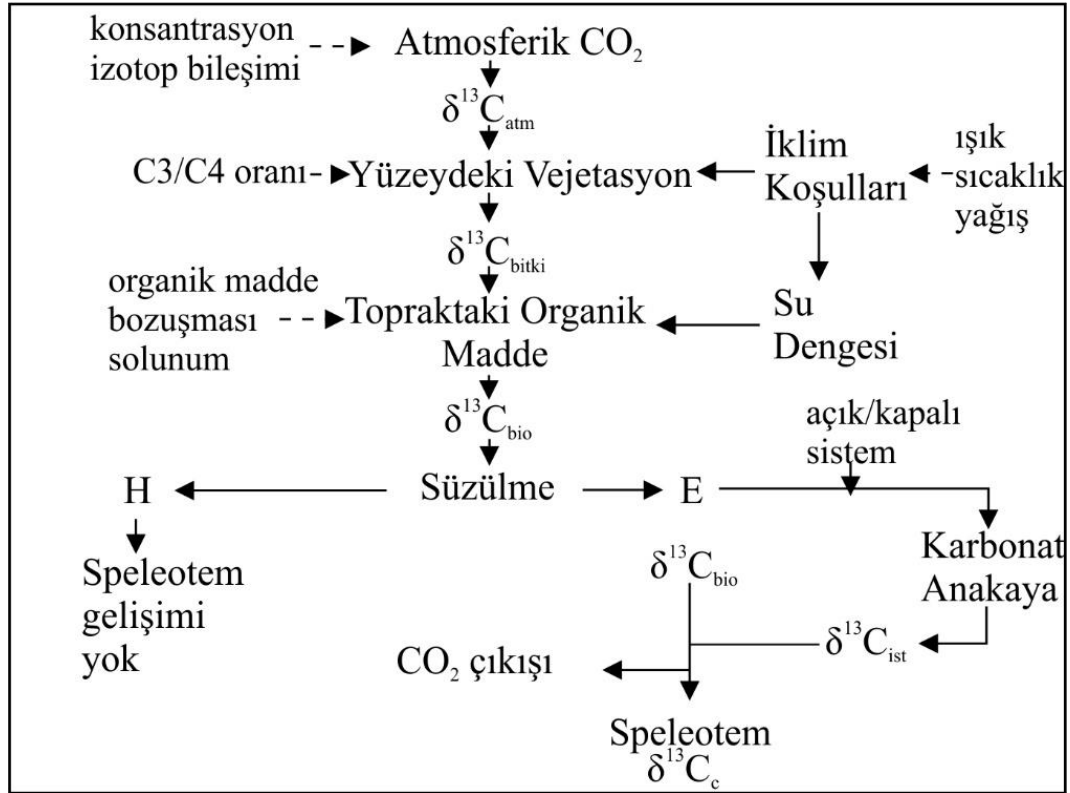
Speleotemler, duraylı izotop (O ve C), iz element, büyüme hızı gibi çeşitli vekil veriler (proxy) ile mağaranın üzerindeki paleoklim koşullarını kaydedip, bilgi sağlayabilirler (Fairchild vd. 2006; Fairchild ve Baker 2012). Speleotemleri kullanarak paleoklim kayıtlarını araştıran çalışmalar Hendy ve Wilson (1968) ile başlar. Son yirmi yıllık periyotta ise bu çalışmalar giderek hızlanmıştır (McDermott 2004; Lachniet 2009). Speleotemlerin birer paleoklim arşivi olarak ön plana çıkmasında ilk sırada Uranyum serileri ile herhangi bir düzeltmeye ihtiyaç duyulmaksızın yüksek kesinlikte yaşlandırılabilmeleri yer alırken, 100000 yıla kadar aralıksız büyüme, mağara ortamının koşullarının duraylı olması, dışarıdaki atmosferik koşulları ve çevresel koşulları hassas bir şekilde kaydedebilmeleri (McDermott 2004; Fairchild vd. 2006; Fleitmann vd. 2008; Fairchild ve Baker 2012) speleotemlerin kullanımını avantajlı kılan diğer özellikleridir.

Mağaralarda oluşan dikit, sarkıt, akmataş gibi speleotemlerden paleoklim çalışmalarında en çok tercih edileni dikitlerdir. Çünkü dikitlerin geometrisinin, iç yapısının düzenli olması, diğerlerine göre daha hızlı büyümesi, oluşumuna neden olan damlayan su ile izotopik açıdan dengede çökmesi dikitlerin öncelikli olarak kullanılmasını sağlamaktadır (McDermott 2004; McDermott vd. 2006; Fairchild ve Baker 2012). Sarkıtlar ise oluşumları sırasında iç yapıların büyüme eksenini boyunca oluşan boşluklu yapı ve üst üste büyümesi sebebiyle, akmataşlar ise geniş yayılıma sahip olması nedeniyle farklı noktalardan yapılacak örneklemelerin aynı zaman aralığına denk gelebilme ihtimali yani verinin tekrarlanmasından dolayı çalışmalarda çok tercih edilmezler (Fairchild vd. 2006; Fairchild ve Baker 2012).

Speleotemlerin paleoiklim arşivi olarak kullanılması daha öncede belirtildiği üzere 1960'ların sonlarına dayanmaktadır. Yapılan ilk çalışmalar (Hendy ve Wilson 1968) doğrudan kesin olarak ortam sıcaklığının belirlenmesi üzerinedir. Ancak speleotemlerin oksijen izotop bileşimini iklim ve iklim nedenli olmayan çok sayıda faktör kontrol ettiğinden bunun karmaşık bir süreç olduğu ve sonuçların yanıltıcı olabileceği anlaşılmıştır (McDermott 2004; McDermott vd. 2006; Fleitmann vd. 2008; Fairchild ve Baker 2012). Speleotemlerin duraylı izotop bileşimleri ile ilgili detaylı bilgi 2.6 Duraylı İzotoplar başlığı altında verilmiş olup, oksijen ve karbon izotop bileşimlerini kontrol eden faktörler özet olarak Şekil 2.13 ve Şekil 2.14'te gösterilmiştir.



Şekil 2.13. Speleotemlerin oksijen izotop bileşimini kontrol eden faktörler (Ford ve Williams 2013). Şekilde $\delta^{18}\text{O}_p$: yağışın delta oksijen-18 değeri, H: Hayır, E: Evet, $\delta^{18}\text{O}_w$: damlayan suyun delta oksijen-18 değeri, $\delta^{18}\text{O}_c$: speleotem kalsitin delta oksijen-18 değeri, $\delta^{18}\text{O}_{ist}$: izotop denge durumu, T: sıcaklık



Şekil 2.14. Speleotemin karbon izotop bileşimini kontrol eden faktörler (Ford ve Williams 2013'ten değiştirilerek alınmıştır). Şekilde $\delta^{13}\text{C}_{\text{atm}}$: atmosferin delta karbon-13 değeri, $\delta^{13}\text{C}_{\text{bitki}}$: mağara üzerindeki bitki örtüsünü oluşturan bitkilerin delta karbon-13 değeri, $\delta^{13}\text{C}_{\text{bio}}$: topraktaki biyojenik aktivite sonucu oluşan CO_2 'in delta karbon-13 değeri, H: Hayır, E: Evet, $\delta^{13}\text{C}_{\text{ist}}$: anakaya ile izotopik dengenin değeri, $\delta^{13}\text{C}_c$: speleotem kalsitin delta karbon-13 değeri

Speleotemlerin yaşlandırılması, vekil veriler ile paleoiklim analizlerinin anlaşılabilmesi için mağara ortamının ve speleotem oluşumunun temel dinamiklerinin anlaşılması önemlidir. Mağaralar karstlaşma sonucu oluşan boşluk yapıları olup, içerisinde hava dolaşımının (ventilasyon) düşük olan mağaraların sıcaklığı yıl boyunca sabit ve mağara dışındaki hava sıcaklığının yıllık ortalamasına eşittir (McDermott 2004; McDermott vd. 2006). Buna ek olarak mağara içerisinde nem oranı yüksek olup (%95-100) mağara içerisinde buharlaşmayı en aza indirger veya engel olur. Böylece mağara içerisinde kalsit çökelişi sudan CO_2 çıkışı ile gerçekleşir (Ford ve Williams 2013). Çökelişin kalsitin kimyasal olarak taşıdığı iklim izleri kalsite mağara üzerinde gerçekleşen yağış sonucu toprakta ve/veya anakayada süzülerek mağaraya ulaşan damla ile taşınır. Bu sebeple suyun takip ettiği yol, geçtiği ortam önemlidir ve oluşan kalsit şeklindeki dikiğin iklim sinyallerini etkiler (Fairchild ve Baker 2012). Mağaraya damlayan suyun bu süreçte geçirdiği evrim oluşacak speleotemin duraylı izotop ve iz element içeriğini etkilemesinde öncel kalsit çökelişi (Prior Calcite Precipitation-PCP) ile suyun karstik akifer ile etkileşimi rol oynamaktadır (Fairchild ve Baker 2012; Ford ve Williams 2013). PCP, damlayan sudan damlama öncesi akış yönünün tersine kalsit depolanmasını ifade etmektedir (Fairchild vd. 2006). Bunun sonucunda ise sulu çözeltiden Ca^{2+} iyonları dikiğin oluşumundan önce ayrılmış olur. PCP olayı kurak koşullar altında arttığından (Fairchild ve Treble 2009) kurak koşulların araştırılmasında önemlidir. Sonuç olarak speleotemler oluşmadan önce kendilerine oluşturan suyun bileşimini değiştiren etkiler, speleotemlerin vekil verileri yorumlanmadan önce dikkatlice değerlendirilmelidir.

2.4.1. Speleotemlerin büyüme hızı ve önemi

2.4 numaralı başlık altında speleotemlerin mağaraya ulaşan suyun pCO₂'nin mağara ortamının kısmi basıncından yüksek olması sonucu sulu çözültiden CO₂ çıkışı ile çökeldiği belirtilmişti. Oluşum şekline de anlaşılabileceği üzere speleotem oluşabilmesi için belli başlı koşullar mevcut olup bunlar suyun varlığı, damlayan suyun kalsiyum konsantrasyonu ve yıllık ortalama hava sıcaklığının uygun koşullarda olmasıdır (Genty vd. 2001; McDermott vd. 2006). Speleotemlerin büyüme hızı değişken olup 0.01 ile 1.00 mm/yıl aralığında değerler alabilmektedir (McDermott 2004). Sonuç olarak oluşturulacak yaş modelleri ile hesaplanacak büyüme hızları kurak veya yağışlı koşullar hakkında ve suyun izlediği yol sırasında oluşan çözültinin konsantrasyonu hakkında bilgi sağladığından duraylı izotop veya iz elementler gibi vekil veri olarak kullanılabilir.

2.4.2. Speleotemlerin yaşlandırılması

Dikitlelerden elde edilecek paleoiklim çıkarımları için ilk olarak dikitin hassas bir biçimde yaşlandırılması gerekmektedir. Karasal karbonatlarda radyokarbon (¹⁴C) yöntemi ile yaşlandırma yaygın bir yöntem olsa da dikitler veya daha genel olarak speleotemler bu yöntemle yaşlandırmak için uygun değildir. Çünkü yapısındaki anakayadan gelen ölü ¹⁴C oranını belirlemek zordur (Genty vd. 2001; McDermott vd. 2006). Bu nedenle daha hassas sonuçlar veren Uranyum bozunma serileri speleotemleri yaşlandırmada kullanılır.

Uranyum serileri (buradan itibaren ²³⁰Th olarak isimlendirilmiştir) ile yaşlandırmada, ²³⁸U→²³⁴U→²³⁰Th bozunma serisi kullanılır ve örnekler 500 bin yıl geriye kadar (Edwards vd. 1987) yüksek kesinlikte yaşlandırılabilir. Uranyumun UO₂²⁺ uranil formu suda kolayca çözünebilir olup yeraltı suları ile taşınabilmekte (White 2004) ve mağaraya damlayan suları ile speleotemi meydana getiren kalsitin yapısına katılabilmektedir (Scholz ve Hoffmann 2008). Toryum ise suda çözünmemekle birlikte ²³²Th formunda detritik olarak speleotemin içerisinde bulunabilmektedir. ²³⁰Th ise ²³⁴U yarılanması sonucu oluştuğundan, speleotemin yapısında ölçülen ²³⁰Th'un bu yarılanma sonucu oluştuğu kabul edilerek speleotemin çökelişinden itibaren geçen zaman hesaplanır (Clark ve Fritz 1997; Dorale vd. 2004; White 2004). ²³²Th içeriğinin yüksek olması ise yaşlandırmalardaki hata payını arttırdığından, bu sorunun giderilmesi için ilksel ²³⁰Th/²³²Th oranı hesaplamaları yapılmaktadır (Richards ve Dorale 2003).

²³⁰Th yaşlandırma yönteminin temelinde $dN/dT = \lambda N$ eşitliği (Dorale vd. 2004; Clark ve Fritz 2013) vardır. Bu eşitlikte birim zamanda (T) parçalan atom sayısı (N) oranı, bozunma katsayısı (λ) ile atom sayısının çarpımına eşittir. Bozunma serisi içerisinde ²³⁸U için yarılanma ömrü 4.468×10^9 yıldır. ²³⁴U ve ²³⁰Th için yarılanma ömürleri ise bu tez çalışmasında da takip edilen analitik yöntemleri geliştiren ve tez örneklerinin yaşlandırmasını yapan Hai Cheng vd. (2013) tarafından ²³⁴U için $245,620 \pm 260$ yıl ve ²³⁰Th için $75,584 \pm 110$ yıl olarak hesaplanmıştır ve güncel çalışmalarda (Cheng vd. 2013; Flohr vd. 2017; Marsh vd. 2018; Psomiadis vd. 2018; Zhang vd. 2018) bu şekilde kullanılmaktadır. ²³⁰Th yaşlandırmasında kullanılan ekipmanlardan alfa spektrometresi yüksek miktarda örnek gerektirmekte olup, alfa spektrometresinin kullanımından termal iyonizasyon kütle spektrometresine (TIMS) geçiş 1980'li yılların sonuna doğru gerçekleşmiştir (Edwards vd. 1987). Tez projesi kapsamında yapılan yaşlandırmalarda Hai Cheng ile birlikte destek sağlayan R. Lawrence

Edwards'ın geliştirdiği yeni teknik ile analizlerin kesinliğinde ve hızında önemli artış olmuştur. Bu teknolojik ilerleme ile birlikte analiz için gerekli örnek miktarı 10-100 gramdan 10-500 miligramaya düşmüş, hassasiyet ise %2-10'dan %0.1-0.4'e yükselmiştir.

Tüm teknolojik gelişmeler ve hesaplamalarda artan kesinlikle birlikte, elde edilen yaşlarda hata payının düşük olması için öncelikle analiz edilen dikit örneğinin uranyum içeriğinin yüksek olması gerekmektedir. Speleotemlerin uranyum içeriği değişken olup genelde 0.1-10µg/g ²³⁸U aralığındadır (McDermott vd. 2006). Buna ek olarak örnekte kirlenici yani detritik malzeme içeriğinin düşük olması gerekmektedir ve bu konuya daha önce değinilmiştir. Son olarak üzerinde çalışılan dikitin çökelişi sırasında kapalı sistem olarak davranması gerekmektedir ki bunun anlamı dikit içerisindeki uranyum ve toryum izotopları ile çevre arasında herhangi bir etkileşim meydana gelmemelidir (Dorale vd. 2004; White 2004).

2.4.3. Duraylı izotoplar

En basit ifadesiyle bir elementin aynı atom numarasına fakat farklı kütle numaralarına sahip atomlarına o elementin izotopu adı verilir. Atomlar çekirdeğinde proton ve nötron adı verilen tanecikleri barındırırken hemen çekirdeğinin çevresinde yörüngelerde elektronları içerirler. Proton ve nötronlar kütle olarak yaklaşık eşit iken (Çizelge 2.1), protonlar pozitif yüklü, nötronlar ise yüksüz yani nötrdür. Bir atomun proton sayısı o atomun özelliklerini belirlerken, nötronlar o atom için kimyasal farklılıklardan çok kütle farkı nedeniyle olurlar (Sharp 2017). Duraylı izotopların davranışlarını ise daha çok kütle farklarından meydana gelmektedir.

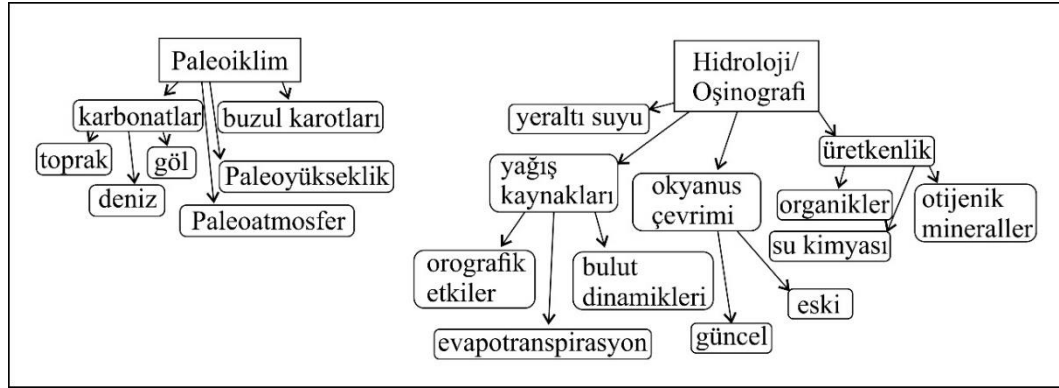
Bir elementin izotopları duraylı ve radyojenik olarak ikiye ayrılabilir. Radyojenik izotoplar çekirdeklerindeki yükten dolayı kararsız olup, belli bir yarılanma ömrü ile bozunmaya veya diğer adıyla yarılanmaya uğrarlar (Faure ve Mensing 2005). Radyojenik izotoplar özellikle yaşlandırma amacıyla jeolojik çalışmalarda önemli rol oynamaktadır.

Çizelge 2.1. Atomun çekirdeğinde yer alan proton, nötron ile çekirdeğin çevresindeki elektronun yük ve kütleleri

Tane	Yük	Kütle (g)
Proton	+1	$1.6726219 \times 10^{-24}$
Nötron	0	$1.6749275 \times 10^{-24}$
Elektron	-1	$9.1093836 \times 10^{-28}$

Duraylı izotoplar ise kararlı izotoplar olup bozunmaya uğramazlar ve jeolojik araştırmalarda farklı amaçlar ile kullanılmaktadırlar. Çizelge 2.2'de en yaygın kullanıma sahip duraylı izotoplar ve bunlara ait notasyon, kullanılan referanslar ve kullanım amaçları verilmiştir. H, C, N, O ve S elementleri hidroloji, jeoloji ve biyolojide temel elementler olduğundan duraylı izotop araştırmalarında da bu elementler üzerine odaklanılmıştır. Duraylı izotopların farklı nötron sayılarından dolayı kütlelerinde farklar söz konusudur. Bunlardan kütle numarası en büyük olan ağır izotop, en küçük olan ise

hafif izotop olarak isimlendirilir. Çizelge 2.2’de de görüleceği üzere duraylı izotopların doğada bulunma oranları farklıdır ve hafif olan izotop en çok bulunan iken, ağır izotop doğada daha nadir olarak bulunmaktadır.



Şekil 2.15. Duraylı izotopların jeolojik çalışmalarda kullanım alanları (Sharp 2017)

Çizelge 2.2. Jeolojik incelemelerde yaygın kullanıma sahip duraylı izotoplar (Sharp 2017)

Element (Sembol)	Duraylı İzotopları	δ Notasyonu	Kullanılan Duraylı İzotoplarının Bulunma Oranı	Standart	Yaygın Kullanımı
Hidrojen (H)	^1H , D	δD	^1H : %99,985 D: %0,015	VSMOW	Hidroloji, Paleoiklim Çalışmaları
Lityum (Li)	^6Li , ^7Li	$\delta^7\text{Li}$	^6Li : %7,5 ^7Li : %92,5	NIST SRM 8545 (L-SVEC)	Manto süreçleri
Bor (B)	^{10}B , ^{11}B	$\delta^{11}\text{B}$	^{10}B : %19,9 ^{11}B : %80,1	NBS 951	Manto süreçleri
Karbon (C)	^{12}C , ^{13}C	$\delta^{13}\text{C}$	^{12}C : %98,93 ^{13}C : %1,07	PDB	Biyolojik süreçler, Paleovejetasyon, C kaynakları
Azot (N)	^{14}N , ^{15}N	$\delta^{15}\text{N}$	^{14}N : %99,632 ^{15}N : %0,368	Atmosfer N_2	Ekoloji, Azot kaynağı
Oksijen (O)	^{16}O , ^{17}O , ^{18}O	$\delta^{18}\text{O}$	^{16}O : %99,757 ^{18}O : %0,205	VSMOWPDB	Paleotermometre, Hidroloji, İklim, Oşinografi
Silisyum (Si)	^{28}Si , ^{29}Si , ^{30}Si	$\delta^{30}\text{Si}$	^{28}Si : %92,22 ^{30}Si : %3,09	NBS-28	Si girdisi, Biyoayırma, Paleotermometre
Kükürt (S)	^{32}S , ^{33}S , ^{34}S , ^{36}S	$\delta^{34}\text{S}$	^{32}S : %94,93 ^{34}S : %4,29	CDT	Sülfat indirgenme ve Pirit oluşumu
Klor (Cl)	^{35}Cl , ^{37}Cl	$\delta^{37}\text{Cl}$	^{35}Cl : %75,78 ^{37}Cl : %24,22	SMOC	Tuzlu sular ve tuz çökelişi

Örneğin oksijen atomunun ^{16}O , ^{17}O ve ^{18}O olmak üzere üç adet duraylı izotopu vardır ve bunların doğada bulunma oranları sırasıyla %99.759, %0.037, %0.204. Duraylı izotop çalışmalarında ağır ve hafif izotopların kimyasal reaksiyonlardaki davranış farklarından yararlanılmaktadır. Speleotem araştırmalarında kullanılan izotoplar başlıca oksijen ve karbona ait duraylı izotoplardır. Bu izotoplara ait oranların belirlenmesi ve sonrasında incelenen örneğin izotop bileşiminin ifade edilmesi için δ (Yunanca küçük delta) simgesi ilk olarak McKinney vd (1950) tarafından önerilmiştir. Eşitlik 2.1 ve 2.2’de oksijen izotopu $\delta^{18}\text{O}$ ve karbon izotopu $\delta^{13}\text{C}$ hesaplamaları görülmektedir. İncelenen örneklerde izotop oranlarının mutlak değerlerinin hesaplanması zor olduğundan, mutlak değer yerine örneklerin izotop bileşimlerinin belirli bir referans değerinden ne kadar farklı olduğu hesaplanır. Eğer incelenen örneğin $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ oranı veya $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ oranı referans değerden düşük ise δ değeri negatif olurken, eğer örneğin izotop oranı referans değerinden büyük ise δ değeri pozitif çıkar. Eğer sonuç pozitif çıkıyorsa incelenen örneğin ağır izotopça, örneğin ^{18}O ’ce zenginleştiği, tam tersi durumda ise ağır izotopça tüketildiği anlaşılır (Sharp 2017). δ değeri permil veya ‰ cinsinden ifade edilir.

$$\delta^{18}\text{O} = \left[\frac{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{Örnek}} - (^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{Standart}}}{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{Standart}}} \right] \times 1000 \quad (2.1)$$

$$\delta^{13}\text{C} = \left[\frac{(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{Örnek}} - (^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{Standart}}}{(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{Standart}}} \right] \times 1000 \quad (2.2)$$

Referans olarak kullanılan maddeler ile ilgili araştırmalar 1950’ler ve sonrasında dayanmaktadır. Sudaki ^{18}O ve ^2H için ise Standart Ortalama Okyanus Suyu (SMOW) referans olarak Craig (1961) tarafından önerilmiştir (Clark ve Fritz 1997). 1970’ten itibaren ise Viyana’da duraylı izotop jeokimyası çalışan bilim insanları tarafından toplantılar düzenlenerek referans olarak kullanılacak maddeler ve genel uygulamalar üzerine tartışmalar yapılmaktadır (Coplen vd. 1983; Coplen 1996). Burada çeşitli referanslar vardır. Yine Çizelge 2.2’de bu referansların isimleri yer almaktadır. Kullanılan referanslar Birleşmiş Milletler Uluslararası Atom Enerji Ajansı (IAEA) ve Ulusal Standartlar ve Teknoloji Enstitüsü (NIST), Amerika, tarafından belirlenmektedir. Sulardaki ^{18}O ve ^2H için Viyana Standart Ortalama Okyanus Suyu (VSMOW)’u referans olarak kabul edilirken, karbonatlarda ^{13}C için çoğunlukla Viyana Pee Dee Belemnit (VPDB) standart olarak kabul edilmektedir. ^{13}C için özellikle düşük sıcaklık şartlarında çökelen karbonatlarda VSMOW da kullanılabilir. Bu iki referans arasında 2.3 eşitliği kullanılarak dönüşüm yapılabilir.

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} = 1.03091 \times \delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}} + 30.91 \quad (2.3)$$

2.4.4. İzotop ayrışması

Duraylı izotop çalışmalarında elde edilen izotop verilerinin doğru anlaşılması ve yorumlanabilmesi için izotop ayrışması kavramının iyi anlaşılması gerekir. İzotop ayrışması için temeller ilk kez resmi olarak Harold Urey tarafından 1946 yılında belirlenmiştir (Clark ve Fritz 1997). Urey, bu olayı farklı moleküllerin bir elementin farklı izotoplarını değişmesi olarak tanımlamıştır. Ayrışma sonucu kimyasal tepkimenin bir tarafında bir izotop daha fazla birikir. Bu olay ayrışma faktörü α ile ifade edilmektedir. Ayrışma iki farklı molekül arasında olabildiği gibi iki faz arasında da gerçekleşebilmektedir.

$$\alpha = \frac{R_{\text{girenler}}}{R_{\text{ürünler}}} = \frac{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{girenler}}}{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{ürünler}}} \quad (2.4)$$

Eşitlik 2.4'te R harfi incelenen izotopun tepkimeye girenler kısmındaki ağır izotop/hafif izotop oranı ile tepkimenin ürünler kısmındaki ağır izotop/hafif izotop oranını göstermektedir (örnek $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$). Ayrışma olayının temelinde bir elementin ağır ve hafif izotoplarının yaptıkların bağların kuvvetlerinin farklı olmasından kaynaklanan tepkime hızı farkı yatar. Ağır izotopun yer aldığı molekülün bağ yapısı daha kuvvetli olduğundan, bu bağı koparmak için gereken enerji daha fazladır. Sonuç olarak hafif izotopun bulunduğu molekül daha hızlı tepkimeye girer. Bu olaya örnek olarak $^1\text{H}_2^{16}\text{O}$, $^1\text{H}_2^{18}\text{O}$ 'dan daha hızlı buharlaşması verilebilir. İzotop ayrışması kinetik ayrışma ve denge ayrışması olarak ikiye ayrılır. Kinetik ayrışmalar sıcaklığın aniden değiştiği, tersinmez tepkimelerde yani tek yönlü tepkimelerde gerçekleşir. Bu tip tepkimelere kalsitin hızlı çökmesi veya suyun üzerinde doygun hava olmadan buharlaşması örnek verilebilir. Kinetik ayrışmanın gerçekleştiği tepkimelerde izotop sinyalleri maskelenir ve bu nedenle yorumlaması zorlaşır. Denge ayrışmasında ise sistem izotopik olarak dengededir (Clark ve Fritz 1997; Sharp 2017). Dengenin sağlanabilmesi için ise aşağıdaki koşullar gerekmektedir (Clark ve Fritz 1997):

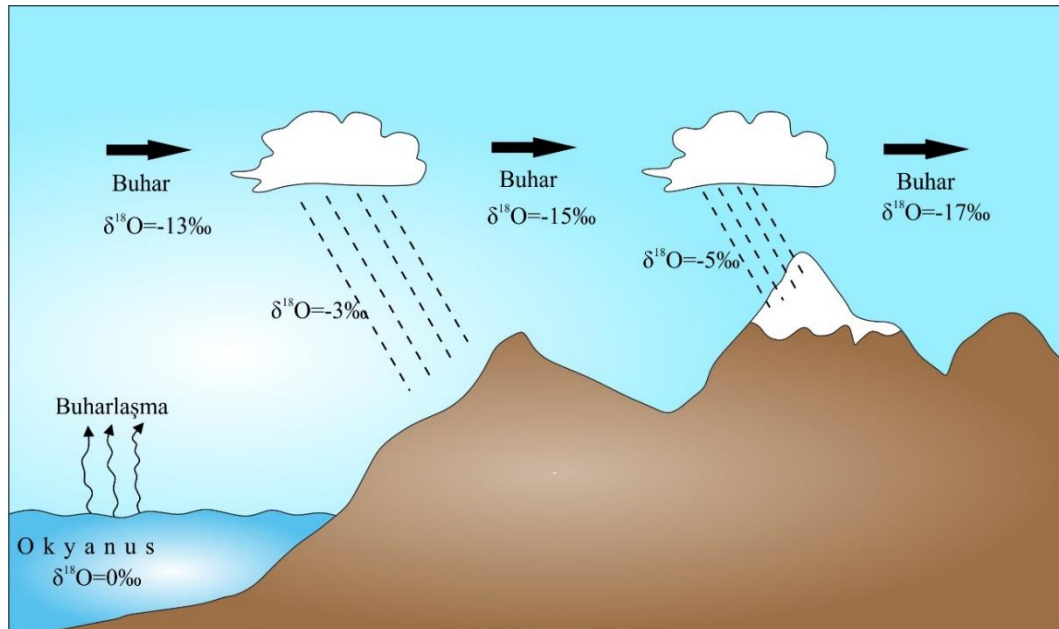
- Kimyasal denge kurulmalı
- Tepkimeye girenler ile çıkanların tam olarak karışabilmesi için yeterli süre olmalı
- Tepkimeye girenler ve ürünlerin iyi karışması gereklidir. Aksi durumda denge sadece tepkimenin gerçekleştiği noktada kurulur

Mağarada speleotem gelişimi sırasında sudan kalsit çökelişi denge tepkimesine örnek olup, çalışılan örneklerin çökeliş gerçekleşirken izotop dengesinin sağlandığını araştırmak önemlidir (McDermott 2004; McDermott vd. 2006). Fairchild vd. (2007)'ye göre mağara ortamında sıcaklığın ve damlama hızının sabit olması, buharlaşmayı en aza indiren %100'e yakın nemin varlığı speleotem oluşumunun denge koşullarına yakın olmasını sağlar. Speleotem oluşumu sırasında denge koşullarının sağlanıp sağlanmadığını araştırmak için genelde Hendy testine (Hendy 1971) başvurulur. Bu test dikit içerisinde tek bir büyüme laminası boyunda örnekleme ve duraylı izotop analizlerine dayanmaktadır. Eğer büyüme ekseninden kenarlara doğru gidildikçe $\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^{13}\text{C}$ arasında pozitif veya negatif bir korelasyon görülüyorsa bunun anlamı çökeliş sırasında izotop dengesinin kurulmadığıdır (Hendy 1971; McDermott 2004). Ancak tek bir büyüme laminası boyunca örnekleme yapmak her zaman kolay olmayıp, çökeliş sırasında

büyüme eksenini yakınında dengenin kurulduğu ama kenarlara gidildikçe dengenin kurulmadığı örnekler de olabilmektedir (Wang vd. 2001). Bu nedenle Hendy testine alternatif olarak aynı mağaradan birden fazla dikitin izotop değerlerinin karşılaştırılması ile büyüme eksenini boyunca oksijen ve karbon izotoplarının karşılaştırılması (Wang vd. 2001; Fleitmann vd. 2008; Flohr vd. 2017) önerilmiştir ve bu tez çalışmasında Hendy test yerine çökelimin denge koşulları altında olup olmadığı bu parametreler ile değerlendirilmiştir.

2.4.5. Speleotemlerin $\delta^{18}\text{O}$ değeri ve kontrol eden faktörler

Dikitlelerden elde edilen $\delta^{18}\text{O}$ değerleri kullanılarak paleoiklim koşullarının yorumlanmasında, mağaraya ulaşan suyun kaynak alandan buharlaşıp sonrasında yağış olarak kara alanlarına ulaşması ve sonrasında süzülüp mağara içerisinde kalsit çökelterek dikiti oluşturuncaya kadar geçen süreçte oksijen izotop bileşiminin geçirdiği süreci anlamak önemlidir. Yağışın ana kaynağı olan okyanusların bileşimi ve buharlaşma ile oluşan nem yüklü bulutların bileşimi yağışın $\delta^{18}\text{O}$ değerini kontrol eder (Clark ve Fritz 1997; Lachniet 2009; Sharp 2017). Hafif izotopların ağır izotoplara göre daha hızlı tepkimeye girmesinden dolayı buharlaşma sırasında ^{16}O sudan öncelikli olarak ayrılır ve sonuç olarak oluşan bulut ^{18}O 'ce tüketilmiş hale gelirken (Clark ve Fritz 1997; Sharp 2017), geride kalan kaynak alan ^{18}O 'ce zenginleşir. Bunun anlamı oluşan bulutun $\delta^{18}\text{O}$ değeri daha negatif hale gelir (Şekil 2.10). Kara içlerine ilerlerken yoğunlaşma ile birlikte yağış düşmeye başlar. Burada denge ayırmışması devreye girer ve ^{18}O 'ce zengin sular yağış şeklinde ayrılır. Böylece düşen yağmurun $\delta^{18}\text{O}$ değerleri buluta göre daha pozitif, bulut ise daha negatif hale gelir. Bu sürece Rayleigh distilasyonu adı verilmektedir (Clark ve Fritz 1997). Rayleigh distilasyonu üstel bir fonksiyon olup ağır izotopun sıvı haldeki suda zenginleşmesine sebep olur.



Şekil 2.16. Suyun hidrolojik çevrim içerisinde duraylı izotop bileşiminin Rayleigh distilasyonu ile değişimi (Sharp 2017'den yeniden düzenlenerek alınmıştır)

Yağışın $\delta^{18}\text{O}$ değeri suyun okyanustan buharlaşıp, kara içlerine doğru ilerleyip tekrar yoğunlaşarak yağış halinde düşüşü sırasında enlem, yükseklik, kaynak alandan uzaklık, yağış miktarı, yüzey sıcaklığı ve küresel buzul hacmi gibi faktörlerden etkilenmektedir (Clark ve Fritz 1997; McDermott 2004; Lachniet 2009; Sharp 2017). Yağışın kaynağı ve yağışın izotop bileşiminin bahsedilen faktörlerden etkilendiği ilk kez Dansgaard (1964) tarafından gösterilmiştir. Sıcaklığın $\delta^{18}\text{O}$ üzerinde etkisi sonucu birçok orta ve yüksek enlemde sıcaklık ile yağış ve mağarada oluşan kalsite ait $\delta^{18}\text{O}$ arasında pozitif bir ilişki beklenir. Yani daha ağır $\delta^{18}\text{O}$ yıllık ortalama sıcaklığın daha fazla olduğu koşulları yansıtır (McDermott vd. 1999; McDermott 2004; McDermott vd. 2006; Lachniet 2009). Sıcaklık ile yağışın $\delta^{18}\text{O}$ 'i ise beraber hareket eder ve çalışılan bölgedeki yıllık ortalama sıcaklığa göre değişim gösterir (Dansgaard 1964). Bunun yanı sıra mevsimsel olarak da yağışın $\delta^{18}\text{O}$ değerlerinde değişimler meydana gelir ve sebebi değişen sıcaklıktır. Örneğin $\delta^{18}\text{O}$ kışın daha negatif değerler alırken, yaz mevsimlerinde daha pozitif değerlere doğru yaklaşır (Lachniet 2009). Deniz seviyesinden yükseklik $\delta^{18}\text{O}$ değerlerini etkilen bir başka faktör olup, yükseklik arttıkça $\delta^{18}\text{O}$ değerleri düşer (Clark ve Fritz 1997, Fleitmann vd 2004). Yüksekliğin artmasıyla $\delta^{18}\text{O}$ değerlerinin düşmesinin temelinde yine Rayleigh distilasyonu yatmaktadır. Yükseklikle birlikte yoğunlaşma sıcaklığı düşeceğinden ağır olan izotoplar yağış şeklinde hava kütesinden ayrılır ve geriye kalan hava kütesi dolayısıyla yağış ^{18}O 'ce tüketilmiş hale gelir. Yağışın $\delta^{18}\text{O}$ değerlerine enlemin etkisi ise düşük enlemlerde daha yüksek değerler oluşurken, yüksek enlemlere gidildikçe daha negatif değerlere ulaşmaktadır (Lachniet 2009). Kaynak alana olan uzaklık ile meydana gelen değişimler ise Rayleigh distilasyonu ile açıklanabilir. Kaynak alandan uzaklaşırken hava kütesi yoğunlaşma ile ağır izotopları bırakarak ilerler ve böylece $\delta^{18}\text{O}$ değerleri gittikçe negatif değerler alır (Clark ve Fritz 1997). Yağışın miktarı ile yağışa ait $\delta^{18}\text{O}$ değerleri arasında ise ters bir orantı vardır (Fleitmann vd. 2004; McDermott 2004; Fleitmann vd. 2007; Lachniet 2009). Özellikle Doğu Akdeniz havzası için miktar etkisi önemlidir (Bar-Matthews vd. 2003; Bar-Matthews ve Ayalon 2011). Yağışın $\delta^{18}\text{O}$ değerini etkileyen bir diğer önemli faktör ise buzul hacminde meydana gelen değişimler olup, özellikle buzul-buzularası dönem geçişlerinde bu faktörün etkisi net bir biçimde görülmektedir (Lachniet 2009). Buzul dönemlerinde okyanusların $\delta^{18}\text{O}$ değeri artar (McDermott 2004; Fairchild ve McMillan 2007). Çünkü buharlaşma ile okyanus suyundan ^{16}O tercihen ilk olarak ayrılır, ancak hidrolojik döngü içerisinde okyanusa dönmesi gereken yağış buzullar halinde karalarda tutulduğunda ^{16}O okyanusa geri dönemez.

Suyun okyanuslardan su buharı şeklinde oluşumundan yağış olarak karalara düşüşüne kadar suyun $\delta^{18}\text{O}$ değerlerini etkileyen faktörler, mağaraya damlayan suyun $\delta^{18}\text{O}$ değeri ile bu sudan çökelen kalsitin $\delta^{18}\text{O}$ değeri üzerinde de etkilidir. Burada ayrıca mağara ortamının sıcaklık ve ventilasyon koşulları ile süzülme sırasında toprak ve karstik akifer ile etkileşim de ayrıca rol oynamaktadır (Fairchild ve Baker 2012). İncelenen speleotemin $\delta^{18}\text{O}$ değerlerinin mağara dışarısındaki paleoklim koşullarını yansıtmaları için gerekli koşullara daha önceki bölümlerde değinilmiştir. Bu koşullardan bir tanesi ve en önemlisi çökelen kalsitin, çökeldiği su ile izotopik olarak dengede çökelmiş olması gerektiğidir. Damlayan sudan yavaş CO_2 çıkışı sonucu gerçekleşen çökelimlerde izotopik denge sağlanabilmektedir (Hendy 1971; Clark ve Fritz 1997; Fairchild ve McMillan 2007). Eğer mağara ortamında kuvvetli bir ventilasyon varsa ve burada damlayan sudan CO_2 çıkışı hızlı bir şekilde gerçekleşirse, bu durumda kinetik ayırılma gerçekleşir ve hem oksijen hem de karbon izotopları ağır izotopça zenginleşerek paleoklim sinyalleri

bozulabilir (Baker vd. 1997; McDermott 2004). Ancak çalışmalar (Matthews vd. 2000, Dennis vd. 2001) göstermiştir ki kaynak alandaki suyun bileşiminde meydana gelen değişimler speleotemin $\delta^{18}\text{O}$ değişimlerinde ana faktördür. Birçok mağara sisteminde denge izotop ayrışması kinetik etkilerce etkilenmektedir (Mickler vd. 2004). Buna rağmen mağarada çökelen karbonatlar büyük çoğunlukla hemen hemen izotopik dengede çökeltmektedirler. Çünkü bu karbonatlar göreceli olarak düşük doygunlukta sularan, sabit damlama hızı ile ve %100 bağıl nem ile çökeltmektedirler (Fairchild vd. 2007).

2.4.6. Speleotemlerin $\delta^{13}\text{C}$ değeri ve kontrol eden faktörler

Speleotemlerin $\delta^{13}\text{C}$ değerleri mağaraya damlayarak speleotemin oluşmasını sağlayan suyun karbon izotop bileşimini yansıtır (Fairchild vd. 2006; Fairchild ve Baker 2012). Bu suyun yapısındaki karbon izotoplarının kaynağı ise atmosferdeki CO_2 , toprakta bitki köklerindeki solunum sonucu ve organik maddenin çözünmesi sonucu oluşan CO_2 ve karbonatlı anakayadan çözünme sonucu açığa çıkan karbonlu bileşiklerdir (Fairchild vd. 2007; Baker vd. 1997).

Toprakta süzülen suyun kalsiyum karbonat kazanımı ve anakaya etkileşimi iki sonlu sistem şeklinde tanımlanmaktadır (Hendy 1971; McDermott vd. 2006). Bunlardan ilki açık sistem olup, açık sistemde süzülen su ile topraktaki CO_2 rezervuarı arasında sürekli bir denge durumu söz konusudur. Bunun sonucunda ise toprağın bikarbonat içeriğinde sürekli bir artış meydana gelir. Bu koşullar altında çözünen karbonatın $\delta^{13}\text{C}$ değerleri topraktaki CO_2 'in karbon izotop oranını yansıtır ve karbonat anakayadan kaynaklanan herhangi bir izotop sinyali olmaz (McDermott vd. 2006; Fairchild ve Baker 2012).

Kapalı sistemlerde ise süzülen suyun karbonat çözünmeye başladıktan sonra topraktaki CO_2 rezervuarı ile teması kesilir. Bu sistemlerde CO_2 rezervuarı sınırlı olup, anakayanın karbon izotop oranı suda çözülmüş haldeki ölü inorganik karbon (DIC) üzerinde etkili olur. Gerçekte ise birçok doğal sistem açık sistem gibi davrandığından DIC'un $\delta^{13}\text{C}$ değerleri beklenen değerler arasında olur (McDermott vd. 2006). Bu noktada topraktaki CO_2 'in $\delta^{13}\text{C}$ değerlerini belirleyen faktörler devreye girer ve bitki örtüsündeki farklı bitki tiplerinin oranı ile bitki örtüsünün yoğunluğu ön plana çıkar.

Bitkilerde fotosentez sırasında ^{12}C tüketimindeki farklılıktan dolayı bitkileri C3 ve C4 tipi olarak sınıflamak mümkündür. C3 tipi bitki köklerinde yapılan oksijenli solunum sonrasında salınan CO_2 'in $\delta^{13}\text{C}$ değerleri -26 ile -20‰ arasındayken, C4 tipi bitkilerden salınan CO_2 'in $\delta^{13}\text{C}$ değerleri -16 ile -10‰ arasındadır (Cerling 1984). C3 tipi bitkiler daha çok ağaç, mevsimsel olarak serin koşullara adapte otlaklar ve bunlar dışındaki bitkilerden oluşurken, C4 tipi bitkiler kurak koşullara adapte olmuş tropikal bölge bitkilerinden meydana gelmektedir (Dorale vd. 1998). Üzerinde C3 tipi vejetasyon örtüsünün bulunduğu bir mağarada çökelen dikitlerin $\delta^{13}\text{C}$ değerlerinin -12 ile -6‰ arasında olması, C4 tipi bitkilerin hakimiyeti söz konusu ise -6 ile +2‰ aralığında olması beklenir (Baker vd. 1997). Yüksek nem koşulları ve sudan CO_2 çıkışının yavaş olduğu koşullar altında çökelen speleotemler çökeldikleri su ile karbon ve oksijen açısından dengede çökeltirler (Hendy 1971; Schwarcz 1986). Bu tarz oluşmuş örnekler ise genellikle mağaraların derin ve hava dolaşımının düşük olduğu kısımlarında bulunmaktadır. Speleotemlerin $\delta^{13}\text{C}$ değerlerini bitki örtüsü dışında kinetik ayrışma, suyun akiferde bekleme süresi gibi farklı faktörlerden etkilenmesi de söz konusudur (Baker vd. 1997).

Bu faktörlerin etkileri elde edilen sonuçlar ile karşılaştırma yapılarak detaylı bir biçimde tezin tartışma bölümünde ele alınmıştır.

2.5. Dünya Geneline ve Türkiye’de Yapılmış Başlıca Paleoklim ve Speleotem Çalışmaları

Doğu Akdeniz bölgesinde yapılan speleotem çalışmalarından Jeita Mağarası’ndan elde edilen kayıtlar (Verheyden vd. 2008; Cheng vd. 2015) bu tez çalışması için önemli veriler sunmaktadır. Lübnan’da yer alan Jeita Mağarası’nın çevresindeki iklim koşulları Antalya’ya benzerlik göstermesinin yanı sıra (örn. Yıllık ortalama yağış miktarı 1000 mm), yağışın ve yağış içerisindeki nemin kaynağı aynı olup sırasıyla Avrupa ve Atlantik kökenli soğuk hava kütleleri ve Akdeniz’in doğu bölümüdür. Jeita Mağarası dikitlerinden $\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^{13}\text{C}$ değerlerine ek olarak Sr/Ca oranı değerleri üretilmiştir. Bu verilerden $\delta^{18}\text{O}$ değerlerinin Doğu Akdeniz yüzeyinde meydana gelen $\delta^{18}\text{O}$ değerlerindeki değişimlerle birlikte hareket ettiği tespit edilmiş, $\delta^{13}\text{C}$ değerleri ile değerlendirildiğinde etkin nemin (effective moisture) kontrolüne vurgu yapılmıştır (Cheng vd. 2015). Duraylı izotop verilerine ek olarak incelenen Sr/Ca değerleri ise dikitlerin büyüme hızı hakkında bilgi sunması (Huang ve Fairchild 2001; Treble vd. 2003) açısından önemlidir. Cheng vd. (2015) Jeita Mağarası’ndan üretilen paleoklim verilerinin sonucunda Holosen süresince GÖ 5300-4200 ile GÖ 2800-1400 yıl aralıklarına karşılık gelen şiddetli kurak dönemler olduğunu göstermiş, $\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^{13}\text{C}$ zaman serilerinde ise 500 yıllık bir dönemsellik (periyot) bulunduğunu tespit etmişlerdir. Bu 500 yıllık dönemselliği ise solar varyasyonlar ve iklim ilişkisi ile açıklamışlardır.

Mağaralar üzerine ince bir anakaya bulunması halinde anakaya kırık ve çatlakları içerisinde daha hızlı bir akış meydana gelir ve suyun mağaraya ulaşması kalın bir anakaya sahip mağaralara göre daha çabuk gerçekleşir. Bu durumda dikitler içerisinde gözlemlenen yıllık laminalar yağmurun mevsimsel değişimlerinin (seasonality) yorumlanmasında veri olarak kullanılabilir (Burns vd. 2002). Burns vd. (2002) tarafından Umman’da yapılan çalışmada mağaradan alınan dikitin yıllık laminaları ile $\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^{13}\text{C}$ duraylı izotop verileri kullanılmıştır. Burada mağara üzerindeki anakayanın ince olması ve yüzeydeki suyun mağaraya çabuk ulaşması, yıllık laminalanma verilerinin kullanılmasında etkili olmuştur. Lamina kalınlıklarındaki ve duraylı izotop verilerindeki değişimler karşılaştırıldığında ise bu değişimlerin kaynağının yağış miktarındaki değişim olduğu (Burns vd. 2002) sonucuna varılmıştır.

Fleitmann vd. (2004) tarafından yine Umman’da Burns vd. (2002) ile aynı mağarada gerçekleştirilen çalışmada duraylı izotop verileri ve izotopik denge koşulları ele alınmıştır. Burns vd. (2002) tek bir dikit (S3) üzerinde dururken Fleitmann vd. (2004) aynı mağarada S3 dikitine ek olarak iki dikit daha ekleyerek toplamda üç dikit üzerinde incelemelerde bulunmuştur. Yıllık laminaların da görüldüğü bu dikitlerde bu laminalar ve $\delta^{18}\text{O}$ değerleri ele alınmıştır. Eğer kalsitin çökelimi sırasında izotopik olarak denge koşulları sağlanırsa o kalsite dolayısıyla speleoteme ait $\delta^{18}\text{O}$ değerleri mağaraya süzülen suyun izotopik bileşimini ve/veya mağara içi sıcaklıkta meydana gelen değişimi yansıtır (Fleitmann vd. 2004). Diğer taraftan yıllık lamina kalınlıkları ise damlama hızı dolayısıyla yüzeyde gerçekleşen yağış tarafından kontrol edilmektedir (Baker vd. 1993, Qin vd. 1999, Fleitmann vd. 2004). Qin vd. (1999)’e göre ise lamina kalınlıklarının bu iki kontrol mekanizması hakkında bilgi vermesi için iki koşulun sağlanması gerekmektedir. Bunlardan birincisi Burns vd. (2002)’de de belirtildiği gibi ince bir

anakaya ki böylece mağara ve yüzey arasında hidrolojik bağlantı daha kolay sağlanmış olacaktır, diğeri ise üzerinde sarkıt gelişmemiş silindirik bir dikit olmalıdır. Fleitmann vd. (2004)'e ait çalışmanın en önemli bulgusu, normalde izotopik denge koşulları sağlandığı takdirde speleotemlerin duraylı izotop verilerinin kullanılabilmesi kabulünü değiştirerek dicitin oluşumu sırasında yani kalsit çökelişi sırasında izotopik denge koşulları sağlanmamış olsa dahi dicitlerin paleoklimsel koşulların anlaşılmasında kullanılabilmesini göstermiştir.

Speleotemlerden elde edilen verilerden en yaygın olan ve paleoklim çıkarımlarında temel oluşturan duraylı izotoplar $\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^{13}\text{C}$ olup bu verilerin yorumlanmasında dikkat edilmesi gereken önemli noktalar mevcuttur. Çünkü her iki vekil veriyi de etkileyen çok sayıda faktör söz konusudur. $\delta^{13}\text{C}$ değerlerinin yorumlanmasında Baker vd. (1997)'nin çalışması ön plana çıkmaktadır. Baker vd. (1997)'a göre $\delta^{13}\text{C}$ değerleri sadece vejetasyona bağlı olarak yorumlanamaz. Çünkü mağara üzerindeki vejetasyondan farklı faktörlerde $\delta^{13}\text{C}$ değerlerini etkileyebilmektedir. Bu faktörler ise sırasıyla, karst akifer içerisinde doygun olmayan zonda meydana gelen CO_2 kaçıışı, sarkıt ve dikit arasında CO_2 kaçıışı, topraktaki CO_2 ile denge kurulmaması. Speleotemlerde $\delta^{13}\text{C}$ değerleri yorumlanırken yukarıdaki bitki örtüsüne ek olarak bu faktörler de göz önünde bulundurulmalıdır.

İklim değişikliği ve bu değişikliğin canlılar üzerindeki özellikle de insanlar üzerindeki olası etkilerinin araştırılması güncel olarak oldukça fazla ilgi çekicidir. Bunun için geçmişte yaşanmış değişimleri ve etkilerini ortaya çıkarmak bu çalışmaların temelinde yer almaktadır. Psomiadis vd. (2018) bu tip çalışmalardan bir tanesi olup Yunanistan'da Skala Marion Mağarası'ndan alınan dikite dayanmaktadır. Çalışmada özellikle Geç Bronz Çağı-Demir Çağı geçişini ve Greek Dark Ages dönemi hakkında çıkarımlarda bulunulmuştur. Bu dönem yaklaşık GÖ 3150 yıl öncesine karşılık gelir ve bu dönem içerisinde birçok medeniyetin yıkılışı gerçekleşmiştir (Wenninger vd. 2009). Psomiadis vd. (2018) kullandıkları dikit üzerinde ^{230}Th yaşlandırma ile birlikte $\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^{13}\text{C}$ duraylı izotop analizler gerçekleştirmiş, Holosen süresince özellikle de geç Holosen dönemine karşılık gelen yağışlı-kurak dönem geçişlerini tespit ettiklerini bildirmişlerdir. Bu dönemler sırasıyla GÖ 4900-4000 yıl aralığı ılıman iklim ve artan yağış, GÖ 3900-3700 yıl aralığında kurak koşullar, GÖ 3600-3400 yıl aralığında yine kurak bir kısa dönem, GÖ 2600-2000 yıl aralığında süren uzun bir kurak dönem ve son olarak GÖ 1900 ile 1500 yıl aralığına karşılık gelen yağışlı koşullar ve bu dönemi takip eden kurak dönem geçişidir. Psomiadis vd. (2018) bu kurak dönemlerden GÖ 4000-3400 yıla karşılık gelen iklimsel bozulmanın Bronz Çağ sonundaki medeniyetlerin yıkılışı ve GÖ 2600-2000 yıla karşılık gelen iklimdeki kötüleşmenin Demir Çağı'nda yaşanan arkeolojik hiyatusların ve yerleşimin azalmasının üzerinde etkisi olabileceğini öne sürmüşlerdir.

İklim modelleri gelecekte yaşanacak değişimler ve sonuçlarını tahmin etmede önemli rol oynar. Ancak bu modellerin de kesinliğinin test edilmesi gerekir ve bu noktada geçmişte yaşanmış olaylar devreye girer. Sonuçta geçmişte var olmuş bir değişimi tespit edemeyen modelin gelecek koşulları ne kadar doğru tahmin edeceği tartışmalıdır. Orta Doğu için üretilen modeller bölgede yaşanan kuraklığın sıklığının ve şiddetinin artacağını tahmin etmektedir (Christensen vd. 2013; Flohr vd. 2017). Flohr vd. (2017) Orta Doğu'nun iklim değişikliği açısından "sıcak nokta (hot spot)" (Giorgi 2006) olduğunu, bu nedenle bölgeden üretilen verilerin önemli olmasına rağmen var olan verilerde önemli eksikliklere dikkat çekerek Kuzey Irak'ta olan Gejkar Mağarası'nda çalışma

gerçekleştirmişlerdir. Duraylı izotop analizlerinin yanı sıra 2 haftalık çözünürlüğe sahip Mg içeriği ölçümleri yapılmıştır. Üretilen veriler ise güncel yağış, sıcaklık gibi parametreler ile karşılaştırılmış, iklim modelleri test edilmiştir. Duraylı izotoplara ek olarak yapılan Mg içeriği analizi, Mg içeriğinin kurak iklim koşullarını yansıtmaya özelliği olmasından (Treble vd. 2003; Fairchild ve Treble 2009) dolayı önemlidir. Flohr vd. (2017) 1998-2000 ile 2007-2010 yılları arasında bölgede yaşanan kuraklığın MS 950 yılından bu yana yaşanan en şiddetli kuraklığın yaşandığını göstermiştir. Bu iki kuraklığın aynı zamanda doğal hidrolik dalgalanmaların bir parçası olmadığını da ortaya koymuşlardır. Son ve en önemlisi ise bölge için temel olan iki iklim modelinin (Max-Planck Enstitüsü tarafından üretilen MPI-ESM-P ve Ulusal Atmosferik Araştırma Enstitüsü, Amerika tarafından üretilen CCSM4) bu kuraklıkları yakalayamadığı bu nedenle modellerde iyileştirme yapılması gerektiği ortaya çıkmıştır. Böyle bir durum paleoiklim verilerinin iklim modellerinin test edilmesi açısından önemine dikkat çekmektedir.

Orta Holosen süresince Doğu Akdeniz Bölgesi'nde kültürel anlamda büyük değişimler yaşanmış ve bu değişimler Holosen Hızlı İklim Değişimlerine (RCCs) (Mayewski vd. 2004) karşılık gelmektedir (Clarke vd. 2016). Clarke vd. (2016) RCCs ile toplum üzerine etkilerini incelemiş ve özellikle güneybatı Türkiye olmak üzere bölgesel verilere ihtiyaç olduğunu göstermişlerdir. Clarke vd (2016)'e ait çalışmada normalde GÖ 6000 yıl civarında başladığı kabul edilen kurak koşullara geçişin daha önce başladığı, Anadolu'dan üretilen arkeolojik ve çevresel verilerin yetersiz olduğu, karasal arşivlere göre yağışların GÖ 5200-5300, 5600-5700, 6100-6200, 7700-7800 yıllarında minimuma düştüğü söylenmiştir. Son olarak ise çevresel faktörlerin Anadolu'daki medeniyetler üzerine etki etmiş olabileceği ama arkeolojik verilerin eksik olması nedeniyle kesin bir yorum yapmanın zor olduğu yorumu yapılmıştır.

Fleitmann vd. (2009) kuzeybatı Türkiye'de iki mağaradan (Sofular ve Ovacık Mağaraları) aldıkları dikitler ile yaptıkları çalışmada Grönland Interstadial (=Dansgaard-Oeschger events) 1 ve 3-12 zamanlaması ve çevre üzerindeki etkilerini araştırmışlardır. Grönland Interstadial olarak isimlendirilen olaylar son buzul dönemi içerisinde meydana gelmiş hızlı değişimlerdir. Fleitmann vd. (2009) bu hızlı değişimlerin zamanlaması konusunda kayıtlarda yüksek yaş hassasiyetine sahip verilerin eksik olmasını problem olarak belirlemiş ve son 50 bin yılı içeren Sofular Mağarası dikiti So-1 ile onu destekleme için yine aynı mağaradan So-2 ile Ovacık Mağarası'ndan O-1 dikitleri üzerinde duraylı izotop ile U-Th yaşlandırma analizleri gerçekleştirmişlerdir. Üretilen veriler özellikle referans özelliği taşıyan Çin'deki Hulu Mağarası kayıtları (Wang vd. 2001) ile karşılaştırılmıştır. Sonuç olarak ise GI 1 ve 3-12 için çok daha güvenilir kronolojik kayıt oluşturulmuştur. Ayrıca son buzul dönem içerisinde gerçekleşen iklimsel değişimlerin literatürde belirtildiği gibi 1500 yıllık periyoda sahip olup olmadığı (Yiou vd. 1997, Rahmstorf 2003) tartışılmış ve böyle bir periyodun So-1 dikitine ait duraylı izotop verilerinde bulunmadığı gösterilmiştir. Diğer bir önemli sonuç ise Sofular Mağarası kayıtları ile ilk kez Doğu Akdeniz ekosisteminin GI etkisine gösterdiği karşılık hassas çözünürlükte ortaya çıkarılmıştır.

Ünal-İmer vd. (2015) Antalya'nın Alanya ilçesinde yer alan Dim Mağarası'ndan alınan dikitler ve su örneği üzerinde çalışmışlardır. Tropikler arası yaklaşma zonu (ITCZ) yaz ve kış mevsimlerinde kuzey ve güneye doğru hareketi Türkiye'ye ulaşan yağışlarda etkilidir. Kış mevsiminde ITCZ'nin güneye doğru hareketi Atlantik'ten kaynaklanan

batılı hava kütlelerinin Akdeniz havzasının içerisine sokulmasına neden olur ve Türkiye'nin batı ve güney kıyılarına yağmur getirmektedir. Bu mekanizmayı belirten Ünal-İmer vd. (2015) güneybatı Türkiye kıyıları için nem kaynağının batılı rüzgarların mevsimselliği ile ilişkili olduğunu vurgulamışlardır. Dim Mağarası'na ait bu çalışmada kullanılan veriler günümüzden önce son 80 bin yıla ait olup Holosen'i kapsamamaktadır. Ünal-İmer vd. (2015), Dim Mağarası $\delta^{18}\text{O}$ kayıtlarını okyanusal nem kaynağındaki $\delta^{18}\text{O}$ değişimleriyle dolayısıyla batılı rüzgarların enlemler arası kaymaları ile ilişkilendirmiştir. $\delta^{13}\text{C}$ değerlerini ise mağara üzerindeki vejetasyonda meydana gelen değişimler ve anakaya litolojisi ile ilişkilendirmiştir.

Ünal-İmer vd. (2016), Ünal-İmer vd. (2015)'nin devamı olan çalışmada Dim Mağarası dikitlerinde duraylı izotop analizlerine ek olarak dikitler üzerinde iz element analizleri ve bunların normalizasyonlarını gerçekleştirmişlerdir. Dim Mağarası $\delta^{18}\text{O}$ kayıtlarının okyanusal nem kaynağı ile olan ilişkisi daha önce belirtilmiş olup, dikitlerin iz element içerikleri ile hem iklimsel hem de anakaya bileşiminin speleotemlerin bileşimlerine etkisinin incelenmesi amaçlanmıştır. Özellikle geç Pleyistosen süresince belirli aralıklar tanımlayan çalışmacılar, $\delta^{13}\text{C}$ ile Mg/Ca, Sr/Ca, Ba/Ca oranlarını birlikte yorumlayarak anakaya bileşiminin (dolomit/kireçtaşı) speleotemlerin bileşimlerine üzerine etkisini göstermişlerdir.

Weiss vd. (1993) geçmiş iklim koşullarında meydana gelen kötüleşmenin medeniyetler üzerine etkisini Mezopotamya'nın kuzeyinde yer alan arkeolojik alanlarda incelemişlerdir. GÖ 5000 yılında başlayan küresel ölçekli ısınma ve çölleşmenin Akad İmparatorluğu'nun yıkılmasını tetikleyen olaylardan biri olabileceğini tartışmıştır.

Mayewski vd. (2004), antropojenik kaynaklı iklim değişikliğinin altında yatan doğal değişimlerin temelini anlaşılması isteniyorsa, bunun en yakın dönemin incelenerek yani Holosen döneminin incelenerek olabileceğini vurgulamıştır. Dünya genelinden elli adet paleoiklim kaydını inceleyen Mayewski vd. (2004) Holosen süresince altı adet farklı dönemde yaşanmış hızlı iklim değişikliği tespit etmişlerdir. Bu dönemler sırasıyla GÖ 9000-8000, 6000-5000, 4200-3800, 3500-2500, 1200-1000 ve 600-150 yıl aralıklarında yaşanmıştır. İncelenen paleoiklim kayıtları ile iklimi kontrol eden kuvvetleri karşılaştırdıklarında, Holosen'de meydana gelmiş değişimlerin temel nedeninin Dünya'nın yörüngesindeki değişimler ve solar değişimler olduğu görülmüştür.

Göktürk vd. (2011) Karadeniz kıyısında batıda yer alan Sofular Mağarası'ndan alınan dikitler üzerinde analizler gerçekleştirmişlerdir. Bu çalışmada yazarlar Holosen dönemi içerisinde meydana gelen iklim değişimlerinin anlaşılmasının önemli olduğunu vurgulamış, özellikle de Türkiye'nin karasal alanlardan üretilmiş yüksek hassasiyete sahip, iyi yaşlandırılmış paleoiklim verisindeki eksikliği üzerinde durulmuştur. Göktürk vd. (2011), yorumlarının merkezine $\delta^{13}\text{C}$ değerlerini almışlardır. Çünkü $\delta^{18}\text{O}$ değerleri sıcaklık, mevsimsellik, yağış miktarı, fırtına rotası (storm track) ve yağışın kaynağındaki izotop bileşiminde meydana gelen değişimler tarafından etkilendiğinden (McDermott 2004, Fleitmann vd. 2009, Lachniet 2009), $\delta^{18}\text{O}$ değerlerinin doğrudan iklimle ilişkilendirilmesinin zor olduğuna değinmişlerdir.

Verheyden vd. (2008) Lübnan'da Jeita Mağarası'ndan Holosen dönemini kapsayan kayıtlar üretmişlerdir. Genel olarak kullanılan duraylı izotoplara ek olarak ise dikiti oluşturan kalsitin kristal özelliklerini, dicitin çap değişimini ve büyüme hızını veri

olarak kullanmışlardır. Tüm vekil veriler karşılaştırıldığında ise genel kabule benzer şekilde erken Holosen'i daha yağışlı, orta ve geç Holosen'i ise daha kurak koşulların hakim dönemler olarak tespit etmişlerdir. Ayrıca orta ve geç Holosen'i her ne kadar kurak olarak tanımlasalar da GÖ 3000 ile 4000 yıl arasının göreceli olarak yağışlı bir aralık olduğunu bildirmişlerdir.

Bar-Matthews vd. (2003) İsrail'den Soreq ve Peqin Mağaralarına ait speleotem kayıtları ile Doğu Akdeniz içerisinden üretilmiş denizel kayıtları ele almıştır. Bu çalışma iki farklı arşive ait kaydı karşılaştırma ve Doğu Akdeniz yüzeyindeki duraylı izotop bileşimi değişimleri ile karasal alandaki kayıtların etkileşimini irdelemesi açısından önemlidir. Ayrıca kayıtların GÖ 250 bin yıl geriye kadar gitmesi de buzul ve buzularası dönemlerin karşılaştırılmasına imkan tanımıştır.

KB İran'da Neor Gölü'nün ait tubadan alınan sondaj karotlarında Sharifi vd. (2015) majör ve iz element, hacimsel yoğunluk, toplam organik karbon (TOC) ve duraylı izotoplardan $\delta^{13}\text{C}$, Ti içeriği, karbon birikme hızı analizlerini gerçekleştirmiş, Geç Pleyistosen-Holosen içerisindeki ani iklim değişimlerini ve olası etkilerini araştırmışlardır. Buradan elde ettikleri sonuçlara göre son buzul dönemi biterken bölgede kurak koşullar oluşurken, ardından yağışlı iklim koşulları başlar ve orta-geç Holosen ile birlikte tekrar kurak iklim koşullarına dönüş gerçekleşmektedir. Bu tarz bir eğilim Holosen için genel kabul gören paleoiklim modeline uyum göstermektedir. Sharifi vd. (2015) bölgesel kayıtları karşılaştırdığında, çalışma bölgesindeki hidrolojik koşulları ve eoliyen girdilerini solar ışınımdaki değişimlerin kontrol ettiğini önermiş, Mezopotamya ve İran medeniyetlerinin yıkılmasında (örnek, Akad İmparatorluğu'nun yıkılışı) kuraklık ve açlık faktörlerini göz önünde bulundurarak iklimsel geçişlerin etkisi olabileceği şeklinde yorumlamışlardır.

Finne vd. (2011) günümüzden önce son 6000 yıl içerisinde Doğu Akdeniz ve çevresindeki bölgelerdeki iklim ile ilişkili bir literatür taraması yayımlamışlardır. Bu derlemede Doğu Akdeniz Bölgesi'nin birden fazla iklim sisteminin etkisinde ve çok sayıda medeniyete ev sahipliği yapmış olmasının bu bölgeyi iklim değişikliği ve insanlar üzerine etkisinin araştırılması için elverişli hale getirdiği vurgulanmıştır. Ancak bölge ve çevresinde çok sayıda araştırma olmasına karşılık, arkeolojik veriler ile jeolojik kayıtların arasında zaman boşluklarının veya uyumsuzluklarının olması, iklim kayıtları ile arkeolojik verilerin doğrudan ilişkilendirilmesinde problem yarattığı ön plana çıkarılmıştır. Bunun üzerine literatürdeki veriler tekrar ele alınmış ve arkeolojik kayıtlar ile karşılaştırılmış, Holosen dönemi içerisinde son 6000 yıl kapsamında farklı dönemler ele alınmıştır. Her ne kadar veriler arasında boşlukların olması problem yaratsa da Finne vd. (2011) GÖ 6000-5400 yıl arasını genel olarak yağışlı, GÖ 5400-4600 yıl arasını ortalamasının üzerinde yağışlı, GÖ 4600-1400 yıl arasını ise kurak olarak tanımlamışlardır. Buna ek olarak Doğu Akdeniz Bölgesi paleoiklim çalışmalarında oldukça popüler olan GÖ 4200 yılı kuraklık olayı ve Akad İmparatorluğu yıkılışının ilişkisinin (Weiss vd. 1993) tartışmalı olduğunu söylemişlerdir.

Burns vd. (2001) Hoti Mağarası, Umman'dan alınan dikitlerin büyüme hızları ve duraylı izotop bileşimindeki değişimi kullanarak son dört buzul-buzularası geçiş ile erken-orta Holosen dönemi kayıtlarını çıkarmışlardır. Duraylı izotoplardan $\delta^{18}\text{O}$ değerlerinin negatif piklerinin buzularası dönemlerin zirve yaptığı dönemler ile eşleştiklerini tespit etmişlerdir. Diğer taraftan aynı negatif pikler ile muson yağışlarının

konumunu karşılaştırmışlar ve karasal alanlardaki yağış rejimini sadece solar ışınımdaki değişimler ile değil, aynı zamanda buzul sınırlarının konumu ile de kontrol edildiğini ortaya koymuşlardır.

Çin'in güneydoğusunda Zhang vd. (2018) tarafından gerçekleştirilen çalışmada bir dikite ait son 200 yılı kapsayan $\delta^{18}\text{O}$ kaydı ile bölgedeki yağışın mevsimselliğinin (seasonality) geçmişteki durumu ile El Nino Southern Oscillation (ENSO) ve Pacific Decadal Oscillation değişiminin buna etkisi araştırılmıştır.

Türkiye'de paleoiklim araştırmalarında Speleotemlerin kullanımı her ne kadar sınırlı olsa da göllerden önemli çalışmalar mevcuttur. Kuzucuoğlu vd. (2011), İç Anadolu'da yer alan Tecer Gölü'nde gerçekleştirmiş oldukları çalışmada orta Holosen geçişi ile ilgili önemli bulgular elde etmişlerdir. Bu çalışmada geçmiş iklim değişimlerinin toplum üzerine etkisi ve insanın çevre üzerinde olan etkisi üzerinde durulmuştur. Tecer Gölü kayıtlarına göre GÖ 5200 yılında Yakın Doğu'nun birçok yerinde görülen kurak koşullar Anadolu'da da görülmüştür. Kuzucuoğlu vd. (2011), bu kuraklık kaydının Van Gölü kayıtlarında (Lemcke ve Sturm 1997) ve Soreq Mağarası kayıtlarında da (Bar-Matthews 2003) bulunduğunu göstererek, kuraklığın Doğu Akdeniz genelinde görüldüğünü vurgulamışlardır. Diğer taraftan birçok çalışmaya konu olan 4.2 ka olayının Tecer Gölü ve Soreq Mağarası kayıtlarında birlikte görüldüğünü ancak Tecer Gölü ile GB Anadolu'dan yapılmış çalışmalar (örn. Eastwood vd. 2007) arasında farklılıklar olduğunu bildirmişlerdir. Bu da kayıtlar arasında konuma bağlı olarak fark oluşabileceğini ama yaygın görülen olayların arada çok uzak mesafelere rağmen farklı kayıtlarda paralel (teleconnection) görülebileceğini göstermiştir.

Roberts vd. (2011a), Akdeniz'de orta Holosen geçişini ele almış ve geçişte meydana gelen iklimsel olayların neden ve sonuçlarını irdelemiştir. Holosen döneminde iklimde yaşanan ana geçiş Kuzey Avrupa'da bu dönemin başında gerçekleşirken, Akdeniz bu geçişi orta Holosen'de yaşamıştır. Geçişin karmaşık bir yapısı olmasından dolayı yazarlar bu geçişi "orta Holosen Akdeniz melanji" olarak isimlendirmişlerdir (Roberts vd. 2011a). Bu geçişte iklimin ve insanın etkileşiminin detaylarının araştırılmasının, çevre üzerinde insanın ve iklimin etkilerinin ayırt edilmesinin gerekliliği vurgulanmıştır.

Türkiye'de göl çökelleri kullanılarak yapılmış paleoiklim çalışmalarına önemli örnekler mevcuttur (Jones ve Roberts 2008). Jones ve Roberts (2008), yağışın duraylı izotop bileşiminin kaynak alana olan mesafesinin etkisine değinmişlerdir. Çalışmada Eski Acıgöl, Zeribar ve Van göllerinin izotop kayıtları karşılaştırılmış, Holosen süresince yaşanan değişimlerin incelenen göllerdeki kayıtlarda zamanlamalarındaki farklar tespit edilmiştir.

Eski Acıgöl kayıtlarındaki bir diğer çalışmada yanma sonucunda oluşan odun kömürü (charcoal) parçaları ve göl çökellerinin $\delta^{18}\text{O}$ değerleri kullanılmıştır (Turner vd. 2008). Böylece kontrolsüz yangınlar ile iklimsel koşullar arasındaki ilişki araştırılmıştır. GÖ 6000 yıla karşılık gelen kayıtlarda odun kömürü parçalarının yoğunluğu artarken oksijen izotop değerleri de pozitif yönde artış göstermişlerdir. Orta Holosen'in daha kurak koşullara geçiş olduğu kabulü doğrultusunda, yangınlar ile iklimsel kuraklaşma arasında pozitif bir ilişki olduğu bulunmuştur.

Roberts vd. (2011b)'e göre GÖ 9000 ile 2500 yılları arası Doğu Akdeniz bölgesi için önemli zaman aralığıdır. Çünkü bu zaman aralığında birçok medeniyet bu coğrafyada yaşamış ve yıkılmıştır. Bununla birlikte bu zaman aralığında iklimde önemli salınımlar meydana gelmiştir (Roberts vd. 2011b). Doğu Akdeniz bölgesinden yapılan çalışmalar belirtilen zaman aralığında, çeşitli periyotlarda kurak ve yağışlı koşullar arasında geçişler göstermektedir (Migowski vd. 2006). Roberts vd. (2011b), Ölü Deniz seviye değişimlerini, Eski Acıgöl kayıtlarını, denizel kayıtları ve Sapropel I çökelişini (Calvert ve Fontugne 2001; De Lange vd. 2008) ve çeşitli göl kayıtlarını karşılaştırmıştır. Buna göre GÖ 6000 yıl civarında Gölhisar, Mirabad göllerinin kayıtları yağışlı koşulların varlığını gösterirken, arkeolojik kayıtların Kalkolitik Çağ-İlk Bronz Çağ geçişinde yani GÖ 6100 yıl dolaylarında Doğu Akdeniz'de kurak koşulların yaşandığını göstermekte olduğu belirtilmiştir. Karmaşık durumun yanı sıra kesin olan durum ise Holosen süresince iklimin düşünülen aksine durağan olmadığı, salınımlar gösterdiğiidir.

Dim Mağarası'nda yapılan çalışmalarda GÖ 8000 yıl sonrasında speleotem çökelişinin durduğu, speleotemlerdeki kalsitin yerini aragonit aldığı (Wickens 2013; Ünal-İmer vd. 2015) ve bunun negatif su dengesi ile ilişkili olabileceği (Vaks vd. 2003) bildirilmiştir. Ancak Tabak Mağarası'na ait speleotemler Holosen süresince bölgede speleotem oluştuğunu göstermektedir.

Weiss ve Bradley (2001), tarih öncesi toplumların çöküşü ve paleoiklim koşulları arasındaki ilişkiyi ele almıştır. Tarih öncesi medeniyetlerin yaşam biçimlerini belirlemede iklimin olumlu ve olumsuz etkilerinin olduğu yüksek çözünürlüklü paleoiklim verilerinin elde edilmesiyle anlaşılmağa başlamıştır (Weiss ve Bradley 2001). İklim koşulları hakkında detaylı bilgiye sahip olunmadan öncesinde ise yaşanan çöküşlerin sosyal, politik ve ekonomik faktörlerin birleşimi ile ilişkili olduğu düşünülmekteydi. Bu durum hala geçerli olmakla birlikte denkleme iklim şartları da eklenmiştir. Örneğin GÖ 4200 yılında Akad İmparatorluğu'nun çöküşü sırasında Akdeniz'e yağış getiren batılı rüzgarların ve muson yağışlarında % 30'a varan oranda düşüş kaydedilmiştir.

Ege Denizi'nin güneyinde gerçekleştirilen sondaj çalışmalarında elde edilen LC21 karotu kullanılarak elde edilen $\delta^{18}\text{O}$ değerleri ile Soreq Mağarası'na ait veriler karşılaştırılmış ve genel olarak hidrolojik döngü içerisinde Akdeniz'in kronolojisi netleştirilmeye çalışılmıştır (Grant vd. 2012). Bunun yanı sıra bu çalışma kapsamında Grönland iklim koşulları ve Antarktika iklim koşullarının buzul hacmi değişimleri ile ilişkisi irdelenmiş, Antarktika iklim değişiminin buzul hacmi değişimlerini 700 yıllık süre ile kontrol ettiği görülmüştür. Ayrıca son 150000 yıl içerisinde buzul hacminde azalmanın olduğu ana dönemlerde deniz seviyesindeki artışın yüzyıl başına 1.2 m'ye ulaştığı tespit edilmiştir.

Kuzey Atlantik sedimanları ile Grönland buzullarına ait iklim kayıtlarını karşılaştıran çalışmada (Bond vd. 1993), Dansgaard-Oeschger salınımlarının, Kuzey Atlantik sedimanları içerisindeki en net kayıtları elde edilmiştir. Ayrıca buzul karotlarındaki sıcaklık çevrimleri ile Kuzey Atlantik kayıtlarının önemli bir özelliği olan Henrich olaylarının yakından ilişkili olduğu görülmüştür.

Batı Akdeniz'de bir mağaradan elde edilen akmataşı kullanan Drysdale vd. (2006) GÖ 4200 olayını ele almıştır. Çalışmada bir kıtada yaşanan iklim koşullarının yaşamı olumsuz etkilerken, bir başka kıtada tam tersi bir durumun söz konusu olabileceği, bu

nedenle bölgesel kayıtların önemli olduğu vurgulanmıştır (Drysdale vd. 2006). Bölgesel ve hatta yerel kayıtların üretilmesi aynı dönemde farklı koşulların oluşumunu, dolayısıyla Dünya'nın iklim sisteminin çalışma düzenini anlamak için öncelik taşımaktadır. Çalışmada kullanılan RL4 isimli akmataşa ait $\delta^{13}\text{C}$ değerlerini kontrol eden iklim olduğu ve GÖ 4100 ile 3800 yılları arasında kurak koşulları yansıttığı önerilmiştir.

Hulu Mağarası speleotem kayıtları (Wang vd. 2001) Doğu Asya Muson sistemi ile Kuzey Atlantik iklim sistemi arasında bağlantı olduğunu göstermesi açısından birçok paleoiklim çalışmasında önemli yer tutmaktadır. Bunun yanı sıra bu çalışmada speleotemin izotopik olarak dengede çökelişip çökemediğini araştırmak için takip edilen yöntem, bu tez çalışmasında da kullanıldığından ayrıca bir öneme sahiptir. Normalde daha önceki bölümlerde de bahsedildiği gibi çökelişimin denge koşullarını kontrol etmek için Hendy testi (Hendy 1971) önerilmiştir. Ancak bu testin uygulanabilirliği her zaman kolay olmamaktadır. Wang vd (2001) bunun yerine aynı mağaradan ikinci bir diktin $\delta^{18}\text{O}$ değerleri ile karşılaştırma yapmıştır. Burada elbette değerler arasında mükemmel bir uyum beklenemez çünkü her bir damlama noktası kendine özel bir karakteri olan bir dikt oluşturur.

Lachniet (2009) speleotemin $\delta^{18}\text{O}$ değerlerini kontrol eden iklimsel ve çevresel faktörleri araştırmıştır. Denge koşulları altında çökelen speleotemin $\delta^{18}\text{O}$ değerlerini iki değişken kontrol etmektedir. Bunlar damlayan suyun $\delta^{18}\text{O}$ değeri ve mağara sıcaklığıdır. Ancak suyun $\delta^{18}\text{O}$ değerlerini hidrolojik döngü içerisinde kontrol eden daha birçok faktör olduğundan (bkz. Bölüm 2.4.5) speleotemin $\delta^{18}\text{O}$ değerlerini yorumlamak karmaşık hale gelmektedir. Lachniet (2009), bu karmaşık sistemi farklı yönleriyle bu çalışmada ele almıştır.

McDermott (2004)'un speleotemleri kullanılarak paleoiklim çıkarımları üzerine hazırladığı derleme çalışması birçok speleotem çalışmasında olduğu gibi bu tez çalışmasında da temel başvuru kaynaklarından birini temsil etmektedir. McDermott (2004) speleotemlerin birer paleoiklim arşivi olarak kullanımının gelişimi, speleotemlerden eldi edilen vekil veriler ve bunları kontrol eden mekanizmalar, büyüme hızları, damlama sularının izotop bileşimini kontrol eden faktörler gibi birçok konuyu ele almıştır. Bunlardan çıkarılacak bazı önemli sonuçlar ise şu şekildedir. Öncelikle speleotemlerin oluşmasında bilinmesi gereken en kritik nokta, oluşum sırasında kalsit suyun buharlaşmasından dolayı gerçekleşmez. Bunun yerine karbonatça doymun sudan mağara içerisine ulaştığında CO_2 kaçıışı meydana gelmesi sonucunda oluşur. Diğer bir önemli nokta speleotemi oluşturan kalsitin $\delta^{18}\text{O}$ değerlerinden yağışın $\delta^{18}\text{O}$ değerlerine geçmek için gerekli koşul ise speleotemi oluşturan su ile kalsitin izotopik dengesini sürdürmüş olmasıdır. Aynı çalışmada vurgulanan mağaraların paleoiklim çalışmalarında kullanılmasının avantajlı olmasının nedenleri ise sırasıyla mağara içi sıcaklık yıl boyunca sabit olup, dışarıdaki sıcaklığın yıllık ortalamasına eşittir, diğeri ise mağara içinde nem yüksek olduğu için buharlaşma (evaporasyon) en alt seviyededir. Buharlaşmanın çok düşük olması kinetik ayrılaşmaya engel olur ve böylece izotop sinyallerinde herhangi bir bozulma meydana gelmez.

Roberts vd. (2016), İç Anadolu bölgesinden Nar Gölü ve Eski Acıgöl sedimanlarında yaptıkları çalışmada çok sayıda vekil veriyi karşılaştırarak Holosen dönemi iklim koşullarını araştırmışlardır. Paleoiklim çalışmalarında tek bir veri kaynağı kullanmak yerine birden fazla kaynak kullanılarak verilerin güvenilirliğini ve ne kadarlık

bir alana etkiyen kuvvetleri kaydettiği araştırılır. Örneğin tek bir göl veya dikitten elde edilen verinin küresel, bölgesel ya da yerel bir etkiyi gösterdiğini araştırmak için en azından ikinci bir veri kaynağına ihtiyaç duyulur. Roberts vd. (2016) iki maar gölünü karşılaştırarak kayıtlardaki benzerlik ve farkları, diğer taraftan farkların olası sebeplerini tartışmışlardır. Eski Acıgöl kayıtları GÖ 2000 yıla kadar gelirken, Nar Gölü kayıtları daha güncel tarihe kadar gelmektedir. Toplamda ise son 14000 yıllık kayıt oluşturulmuştur. İki göle ait kayıtların arasındaki farklar ise göllerin fiziksel özellikleri ve havza boyutları ile ilişkilendirilmiştir.

Türkiye'nin güneybatısında yer alan Gölhisar Gölü'nde yapılan çalışmada (Eastwood vd. 2007) ise $\delta^{18}\text{O}$ ve polen kayıtları oluşturularak karşılaştırılmıştır. Ayrıca $\delta^{13}\text{C}$ kayıtları oluşturulmuştur. Elde edilen verilere göre Holosen süresince başlangıçta erken Holosen dönemi güncel koşullara göre daha yağışlı iken, orta Holosen'den itibaren kurak koşullara geçiş başlamış, geç Holosen'de ise günümüz benzer koşullarına yani daha kurak koşullara geçiş gerçekleşmektedir. Polen kayıtları ile duraylı izotop verileri karşılaştırıldığında ise iki veri arasında tutarsızlık gözlenmiş, çalışmacılar bu farklılığın nedenini polenlerin duraylı izotop değerlerine göre Holosen koşullarına daha geç dengeye ulaşması olarak göstermişlerdir. İki veri kaynağı arasındaki farkı daha detaylı incelemek için Eastwood vd. (2007) Doğu Akdeniz'den farklı göllere ait polen kayıtları ile Gölhisar Gölü kayıtları karşılaştırmış ve polen verilerinin birbirini desteklediğini göstermişlerdir. Böylece Doğu Akdeniz polen kayıtlarının Holosen iklimi ile genel olarak geç dengeye ulaştığını göstermişlerdir. Gölhisar Gölü çalışmasının bir diğer önemli bulgusu ise polen kayıtlarında GÖ 3000 yıllarına karşılık gelen dönemde insan etkisinin arttığı gözlemlenmiş ve bu dönemin Beyşehir Yerleşim Fazı (Beyşehir Occupation Phase) (Eastwood vd. 1998) olarak isimlendirilen döneme karşılık geldiği vurgulanmıştır.

Eski Acıgöl krater gölünden alınan karot üzerinde gerçekleştirilen analizlerin sonuçlarını içeren çalışma (Roberts vd. 2001) erken Holosen'in günümüz şartlarından farklı olarak yağışlı koşullara sahip olduğuna göstermiştir. Çalışmada element içeriği, polen içeriği ve duraylı izotop gibi parametreler kullanılmıştır. Özellikle polen verilerinden GÖ 4500 yılına kadar başarılı sonuçlar elde edilmiştir. Bu tarihten sonra polen verilerinin sonuçlarının değişken olması ise artan insan etkisi ile ilişkilendirilmiştir. Doğu Akdeniz genelinde Holosen'in erken ve geç dönem farklılığını ve çalışmada elde edilen sonuçları yörüngesel değişimlerle ilişkilendirirken, özellikle muson tipi yağışların alansal dağılımının etkili olduğu belirtilmiştir.

(Badertscher vd. 2011), Türkiye'nin kuzeyinde yer alan Sofular Mağarası'na ait dikit kayıtları ile Pleyistosen-Holosen süresince Karadeniz'in hidrolojik değişiminin incelemiştir. Bunu yaparken mağaradan alınan altı adet dikite ait yaşlandırma ve duraylı izotop verileri kullanılmıştır. $\delta^{18}\text{O}$ değerlerindeki değişimlerin olası nedenlerinin araştırılması sonucunda son 670000 yıl içerisinde Akdeniz ve Karadeniz arasında en az on iki kez bağlantı kurulup ayrıldığı sonucuna ulaşılmıştır. Ayrıca Karadeniz'e Hazar Denizi'nden tatlı su girişleri tespit edilmiştir. $\delta^{18}\text{O}$ değerlerinin tüketilmesi tatlı su girişinin en önemli göstergesi olarak belirtilmiştir.

Sofular Mağarası'na ait So-1 dikiti üzerinde yapılan bir başka çalışmada (Badertscher vd. 2014) dikitin iz element analizleri yapılarak Santorini volkanının patlama izleri araştırılmıştır. Özellikle kükürt, molibden ve bromür elementlerinin konsantrasyonlarında ki değişimlerin incelendiği çalışmada volkanın patlama tarihinin

belirlenebileceği vurgulanmıştır. Ancak burada kükürt elementinin dikitin bünyesine ulaşması için geçen 30 yıllık sürenin değerlendirmeler yapılırken hesap içerisinde katılması konusunda uyarılarda bulunulmuştur. Çalışmadan elde edilen önemli sonuçlardan bir diğeri ise bromürün (Br) volkanik patlamaların izlerinin dikitler üzerinde araştırılmasında güvenilir bir veri kaynağı olarak kullanılabilmesinin ifade edilmesidir. Çünkü bromür hem volkanik patlamalar ile yakından ilişkili olup, hem de topraktan süzülüp speleotemin yapısına katılma süresi oldukça kısadır (Badertscher vd. 2014). Aynı çalışmada duraylı izotop değerlerinin Santorini volkanının GÖ 1600'lü yıllardaki patlama ile ilişkisi irdelendiğinde ise bu parametrelerde herhangi bir etkinin görülmediği görülmüştür. Bu bulguya dayanarak ise Santorini volkanının patlamasının Türkiye'nin kuzeyinde iklim ve çevre üzerine etkisi olmadığı sonucuna ulaşılmıştır.

Jex vd. (2010) Gümüşhane ili sınırları içerisindeki mağaradan aldıkları dikite ait $\delta^{18}\text{O}$ değerleri ile aletsel dönem içerisinde 1961-2005 yılları arasındaki yağış kayıtlarını karşılaştırmıştır. Burada suyun akiferde kalma süresi göz önüne alınarak yapılan değerlendirmelerde, dikite ait $\delta^{18}\text{O}$ değerleri ile özellikle sonbahar-kış mevsimine karşılık gelen aylardaki yağışın arasında ilişki olduğu gözlemlenmiştir. İlkbahar-yaz yağışları ile net bir korelasyon görülememiştir. Bu noktada yağış miktarının da etkili olduğu vurgusu yapılmıştır (Jex vd. 2010). Çalışmacılar bu tarz aletsel dönem kayıtları ile dikit kayıtlarının karşılaştırılması açısından çalışmalarının ilk özelliği taşıdığını ve bunun gelecek benzer çalışmaları için önemli olacağı vurgulanmıştır.

Türkiye'nin kuzeydoğusundan speleotemlere dayalı bir başka çalışmada (Rowe vd. 2012) GÖ 77000 – 6000 yıl arasında yağış rejiminin değişimi incelenmiştir. Yağışın mevsimlere göre değişimini ortaya koyan çalışmada, Kuzey Yarımkürede belirtilen dönem aralığında yağışlarda meydana gelen değişimlerin yaz ışınlmaları, presesyonel kuvvetteki değişimin 10000 yıl ölçeğinde, 1000 yıl ölçeğinde ise Meridyonel Okyanus Akıntılarının sonucu olduğu öne sürülmüştür. Buna ek olarak ise Son Buzul Maksimumunda Türkiye'nin kuzeydoğusunda kurak koşulların görüldüğü, bu speleotem kayıtlarının ise bölgedeki palinoloji ve göl seviyesi kayıtları ile çeliştiği belirtilmiştir.

3. MATERYAL VE METOT

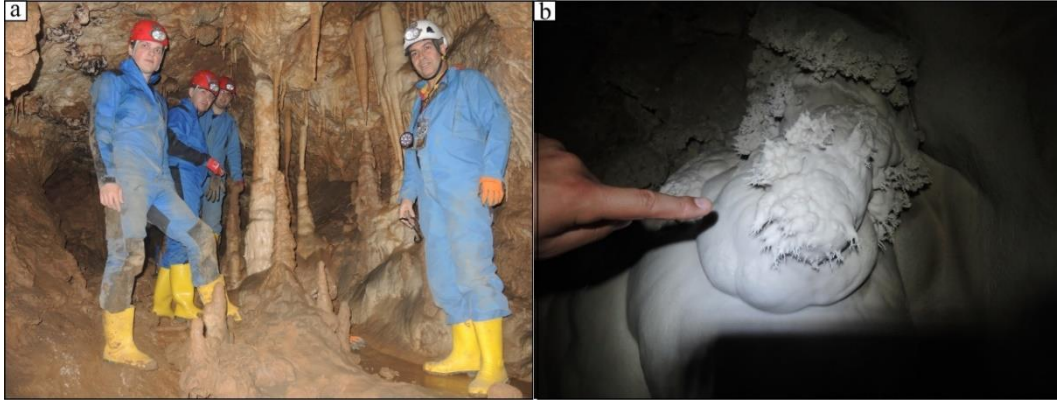
3.1. Arazi Çalışmaları

Tez çalışmasının gerçekleştirilmesi amacıyla ilk olarak Şekil 3.1’de yerleri gösterilen Kocain, Tabak, Geyikbayırı ve Molla Deliği mağaralarına giriş yapılmıştır. İlk olarak giriş yapılan tüm mağaralarda kullanılacak ana malzeme olan dikit ve sarkıt oluşumları incelenmiştir. Bunu takip eden aşamada ise mağara içerisinde hava dolaşımının durumu, su giriş çıkışları, killi malzeme birikimi gibi kriterler incelenmiştir. Daha önceki bölümlerde bahsedildiği gibi bu kriterler mağarada oluşan kalsiyum karbonat dicitin izotop bileşimini doğrudan etkilediğinden mümkün olan en uygun mağaranın bulunması amaçlanmıştır.



Şekil 3.1. Arazi çalışmaları kapsamında giriş yapılan mağaraların konumlarını gösteren Google Earth görüntüsü. Tez çalışmasının yürütüldüğü Tabak Mağarası kırmızı yıldız ile gösterilmiştir

Giriş yapılan mağaralardan Molla Deliği Mağarası ve Kocain Mağarası’na ait görüntüler Şekil 3.2a ve Şekil 3.2b’de görülmektedir. Molla Deliği Mağarası Antalya’nın batısında olup şehir merkezine yaklaşık 45 km uzaklıktadır. Mağaraya ulaşmak için Likya yolu üzerinde ilerledikten sonra yaklaşık 5 metrelik bir tırmanıştan sonra mağaraya giriş yapılabilmektedir. Mağara içerisinde çok sayıda dikit ve sarkıt oluşumu gözlenmiştir. Ancak bununla birlikte mağarada yoğun kil içeren sediman birikimi ve kuvvetli hava dolaşımı meydana gelmektedir. Özellikle yağışlı mevsimlerin ardından mağaraya su basmakta ve geride önemli derecede kirletici malzeme bırakmaktadır. Şekil 3.2a’da görüleceği üzere dikit ve sarkıtların üzerinde çamur birikimleri ile kahverengi-kızıl renkli bir görünüm hakimdir. Bu durumda buradan alınacak örneklerde yapılacak yaşlandırma analizlerinde meydana gelecek yüksek hata payı nedeniyle bu mağaradan sadece iki dikit alınarak incelenmiş ve içerisindeki yoğun kil birikimi ile aşınma yüzeyleri (Şekil 3.3) nedeniyle bu dikitler üzerinde jeokimyasal analiz gerçekleştirilmemiştir.



Şekil 3.2. a) Molla Deliği Mağarası içerisinde çamur kaplı dikit ve sarkıtlara örnek. Ayrıca mağara tabanında çamur birikimi net şekilde görülmektedir; b) Kocain Mağarası içerisinde dikit oluşumu ile birlikte farklı şekillerde ikincil kalsit oluşumlarına rastlanılmıştır



Şekil 3.3. Molla Deliği Mağarası'ndan alınan MDD-1 ve MDD-2 dikitlerinin yarılandıktan sonra iç yapılarının görünüşü. a) MDD-1; b) MDD-2

Kocain Mağarası ise Antalya'nın kuzeyinde şehir merkezine yaklaşık 35 km uzaklıkta, deniz seviyesinden 800 m yukarıda yer almaktadır (Şekil 3.1). Kocain Mağarası çok geniş ve yatay bir girişe sahip olup, çok sayıda dikit ve sarkıt oluşumu mevcuttur. Ancak bu mağara içerisinde de özellikle büyük bir girişe sahip olması nedeniyle kuvvetli bir hava akımı mevcuttur. Bu nedenle ve tez çalışmasının desteklendiği proje bütçesinin sınırlı olması nedeniyle bu mağaradan tez çalışması kapsamında dikit örnekleme yapılmamış, onun yerine tez çalışmalarında ikinci danışman olarak destek olan Dominik Fleitmann tarafından sağlanan Ko-1 numaralı dikit kullanılmıştır. Ko-1 dikitine ait verilere Tartışma bölümünün ilk kısmını oluşturan ve speleotemlerin jeoarkeolojik kullanımını irdeleyen başlık altında yer verilmiştir.

Geyikbayırı Mağarası, Antalya şehir merkezinin batısında ve şehir merkezine 20 km uzaklıkta yer almaktadır (Şekil 3.1). Mağara yatay bir girişe sahip olup, uzunluğu yaklaşık 350 metreye ulaşmaktadır. Mağarada dikit ve sarkıt oluşumları gözlemlenmiştir. Bu mağaradan tez çalışması için yapılan girişte örnekleme yapılmayıp, daha önceki çalışmalarda örneklemiş Ge-1 dikiti (Şekil 3.7c) kullanılmıştır. Ge-1 dikitinin is seviyeleri içermesi ve Dominik Fleitmann tarafından bu tez çalışması kapsamında kullanılması için önermesi üzerine bu şekilde bir strateji belirlenmiştir. Böylece hem gereksiz örnekleme yapılmamış hem de proje bütçesinin kullanımında diğer örnekler üzerinde analiz sayısı arttırılabilmektedir.

Tabak Mağarası ise Antalya şehir merkezinin kuzeybatısında (Şekil 3.1), şehir merkezine yaklaşık 20 km uzaklıkta konumlanmıştır. Mağara dar ve düşey bir girişe sahip olup, uzunluğu toplamda 350-400 metreye ulaşmaktadır. Mağaranın içerisinde çok sayıda dikit ve sarkıt gözlemlenmiş olup, mağara içerisinde hava dolaşımı düşük, kirletici malzeme ise oldukça azdır. Bu nedenle tez çalışması için Tabak Mağarası çalışmanın gerçekleştirileceği mağara olarak seçilmiştir.

Tabak Mağarası'na tez çalışması kapsamında çok sayıda giriş yapılmıştır. Bu girişlerden 2015 yılı içerisinde Ekim ayında gerçekleştirilene Prof. Dr. Dominik Fleitmann da eşlik etmiş ve tezde kullanılan dikitlerin örnekleme yapılmıştır (Şekil 3.4). Mağaradan toplamda 11 adet dikit alınmıştır. Dikitlerden 10 tanesi kırık halde bulunmuş, bir tanesi ise aktif büyürken alınmıştır. Dikitler Ta-1, Ta-2 şeklinde isimlendirilmiştir. Şekil 3.6'da da görüleceği gibi alınan dikitlerden Ta-5, Ta-6, Ta-7, Ta-8 bir bölgeden, Ta-9, Ta-10, Ta-11, Ta-12 başka bir bölgeden, Ta-1 ile Ta-2 ise yine farklı bir noktadan toplanmıştır. Dikitlerin toplanmasından sonra ise mağara içerisinde bir noktadan damlayan su örneği küçük bir tüpe toplanmış ve Ta-3w kodu ile isimlendirilmiştir.



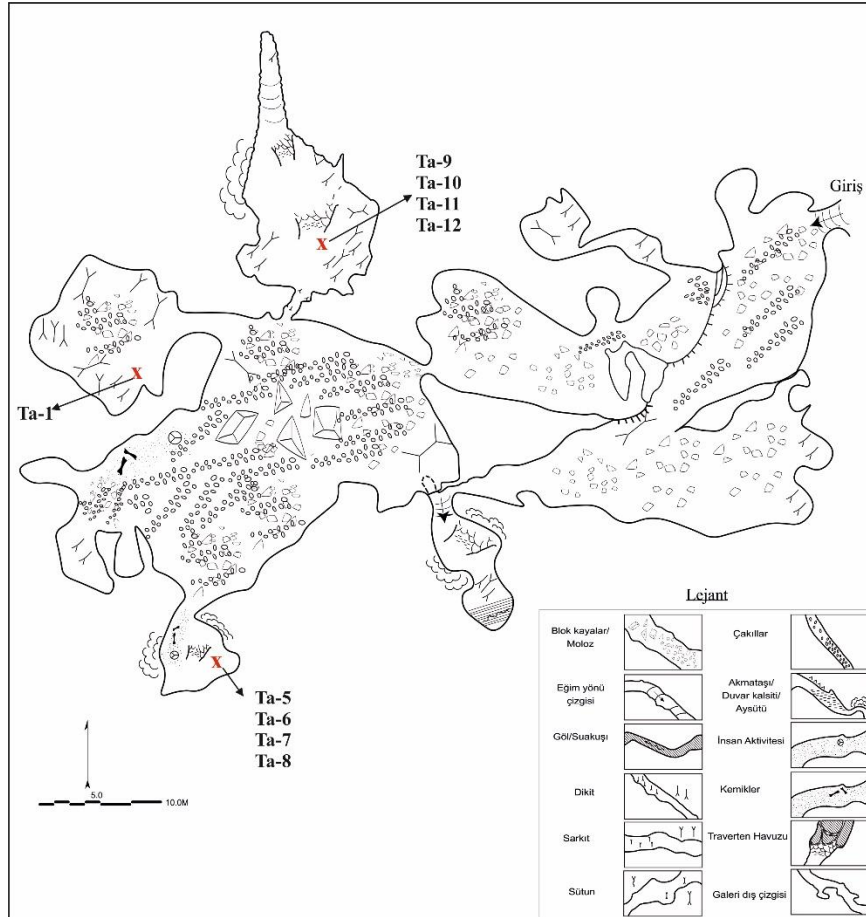
Şekil 3.4. a) Tabak Mağarası'na düzenlenen çalışmalardan birine ait giriş hazırlığı; b) Mağara içerisinde dikit örnekleme ve isimlendirme yapılırken

Dikitlerin toplanmasından sonra ise Tabak Mağarası'na tez çalışması tamamlanuncaya kadar tekrar girişler yapılmış ve mağaranın içerisindeki yapılar incelenmiştir. Bunun yanı sıra Türkiye'nin mağaralarının yer aldığı TAYproject veri tabanı incelendiğinde Tabak Mağarası'nın, Tabak-1 ve Tabak olarak da isimlendirildiği ve karmaşıklık meydana geldiği, haritasının ise eksik olduğu tespit edilmiştir. Tez çalışması kapsamında bunun giderilmesi ve alınan dikitlerin yerlerinin tam gösterilebilmesi için mağaranın haritası belirtilen veri tabanından alınarak eksik kısımları

tamamlanmış ve yeniden çizilmiştir (Şekil 3.6). Mağaranın haritalanmasında o dönemde lisans öğrencileri olan Ceyhun Mert ve Yavuz Can Çelik de görev almıştır (Şekil 3.5). Şekil 3.6'da görülen haritaya göre örneklerden dört adedi mağaranın en sonundan, diğer dört adedi (Ta-9, Ta-10, Ta-11 ve Ta-12) mağaranın haritasında daha önce eksik olan ancak bu çalışmada tamamlanan galerisinden alınmıştır. Bu galeri mağaraya çok dar bir geçit ile bağlanmakta olup içerde herhangi bir hava akımı meydana gelmemektedir.



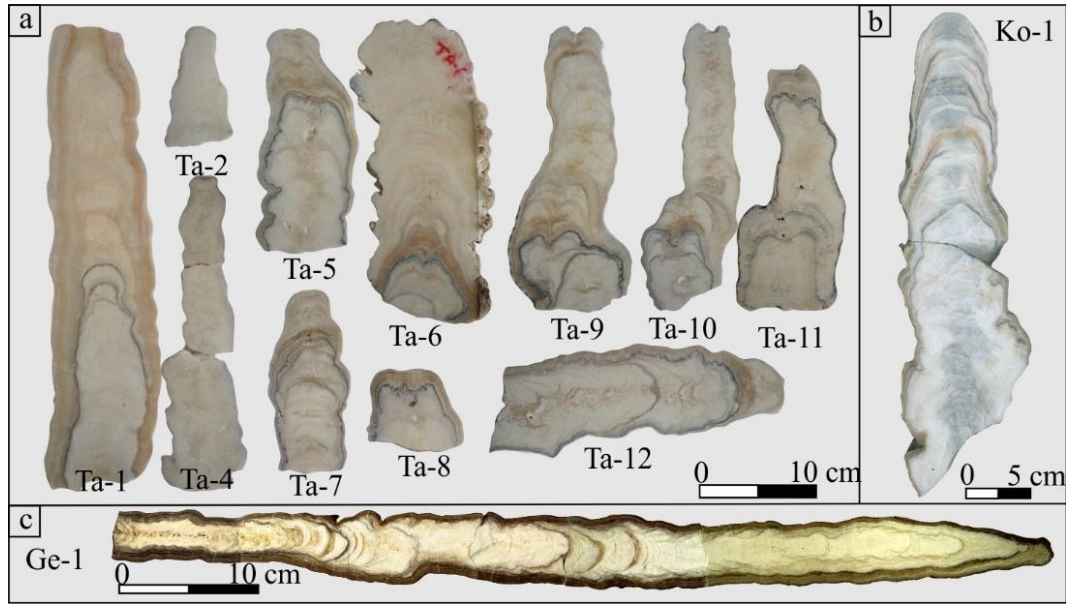
Şekil 3.5. Tabak Mağarası'nda Ta-9, Ta-10, Ta-11 ve Ta-12 örneklerinin alındığı galeri içerisinde haritalama çalışması.



Şekil 3.6. Tabak Mağarası haritası ve örnekleme noktaları. Harita TAYproject veri tabanından alınarak yeniden çizilmiş ve haritalama çalışması ile eksik bölümü güncellenmiştir

3.2. Dikitlerin Yarılanması ve Kullanılacak Dikitlerin Belirlenmesi

Çalışmada kullanılan dicitlerin tamamı Şekil 3.7’de görülmektedir. Şekil 3.7a’da Tabak Mağarası’ndan alınan 11 diki, Şekil 3.7b’de Kocain Mağarası’na ait Ko-1 dikiti ve Şekil 3.7c’de Geyikbayırı Mağarası’na ait Ge-1 dikiti yer almaktadır. Tabak Mağarası dicitleri öncelikle Akdeniz Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü İnce Kesit Laboratuvarında büyüme eksenlerine paralel olacak şekilde ortadan ikiye ayrılmıştır. Ardından her bir dikite ait yarım avuç içi taşlama makinesi ile parlatılmış ve diğer yarısı muhafaza altına alınmıştır. Yarılanan ve parlatılan örnekler incelemelerin ardından duraylı izotop ve yaşlandırma analizleri için hazırlanmak üzere University of Reading’e gönderilmiştir.



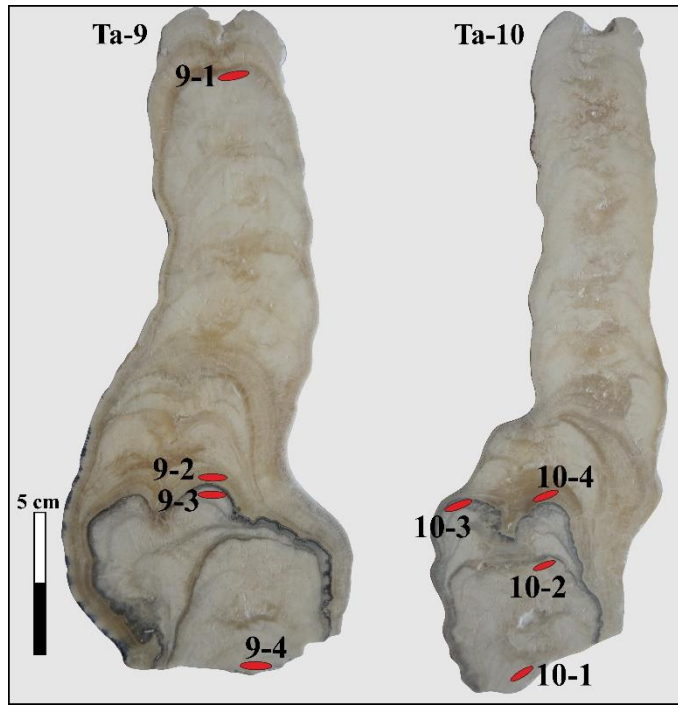
Şekil 3.7. Tez çalışmasında kullanılan bütün dicitlerin yarıldıktan ve parlatıldıktan sonraki görüntüleri. a) Tabak Mağarası’na ait dicitler; b) Kocain Mağarası’na ait Ko-1 dikiti; c) Geyikbayırı Mağarası’na ait Ge-1 dikiti

Şekil 3.7’de de görüleceği üzere Tabak Mağarası’na ait dicitlerin dokuz tanesinde siyah is seviyeleri görülmektedir. Benzer şekilde Ko-1 dikiti ile Ge-1 dicitinde de aynı katmanlar görülmektedir. Tez çalışmasının desteklendiği proje bütçesi göz önünde bulundurularak Tabak Mağarası dicitlerinden iki adet dicitin seçilmesi planlanmıştır. Bu doğrultuda iç yapıları, büyüme şekilleri, siyah katmanların pozisyonları dikkate alınarak Ta-9 ve Ta-10 dicitleri ileri analizler için seçilmiştir. Bu iki dicitin özellikleri her ikisi de diğerlerine göre daha temiz kalsitten oluşmaktadır ve yaşlandırma analizlerinde hata payını en aza indirmek için ön koşulu sağlamaktadırlar. Ta-9 ve Ta-10 dicitinin dışındaki Tabak Mağarası dicitleri incelendiğinde ise özellikle is katmanlarının çevresinde kırmızı renkli ve boşluklu yapıların gözlenmesi bu dicitlerin tercih edilmemesinde temel nedeni oluşturmaktadır. Ge-1 dikiti ve Ko-1 dikiti de Ta-9 ve Ta-10 dicitine benzer şekilde temiz kalsitten oluşmaktadır.

3.3. Yaşlandırma Analizleri

Ta-9 ve Ta-10 dikitlerinin ^{230}Th yöntemi ile yaşlandırılması için Xi'an Jaitong University'den Prof. Dr. Hai Cheng ile karşılıklı iş birliği yapılmıştır. Bu iki dikit üzerinde toplamda sekiz nokta belirlenerek analizler gerçekleştirilmiştir. Yöntem ile ilgili bilgi 2.4.2 numaralı başlık altında verilmiştir.

Ta-9 ve Ta-10 dikitleri ile birlikte mağaradaki dokuz dikitte is katmanlarının görüldüğüne daha öne değinilmişti. Bu katmanların kökeni ve speleotemlere kazandıracığı potansiyel tez çalışmasının çıktılarında bir tanesini temsil etmektedir. Bu nedenle yaşlandırma noktaları seçilirken Ta-9 ve Ta-10 dikitlerindeki siyah katmanlar birincil olarak dikkate alınmıştır. ^{230}Th yaşlandırması için dikitler üzerinde yaşlandırma noktası seçerken dikkat edilmesi gereken hususlardan bir diğeri ise mümkün olan en temiz noktanın seçilmesidir. Yine her iki dikitte noktalar belirlenirken bu parametre de rol oynamıştır. Kullanılan iki dikitin benzer büyüme şekilleri ile is katmanlarının konumlarının benzerliğinin bu iki dikin seçiminde dikkate alınması yaşlandırma noktalarının seçiminde de yardımcı olmuştur. Noktalar belirlenirken Ta-9 dikiti üzerinde belirlenen dört nokta ile Ta-10 dikiti üzerindeki dört nokta, bu iki dikitin birbiri ile korelasyonu yapıldığında birbirini tamamlayabileceği ön görülerek seçilmiştir (Şekil 3.8).

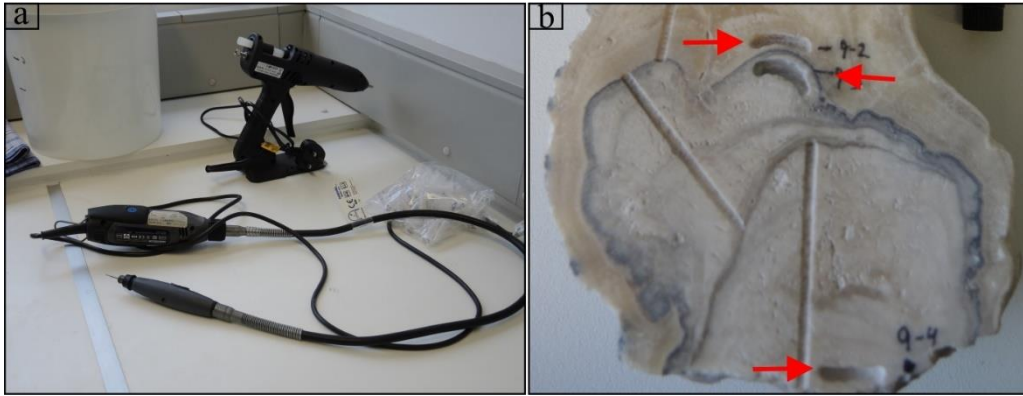


Şekil 3.8. Ta-9 ve Ta-10 dikitlerine ait yaşlandırma noktaları

Şekil 3.8'de görüleceği üzere Ta-9 dikitinin üzerindeki yaşlandırma noktalarından 9-1 numaralı nokta dikitin en üst bölümüne yakın en temiz yerinden seçilmiştir. Böylece dikitin büyüme aralığındaki en genç tarihin belirlenmesi amaçlanmıştır. 9-2 ve 9-3 numaralı noktalar ise is seviyelerinin hemen altından ve üstünden seçilerek bu katmanın çökeltim yaşının tespit edilmesi hedeflenmiştir. Son olarak ise 9-4 numaralı nokta dikitin en alt bölümünden seçilerek dikitin en yaşlı noktasının belirlenmesi amaçlanmıştır.

Ta-10 dikitinin yaşlandırma noktalarının belirlenmesinde Ta-9 dikatine benzer kriterler izlenmiştir. Bu dikit içerisinde görülen koyu renkli is seviyesinin hemen altından ve üstünden (Şekil 3.8) 10-3 ve 10-4 numaralı noktalar belirlenmiştir. Dikitin en yaşlı noktasının belirlenmesi için 10-1 noktası dikitin en alt kısmından seçilmiştir. Ta-10 dikitinde 10-2 numaralı nokta ise Ta-9 dikitinin aksine en üst noktadan seçilmemiştir. Şekil 3.8 incelendiğinde Ta-9 ve Ta-10 dikitlerinde koyu renkli is seviyesinin üst bölümler birbirine benzer doku ve büyüme şeklindedir. Bu nedenle belirgin katmanların konumları kullanılarak Ta-9 dikitindeki 9-1 noktasının Ta-10 dikatine karşılaştırma yapılarak eklenebileceği ön görülmüştür. İki dikitte de siyah seviyelerin alt bölümleri karşılaştırıldığında ise büyüme yönünden sapmalar görülmektedir (Şekil 3.8). Bu sapmaların konumları göz önünde bulundurularak Ta-10 dikiti üzerinde 10-2 noktası seçilmiştir. Böylelikle dikitlerden elde edilen yaş verileri ile genel bir büyüme modeli oluşturulması hedeflenmiştir.

Ta-9 ve Ta-10 dikitlerinde belirlenen yaşlandırma noktalarından dramel freze yardımıyla toz numune alınmıştır. Seçilen her noktadan 400 mg numune alınıp eppendorf tüplerine doldurulmuştur. Dikitten yaşlandırma analizi için alt örnekleme yapılırken freze ile yatayda ilerlemek yerine düşeyde derine doğru ilerlenerek numune elde edilmesi tercih edilir. Elde edilecek yaşların temsil ettiği noktanın sınırlarını belirlemek adına böyle bir yol izlenmektedir. Tüplere alınan toz haldeki numuneler ^{230}Th yaşlandırmaları Hai Cheng tarafından yapılmıştır. Yöntem olarak ise Cheng vd. (2013) tarafından belirlenen standartlar yarılanma ömürleri ve ekipman kullanılmıştır. Ta-9 dikiti ve Ta-10 dikatine ait numunelerin ölçümleri Thermo-Scientific Neptun Multi Collector Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometer (MC-ICP-MS) cihazında gerçekleştirilmiştir.



Şekil 3.9. a) El dremel freze aleti; b) Ta-9 dikitine ait 9-2, 9-3 ve 9-4 yaşlandırma noktalarının örnekleme sonrası görünümü

Ko-1 dikatine ait yaşlandırmalar (Göktürk 2011) Dominik Fleitmann tarafından sağlanmış olup, analizleri University of Bern bünyesinde gerçekleştirilmiştir. Benzer şekilde Ge-1 dikitinin ^{230}Th yaşlandırmaları yine University of Bern'de tamamlanmıştır. Her iki dikitin yaşlandırma analizleri MC-ICP-MS cihazında gerçekleştirilmiştir.

3.4. Duraylı İzotop Analizleri

$\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^{13}\text{C}$ ölçümleri paleoiklim şartlarının belirlenmesinde bu tez çalışması kapsamında temel verileri oluşturmaktadır. Ta-9 ve Ta-10 dikitlerinin parlatılan yarılarının University of Reading'e gönderildiği daha önce belirtilmiştir. Dikitlerin duraylı izotop ölçümleri için alt örneklemeleri aynı üniversiteye gidilerek, paleoiklim örnek hazırlama laboratuvarlarında gerçekleştirilmiştir.

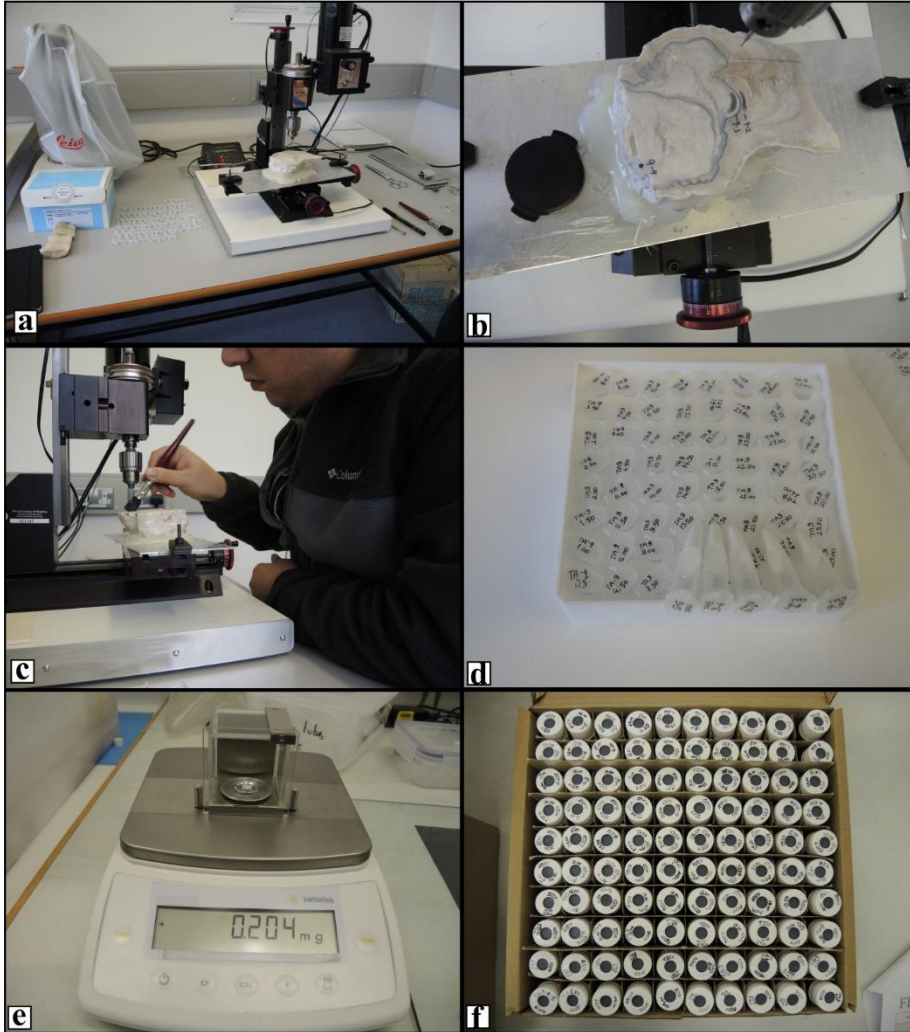
$\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^{13}\text{C}$ ölçümleri için dikitler üzerinde örnekleme aralıkları çeşitli ölçülerde gerçekleştirilebilmektedir. Ancak örnekleme aralığının mümkün olan en küçük değerlerde tutulması elde edilecek değerlerin yüksek çözünürlükte olmasını sağlar. Bu doğrultuda Ta-9 dikitinde 0.5 mm aralık ile Ta-10 dikitinde ise 1.00 mm aralık ile alt örnekleme yapılmıştır. İki diktte örnekleme aralıklarının farklı olmasına analizler için finansal kaynağın sınırlı olması neden olmuştur. Ta-9 dikitinde yaşlandırma noktalarının konumları daha sık aralıkta duraylı izotop örnekleme yapılmasına olanak sağlamıştır. Böylelikle Ta-9 diktine ait duraylı izotop verileri tez çalışmasının temeli haline gelmiştir. Ta-10 dikitinde elde edilen duraylı izotop verileri ise özellikle is seviyelerinin üst bölümü için iki diktin karşılaştırılmasında etkili olmuştur. İki diktin duraylı izotop verilerinin karşılaştırılması ölçümlerin, elde edilen değerleri kontrol eden faktörlerin ve en önemlisi diktlerin izotopik olarak denge koşullarında çökelp çökemediğinin araştırılmasında kritik öneme sahiptir.

Dikitlerin duraylı izotop analizleri için örneklemeinde Sherline marka freze kullanılmıştır (Şekil 3.10a). Kullanılan ekipman üç ekseninde 0.1 mm hassasiyette hareket etme özelliğine sahiptir. Diktin makineye yerleştirilmesi ise alüminyum bir tabaka ile gerçekleştirilmektedir. Dikt, silikon tabancası ile alüminyum tabakanın üzerine sabitlenerek frezeyle alınır (Şekil 3.10b). Burada x, y, z yönlerinde hareket ettirilerek numune toplanması gerçekleştirilir. Frezenin kontrol kolları ve dijital göstergesi yardımıyla x yönünde 0.5 mm, y yönünde 2 mm ve z yönünde 1.5 mm hareket ettirilerek toz haline getirilen kalsit alüminyum folyonun üzerine fırça aracılığıyla süpürülerek (Şekil 3.10c), folyo üzerinden eppendorf tüplerinin içerisine aktarılmıştır (Şekil 3.10d). Dikt hareket ettirilirken üzerinde mini hendekler açılmaktadır. Ayrıca alüminyum folyoda örneğin alındığı kısma el ile temas edilmemesi analizlerin sağlıklı sonuçlar vermesi için ön koşullardan bir tanesidir. Bu şekilde Ta-9 diktinden toplam 478 adet örnekleme, Ta-10 diktinden ise 110 adet örnekleme gerçekleştirilmiştir. Toplamda 588 adet toz numune bir sonraki adımda temiz odaya (clean room) alınarak ölçüm işlemlerine geçilmiştir. Duraylı izotop analizlerine geçilmesi için öncelikle örneklerin ikinci bir hazırlama aşamasından geçmesi gerekmektedir. Bunun için her bir tüpten 0.200 mg ile 0.230 mg arasında tartılması ve cam tüplerin içerisine alınması gereklidir. Bu işlem için hassas terazi, cımbız, alüminyum folyo gibi ekipmana ihtiyaç duyulmaktadır. Her bir tartımdan önce alüminyum folyodan yaklaşık 0.5 x 0.5 cm kesilerek, cımbızlar aracılığıyla folyoya el değmeden kenarları kıvrılarak korumalı bir hazne oluşturulmaktadır. Böyle buraya konan toz numunenin dökülmesine engel olunmaktadır. Aksi takdirde aynı noktadan tekrar toz numune almak gerekmekte olup, çalışılan hassasiyette bu tüm sürece baştan başlamak anlamına gelmektedir. Hazırlanan alüminyum folyoya tüm içerisinden temiz uçlar ile toz halindeki kalsite dokunularak folyonun üzerine boşaltılmaktadır. Folyo hassas terazi aracılığıyla ölçülüp (Şekil 3.10e) yine cımbız ile tutularak cam tüplere aktarılmaktadır (Şekil 3.10f). Bu şekilde toplam 588 adet tartım gerçekleştirilmiştir.

Duraylı izotop ölçümleri karbonat hazırlama sistemi (Gasbench II) ile birleşik haldeki Finnigan Delta V Advantage Isotope Ratio Mass Spectrometer (IRMS) ile yapılmış ve $\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^{13}\text{C}$ değerleri ‰ VPDB cinsinden verilmiştir. Ölçümlerde hata payı ise ± 0.08 (1-sigma)dir. İzotopların oranını ölçen kütle spektrometresi ölçülen örnekleri doğal hallerinden gaz veya sıvı hale dönüştürerek işlemi gerçekleştirmektedir. Bu çalışmada kullanılan spektrometre karbonat örneklerinin duraylı izotop oranlarını asitle tepkime sonrası çıkan CO_2 gazı üzerinden ölçmektedir. Burada karbondioksit gazını üretmek için karbonat %100'lük ortofosforik asit ile 25°C 'de tepkimeye sokularak (Urey vd. 1951) aşağıdaki tepkimeye göre elde edilmektedir:

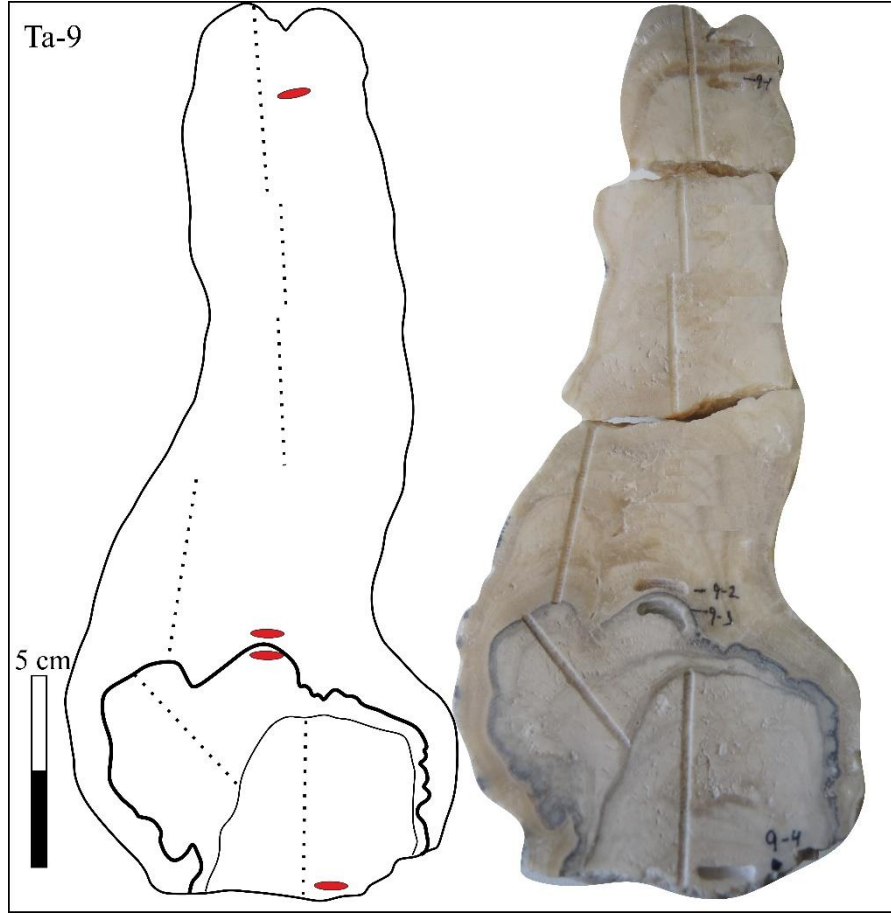


Böyle bir dönüşüm sonrasında CO_2 'e ait $\delta^{13}\text{C}$ değeri kalsitinkine eşittir. Ancak karbonatın yapısından kaybolan üç oksijen atomu nedeniyle ayrışma meydana gelir ve bu nedenle gaz üzerinden ölçülen $\delta^{18}\text{O}$ değeri kalsitinkinden farklı olur. Bu durumun giderilmesi ise ayrışma sabitinin belirli bir sıcakta sabit olması ile sağlanmaktadır (Clark ve Fritz 1997).



Şekil 3.10. Duraylı izotop analizi için örnek hazırlama adımları. **a)** Sherline marka frezenin genel görünümü; **b)** Ta-9 diktinin alt bölümünün frezeyle sabitlenmiş görüntüsü; **c)** Üretilen toz numune

eppendorf tüpüne alındıktan sonra fırça yardımıyla temizlik; **d)** Örnek kaplarının örnek numarasına göre dizilmiş hali; **e)** University of Reading Paleoklim laboratuvarındaki temiz odadan hassas terazide ölçüm sırasında alınan görüntü; **f)** Tartılan örneklerin duraylı izotop ölçümleri için tüplere alınması



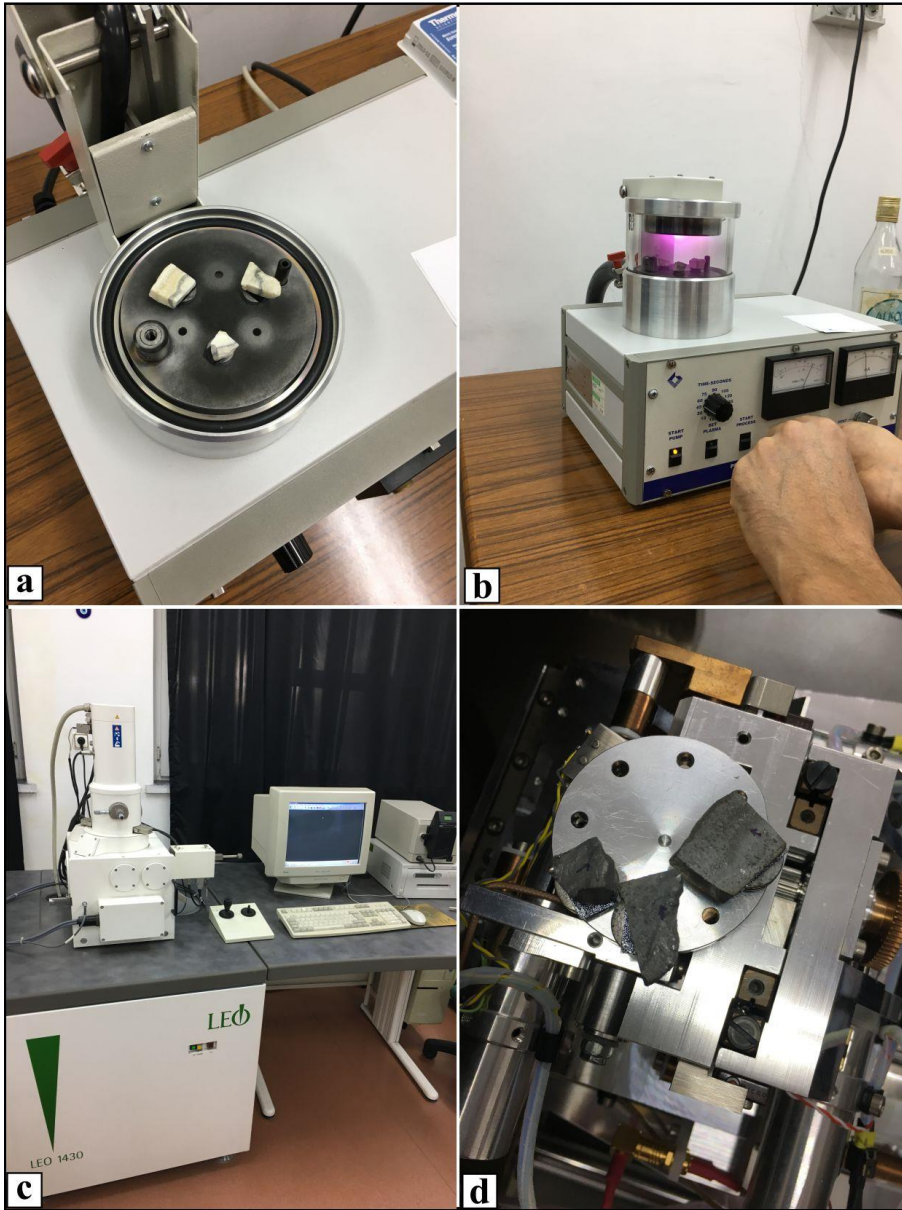
Şekil 3.11. Ta-9 dikitinin duraylı izotop analizi için örnekleme hattını gösteren çizim ve Ta-9 dikitinin örnekleme sonrası görüntüsü. Çizimde görülen ve noktali çizgi ile gösterilen doğrular freze ile örnekleme hattı ve bu hatta yapılan kaymaları göstermektedir. Kırmızı elipsler ise yaşlandırma noktalarını temsil etmektedir

Duraylı izotop analizleri ile ilgili son olarak Şekil 3.11'de Ta-9 dikitine ait örnekleme hattı görülmektedir. Şekilde görüleceği üzere örnekleme için büyüme eksenini referans olarak seçilmiştir. Ancak büyüme ekseninin tam üzerinde değil hemen yakınında bir hat izlenmiştir. Bunun nedeni büyüme ekseninin üzerinde yeniden kristallenmenin meydana gelmiş olmasıdır. Ayrıca büyüme ekseninin değişimine bağlı olarak örnekleme hattında da değişimler meydana gelmiştir. Her bir kaymadan öncesi ve hemen sonrası not edilerek sonuçlar aktarılırken tek bir hat şeklinde sunulmuştur. Böylelikle büyüme eksenine bağlı kaymalar düzeltilmiştir.

3.5. SEM ve İnce Kesit Analizleri

Tabak Mağarası dikitlerinde gözlenen is seviyelerinin kontrolünün sağlanması için Ta-9 ve Ta-10 dikitlerinden ince kesit ve bu dikitlerle birlikte Ta-11 dikitinden taramalı elektron mikroskobu (SEM) ile görüntüleme analizi yapılmıştır. Ta-9 ve Ta-10 dikitine ait ince kesitler MTA'da yaptırılırken, SEM analizleri Akdeniz Üniversitesi Tıp

Fakültesi Elektron Mikroskop Görüntüleme Ünitesi (TEMGA)'nde gerçekleştirilmiştir. Bu seviyelerin kökenleri araştırılarak mağara içerisinde ait oldukları dönemde herhangi bir insan varlığı hakkında bilgi edinilmesi amaçlanmıştır. Bu araştırma sorusu ise iklim değişikliğine ek olarak tezin çıktılarında diğerini temsil etmektedir. Ayrıca aynı seviyelere stereomikroskop altında yakından görüntü alımı da gerçekleştirilmiştir. SEM analizleri. Ta-9, Ta-10 ve Ta-11 diktlerinden kesilen numuneler görüntüleme işleminden önce örnek hazırlama aşamasında altın-paladyum ile kaplanmaktadır (Şekil 3.12). Burada numuneyi kaplayan tabakanın kalınlığı ise 300 Å dur. Kaplama işleminden sonra örnekler Zeiss-Leo 1430 model elektron mikroskopunun örnek haznesine yerleştirilip görüntüleme gerçekleştirilmiştir.



Şekil 3.12. Ta-9, Ta-10 ve Ta-11 diktlerinde is seviyelerinin SEM ile görüntülenmesi. **a)** Örneklerin kaplama cihazına yerleştirilmesi; **b)** Au-Pd kaplama işleminin gerçekleştirilmesi; **c)** SEM'in görüntüsü; **d)** Kaplanan örneklerin mikroskoba yerleştirilmesi

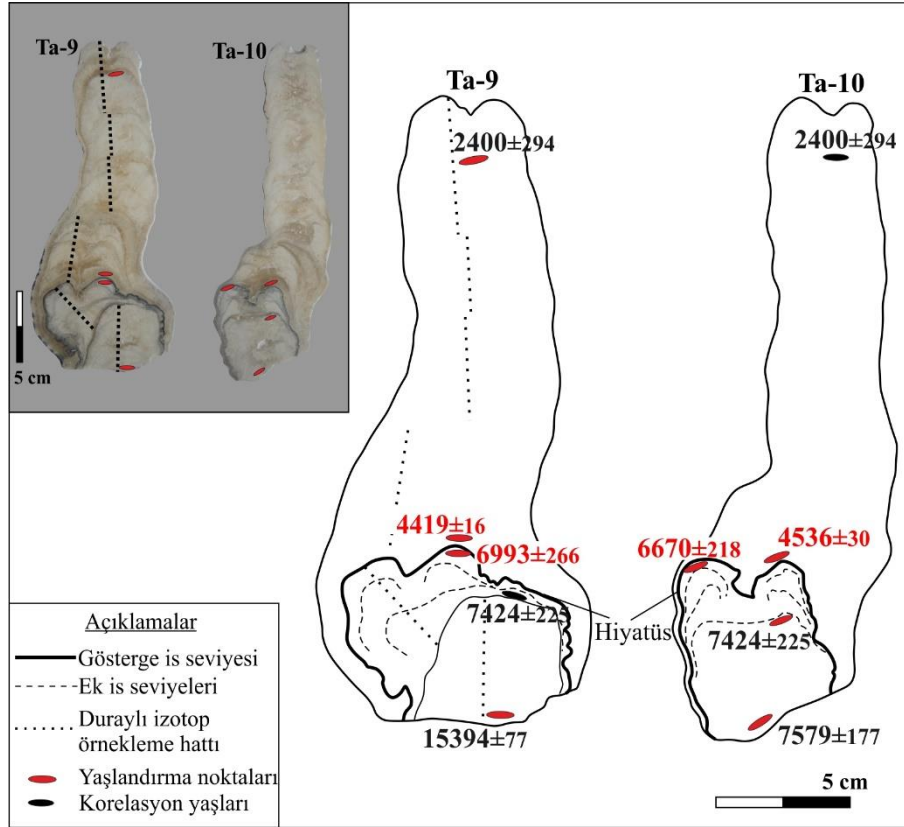
4. BULGULAR

4.1. Yaşlandırma Analizi Sonuçları

Ta-9 ve Ta-10 dikitlerine ait yaşlandırma sonuçları Çizelge 4-1'de verilmiştir. Analiz sonuçlarına göre Ta-9 dikiti üzerindeki noktalardan 9-1 noktasında GÖ 2400±294 yıl, 9-2 noktasında GÖ 4419±16 yıl, 9-3 noktasında GÖ 6993±266 yıl ve 9-4 noktasında GÖ 15364±77 yıl tarihleri elde edilmiştir. Ta-10 dikitine gelindiğinde en alttaki 10-1 noktasında GÖ 7579±177 yıl, 10-2 noktasında GÖ 7424±225 yıl, 10-3 noktasında GÖ 6670±218 ve 10-4 noktasında GÖ 4536±30 yıl sonuçlarına ulaşılmıştır. Ta-9 dikiti ile Ta-10 dikitinin iç yapısındaki belirgin katmanlar karşılaştırılarak iki dikitin üzerinde ek yaş noktaları konulmuştur. Şekil 4.1'de görüleceği üzere Ta-9 dikitinin üzerine GÖ 7424±225 yıl, Ta-10 dikitinin üzerine ise GÖ 2400±294 yıl noktaları eklenmiştir. Böylelikle Ta-10 için genel bir çökelim aralığı çıkarılmıştır. Örneklem noktalarının ²³²Th içerikleri ise 9-1 noktasında 3930±79 ppt, 9-2 noktasında 196±4 ppt, 9-3 noktasında 1672±34 ppt, 9-4 noktasında ise 414±8 ppt iken 10-1 noktasında 948±19 ppt, 10-2 noktasında 1141±23 ppt, 10-3 noktasında 1409±28 ve son olarak 10-4 noktasında 516±10 ppt olarak belirlenmiştir. Buna ek olarak aynı noktalarda ²³⁰Th/²³²Th oranları incelendiğinde Ta-9 dikitinde atomik x 10⁻⁶ birimiyle sırasıyla 30±1, 1636±33, 85±2, 692±14, Ta-10 dikitinde ise aynı birim ve sıra ile 137±3, 107±2, 99±2 ve 546±11 elde edilmiştir. Elde edilen yaş verileri ile ²³²Th içeriği ile ²³⁰Th/²³²Th oranı karşılaştırıldığında, düşük ²³²Th içeriği ve yüksek ²³⁰Th/²³²Th içeriklerine sahip noktalarda hata payının düşük olduğu görülmektedir. Bu da daha önce değinilen ²³²Th'un detritik kaynaklı olup, analizlerde hata payını arttırdığını desteklemektedir. Sonuç olarak her iki dikitten elde edilen yaş verileri kesin veriler olup herhangi bir ek düzeltmeye ihtiyaç duyulmamaktadır. Speleotemlerde yapılan uranyum serileri yaşlandırmalarında sonuçların düzeltmeye ihtiyaç olmadığı McDermott (2004) tarafından da bildirilmiştir. Ko-1 ve Ge-1 dikitlerine ait yaş verilerine ise Tartışma bölümünde yer verilmiştir.

Ta-9 ve Ta-10 dikitlerinden elde edilen yaş verileri dikitler üzerine yerleştirildiğinde (Şekil 4.1) yaşların stratigrafik olarak sıralı olduğu görülmektedir. Sonuçların bu şekilde çıkması verilerin doğruluğunu desteklemekle birlikte büyümenin olması gerektiği gibi aşağıdan yukarıya doğru olduğunu göstermektedir. Sayısal olarak verilen yaş değerleri jeolojik zaman tablosuna yerleştirildiğinde Ta-9 dikitinin değerlerinin Uluslararası Stratigrafi Komisyonu tarafından belirlenen Holosen'in Grönlandiyen (11700-8200 y), Nortgripiyen (8200-4200 y) ve Meghalayan (4200 y-Günümüz) (örn. Kazancı 2018) katlarını, Ta-10 dikitinin yaş değerlerinin ise sadece Nortgripiyen ve Meghalayan katlarını kapsadığı görülmektedir.

Ta-9 ve Ta-10 dikitinde yapılan yaşlandırmalar sonucunda karşılıklı aynı seviyelere gelen noktalarda, örneğin 9-2 ve 9-3 ile 10-3 ve 10-4 noktaları, elde edilen hata payları birbirine oldukça yakın çıkmaktadır. Diğer bir bulgu ise Ta-9 dikitinde koyu siyah olarak görülen is seviyesinin hemen altından ve üstünden alınan yaş değerleri tam bu noktada çökelim durduğunu ve yaklaşık 2200 yıllık bir hiyatüs oluştuğu (Şekil 4.1) sonucuna varılmıştır. Ta-10 dikitine gelindiğinde ise yine aynı seviyede, is seviyesinin hemen altından ve üstünden alınan yaş değerleri yine bu noktada yaklaşık 2200 yıllık bir hiyatüs oluştuğunu göstermektedir. İki dikitte de aynı seviyelerde aynı hiyatüslere ulaşılması çökelim koşullarında meydana gelen değişimin ortak bir faktör tarafından kontrol edildiğine işaret etmektedir.



Şekil 4.1. Ta-9 ve Ta-10 dikitlerinin ^{230}Th yaş sonuçları. Ta-9 ve Ta-10 dikitlerinin her ikisinde de koyu siyah çizgiler is birikiminin en koyu görüldüğü yeri göstermektedir. Bu seviyenin hemen altında ve üstünde yer alan yaş verilerinin benzerliğine dikkat çekmek için kırmızı ile gösterilmiştir. Kısa kesikli çizgiler ise gösterge niteliği taşıyan seviye kadar koyu olmamakla birlikte diğer is seviyelerini göstermektedir

Şekil 4.1’de açıkça görüleceği üzere gösterge olarak kabul edilen koyu renkli is katmanının alt ve üstündeki yaşlar da aradaki hiyatüs gibi benzerlik göstermektedir. Ta-9 dikitinde seviyenin is katmanının altında GÖ 6993±266 yıl verisi elde edilirken Ta-10 dikitinde aynı seviyede GÖ 6670±218 yıl verisine ulaşılmıştır. Yaşların yanı sıra hata paylarının da benzer hatta aynı olması dikitlerin korelasyonunu güçlendirmektedir. İS katmanının üstüne gelindiğinde ise Ta-9 dikitinde GÖ 4419±16 yıl, Ta-10 dikitinde GÖ 4536±30 yıl değerleri birbirine yakın çıkararak dikitlerin çökeliminde ortak süreçlerin rol aldığını göstermektedir.

Ta-9 ve Ta-10 dikitlerinin Şekil 4.1’ten görüleceği üzere koyu siyah renkli katmanların aşağı bölümündeki yaş değerlerinde farklar söz konusudur. Ta-9 dikitinde en yaşlı noktanın yaşı GÖ 15394±77 yıl iken, Ta-10 dikitinin en alt noktasındaki yaş GÖ 7579±177 yıldır. Bu farklılıktan çıkarılan sonuç ise Ta-9 dikitinde karşılaştırma ile eklenen GÖ 7424±225 yıl ile GÖ 15394±77 yıl arasında bir veya birden fazla hiyatüs oluşmuş olabileceğidir. Dikitlerin is seviyelerinin biriktiği kısımlardaki büyüme yönelimleri de buna işaret etmektedir. Ta-9 dikitinde GÖ 15394±77 yıl değerinin elde edildiği bölümün farklı bir yönelimi söz konusudur. Bu sebeple Şekil 4.1’de bu kısım ek is seviyelerinin gösterildiği kesikli çizgilerden farklı olarak düz çizgi ile sınırlanmıştır.

Çizelge 4.1. Ta-9 ve Ta-10 diktlerine ait ²³⁰Th yaşlandırma sonuçları

Örnek Numarası	²³⁸ U (ppb)	²³² Th (ppt)	²³⁰ Th / ²³² Th (atomik x10 ⁻⁶)	δ ²³⁴ U* (ölçülen)	²³⁰ Th / ²³⁸ U (aktivite)	²³⁰ Th Yaş (yıl) (düzeltilmemiş)	²³⁰ Th Yaş (yıl) (düzeltilmiş)	□ ²³⁴ U _{ilksel} ** (düzeltilmiş)	²³⁰ Th Yaş (yıl GÖ)*** (düzeltilmiş)
9-1	268.3 ±0.3	3930 ±79	30 ±1	28.8 ±1.2	0.0268 ±0.0002	2881 ±18	2466 ±294	29 ±1	2400 ±294
9-2	473.8 ±0.6	196 ±4	1636 ±33	16.0 ±1.4	0.0411 ±0.0001	4497 ±14	4485 ±16	16 ±1	4419 ±16
9-3	127.0 ±0.2	1672 ±34	85 ±2	30.0 ±2.3	0.0679 ±0.0003	7431 ±40	7059 ±266	31 ±2	6993 ±266
9-4	124.1 ±0.1	414 ±8	692 ±14	55.7 ±1.3	0.1402 ±0.0003	15522 ±41	15430 ±77	58 ±1	15364 ±77
10-1	108.9 ±0.1	948 ±19	137 ±3	34.6 ±1.3	0.0722 ±0.0003	7889 ±39	7645 ±177	35 ±1	7579 ±177
10-2	103.7 ±0.2	1141 ±23	107 ±2	32.0 ±2.8	0.0713 ±0.0004	7801 ±51	7490 ±225	33 ±3	7424 ±225
10-3	130.5 ±0.1	1409 ±28	99 ±2	32.6 ±1.2	0.0646 ±0.0003	7041 ±32	6736 ±218	33 ±1	6670 ±218
10-4	404.3 ±0.5	516 ±10	546 ±11	15.2 ±1.3	0.0423 ±0.0001	4638 ±16	4602 ±30	15 ±1	4536 ±30

U bozunma sabitleri: $\lambda_{238} = 1.55125 \times 10^{-10}$ (Jaffey vd. 1971) ve $\lambda_{234} = 2.82206 \times 10^{-6}$ (Cheng vd. 2013). Th bozunma sabiti: $\lambda_{230} = 9.1705 \times 10^{-6}$ (Cheng vd. 2013).

* $\delta^{234}\text{U} = ([^{234}\text{U}/^{238}\text{U}]_{\text{aktivite}} - 1) \times 1000$. ** $\delta^{234}\text{U}_{\text{ilksel}}$ ²³⁰Th yaş (T)'a göre hesaplanmıştır, örn. $\delta^{234}\text{U}_{\text{ilksel}} = \delta^{234}\text{U}_{\text{ölçülen}} \times e^{\lambda_{234} \times T}$.

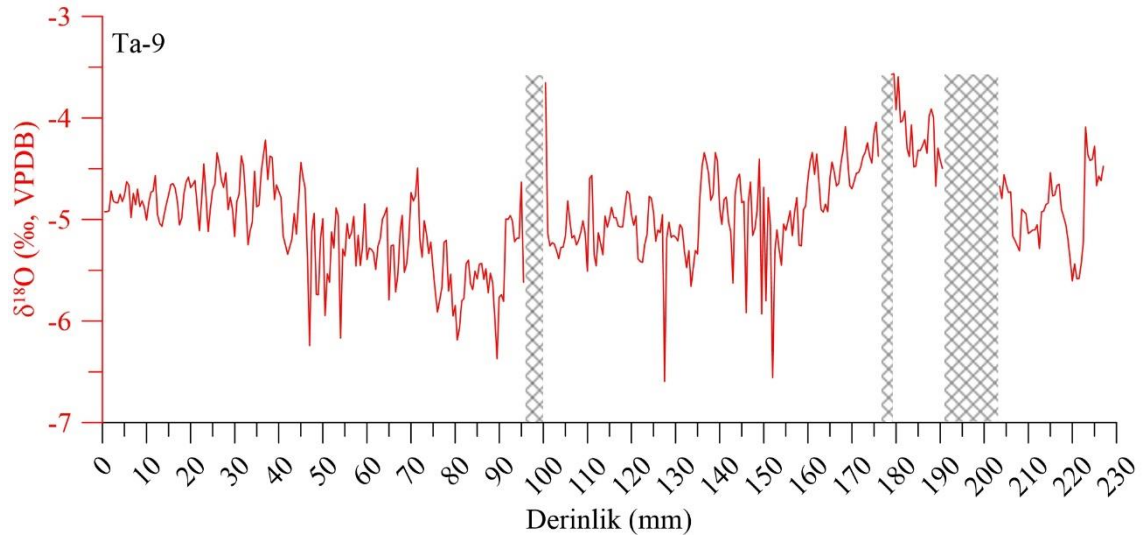
Düzeltilmiş ²³⁰Th yaşları ilksel ²³⁰Th/²³²Th atom oranını $4.4 \pm 2.2 \times 10^{-6}$ kabul eder. Bu değerler değeri 3.8 olan bulk earth ²³²Th/²³⁸U ile seküler dengede olan malzeme içindir.

***G.Ö. “Günümüzden Önce”yi ifade eder ve “Günümüz” MS 1950 olarak tanımlanmıştır.

4.2. Duraylı İzotop Analizi Sonuçları

Ta-9 ve Ta-10 dikitlerinde toplam 558 adet duraylı izotop ölçümü gerçekleştirilip olup, sonuçlar per mil (‰) VPDB şeklinde verilmiştir. Elde edilen sonuçlara göre Ta-9 dicitinin $\delta^{18}\text{O}$ değerleri -3.56‰ ile -6.59‰ arasında değişmekte ve değerlerin ortalaması -4.96‰'dir. $\delta^{18}\text{O}$ değerlerinin Ta-9 dicitinin en üst noktasından en alt noktasına doğru değişimini göstermek için Şekil 4.2'deki $\delta^{18}\text{O}$ -derinlik grafiği hazırlanmıştır. Burada derinlik dicitin en üst noktasından başlamak üzere en alt noktasına kadar olan uzaklığı mm cinsinden ifade etmektedir. Grafikte üç bölümde küçük boşluklar söz konusudur. Bu aralıklarda kütle spektrometresinde meydana gelen okuma hataları nedeniyle değerler grafiğe aktarılmamıştır. Şekil 4.2'den de görülebileceği gibi boşluklara karşılık gelen bölümlerin öncesinde ve sonrasında eğilimler genel durum ile ilgili bilgi sunmaktadır. Aynı boşluklara Şekil 4.3'te $\delta^{13}\text{C}$ değerlerine ait grafikte de yer verilmiştir.

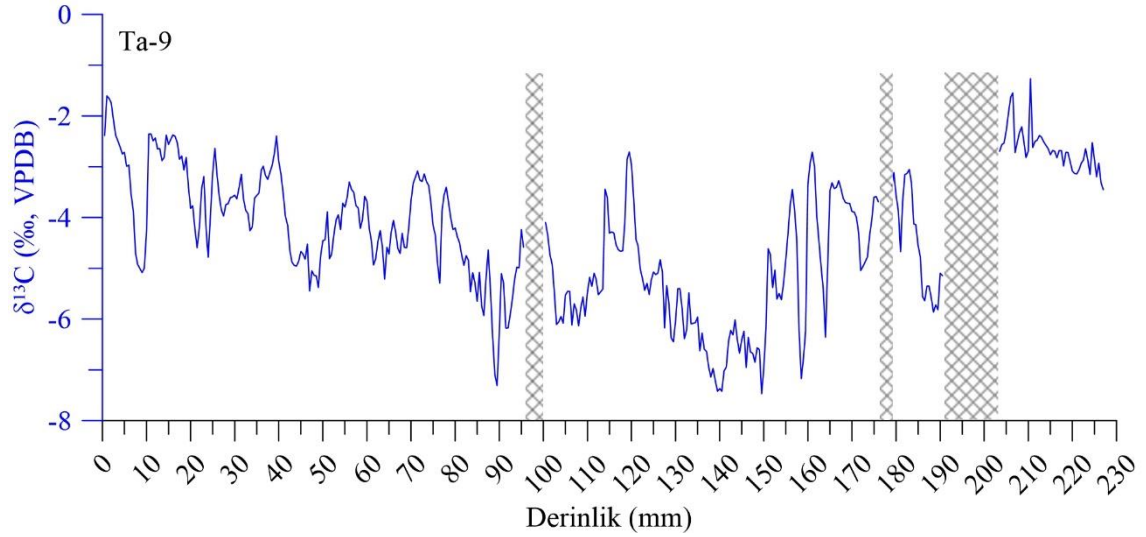
$\delta^{18}\text{O}$ değerleri kullanılarak oluşturulan grafikte (Şekil 4.2) değerlerin pik yaptığı noktalar ile belirli aralıklarda o kısma özel eğilim sergiledikleri görülmektedir. 45 ile 154 mm derinliklerinin arasındaki bölümde $\delta^{18}\text{O}$ değerlerinin bu aralığın dışında kalan kısımlara göre daha negatif değerler aldığı görülmektedir. Farklılıkları göstermek için dicitin ilk 45 mm'si, 45 ile 154 mm arası ve 154 ile 227 mm aralıklarına ait ortalama değerler hesaplanmıştır. Bu durumda 0-45 mm arasına ait $\delta^{18}\text{O}$ ortalama değeri -4.80‰, 154-227 mm arasına ait ortalama değer -4.64‰, 45-154 mm arası ortalama değer ise -5.22‰'dir. Sonuçlar da Şekil 4.2'de olduğu gibi Ta-9 dicitinin 45-154 mm aralığında daha negatif değerlere ulaştığını göstermektedir.



Şekil 4.2. Ta-9 dicitinin $\delta^{18}\text{O}$ değerleri kullanılarak oluşturulan değişim grafiği. Yatay eksendeki derinlik değerleri dicitin en üst noktasından en alt noktasına dicit boyunu temsil etmektedir. Grafikte boşluk olan ve farklı bir doku ile gösterilen kısımlar grafiğe aktarılmayan hataları göstermektedir

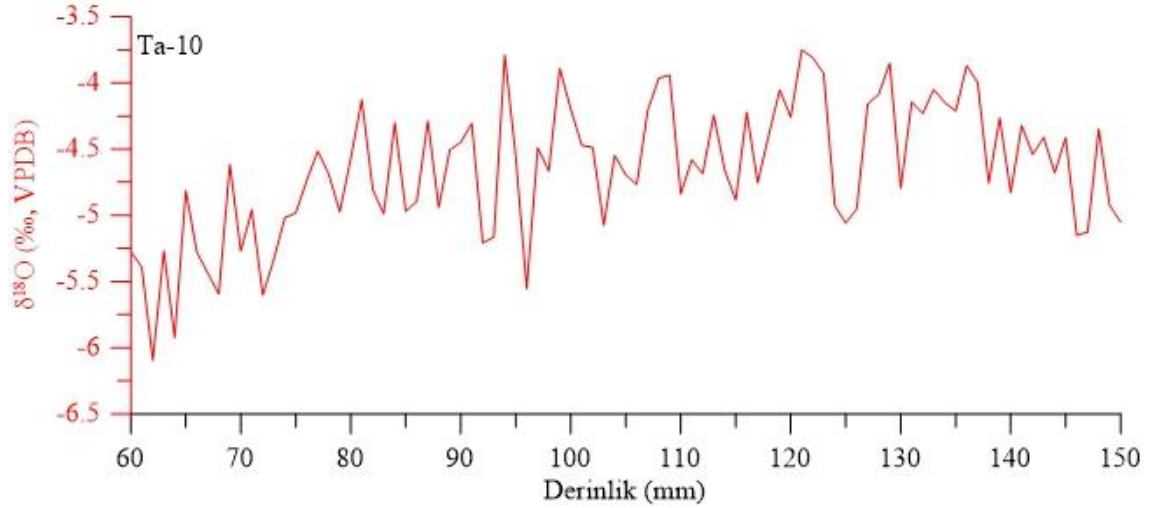
Ta-9 dicitine ait $\delta^{13}\text{C}$ değerlerinin dicit boyunca değişimi ise Şekil 4.3'te görülmektedir. $\delta^{13}\text{C}$ değerleri -7.46‰ ile -1.26‰ arasında değişen değerler alırken, $\delta^{18}\text{O}$ 'e göre daha geniş bir aralıkta salınım sergilemektedirler ve genel ortalama değeri -4.33‰'dir. Şekil 4.3'te görüleceği üzere $\delta^{13}\text{C}$ değerlerinde de 45 ile 160 mm aralığında $\delta^{18}\text{O}$ değerlerine benzer şekilde dicitin diğer bölümlerine göre daha negatif değerlere ulaşılmaktadır. Ancak 150 mm derinlikten dicitin en üst noktasına doğru gidildiğinde

daha az negatif değerlere doğru bir eğilim söz konusudur. Ta-9 dikiğinin $\delta^{13}\text{C}$ değerlerinde dikkat çeken husus, değerlerin değışimi $\delta^{18}\text{O}$ değerlerine göre daha geniş aralıkta gerçekleşmektedir. Aynı durum $\delta^{18}\text{O}$ değerlerinde görülmemektedir. Diğer dikkat çeken nokta ise 205 mm'den sonra $\delta^{13}\text{C}$ değerleri $\delta^{18}\text{O}$ değerlerine göre daha az negatif değerlerde seyretmektedir (Şekil 4.3). Diğer taraftan her ne kadar $\delta^{13}\text{C}$ değerleri $\delta^{18}\text{O}$ 'e göre daha negatif değerlere ulaşsa da ortalama $\delta^{13}\text{C}$ değeri $\delta^{18}\text{O}$ 'e göre daha pozitif çıkmaktadır.



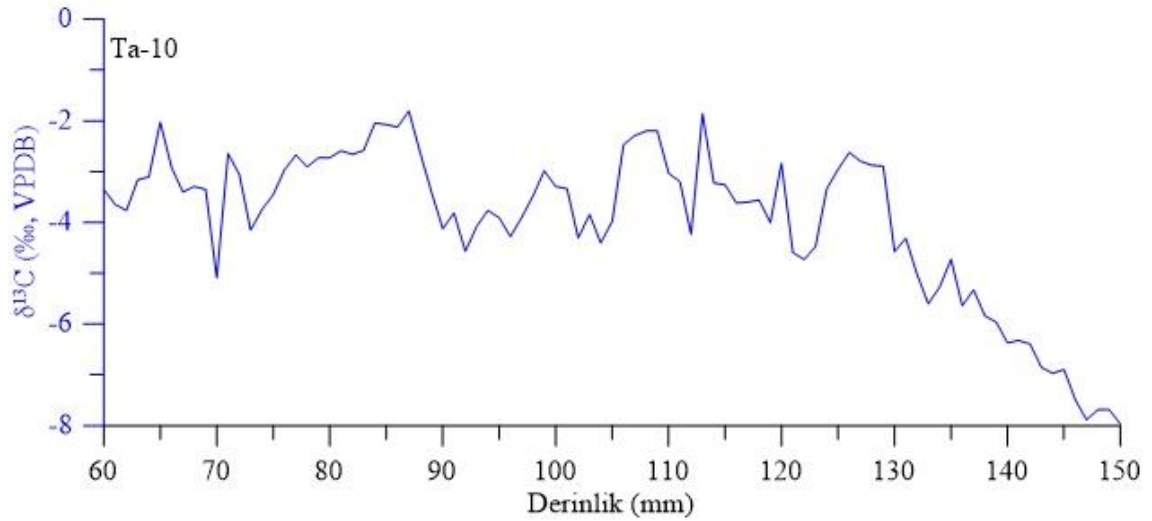
Şekil 4.3. Ta-9 dikiğinin $\delta^{13}\text{C}$ değerlerine ait grafik. Yatay eksen $\delta^{18}\text{O}$ grafiğine benzer şekilde dikiğinin en üstünden en altına kadar olan mesafeyi temsil etmektedir. Farklı doku ile doldurulan boşluklar grafikte yer verilmeyen hatalı ölçüm aralıklarını göstermektedir.

Ta-10 dikiğinin duraylı izotop değerlerine gelindiğinde ise toplamda 110 adet ölçüm yapılmıştır. $\delta^{18}\text{O}$ değerleri -6.09 ile -3.75 ‰ arasında değerler almaktadır (Şekil 4.4) ve ortalama değeri -4.64 ‰'dir. Ta-10 dikiğinde üstten 60 mm'den itibaren ölçümler alınmaya başlamış ve 150 mm'ye kadar devam edilmiştir. Örnekleme aralığı ise Ta-9'dan farklı olarak 1 mm'dir. Bu doğrultuda Ta-10 dikiğinin $\delta^{18}\text{O}$ değerleri ilk 10 mm'lik bölümde geri kalan kısmına göre daha negatif değerler alırken, 70 mm'den itibaren daha az negatif değerlere doğru kaymalar göstermektedir (Şekil 4.4).



Şekil 4.4. Ta-10 dikitinin 60 ile 150 mm arasına ait $\delta^{18}\text{O}$ değerlerine ait profil. Grafikte 70 mm'den sonra alınan ölçümlerin ortalaması ilk 10 milimetrelük bölüme göre daha yüksek bir ortalama vermektedir

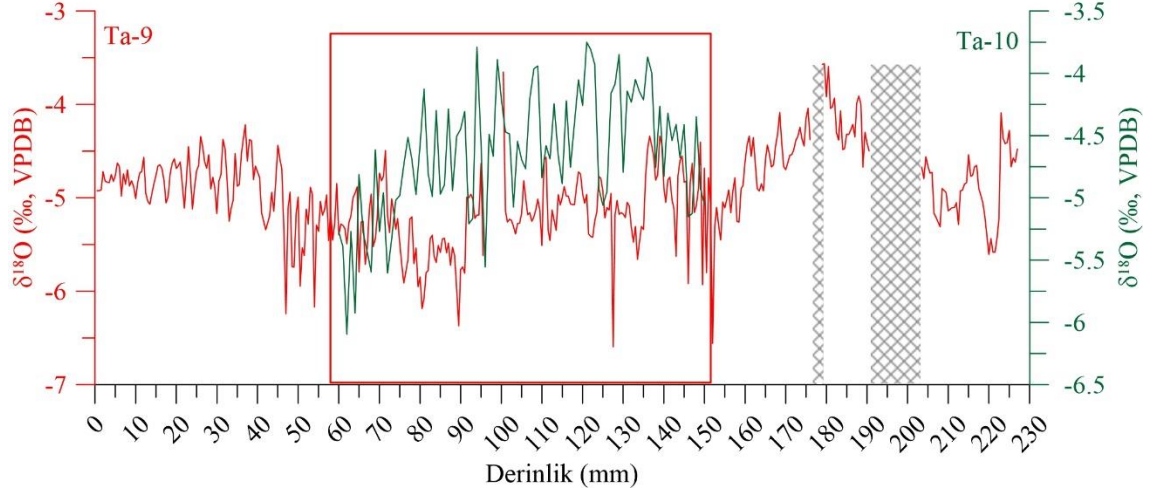
Ta-10 dikitinin $\delta^{13}\text{C}$ değerleri ise Şekil 4.5'te görülmekte olup $\delta^{18}\text{O}$ değerlerinin profilinden tamamen farklı bir profile sahiptir. $\delta^{13}\text{C}$ değerleri -7.97 ile -1.80‰ arasında değişirken ortalama değer -3.95‰'dir. Ta-10 dikitinde $\delta^{13}\text{C}$ değerlerinde $\delta^{18}\text{O}$ değerlerinden farklı olarak daha düşük değerlere daha alt seviyelerde 128 mm'den itibaren geçilmektedir. Genel olarak değerlendirildiğinde ise ortalama $\delta^{13}\text{C}$ değeri $\delta^{18}\text{O}$ değerine göre daha pozitif yakındır.



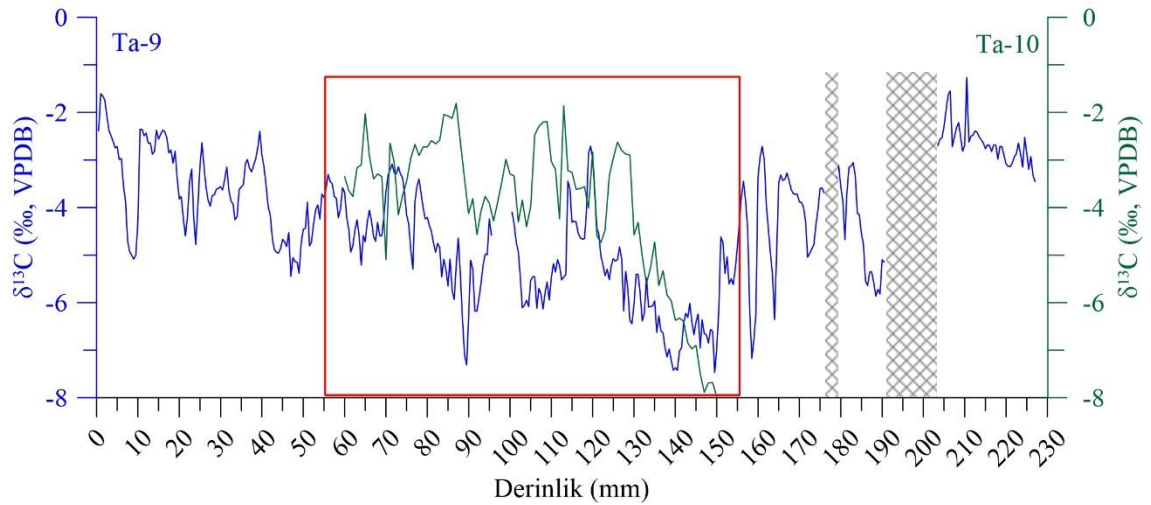
Şekil 4.5. Ta-10 dikiti $\delta^{13}\text{C}$ değerlerine ait profil. $\delta^{13}\text{C}$ değerlerinin daha derinlerde daha negatif değerlere geçtiği görülmektedir

Ta-9 ve Ta-10 dikitlerine ait $\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^{13}\text{C}$ değerlerinin grafiklerinden ve elde edilen sayısal değerlerden her iki dikitin değişim profilleri aynıdır. Ta-9 dikitinde ve Ta-10 dikitinde $\delta^{13}\text{C}$ değerleri, $\delta^{18}\text{O}$ değerlerinden daha az negatif ortalama değerine sahip olup, değişim aralığı $\delta^{18}\text{O}$ değerlerinden daha geniştir. Ta-9 ve Ta-10 dikitlerinin duraylı izotop değerlerinin hem sayısal olarak hem de değişim eğilimlerinin benzerlik göstermesi bu dikitlerin izotop bileşimlerinin aynı faktörler tarafından kontrol edildiğini ve çökelinin izotopik dengeye yakın olduğunu göstermektedir. Aynı mağaradan farklı

dikitlerin duraylı izotop bileşimlerinin benzerliğinin izotopik dengede çökeltimin araştırılmasında kullanılmaktadır (Wang vd. 2001). Ta-9 ve Ta-10 dikitlerine ait değerler kendi içlerinde karşılaştırılacak şekilde grafikler oluşturulmuş olup aşağıda görülmektedir.



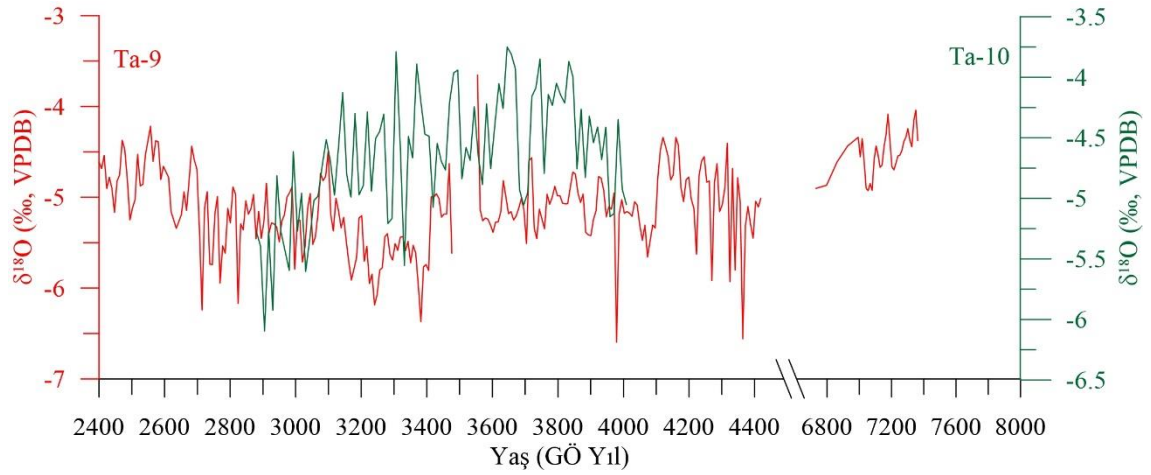
Şekil 4.6. Ta-9 ve Ta-10 dikitlerine ait $\delta^{18}\text{O}$ değerlerinin karşılaştırılması. Kırmızı eğri Ta-9 dikitine ait olup, koyu yeşil eğri Ta-10 dikitinin değerlerini temsil etmektedir. Her iki dikitin değerlerinin kesiştiği derinlik kırmızı kutu içerisinde gösterilmektedir. Eğrilerin değişim hareketlerinin birbirine benzer olduğuna dikkat edilmelidir



Şekil 4.7. Ta-9 ve Ta-10 dikitlerinin $\delta^{13}\text{C}$ değerlerinin karşılaştırma grafiği. Mavi eğri Ta-9 dikitinin $\delta^{13}\text{C}$ değerlerine ait grafiği, $\delta^{13}\text{C}$ koyu yeşil renkli eğri Ta-10 dikitinin $\delta^{13}\text{C}$ değerlerine ait grafiği temsil etmektedir. Bir önceki grafiğe benzer şekilde iki dikitin değerlerinin kesişimi olan derinlik kırmızı kutu ile gösterilmiştir. $\delta^{13}\text{C}$ değerlerindeki değişimlerinin benzerliği çok net görülmektedir

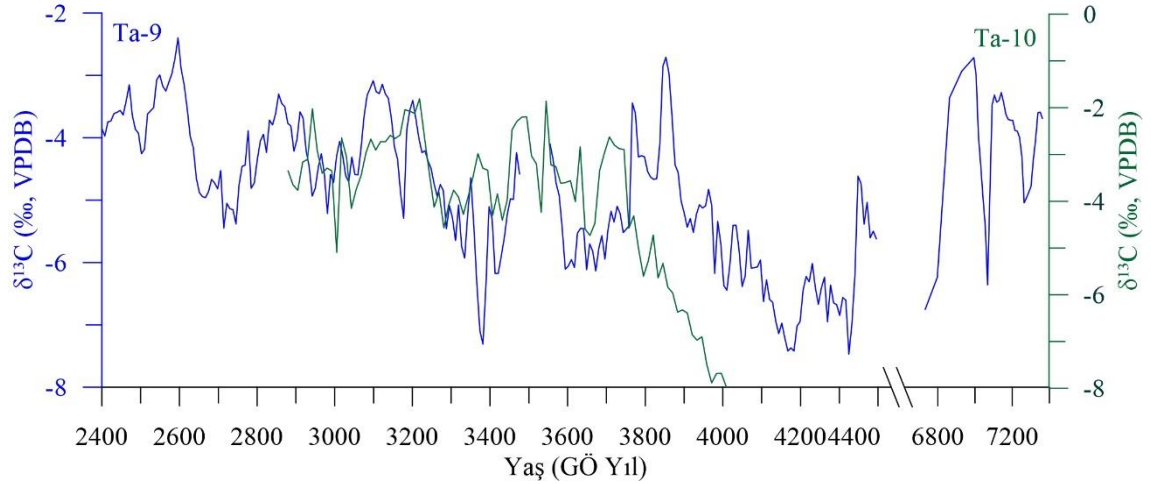
Son olarak ise Ta-9 ve Ta-10 dikitlerinin duraylı izotop değerlerinin zamana karşı değişimlerini gösteren grafikler (Şekil 4.8 ve Şekil 4.9) oluşturulmuştur. Ta-9 dikitinin $\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^{13}\text{C}$ değerlerinde ~GÖ 7425 yıl ile GÖ 15364 yıl arasında olası hiyatusların yorumlama sırasında hataya sebep olmasını engellemek için belirtilen aralığa karşılık gelen değerler grafiğe aktarılmamıştır. $\delta^{18}\text{O}$ değerleri ele alındığında ise Ta-9 dikitinde hiyatusun daha yaşlı bölüme diğer bir ifade ile GÖ 6993±266 yıl ile yaklaşık GÖ 7400

yıl aralığına karşılık gelen değerlerde net bir değişim eğilimi görülmemekle birlikte daha negatif değerlere doğru bir azalma söz konusudur (Şekil 4.8). Orta-Geç Holosen aralığında ise her iki dikite ait $\delta^{18}\text{O}$ değerleri anlamlı değişimler göstermektedir. Ta-9 dikitinde GÖ 4400 ile GÖ 4200 yıllarını kapsayan aralıkta $\delta^{18}\text{O}$ değerleri daha negatif değerlere ulaşmaktadır. GÖ 4200 yıl ile GÖ 4100 yılları arasında ise $\delta^{18}\text{O}$ değerleri artış göstermektedir. Devamında GÖ 4000 ile GÖ 3400 yılları arasında ise $\delta^{18}\text{O}$ değerleri dikitin daha genç kısımlarına göre artış göstermektedir. GÖ 3400 yıldan sonrasında ise 200 yıllık bir periyotta negatif değerler görülmekle birlikte özellikle GÖ 3280 yıl ile GÖ 3000 yıl aralığında $\delta^{18}\text{O}$ değerlerinde ciddi bir artış meydana gelmektedir. Ta-10 dikitinin $\delta^{18}\text{O}$ değerleri incelendiğinde ise elde edilen değerler Şekil 4.8'de görüleceği üzere GÖ 4000 yıl ile GÖ 2880 yıl aralığına karşılık gelmektedir. Ta-10 dikitinin $\delta^{18}\text{O}$ değerleri Ta-9 dikitine göre daha yüksek değerler göstermekle birlikte, her iki dikite ait değerlerin benzer değişimleri gösterdikleri aralıklardan bir tanesi GÖ 3300 yıl ile GÖ 2800 yıl aralığıdır. Ta-9 dikitinde GÖ 2700 yıldan GÖ 2400 yıla kadar olan aralıkta ise $\delta^{18}\text{O}$ değerleri net bir şekilde pozitif yönde artış eğilimindedirler.



Şekil 4.8. Ta-9 ve Ta-10 dikitlerinin $\delta^{18}\text{O}$ değerlerinin zamana karşı değişimleri. Kırmızı eğri Ta-9 dikitine ait değerleri temsil ederken, koyu yeşil renkli eğri Ta-10 dikitinin değerlerini göstermektedir

$\delta^{13}\text{C}$ değerlerinin zamana karşı değişimlerini gösteren grafik Şekil 4.9'da görülmektedir. Derinliğe karşı değişimlerde de bahsedildiği gibi $\delta^{13}\text{C}$ değerlerindeki değişim aralığı geniştir. Özellikle hiyatus öncesi GÖ 6690 yıl ile GÖ 7425 yıl aralığında en geniş salınım görülmektedir (Şekil 4.9).



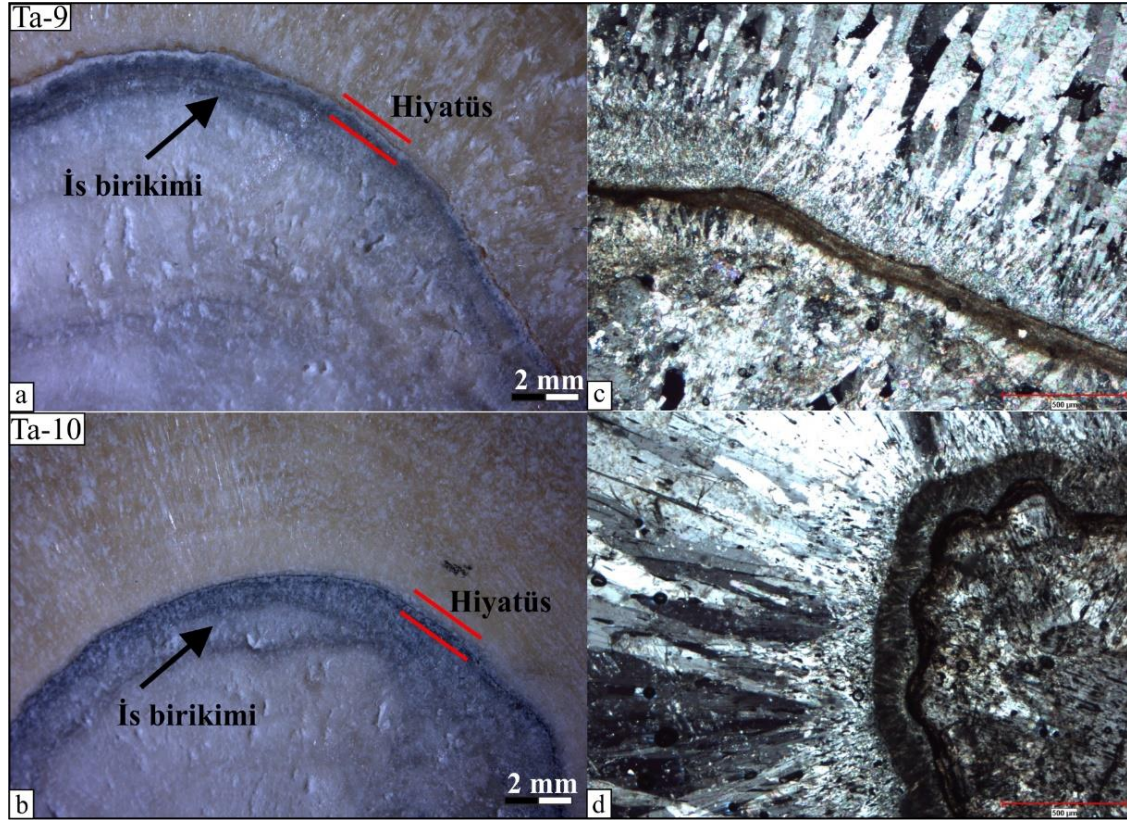
Şekil 4.9. Ta-9 ve Ta-10 dikitlerinin $\delta^{13}\text{C}$ değerlerinin zamana karşı değişimleri. Mavi eğri Ta-9, koyu yeşil eğri ise Ta-10 dikitine ait değerleri göstermektedir

Ta-9 dikitinde GÖ 4400 yıl ile GÖ 4200 yıl aralığında $\delta^{13}\text{C}$ değerleri en negatif değerine ulaşmaktadır. Ta-9 dikitinde GÖ 4180 yılından, Ta-10 dikitinde ise GÖ 4000 yılından itibaren artmaya başlayan $\delta^{13}\text{C}$ değerleri sürekli artarak sırasıyla GÖ 3850 yılı ve GÖ 3700 yılında en yüksek üçüncü ve ikinci değerlerine ulaşmaktadır. Yaklaşık GÖ 3400 yılı civarında tekrar azalma eğilimine geçen $\delta^{13}\text{C}$ değerleri GÖ 3300 yılından itibaren her iki dikitte artmaya başlayarak GÖ 3200 yılı ile GÖ 3000 yılı aralığında artan değerler sergilemektedirler. Ta-9 dikitinin $\delta^{13}\text{C}$ değerleri GÖ 2600 yılında en yüksek değerine ulaşarak sonrasında tekrar azalmakta fakat bu azalma önceki yıllara oranlandığında artış eğiliminin tam anlamıyla bozulmadığını göstermektedir.

Şekil 4.8 ve Şekil 4.9 birlikte ele alındığında Ta-9 ve Ta-10 dikitlerinin $\delta^{18}\text{O}$ değerleri belirli aralıklarda benzer değişimler sergilerken, $\delta^{13}\text{C}$ değerleri kapsadıkları zaman aralıklarında neredeyse birebir aynı hareketi sergilemektedirler. Özellikle GÖ 4200 yıl sonrasında her iki dikitteki artışlar önemli derecede birlikte gerçekleşmektedir. Meydana gelen farklılıkların değerlendirilmesinde ise örnekleme aralığındaki farkın göz önünde bulundurulması gerekir. Sonuçta Ta-9 dikitinden Ta-10 dikitine göre daha yüksek çözünürlüğe ulaşılmıştır. Ayrıca sonuç olarak iki farklı dikit olmaları itibariyle gözlemlenen benzerlikler kritik önem arz etmektedirler.

4.3. SEM ve İnce Kesit Görüntülemeleri

Tabak Mağarası örnekleri Ta-9 ve Ta-10 örnekleri önce stereomikroskop altında, sonrasında bu iki dikite ek olarak Ta-11 dikiti de ilave edilerek taramalı elektron mikroskobu (SEM) altında incelenmiştir. En son ise Ta-9 ve Ta-10 dikitlerinden kesilen ve is seviyelerini içeren parçalar ince kesit yaptırılmıştır. Ta-9 ve Ta-10 dikitlerine ait stereomikroskop görüntüleri ve ince kesit görüntüleri Şekil 4.10'da görülmektedir.

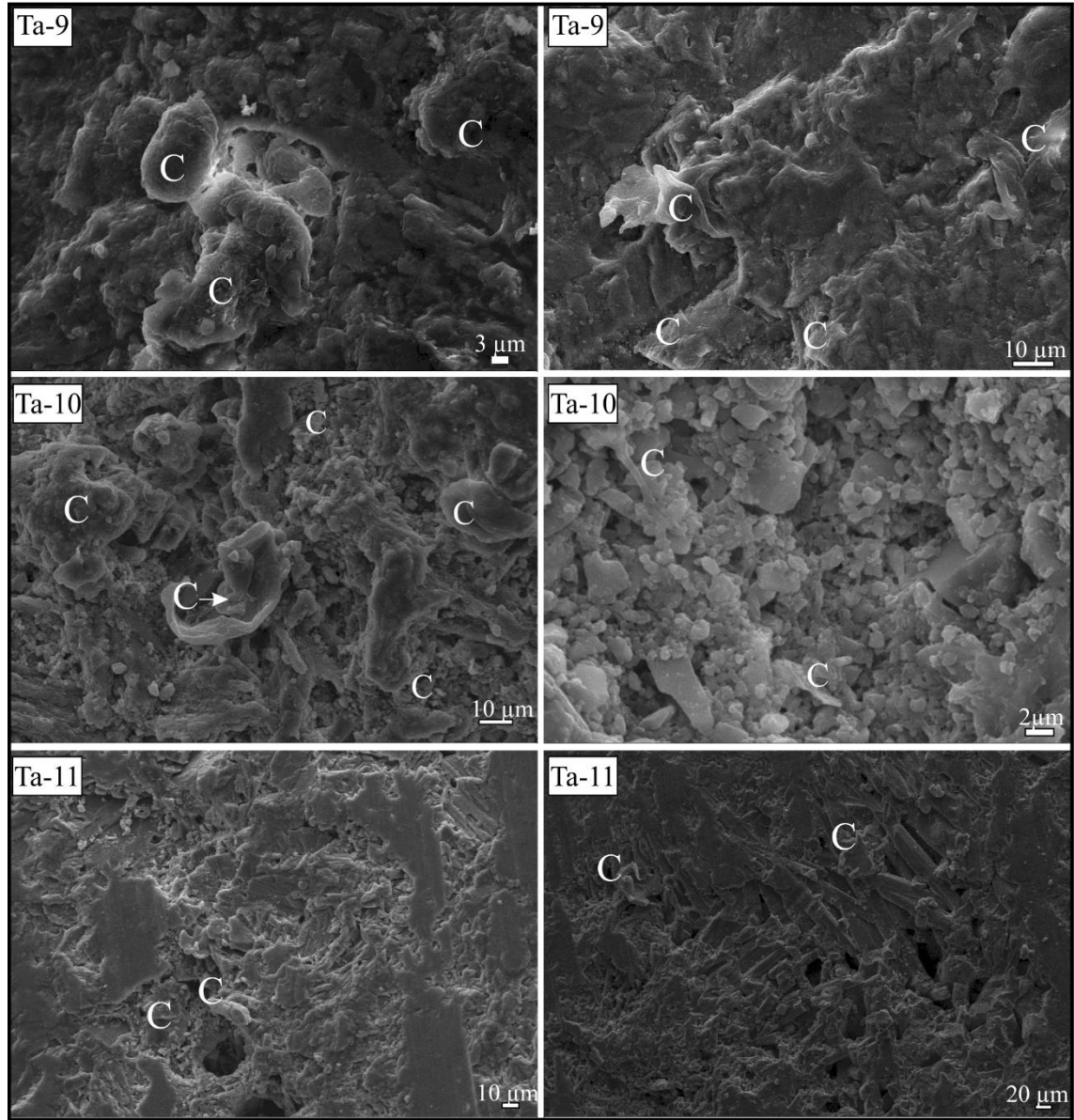


Şekil 4.10. Ta-9 ve Ta-10 dikitlerine ait mikroskop ve ince kesit görüntüleri. **a)** Ta-9 dicitinin mikroskop altındaki görüntüsü; **b)** Ta-10 dicitinin mikroskop altındaki büyütülmüş görüntüsü. Her iki görüntüde is seviyeleri siyah ok ile işaret edilmiştir. İs birikimlerinin yukarı yönde bitmesinden sonra Ta-9 dicitinde boşluklu bir dokanak ile üst bölüme geçilirken, Ta-10 dicitinde bu geçiş keskin bir dokanak ile olmaktadır; **c)** Ta-9 dicitine ait parçanın ince kesitinin görüntüsü; **d)** Ta-10 dicitine ait parçanın ince kesit görüntüsü. İnce kesitlerde kalsitin dokusunun is seviyelerinin öncesinde ve sonrasındaki değişimleri açıkça görülebilmektedir. Bunun yanı sıra bu farklılık, doğrudan mikroskop altındaki görüntülerde de ayırt edilebilmektedir

Stereo mikroskop görüntülerinde yakından incelenen en koyu siyah is seviyesinin tek bir çökelden çok birden fazla is birikiminden oluştuğu görülmektedir (Şekil 4.10). Yaş analizinde bu seviyenin tam altından ve üstünden alınan yaş verilerinin de eşit çıktığı daha önce belirtilmiştir. Ta-9 dicitinde ve Ta-10 dicitindeki yaş değerleri yoğun is birikimi görülen seviyenin öncesinde veya sonrasında kalsit depolanmasının durduğunu yani hiyatüs varlığını göstermektedir. Mikroskop görüntüsünde bu bölgeye yakından bakıldığında is birikimlerinin hiyatüs oluşumundan önce olduğunu gösteren bulgular mevcuttur. Tam is seviyesinin bittiği yerde her iki dicitte de boşluklu, keskin bir dokanak görülmektedir. Şekil 4.10'da geçişler kırmızı çizgiler ile gösterilmiştir. Bu da birikimin burada duraksadığına işaret etmektedir. Bir diğer nokta çökelen kalsitin dokusu is seviyelerinin öncesinde ve sonrasında farklılık göstermektedir. Bu değişimin dicitlere ait ince kesitlerde net şekilde görülmektedir. Şekil 4.10c ve Şekil 4.10d'de kalsitin dokusu is katmanından sonra kalsitin kolonlar şeklinde çökmeye başladığı izlenmektedir. Ayrıca yine ince kesit görüntülerde is birikimlerinden sonra meydana gelen hiyatüs yine keskin geçişler ile ayırt edilebilmektedir.

Yanan ateşten çıkan is ve yanmış odun kömürü parçalarının birikimi olarak düşünülen seviyelerin detaylı kontrolünü sağlamak için aynı bölgelerden taramalı

elektron mikroskobu ile görüntü alınmıştır ve elde edilen görüntüler Şekil 4.11’de verilmiştir. Şekil 4.11’e göre özellikle Ta-9 ve Ta-10 dikitlerinde is parçaları net şekilde görülmektedir. Ta-11’de ise diğer iki dikitte olduğu kadar net bir görüntü elde edilememiştir. Ta-9 ve Ta-10 dikitlerinin bünyesindeki bu parçalar hem yansıma özellikleri hem de amorf şekilleri ile karbon parçaları olarak ayırt edilmiştir. Buna ek olarak dikitlerin incelenen bölgelerinde yanık odun kömürü (charcoal) parçalarına rastlanmamıştır. Fakat bazı noktalarda odunsu dokuya ait zincir halka yapılarının, özellikle Ta-11 dikitinde olmak üzere, olabileceği öngörülmüş ancak farklı açılardan detaylı inceleme gerektiğinden ve yeterli bütçe olmamasından dolayı bu yapıların tekrar incelenmesi daha sonraki çalışmalara bırakılmıştır.



Şekil 4.11. Ta-9, Ta-10 ve Ta-11 dikitlerindeki is ve yanmış odun parçaları olduğu düşünülen seviyelerden elde edilen SEM görüntüleri. Görüntü üzerine karbon olduğu belirlenen parçalar C simgesi ile gösterilmiştir

5. TARTIŞMA

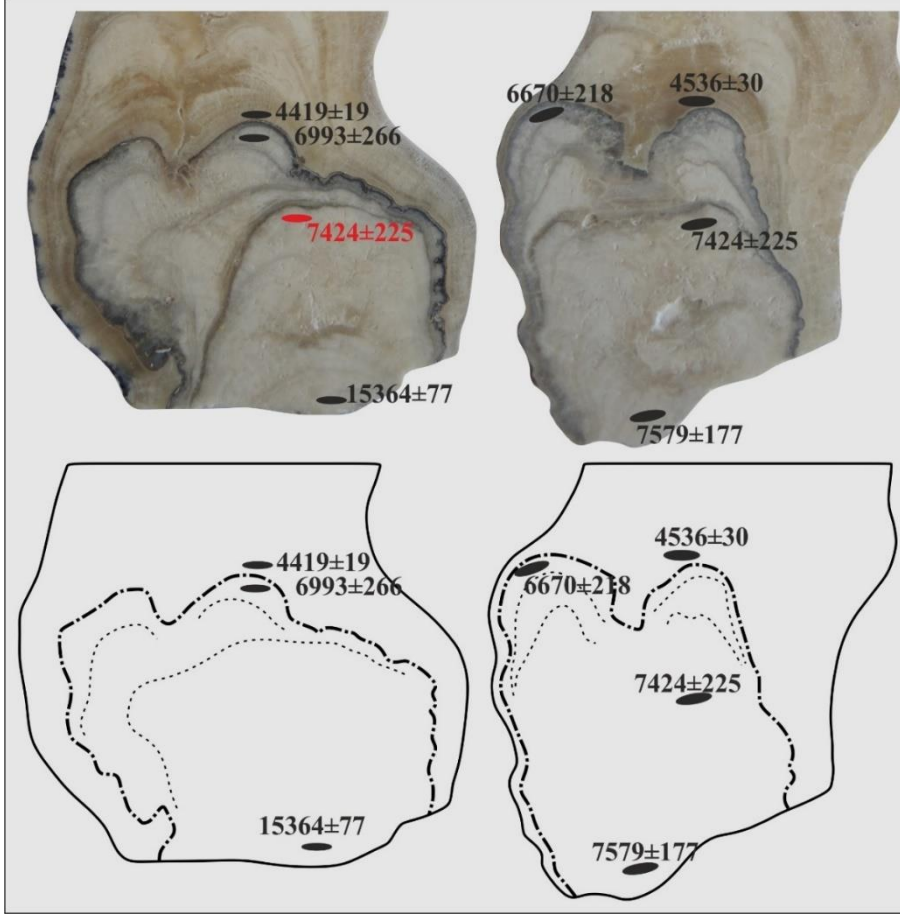
5.1. İnsan İzlerinin Araştırılmasında Dikitlerin Kullanımı

Speleotemler kesin olarak yaşlandırılabilmesi ve yüksek çözünürlükte geçmiş iklim kayıtlarını sağlayabilmeleriyle paleoiklim çalışmalarında önemli hale gelmektedir. Çoğunlukla ve bu tez kapsamında da öncelikli olarak paleoiklimsel çıkarımlarda kullanılan bu jeolojik arşivler son yıllarda bu özelliklerine ek olarak mağara içindeki ve çevresindeki insan varlığını farklı şekillerde kaydedebilme potansiyelleri açısından da ele alınmaktadır (Kennett vd. 2002; Pike vd. 2012; Jaubert vd. 2016; Pike vd. 2017; Westaway vd. 2017). Dikit ve sarkıtların ^{230}Th yöntemiyle hassas olarak yaşlandırılması, mağara içi çökeller veya mağara duvarındaki çizimler ile birlikte hominin evrimi, davranışları ve bilişsel yetenekleri ile ilgili önemli bilgiler sunmaktadır (Liu vd. 2015). Buna ek olarak dikitlerin içerisinde veya mağara duvarlarında is kalıntılarının insan aktivitesi ile ilişkilendiren çalışmalar da literatürde yerini almıştır (Gradziński vd. 2003; Verheyden vd. 2006; Gradzinski vd. 2007; Šebela vd. 2017; Vandeveldel vd. 2017). Dikitlerdeki is katmanlarının jeoarkeolojik açıdan önemi ise yeteri kadar irdelenmemiştir. Tez çalışması kapsamında Tabak Mağarası'ndan toplanan dikitlerle birlikte is ve odun kömürü kalıntıları içeren Kocain Mağarası'na ait Ko-1 dikiti ve Geyikbayırı Mağarası'na ait Ge-1 dikiti kullanılarak, dikitlerin insan izlerinin araştırılması ve jeoarkeolojik malzeme olarak kullanımı açısından potansiyelleri araştırılmıştır.

Bitkilerin yakılması sonucu arda kalan is parçaları amorf inorganik karbon bileşiklerdir (Patterson III vd. 1987; Marlon vd. 2013) ve rüzgar ve su ile taşınarak göl sedimanları (Turner vd. 2008; Lehndorff vd. 2015), speleotemler (Gradziński vd. 2003; Gradzinski vd. 2007; Šebela vd. 2017), denizel sedimanlar (Rimmer vd. 2015) gibi farklı jeolojik depolanma ortamlarında birikebilmektedirler. Farklı depolanma ortamlarında karşılaşılan is ve odun kömürü (charcoal) kalıntılarının kullanımları, elde edilen kalıntıya göre farklılık göstermektedir. Bu malzemeler tarih öncesi insanların aktivitesini yaşlandırmak için kullanılırken (Gradziński vd. 2003; Otte vd. 2003), bir başka örnekte eski çevresel koşulların araştırılmasında (Turner vd. 2008; Vanniere vd. 2011; Masi vd. 2013; Šebela vd. 2017) veya eski yangınlar ile insan-çevre etkileşiminin araştırılmasında (Scott 2000; Marlon vd. 2009; Scott 2010; Zhao vd. 2017) kullanılmıştır. İs katmanlarını içeren dikitler, mağarada insanların bulunma zamanını kesin olarak verebilme ve aynı örnekten bu dönemlerin iklimsel ve çevresel koşullarının kaydını sağlayarak iklim ve insan ilişkisinin doğrudan ve net bir şekilde araştırma potansiyelini içermektedir. Daha önceki bölümlerde de belirtildiği gibi U-Th yaşlandırması ile 600000 yıl geriye kadar yaşlandırılabilen dikitler aynı zamanda U-Pb yöntemiyle milyon yıl düzeyinde yaşlandırılma imkanına sahiptir ve böylece paleoantropolojik ve arkeolojik çalışmalara katkı sağlayabilir.

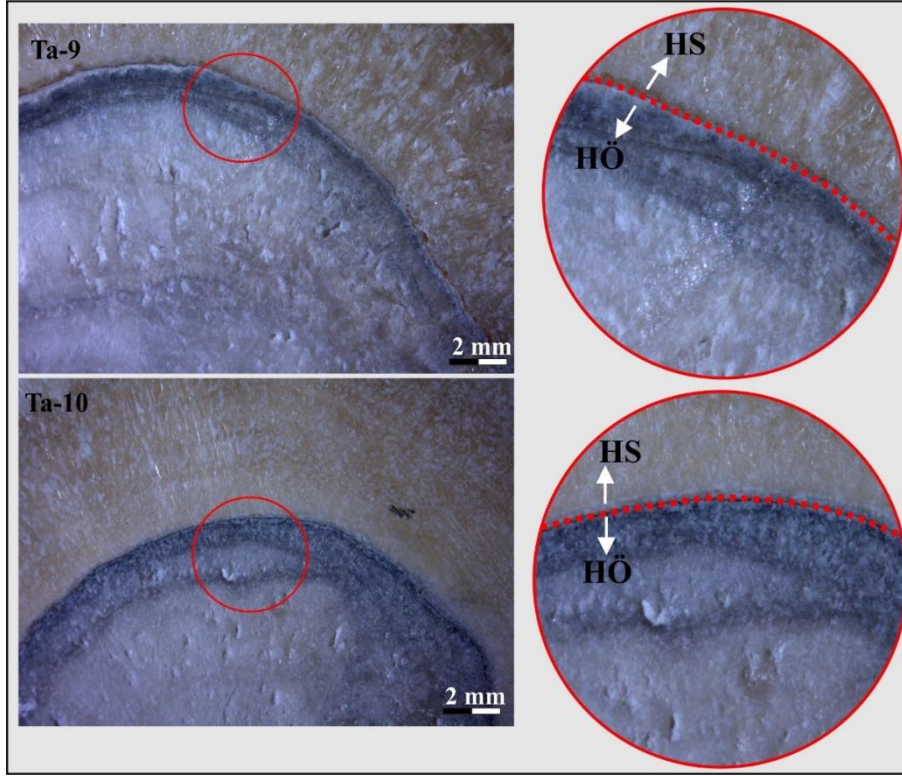
Tabak Mağarası dikitlerinin hemen hepsinin is katmanlarını içermesi (Şekil 3.7), bu durumun mağara içerisinde yaygın bir biçimde gerçekleştiğini göstermekle birlikte, Ta-9 ve Ta-10 dikitlerinde yapılan yaşlandırma sonuçlarında (Şekil 4.1) elde edilen sonuçlar özellikle bu iki dikitte is birikimlerinin aynı zamanda ve aynı nedenler ile çökeldiğini göstermektedir. Şekil 5.1'de dikitlerin çizimlerinde daha net görüleceği üzere Ta-9 dikitinde yaşlandırma noktasının is seviyelerine olan mesafesi ile Ta-10 dikitinde aynı bölgesi yaşlandırma noktasının is seviyesine olan mesafesi farklıdır. Bu mesafelerde doğrusal bir ilişki kullanılarak yapılan çökelim hızı hesaplarında Ta-10 dikitinde 0.0425

mm/yıl, Ta-9 dicitinde ise 0.046 mm/yıl elde edilmiştir. Böylelikle Ta-9 dikiti ve Ta-10 dicitinde is katmanlarının çökelim yaşı GÖ 6900 ile GÖ 6700 yılları arasında çıkmaktadır. Ayrıca Ta-10 dicitinde GÖ 6670 ile GÖ 7425 yılları arasında ek is seviyeleri yer almaktadır (Şekil 5.1).



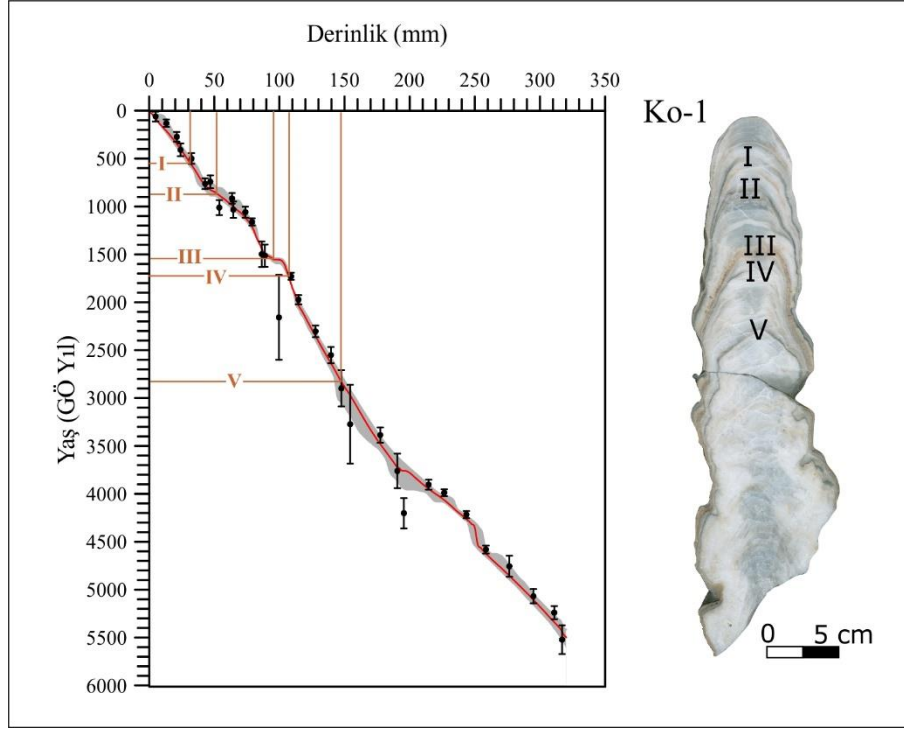
Şekil 5.1. Ta-9 ve Ta-10 dicitlerinin is birikimi içeren bölümleri ve bu bölümlere ait çizimler. Altta yer alan çizimlerde noktalı çizgi ile ifade eden is seviyesi gösterge seviye olup, kısa çizgiler ile gösterilenler ise ek is seviyelerini temsil etmektedir

Ta-9 ve Ta-10 dicitlerindeki is katmanlarının oluşumu ile ilgili diğer önemli nokta ise Şekil 5.2’de görüldüğü üzere katmanların oluşumu hiyatüsten önce tamamlanmıştır. Bu durum is katmanlarının oluşum zamanı ile ilgili bulguları desteklemektedir. Ayrıca mağaranın her ne amaçla ziyaret ediliyorsa bu hiyatüs sonrasında ziyaret edilmediğini veya içeride ateş yakılmadığını göstermektedir. Bu sebeplerle hiyatüsün zamanı ve is katmanlarının oluşumu arasındaki ilişki önemlidir.



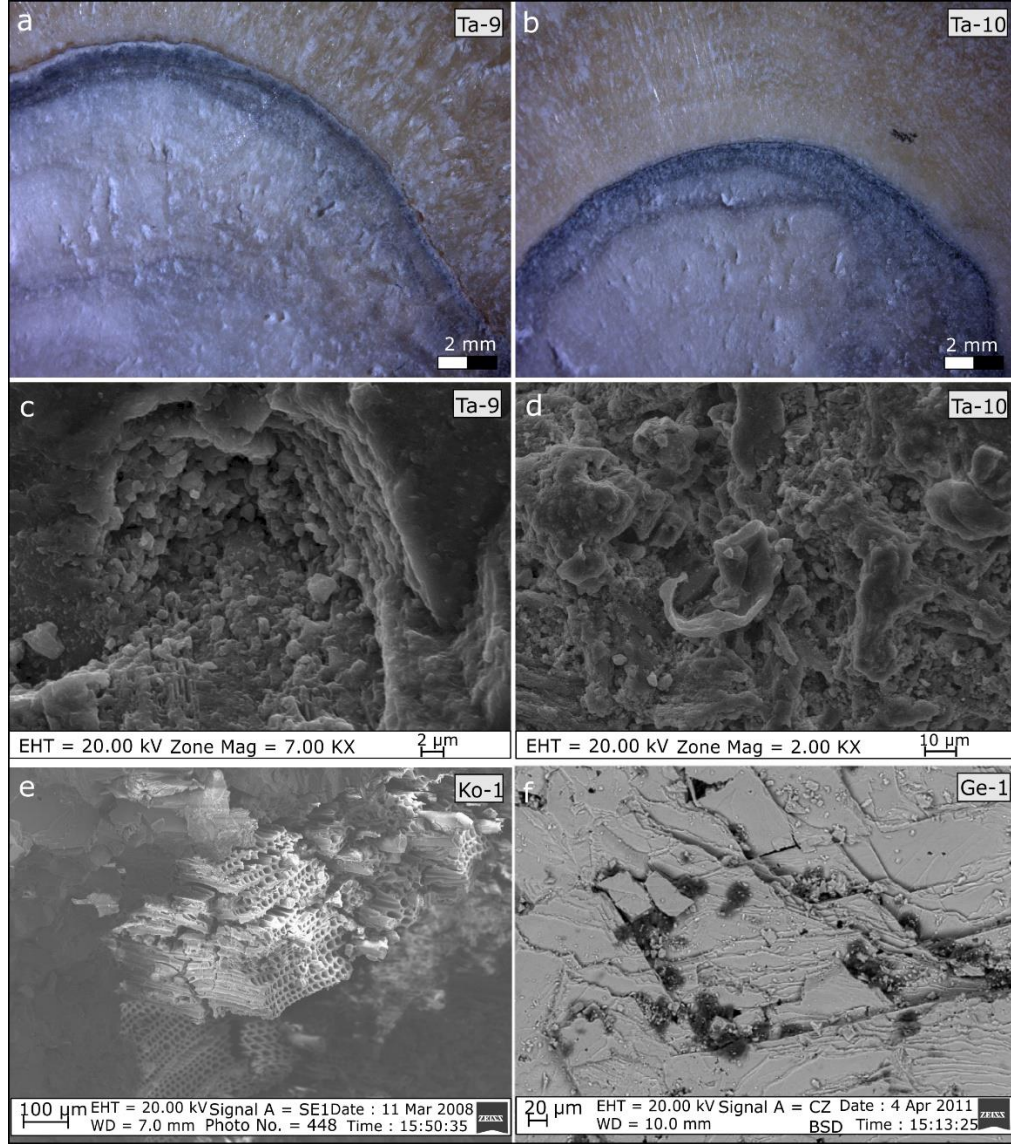
Şekil 5.2. Ta-9 ve Ta-10 dicitlerinde görülen is seviyelerinin mikroskop görüntüsü. HS: Hiyatüs Sonrası, HÖ: Hiyatüs Öncesi

Kocain Mağarası'ndan alınan Ko-1 dicitinde yapılan yaş analizleri(Göktürk 2011) kullanılarak oluşturulan derinlik yaş modeline (Şekil 5.3) göre ise bu dicit içerisindeki is seviyesi çökelimleri MS 1480, MS 1140, MS 450, MS 220 ve MÖ 880 yıllarına karşılık gelmektedir. Şekil 5.3'te görülen Ko-1 dicitinde is seviyeleri Roma rakamları (I-V) ile gösterilmiştir. Ko-1 dicitinde is ve odun kömürü parçalarının oluşturduğu katmanların yaşları göz önüne alındığında Tabak Mağarası'ndan tamamen farklı zamanlarda çökelimin gerçekleştiği görülmektedir. Geyikbayırı Mağarası'ndan alınan Ge-1 dicitinde (Şekil 3.7) yapılan yaşlandırmalarda ise is katmanlarının GÖ 20630±3150 ile GÖ 30975±1250 yılları arasında oluştuğu tespit edilmiştir. Sonuç olarak üç mağarada is ve odun kömürü parçalarının oluşturduğu katmanların yaşları birbirinden farklı çıkmaktadır. Üç mağaraya ait dicitlerin içerisindeki katmanlardan yapılan ve oluşumların is ve odun kömürü parçası olduğunu gösteren SEM sonuçları Şekil 5.4'te görülmektedir.



Şekil 5.3. Ko-1 dikitine ait ^{230}Th yaş sonuçları (Göktürk 2011) kullanılarak oluşturulan derinlik-yaş modeli ve Ko-1 dikiti. Dikit üzerindeki Roma rakamları bu dicitin içerisindeki katmanları göstermektedir

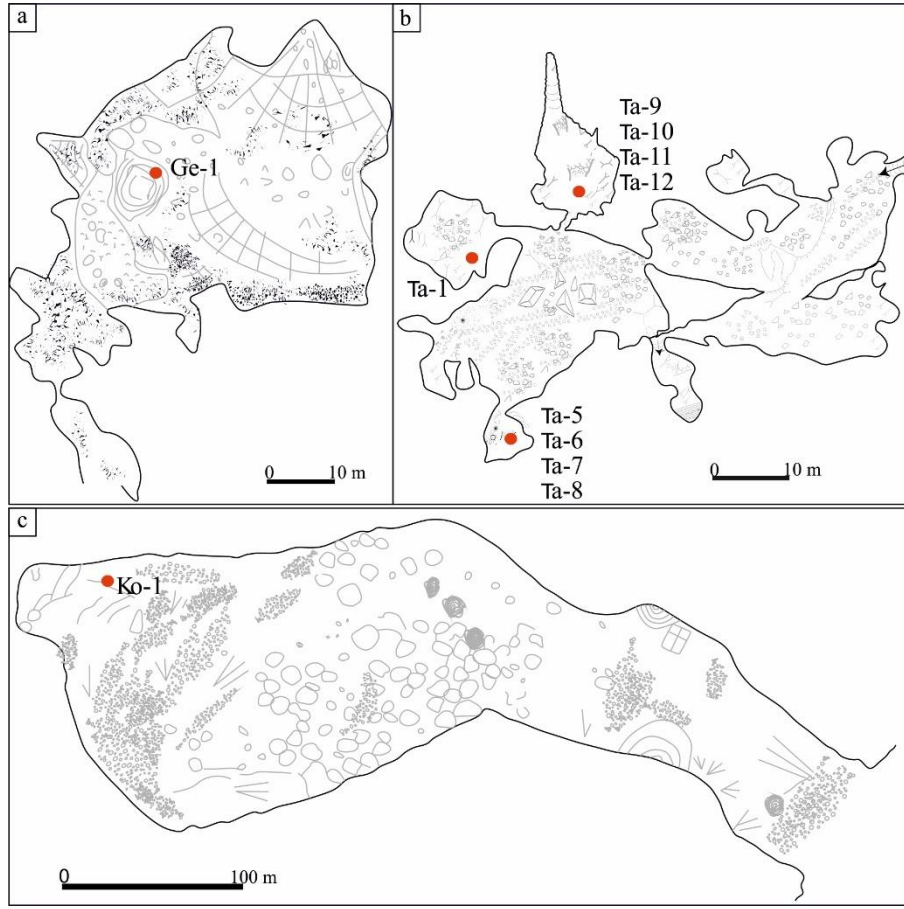
Şekil 5.4'te Ta-9 ve Ta-10 dikitine ait stereomikroskop görüntüleri (Şekil 5.4a, Şekil 5.4b), yine Ta-9 ve Ta-10 dikitlerine ait SEM görüntüleri (Şekil 5.4c ve Şekil 5.4d), Ko-1 dikitine ait SEM görüntüsü (Şekil 5.4e) ve Ge-1 dikitine ait SEM görüntüsü (Şekil 5.4f) yer almaktadır. SEM görüntüleri özellikle Ta-9 ve Ta-10 içerisindeki is seviyelerinin net görülmesi, Ko-1 dikitinde odun kömürü parçalarının kendilerini odunsu yapı ile göstermesi açısından önemlidir. Ayrıca stereomikroskop görüntülerinde Ta-9 ve Ta-10 dikitlerinde is katmanlarının öncesinde ve sonrasında oluşan kalsitin renginin ve dokusunun farklı olması da hiyatüs sonrasında çökelim koşullarında değişikliği göstermektedir. Kalsitin dokusunda meydana gelen değişim Şekil 4.10'da ince kesit görüntüleri ile desteklenmektedir.



Şekil 5.4. Ta-9, Ta-10, Ko-1 ve Ge-1 dikitlerine ait stereomikroskop ve SEM görüntüleri. **a)** Ta-9 dikitindeki isli seviyenin stereomikroskop görüntüsü; **b)** Ta-10 dikinin içerisindeki isli seviyenin stereomikroskop altındaki görüntüsü; **c)** Ta-9 dikitine ait SEM görüntüsü. Buradan yeniden kristallenmeler görülmektedir; **d)** Ta-10 dikinin isli bölgesinin SEM görüntüsü. Amorf yapı inorganik karbon parçası görülebilmektedir; **e)** Ko-1 dikitindeki is ve odun kömürü kalıntı parçalarının SEM görüntüsü; **f)** Ge-1 dikitindeki isli noktanın SEM görüntüsü

Bu noktada dikitlerin içerisindeki is birikiminin kaynağının doğrudan insan kaynaklı mı yoksa mağara yakınlarında çıkan bir yangın veya mağara üzerinde süzülen suyun içeriğiyle ilişkili olup olmadığı sorusu ortaya çıkmaktadır. Dikitlerin bünyesindeki siyah renkli katmanlar tek tek incelendiğinde kalınlıkları 0.8 cm altındadır. Ayrıca is parçaları karbonatla çimentolanmış haldedir. Üç mağaradan alınan dikitlerin mağara içerisinde alındıkları bölümler Şekil 5.5'te görülmektedir. Noktaların mağara girişinden çok uzakta olması is parçalarının mağara içerisinde bu noktalara dışardan rüzgarla taşınma ihtimalini düşürmektedir. Ayrıca SEM görüntülerinde veya makro olarak başka karbonat dışı tane görünmemesi bu is parçalarının mağara sızan su ile gelme ihtimalini de ortadan kaldırmaktadır. Aksi halde başka detritik malzemenin de görülmesi gerekirdi.

Tüm bunlara ek olarak is parçalarının hidrofobik özellikte olması mağara üzerindeki topraktan su ile gelmesi olasılığını da dışarıda bırakmaktadır.



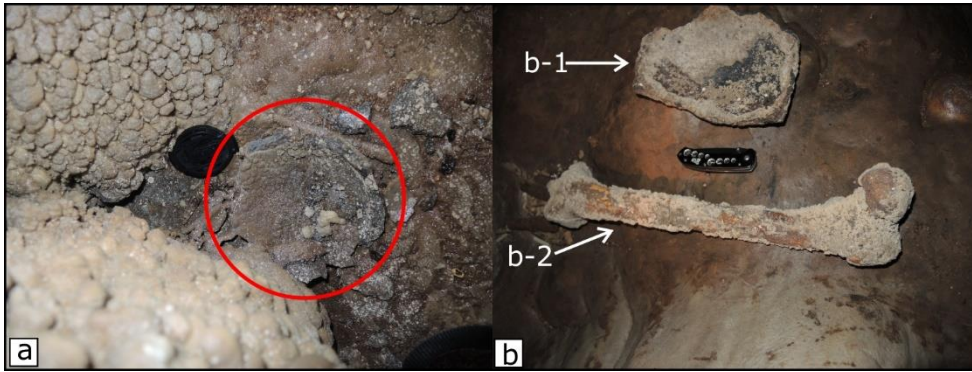
Şekil 5.5. Dikitleerin mağaralardan alındığı noktaları gösteren haritalar. **a)** Geyikbayırı Mağarası; **b)** Tabak Mağarası; **c)** Kocain Mağarası. Kırmızı ile gösterilen noktalar dikitleerin toplandıkları yerleri işaret etmektedir. (Haritalar TAYproject veri tabanından tekrar çizilerek ve değiştirilerek alınmıştır)

Odun kömürü ve is parçaları birden fazla şekilde oluşabilmektedir. Örneğin mağara dışında çıkan bir yangında bu parçalar mağaraya rüzgar ile veya büyük çatlaklardan mağarayı basan su ile getirilebilirler (Şebela vd. 2017). Ancak incelenen Tabak Mağarası ve diğer iki mağara için dikitleerin bünyesindeki is tabakaları insan aktivitesi ile ilişkilidir. Kocain Mağarası için bu mağara girişinde veya yakınlarında yakılan ateş, Tabak ve Geyikbayırı Mağaraları için ise mağaranın derin kısımlarında yakılan meşale is seviyelerinin kaynağı olabilir. Tabak Mağarası'nın girişi (Şekil 5.6) ve Geyikbayırı Mağarası'nın girişi dar ve dikey şekildedir. Bu tip bir giriş mağara içerisinde hava akımını ve dolayısıyla rüzgarla parça taşınmasını olanaksız bırakmaktadır. Ayrıca bu mağaralardan toplanan örnekler mağaranın derin kısımlarındandır ve mağaralarda girişten uzaklaştıkça odun kömürü ve is parçalarının taşınma olayı azalmaktadır (Gradziński vd. 2003). Kocain Mağarası'nda ise durum farklıdır. Bu mağaranın girişi son derece büyük olup yaklaşık 70 m genişliğe ve 20 m yüksekliğe sahiptir. Ayrıca mağaraya yatay bir şekilde girilebilmekte, bugün birçok insan için piknik alanı oluşturmaktadır. Bu tarz özellikler mağara içerisinde kuvvetli hava akımlarına sebep olabileceği için odun kömürü ve is parçalarının rüzgarla mağara içerisine taşınmış olma olasılığı oluşmaktadır.



Şekil 5.6. Tabak Mağarası girişi. Mağaranın ağzı güneye bakmaktadır

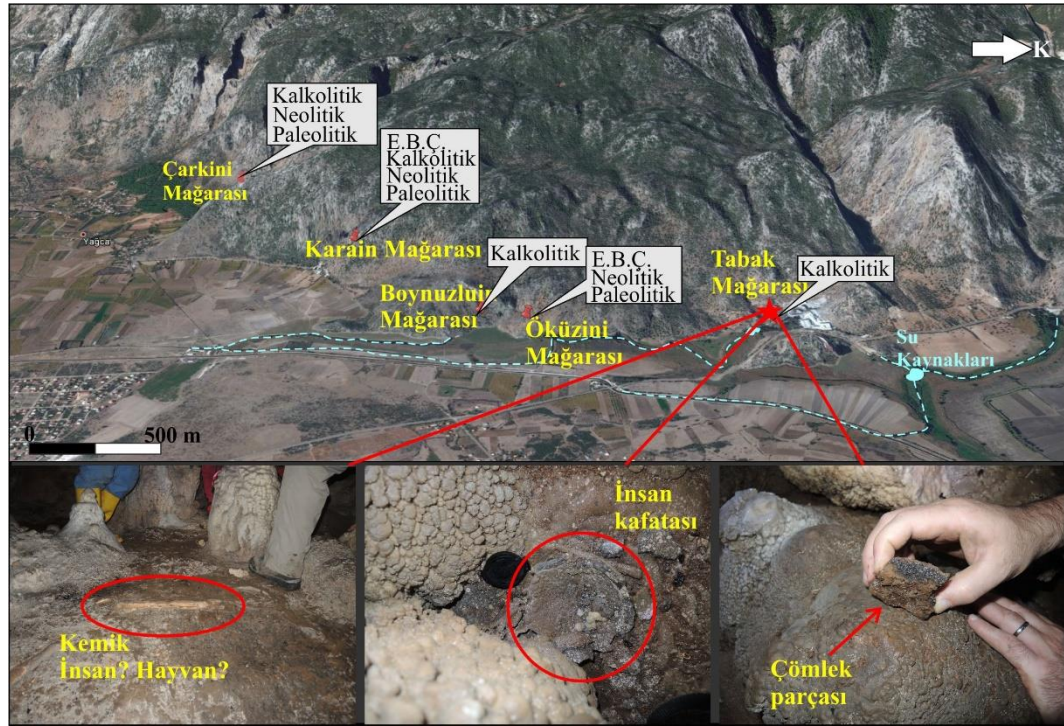
Ancak hem Kocain Mağarası hem de diğer mağaralar için is birikimlerinin insan kaynaklı olduğunu gösteren diğer kanıtlar mağaralarda gözlemlenen arkeolojik kalıntılardır. Tabak Mağarası içerisinde çalışmalar sırasında kemik, çömlek parçası gibi kalıntılar gözlemlenmiştir (Şekil 5.7). Bu parçaların iç yapılarının kararmış olması ve birçok malzemenin karbonat ile çimentolanmış olması yakın döneme ait olmadıklarını göstermektedir. Ayrıca Kocain Mağarası içerisinde bulunan ve Roma dönemine ait sarnıç ve 28 adet yazıt, bu mağaranın dönemsel olarak kullanıldığını göstermekte olup, Ko-1 dikitinin içerisindeki is katmanlarının farklı zamanlarda olmasını (Şekil 5.3) desteklemektedir. Tabak Mağarası ve Kocain Mağarası içerisindeki arkeolojik kalıntılar tez çalışmasının kapsamının dışında olduğu için arkeolojik olarak incelemeler yapılmamıştır.



Şekil 5.7. Tabak Mağarası içerisinde gözlenen kalıntılar. a) Karbonat ile çimentolanmış halde kafatası parçası kırmızı daire ile gösterilmektedir; b) b-1 çömlek parçası, b-2 muhtemel insan kemiği

Mağaralarda insan kaynaklı is ve odun kömürü birikimini destekleyen bir diğer kanıt ise mağaraların konumudur. Tabak Mağarası, Türkiye'nin Paleolitik, Neolitik ve

Kalkolitik arkeolojisi açısından önemli Karain Mağarası, Öküzini Mağarası, Boynuzluin Mağarası ve Suluin Mağarası gibi mağaralarda yakın konumdadır (Şekil 5.8). Bu mağaralara ek olarak ise bölgenin kuzeyinde çeşitli höyükler yer almaktadır. Mağara ve höyüklerde yapılan çalışmalara göre (Yalçinkaya vd. 1999, Yalçinkaya, 1994, 1991, 1987, Taşkiran vd. 2015, 2011, 1993, Umurtak 2005) mağara ve höyüklerde aynı zamanlarda özellikle de Kalkolitik dönemde insan varlığı söz konusudur. Arkeolojik çağlar açısından ise Neolitik'ten Kalkolitik'e geçiş Anadolu'da yaklaşık GÖ 8100 yılına, Kalkolitik'ten Bronz Çağı'na geçiş yaklaşık GÖ 5200 yılına karşılık gelirken, Levant bölgesinde aynı çağ geçişleri sırasıyla GÖ 7500 yılı ile GÖ 5350 yıllarına karşılık gelmektedir (Roberts vd. 2011). Karain Mağarası çalışmalarına göre (Yalçinkaya vd. 1999, Yalçinkaya 1994, 1991) ve Suluin, Boynuzluin ile Çarkini Mağaralarındaki arkeolojik çalışmalara göre (Taşkiran vd. 2015, 2011, 1993) insanlar bu mağaralarda aynı zamanda veya farklı zaman aralıklarında barınmışlardır. Bu veriler ise aynı çalışmalarda arkeolojik kalıntılar ile çömlek parçalarına dayandırılarak üretilmiştir. Bunlara ek olarak ise Taşkiran vd. (2013) Suluin Mağarası'nda radyokarbon yaşlandırması yaparak MÖ 5990 ve MÖ 5995-5810 yıl yaşlarına ulaşmış, bu yaş verilerinin Anadolu kronolojisi açısından erken Neolitik'i gösterdiğini ama elde edilen çömlek parçaları ile seramiklerin erken Kalkolitik'i gösterdiğini belirtmişlerdir. Sonuç olarak ise kesin olan şey bu bölgedeki mağaralarda günümüzden önce 7000-6000 yılları arasında insan izlerinin olması söz konusudur.



Şekil 5.8. Tabak Mağarası'nın konumu (üstte). Mağara içerisinde gözlemlenen kemik ve çömlek parçaları (altta), (E.B.Ç: Erken Bronz Çağ)

Ta-9 ve Ta-10 diktlerinden elde edilen ve kesinliği yüksek ^{230}Th yaşlarına göre en net şekilde görülen ve gösterge niteliğindeki is çökelişi eş zamanlı olup GÖ 6600-6800 yılları arasına karşılık gelmektedir. Arkeolojik zaman açısından bu yaşlar orta Kalkolitik tarafından kapsamaktadır. İs çökelişinden sonra ise diktelerde depolanma

durmuş ve yaklaşık ~2200 yıllık hiyatüs meydana gelmiştir. Burada is çökelimi hiyatüslerden önce gerçekleşmiş olup, hiyatüsten sonra ise dikitlerin üst kısımlarındaki oluşum sırasında herhangi bir is veya odun kömürü kalıntılarında oluşan seviye görülmemektedir. Şekil 5.1 ve 5.2 birlikte göz önüne alındığında siyah seviyelerin koyuluğunda bir derecelenme olduğu, en üstteki katmanın ek seviyelerden daha koyu siyah olduğu görülmektedir. Eğer koyuluk derecesi ile mağara içerisindeki insanların orada bulunmaları arasında doğru orantı olduğu şeklinde bir ilişki kurulursa, daha saydam olan ek is seviyelerinin daha az insan aktivitesinin, daha koyu siyah görünen en üstteki seviyelerin daha fazla insan aktivitesinin olduğu anlaşılır. Bu tarz bir değerlendirme Verheyden vd. (2006) tarafından yapılmıştır. Verheyden vd. (2006) çalışmasında kullanılan mağaradaki güncel örneklerde, mağara ziyaretçilerinin meşale kullanmaları sonucunda dikitlerin üzerinde yoğun bir şekilde is biriktiği, ziyaretçilerin meşale kullanımını bıraktığında ise dikitlerin tekrar beyaz renge döndüğü gözlenmiştir. Fransa'da bir diğer çalışmada Vandeveld vd. (2017), karbonat konkresyonları içerisindeki is katmanlarını mağaranın insanlar tarafından kullanılması ile ilişkilendirmişlerdir. Burada is katmanı sayılarına dayandırarak mağaranın insanlar tarafından minimum kullanım sayısını hesaplamışlardır. Her ne kadar is katmanlarının sayısı insanların mağarayı kaç kez kullandığını gösterir olarak önerilmiş olsa da burada kesin bir sayıdan daha çok bir yaklaşım olarak kabul edilmesi daha uygun olacağı belirtilmiştir (Gradziński vd. 2003). Bu doğrultuda Ta-9 ve Ta-10 dikitlerinin içerisinde ek is seviyeleri ile birlikte en yoğun görünen is katmanı Tabak Mağarası'nın insanlar tarafından birden fazla kez kullanıldığını göstermektedir. Ayrıca Şekil 5.2'de iki dikite ait mikroskop görüntüleri, en koyu is katmanlarının da tek bir oluşuktan ziyade, birden fazla seviyenin sık aralıklarla oluştuğunu göstermektedir. Bu da Tabak Mağarası'nın GÖ 6600-6800 yılları arasında sıklıkla insanlar tarafından ziyaret edildiğine işaret etmektedir. Bu çıkarım etraftaki mağaralardaki arkeolojik kayıtlar ile uyusmaktadır.

Zamanlama olarak insanların yerleşim için çoğunlukla açık alanları, höyükleri tercih ettiği bir dönemde insanların bu bölgede mağaraları kullanmalarının birkaç sebebi olabilir. Öncelikle güncel Antalya ilinin üzerine kurulu olduğu geniş bir traverten platosu Katran Dağı'nın hemen güneyinde yer almaktadır. Çevresi ise Batı Toros Dağları ile çevrilidir (Şekil 5.9). Bu tarz düz bir topoğrafya ve tatlı su kaynakları (Kırkgöz su kaynakları) Paleolitik, Neolitik ve Kalkolitik dönemlerinde insanlar için elverişli koşullar sağlamıştır. Ancak Tabak Mağarası'nda bu dönemlerde uzun süreli bir yerleşim olduğunu söylemek zordur. Çünkü gözlenen is katmanları oldukça ince ve periyodik olarak depolanmıştır. Diğer taraftan tatlı su hayatın devamı için en önemli bir gereklilik olup, Tabak Mağarası'nın çevresindeki su kaynakları (Şekil 5.8) mağaranın konumunu elverişli hale getirmektedir. Tatlı su insanların tüketimi için gerekli olmasının yanı sıra av hayvanları çekeceğinden Tabak Mağarası çevresinde yaşayan insanların burada kolay avlanmasını da sağlamış olmalıdır. Dikitlerin mağara içerisinde derin kısımlardan toplanmış olması tüm bu avantajlarına rağmen mağaranın derin kısımlarının karanlık, nemli ve düşük sıcaklıkta olması mağaranın kullanımının kalıcı bir yerleşim için uygun olmamasına sebep olmaktadır. Bu nedenlerle Tabak Mağarası'nın uzun süreli bir yerleşim alanından daha çok insanların ölülerini yakma, gömme gibi ritüellerini gerçekleştirdiği bir alan olduğu sonucuna ulaşılmıştır. Çünkü mağara içerisinde bulunan kalıntılar ve Doğu Akdeniz'de Kalkolitik dönemde mağaraların bu şekilde kullanılmasının yaygın olması bu sonucu desteklemektedir. Ayrıca arkeolojik çalışmalar

mağaraların ritüeller ve törenler için kullanılan alanlar olduğunu (Healy 2007; Tomkins 2009; Rowan ve Ilan 2012) göstermektedir.



Şekil 5.9. Antalya'nın üzerinde kurulu olduğu traverten platosu ve çevresinin görünümü

Ta-9 ve Ta-10 dikitlerindeki bulgularını desteklemek için kullanılan dikitlerden Ko-1 dikitinin içerdiği is katmanları da Ta-9 ve Ta-10 dikitlerine benzer şekilde farklı dönemlerde birikim olmuş ve en yaşlı katman MÖ 880 yılında en genç is katmanının oluşumu ise MS 1476 yılına karşılık gelmektedir. İs birikimlerinin birikim zaman aralığı göz önüne alındığında Kocain Mağarası'nda da bir yerleşimden bahsetmek zordur. Ayrıca farklı zamanlarda meydana gelen oluşumların insanların burayı dönemselsel olarak farklı amaçlarla ziyaret edebileceğini göstermektedir. Tabak Mağarası ve Kocain Mağarası için geliştirilen olası sebepleri Geyikbayırı Mağarası için geçerli kabul etmek oldukça zordur. Çünkü bu mağaradan doğrudan bir arkeolojik kalıntıya rastlanmamıştır.

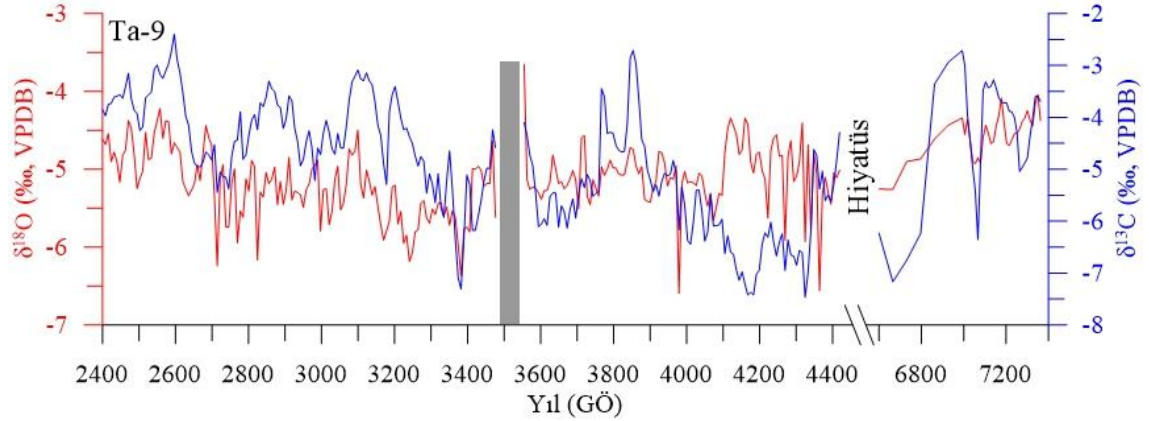
Sonuç olarak ise Tabak Mağarası ve Kocain Mağarası dikitlerinden elde edilen bulgular her iki mağarada elde edilen yaş verileri ile birlikte bu mağaraların içerisinde veya çevresinde tüm Holosen süresince insan aktivitesinin varlığını kesin sonuçlarla göstermektedir. Bu da dikitlerin jeoarkeolojik ve/veya doğrudan arkeolojik bir arşiv olarak kullanılabilirliğinin en önemli göstergesidir. Ayrıca mağaraların bir yerleşimden çok birer ritüel ve tören alanı olduklarını göstermesi insan varlığının yanı sıra kullanım amacının da anlaşılabilirliğini göstermektedir. Ancak bu bulguların desteklenmesi için özellikle Tabak Mağarası'nda yapılacak ileri arkeolojik çalışmalara ihtiyaç duyulmaktadır.

5.2. Doğu Akdeniz Geç Holosen İklim Değişikliği ve Medeniyetler Üzerine Etkisi

Holosen (son 11700 yıl), Pleyistosen'de olduğu gibi buzul-buzularası geçişleri kadar büyük ölçekli iklim değişiklikleri içermese de "Hızlı İklim Değişikliği (RCC-Rapid Climate Changes)" (Mayewski vd. 2004) olarak isimlendirilen ani iklim değişimlerini barındırmaktadır (Wanner vd. 2008). Ayrıca Holosen süresince meydana gelen bu hızlı iklim değişimlerinin özellikle orta-Holosen sonrası geç Holosen'de önemli medeniyetler

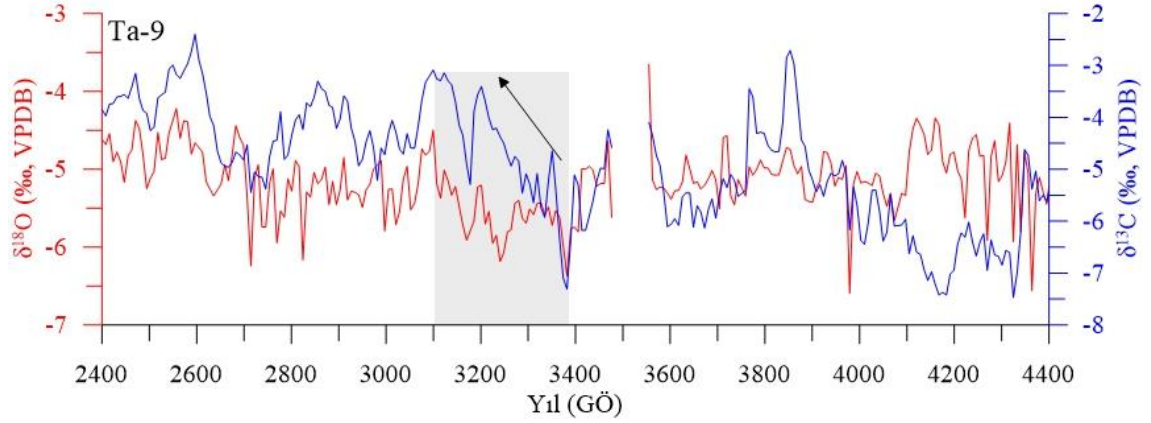
üzerinde etkilerinin olduğu, bu medeniyetlerin yıkılışına doğrudan veya dolaylı bir şekilde etki ettiği düşünülmektedir (Weiss 1982; Weiss vd. 1993; Weiss 1997; Cullen vd. 2000; DeMenocal 2001; Weiss ve Bradley 2001; Staubwasser vd. 2003; Brooks 2006; Staubwasser ve Weiss 2006; Weiss 2016). İklimin bu tip bir etkisinin detaylarını tam olarak ortaya çıkarılmasında ise tam anlaşılamayan noktalar mevcuttur. Bunun en önemli nedeni ise iklimde meydana gelen değişimler ile medeniyetlerde gerçekleşen çöküşlerin zamanlaması, daha geniş ölçekteki iklimsel salınımların bölgesel etkilerinin farklı olabilmesi ve paleoiklim kayıtları ile arkeolojik kayıtlarının farklı bölgelerden olmasıdır (Kuzucuoğlu vd. 2011; Roberts vd. 2011b; Kathayat vd. 2018; Railsback vd. 2018). Ayrıca iklim ile insan arasındaki etkileşimin anlaşılmasını zorlaştırmaktadır. Bu anlaşılamayan noktalardan bir tanesi de geç Holosen'de meydana gelen ve Geç Bronz Çağı (GBC) krizi olarak ifade edilen, Hitit İmparatorluğu'nun yıkılışında etkisi olduğu belirtilen (Knapp ve Manning 2016) iklim değişikliği olayıdır. Tez çalışmasının bu bölümünde Ta-9 dicitinden elde edilen duraylı izotop ve yaş verileri ile bu olayın GB Türkiye üzerindeki izlerinin durumu araştırılmış ve yaşanan olayın konumsal sınırları tartışılmıştır.

Ta-9 dicitinden elde edilen duraylı izotop değerlerinin zamana karşı değişimini gösteren grafik Şekil 5.10'da verilmiştir. Grafikte $\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^{13}\text{C}$ değerlerinin çözünürlüğü yüksek olduğu ve grafiğe ait eğrilerde GÖ 4400 ile GÖ 2400 yılları arasında belirgin eğilimler görülmektedir. Bronz Çağ sonunun GÖ 3200 yılına karşılık geldiği ve bu zamanı kapsayan yaklaşık 300 yıllık bir kuraklık yaşandığına tezin daha önceki bölümlerinde değinilmişti. Ta-9 dicitinin $\delta^{13}\text{C}$ değerleri GÖ 3440 ile 3280 yılları arasında -7.31‰ 'e kadar düşerken bu zaman aralığında ortalama değer -5.72‰ 'dir. Bu zaman aralığından sonra ise GÖ 3200 ile 2800 yılları arasında yani Geç Bronz Çağı-Demir Çağı geçişinde karşılık gelen dönemde $\delta^{13}\text{C}$ değerlerinin ortalaması -4.09‰ 'e çıkmaktadır. En yüksek değeri ise -3.02‰ 'e kadar ulaşmaktadır. Aynı zaman aralıklarına karşılık gelen $\delta^{18}\text{O}$ değerlerinin ortalamaları karşılaştırıldığında ise sırasıyla -5.53‰ ve -5.34‰ 'dir. $\delta^{13}\text{C}$ ve $\delta^{18}\text{O}$ değerlerinin her ikisi de incelenen dönem aralığında artış göstermekte olup, $\delta^{13}\text{C}$ değerlerindeki artış daha dramatiktir. Her iki izotop bileşimlerinde ağır izotopun göreceli olarak daha az tüketilmiş olması $\delta^{13}\text{C}$ ve $\delta^{18}\text{O}$ değerlerini arttırırken, ağır izotopun daha fazla tüketilmesi değerleri düşürmektedir. Bu durumda Ta-9 dicitinin duraylı izotop değerlerine göre bölgede GÖ 3400 yıldan itibaren kurak koşulların baskınlığı artmıştır. $\delta^{13}\text{C}$ ve $\delta^{18}\text{O}$ değerlerinde sürekli bir artış yerine yer yer azalma meydana gelmesi (örn: GÖ 2800-GÖ 2700 yıl arası) kurak koşulların yerini daha yağışlı aldığına işaret etmektedir.



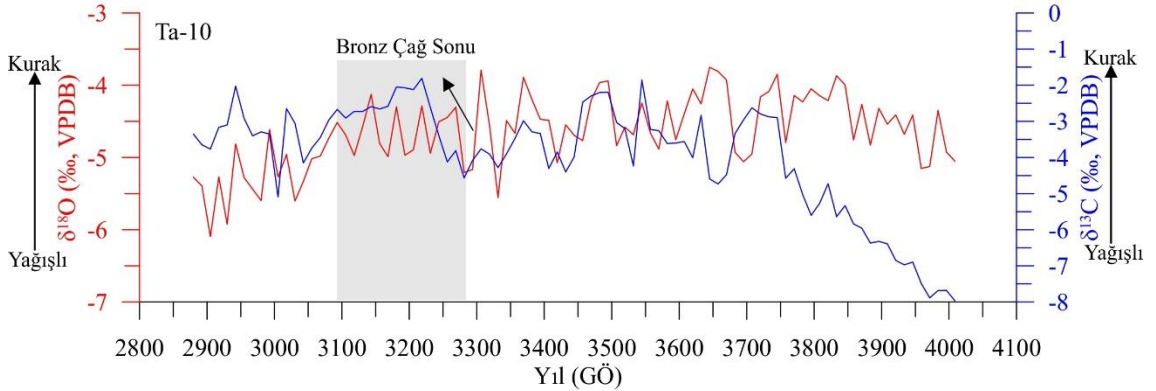
Şekil 5.10. Ta-9 dikiti duraylı izotop değerlerinin zamana bağlı değişimi. Grafikte gri boyalı alan kütle spektrometresinden kaynaklı okumanın yapılamadığı kısmı göstermektedir. Hiyatüs: çökelim gerçekleşmeyen zaman aralığı

Doğu Akdeniz Bölgesi'nde yağışın $\delta^{18}\text{O}$ içeriğini ve dolayısıyla speleotemlerin $\delta^{18}\text{O}$ içeriğini kontrol eden ana faktör yağış miktarıdır ve buna miktar etkisi (amount effect) adı verilir (Bar-Matthews vd. 1997; Bar-Matthews vd. 2003; Göktürk vd. 2011). Bunun anlamı eğer yağış miktarında bir artış meydana gelirse bu durum $\delta^{18}\text{O}$ değerlerinde daha düşük değerler ile sonuçlanmaktadır (Dansgaard 1964; Fleitmann vd. 2004; Verheyden vd. 2008). Yağış fazla olduğunda mağaraya damlayan suyun damlama hızı dolayısıyla artar. Özellikle eğer mağara üzerinde ince bir anakaya varsa ve kırık, çatlak sayısı fazla yani deformasyon miktarı yüksek ise yağış miktarı arttığında mağaraya damlayan suyun hızı da artacaktır. Yağışın artması ile birlikte artan damlama hızı ise $\delta^{13}\text{C}$ değerlerinde azalmaya neden olmaktadır (McDermott 2004; Fairchild vd. 2006). Bu nedenle yağış miktarında artış $\delta^{13}\text{C}$ ve $\delta^{18}\text{O}$ değerlerinde azalmaya, diğer bir ifadeyle daha negatif değerlere neden olmaktadır. Tabak Mağarası üzerinde yaklaşık 20-30 m aralığında kalınlığa sahip bir anakaya olup, kırık ve çatlak içeriğinin yüksek olması nedeni ile mağara üzerinde düşen yağış, mağara içerisine kolayca transfer olmaktadır. Suyun bu şekilde mağaraya ulaşması, suyun izotop bileşiminde ve dolayısıyla iklimsel koşullarda meydana gelecek küçük ölçekli değişimlerin dahi dikitler tarafından kaydedilmesini sağlamaktadır. Böylelikle Şekil 5.10 tekrar değerlendirildiğinde yaklaşık son 5000 yıllık süreçte yağış koşullarında artışlar ve azalmalar meydana gelmiştir. Tartışmanın merkezinde olan GÖ 3200 yıl kuraklığı Ta-9 dikitinde $\delta^{13}\text{C}$ ve $\delta^{18}\text{O}$ değerlerindeki artıştan görüleceği üzere Tabak Mağarası aracılığıyla GB Türkiye'de de kuraklık olarak kaydedilmiştir. Şekil 5.11'de ilgili zaman aralığı gri gölge ile gösterilmektedir. Grafikte Ta-9 dikitinin $\delta^{13}\text{C}$ ve $\delta^{18}\text{O}$ değerlerindeki artış net bir şekilde GÖ 3400 yılından sonra başlamakta GÖ 3200 yılında bir pik yaparak, GÖ 3100 yılında 300 yıllık süreçte en yüksek değerine ulaşmaktadır.



Şekil 5.11. Ta-9 dikiti için $\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^{13}\text{C}$ değerlerinin GÖ 4400-2400 yılları arasında değişimi. Açık gri renkli gölgelendirme ile gösterilen kısım Bronz Çağ sonunda GÖ 3200 yılına karşılık gelen dönemi göstermektedir. Bu bölümde duraylı izotop değerlerinde hemen önceki ve sonraki dönemlere göre net bir artış olduğu görülmektedir ve ok ile işaretlenmiştir

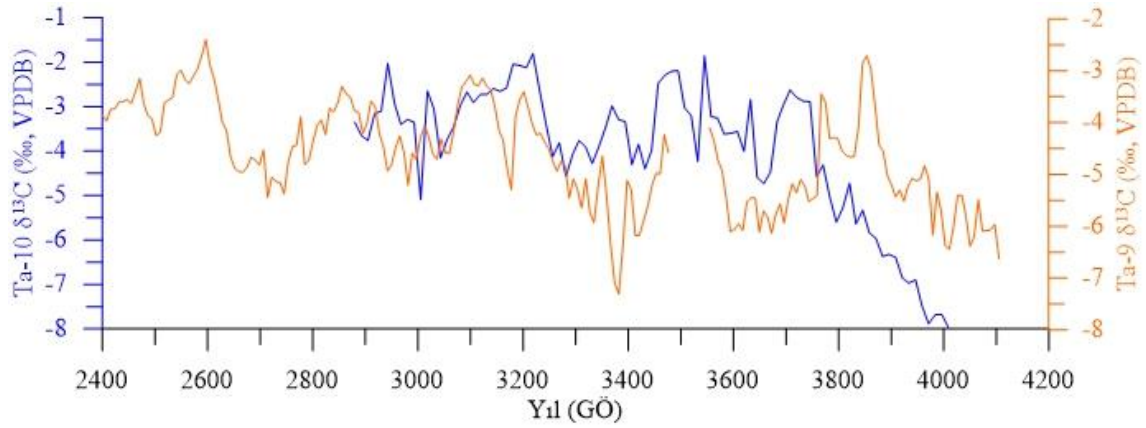
GÖ 3400-3100 yıllarını kapsayan kuraklık en net şekilde $\delta^{13}\text{C}$ değerlerinde kendisini göstermektedir. Ta-9 dikiti için $\delta^{13}\text{C}$ ve $\delta^{18}\text{O}$ değerlerinde görülen bu sinyallerin sadece bu dikite ait ve böylece konuma bağlı bir sonuç olup olmadığını denetlemek için aynı mağaradan ikinci bir dikit Ta-10 dikiti için $\delta^{13}\text{C}$ ve $\delta^{18}\text{O}$ değerleri incelenmiştir (Şekil 5.12). Speleotem araştırmalarında elde edilen verilerin güvenilirliğini test etmek için aynı mağaradan başka bir dikit ile karşılaştırılması önerilen bir yöntemdir (Fleitmann vd. 2008). Bu noktada Tabak Mağarası'na ait Ta-10 dikiti için GÖ 2800 ile 4100 yıl aralığına ait $\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^{13}\text{C}$ değerleri Şekil 5.12'de görülmektedir.



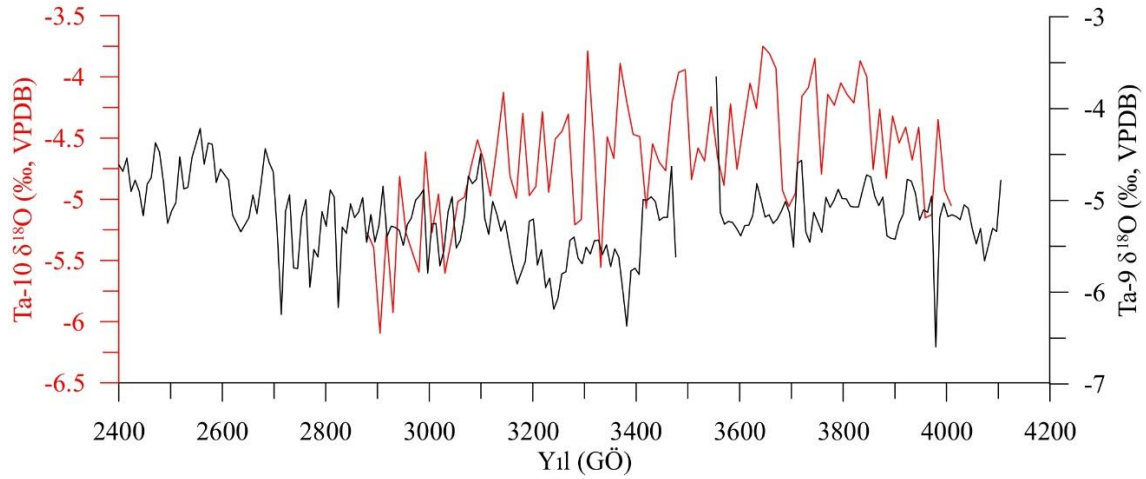
Şekil 5.12. Ta-10 dikiti için duraylı izotop profilleri. Şekilde açık gri ile gösterilen alan Bronz Çağ Sonu yaşanan kurak dönemi göstermektedir. Özellikle $\delta^{13}\text{C}$ değerlerindeki pozitif artışı ok ile gösterilmiştir

Ta-10 dikiti için $\delta^{13}\text{C}$ ve $\delta^{18}\text{O}$ değerlerinde GÖ 3200 yılında yine özellikle $\delta^{13}\text{C}$ değerleri daha belirgin olmak üzere artış gözlenmektedir. Ta-10 dikiti için Bronz Çağ sonu haricinde dikkat çeken bir değişim GÖ 4000 yılında başlayan ve GÖ 3700 yılına kadar süren artıştır. Ta-10 dikiti için duraylı izotop sonuçları, Ta-9 dikiti için göre hassasiyeti biraz daha düşük görülmektedir. Bunun sebebi duraylı izotop analizleri için Ta-10 dikiti için 1 mm aralıklar ile örnekleme yapılmıştır. Bu yüzden Ta-9 dikiti için değerlerin çözünürlüğü ile kısmen farklılık göstermektedir. Buna rağmen $\delta^{13}\text{C}$ değerlerinin her iki dikite de değişimi son derece önemlidir. Çünkü $\delta^{18}\text{O}$ değerleri genellikle daha dar aralıkta değişim sergilerken, $\delta^{13}\text{C}$ değerleri geniş aralıklarda değişim göstermektedir.

Şekil 5.11 ve Şekil 5.12’de $\delta^{13}\text{C}$ değerlerine ait eğriler Geç Bronz Çağı-Demir Çağı geçişinde GÖ 3200 yılını içeren yaklaşık 300 yıllık bir dönemde açıkça kurak koşulların yaşandığını ve bunu Tabak Mağarası diktlerinin kaydettiğini göstermektedir. Ta-9 ve Ta-10 diktlerinde $\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^{13}\text{C}$ değerleri incelendiğinde $\delta^{13}\text{C}$ sinyallerinin ön plana çıktığı görülmektedir. Şekil 5.13 ve Şekil 5.14’de ise iki dikite ait $\delta^{13}\text{C}$ ve $\delta^{18}\text{O}$ değerleri kendi aralarında karşılaştırılmıştır. Görüleceği üzere iki dikitin $\delta^{13}\text{C}$ ve $\delta^{18}\text{O}$ değerlerine ait eğriler aynı hareketleri yapmaktadır ve durum diktlerin çökelişi sırasında izotop bileşimlerinin aynı kontrol mekanizmasının etkisi altında olduğunu göstermektedir. Elbette dikitelere ait verilerin arasında yüzde yüz uyum beklemek yanlış olacaktır çünkü örnekleme aralıkları farklı olmakla birlikte her dikitin kendine ait karakteri söz konusudur (McDermott 2004; Fleitmann vd. 2008).



Şekil 5.13. Ta-9 ve Ta-10 diktlerine ait $\delta^{13}\text{C}$ değerlerinin karşılaştırılması



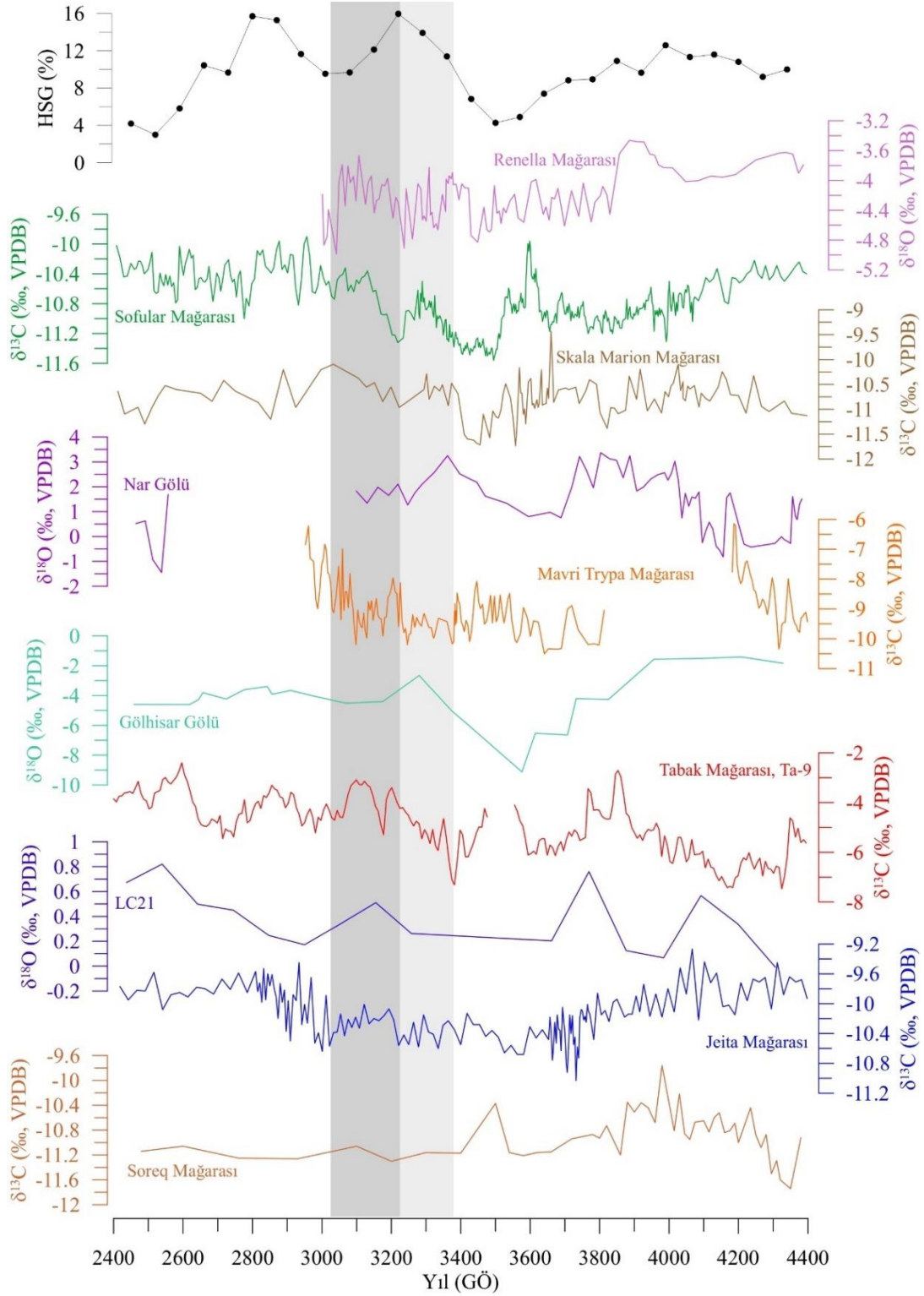
Şekil 5.14. Ta-9 ve Ta-10 diktlerine ait $\delta^{18}\text{O}$ değerlerinin karşılaştırılması

Ta-9 ile Ta-10 diktlerinin $\delta^{13}\text{C}$ ile $\delta^{18}\text{O}$ değerlerinden $\delta^{13}\text{C}$ değerleri temel alınarak yapılan ilk çıkarım Bronz Çağı sonunda Türkiye’nin güneybatısında önemli bir kuraklık yaşandığıdır. Burada $\delta^{13}\text{C}$ değerlerinin ağırlıklı olarak kullanılmasının nedeni ise $\delta^{18}\text{O}$ değerlerinin değişimlerini kontrol eden çok fazla faktör söz konusudur ve bu nedenle özellikle Doğu Akdeniz bölgesi için $\delta^{13}\text{C}$ değerleri Holosen süresince yaşanan iklim değişimlerini yorumlamada daha güvenilir veri kaynağıdır (Bar-Matthews ve Ayalon 2011; Göktürk vd. 2011). Mağara içerisinde çökelen CaCO_3 çökellerinde, dikt

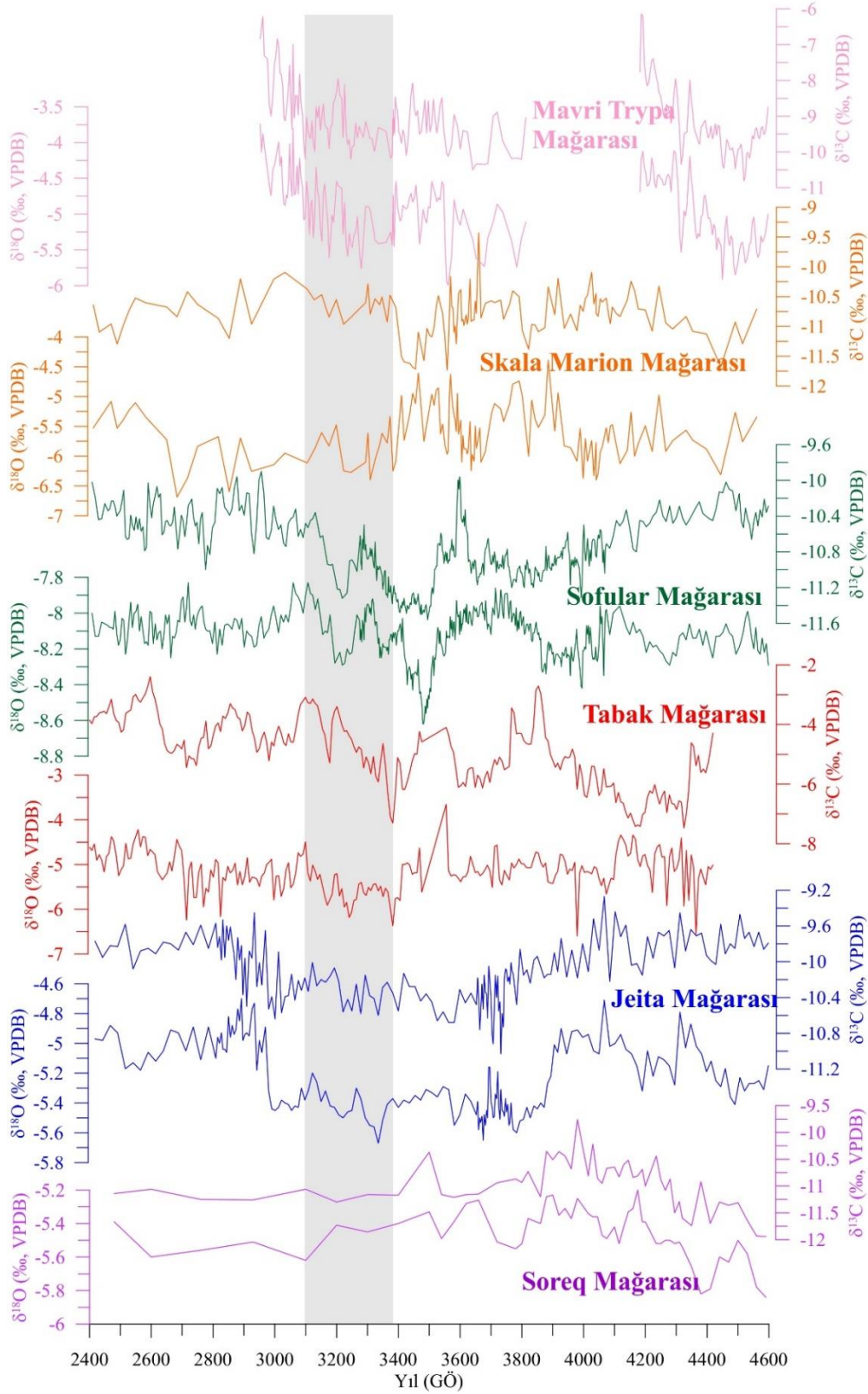
ve sarkıtlarda $\delta^{18}\text{O}$ verilerini yorumlamak buzulların aksine çok fazla etken olduğundan zordur. Çok sayıdaki bu faktörlere yüzeyde ve mağara içerisi sıcaklıkta meydana gelen değişimler, yağışın mevsimselliği (yazın ve kışın yağın yağmurun miktarının ve izotop bileşiminin farklı olması), rüzgarların izlediği rotanın (trajectory) değişimi ve buzul hacimlerinde meydana gelen değişimler örnek verilebilir (McDermott 2004; Fleitmann vd. 2008; Fleitmann vd. 2009). Bunlara ek olarak ise eğer denge koşulları altında çökelim gerçekleşmişse dikit ve sarkıtların $\delta^{18}\text{O}$ değerlerini mağaraya damlayan suyun $\delta^{18}\text{O}$ 'i ve sıcaklık kontrol etmektedir (Lachniet 2009). Damlayan suyun $\delta^{18}\text{O}$ içeriği yüzeydeki yağış ile ilişkili olup, yağışın $\delta^{18}\text{O}$ değerleri çeşitli faktörler tarafından kontrol edilmektedir (Fleitmann vd. 2004). Bu faktörler sırasıyla, yağışın kaynağı okyanusa ait $\delta^{18}\text{O}$ değişimleri ki bunlar özellikle buzul ve buzularası geçişlerde önemlidir, nem kaynağı ve rüzgarların izlediği rotada değişim (örn. Ünal-İmer vd. 2015), hava sıcaklığı, yağış miktarı ve evaporasyondur (Fleitmann vd. 2004). Anlaşılacağı üzere dikitlere ait $\delta^{18}\text{O}$ değerlerini yorumlamak zor olmakla birlikte yanıltıcı olabilmektedir. Dikitlerin $\delta^{13}\text{C}$ değerleri ise mağara üzerindeki vejetasyonun tipi ve yoğunluğu, topraktaki mikrobiyal etkinlik ile kontrol edilmektedir (Baker vd. 1997; Genty vd. 2003; McDermott 2004). Mağara üzerindeki bitki örtüsünün dikitlerin $\delta^{13}\text{C}$ değerlerini nasıl etkilediği ve neden olduğu sonuçlara 2. Bölüm içerisinde yer verilmiştir. Burada hatırlatılmak istenilen nokta ise üzerinde C3 tipi vejetasyon örtüsünün bulunduğu bir mağarada çökelen dikitlerin $\delta^{13}\text{C}$ değerlerinin -12 ile -6‰ arasında olması, C4 tipi bitkilerin baskınlığı söz konusu ise -6 ile +2‰ aralığında olması beklendiğidir (Baker vd. 1997). GB Türkiye'de dolayısıyla Tabak Mağarası ve Antalya civarındaki mağaraların üzerinde tipik Akdeniz bitki örtüsü yer almakta ve C3 tipi bitki varlığı söz konusudur. Benzer durum Batı Karadeniz Bölgesi'ndeki Sofular Mağarası için geçerli olup, bu mağaradan elde edilen kayıtlar $\delta^{13}\text{C}$ değerleri Holosen süresince bitki örtüsünde köklü bir değişim gözlenmemesi nedeniyle efektif nem ile ilişkilendirilmiştir (Göktürk vd. 2011). Tabak Mağarası üzerindeki bitki örtüsünün C3 tipi bitki olması ve benzer şekilde bitki örtüsünde köklü bir değişimin bu bölgede de görülmemesi Ta-9 ve Ta-10 dikitlerinin $\delta^{13}\text{C}$ değerlerinin -12 ile -6‰ arasında beklenmesine neden olmaktadır. Ancak Şekil 5.13'te de görüldüğü üzere Ta-9 ve Ta-10 dikitlerinin $\delta^{13}\text{C}$ değerleri GÖ 3400 yıldan itibaren bu değer aralığının dışında -6‰'den daha yüksek değerler sergilemektedir. Aynı şekilde GÖ 3800 ile 3400 yılları arasında da yine -6‰'den yüksek değerlere ulaşmaktadır. Bu durum Tabak Mağarasında çökelen dikitlerin karbon izotop bileşimini vejetasyon dışında kontrol eden başka faktörler olduğuna işaret etmektedir. Baker vd. (1997) benzer durumu mağaraya ulaşan suyun mağaraya ulaşınca kadar geçirdiği evrim ile açıklamıştır. Mağaraya ulaşan suyun damlama gerçekleşmeden önce hızlı bir biçimde gerçekleşen CO_2 kaçıışı kinetik ayrımlaşmaya neden olup $\delta^{13}\text{C}$ değerlerini yükseltmektedir (Hendy 1971; Schwarcz 1986). Diğer bir olası neden mağara üzerinde doygun olmayan zonda yer altı suyundan CO_2 çıkışı sonucu ayrımlaşma meydana gelir ve $\delta^{13}\text{C}$ değerleri yükselir. Son olarak ise su toprakta izotopik dengeye ulaşacak süreyi bulamadan atmosferik CO_2 içererek mağaraya ulaşır ve bu sudan çökelen karbonatın $\delta^{13}\text{C}$ değerleri yüksek olur. Diğer taraftan ılıman alanlardaki speleotemlerin $\delta^{13}\text{C}$ değerlerinin -6‰'den yüksek olduğu durumlar görülebilmektedir (McDermott 2004). McDermott (2004) bunun sebebinin Baker vd. (1997)'yi referans alarak açıklamaktadır. Tüm bu seçeneklerden yola çıkıldığında Tabak Mağarası için iki durum söz konusu olabilir. Birincisi yağış suları mağara üzerindeki toprakta süzülürken, topraktaki CO_2 ile suyun bünyesindeki CO_2 arasında izotopik denge kurulamaması sonucu $\delta^{13}\text{C}$ değerleri yükselmiştir. Böyle bir durumda kuraklığın aksine yağışlı koşullar devrede olmalıdır. Çünkü bol yağış sonucu mağaraya suyun hızlı bir

biçimde ulaşması gerekir (Baker vd. 1997). İkinci durumda ise doygun olmayan zonda Baker vd. (1997)'de belirtildiği gibi CO₂ çıkışı gerçekleşir, evaporasyon devrededir (McDermott 2004), bunun anlamı yükselen $\delta^{13}\text{C}$ değerleri kurak koşulların ürünüdür. İkinci durum Ta-9 ve Ta-10 dikitlerinin $\delta^{13}\text{C}$ değerlerindeki artışı açıklamak için uygundur. Aynı mağaradan farklı dikitlerin izotop bileşenlerinin birbirine benzer değerlerde olması, dikitlerin çökelişi sırasında dengede çökeldiğini ve kinetik ayrımlaşmadan etkilenmediğini gösterir (Wang vd. 2001; Lachniet 2009). Tabak Mağarası'nda Ta-9 ve Ta-10 dikitlerinde benzer duraylı izotop sonuçlarının elde edilmesi, kinetik ayrımlaşmayı ve dolayısıyla sinyallerde bozulma seçeneğini devre dışı bırakmaktadır. Sonuç olarak Tabak Mağarası dikitlerine ait duraylı izotop değerlerini kontrol eden faktörler yağış miktarı ve efektif nem yani yağış ile evapotranspirasyon farkıdır. $\delta^{13}\text{C}$ değerlerinde artışın meydana geldiği dönemler kurak koşulları, azalmanın meydana geldiği zaman aralıkları ise yağışlı koşulları göstermektedir.

Ta-9 ve Ta-10 dikitlerinden elde edilen ve GÖ 3200 yılı diğer bir ifadeyle Bronz Çağı sonuna karşılık gelen kuraklık kaydını Doğu Akdeniz Bölgesi'ne ait diğer kayıtlar ile karşılaştırılarak Tabak Mağarası kayıtlarının bölgesel mi yoksa daha dar ölçekte lokal koşulları temsil mi ettiğini test etmek için Doğu Akdeniz Bölgesi'nden üretilmiş göl, deniz (Eastwood vd. 2007; Roberts vd. 2011b; Grant vd. 2012; Dean vd. 2015) ve özellikle mağara kayıtları (Bar-Matthews vd. 2003; Fleitmann vd. 2009; Cheng vd. 2015; Ruan vd. 2016; Finné vd. 2017; Psomiadis vd. 2018) ile karşılaştırmalar yapılmıştır (Şekil 5.15 ve Şekil 5.16). Holosen süresince Doğu Akdeniz'in iklim koşulları değerlendirildiğinde erken Holosen döneminin yağışlı, orta Holosen'den itibaren ise daha kurak şartlara doğru değiştiği görülmüştür (Bar-Matthews vd. 1999; Verheyden vd. 2008; Bar-Matthews ve Ayalon 2011; Kuzucuoğlu vd. 2011; Roberts vd. 2011a; Roberts vd. 2011b; Cheng vd. 2015). Bölgeyi etkileyen birden fazla iklim sisteminin bulunması koşullar arasında geçişlerin ve etkin faktörlerin ayrıştırılmasını zorlaştırmaktadır (Cullen vd. 2000; Luterbacher vd. 2006; Türkeş 2010; Kuzucuoğlu vd. 2011). Tabak Mağarası'ndan elde edilen yüksek çözünürlüklü kayıtlar bölgedeki etkin faktörlerin ayrıştırılmasında çözüm sunma özelliğine sahiptir. Elde edilen yüksek çözünürlüklü veriler ağırlıklı olarak kurak koşulların baskın olduğu geç Holosen dönemi içerisinde yer almaktadır. Şekil 5.15'ten görüleceği üzere GÖ 4400 yılından itibaren Ta-9 dikitinin $\delta^{13}\text{C}$ değerleri GÖ 2400 yılına gelirken genel eğilim artarak gelmektedir. Ancak daha önce de belirtildiği üzere bu artış eğiliminin bazı dönemlerde azalma gösterdiği görülmektedir. Özellikle GÖ 4400 ile 4000 yılları arasında ve GÖ 3400 yılı civarında değerler yağışlı koşulları gösterecek şekilde daha negatif değerler almaktadır. Ta-9 dikitinin kayıtlarında GÖ 3800 ile 3700 yılları arasında görülen pikler ise kurak koşulların şiddetli olduğuna işaret etmektedir. Benzer ölçülerde artışlar GÖ 3370 ile 3050 yılları ve GÖ 2700 ile 2400 yılları arasında izlenmektedir (Şekil 5.12).



Şekil 5.15. En üstte Kuzey Atlantik IRD kayıtları yer almak üzere (HSG: Hematit boyamalı tane), sırasıyla kuzeyden güneye doğru Doğu Akdeniz göl, mağara ve denizel kayıtların karşılaştırması. Koyu gri ile gösterilen bölüm GÖ 3200 yılında yaşanan kuraklığın Tabak Mağarası dışındaki kayıtlarda kapsadığı aralığı, açık gri alan ise Tabak Mağarası kayıtlarında aynı kuraklığın başlangıç zamanını göstermektedir. Göl kayıtlarında $\delta^{18}\text{O}$ verileri, mağara kayıtlarında ise $\delta^{13}\text{C}$ verileri kullanılmıştır.



Şekil 5.16. Doğu Akdeniz Bölgesi'ni kapsayan speleotem kayıtlarının karşılaştırması. En yukarıda en kuzeydeki kayıtlardan başlamak üzere aşağıya doğru güneydeki kayıtlara ilerlemektedir. Mavri Trypa Mağarası (Finné vd. 2017), Skala Marion Mağarası (Psomiadis vd. 2018), Sofular Mağarası (Fleitmann vd. 2009), Jeita Mağarası (Cheng vd. 2015), Soreq Mağarası (Bar-Matthews vd. 2003)

Şekil 5.15'te Ta-9 diktinin $\delta^{13}\text{C}$ ve $\delta^{18}\text{O}$ değerlerinde görülen değişime benzer şekilde İç Anadolu'da Tecer Gölü kayıtlarında (Kuzucuoğlu vd. 2011) göl seviyesi değişimlerinden GÖ 3850 ile 2800 yılları arasındaki dönemin kurak olduğu fakat aralarda kuraklığın azaldığı göreceli yağışlı dönemlerin var olduğuna işaret edilmektedir. Kuzucuoğlu vd. (2011) bu dönem içerisinde GÖ 3380 ile 3250 yılları arasında en şiddetli kurak dönem olarak gözlemlemişlerdir. Yine aynı kayıtlarda GÖ 3500-3430 yılları arası kurak dönem olarak tanımlanmıştır. Tez çalışması kapsamında elde edilen kayıtlar ile Tecer Gölü'nde gözlemlenen koşullar birbirini desteklemektedir. İki kaydın konumlarının birbirinden uzaklığı, kayıtların alındığı arşivlerin farklı (biri mağara diğeri ise göl) olması ve en önemlisi arada bir dağ kuşağı bulunmasına rağmen aynı kuraklık etkileri açıkça gözlemlenmektedir. Bu da diktlerden elde edilen verilerin konumdan bağımsız olduğunu göstermektedir. Karşılaştırılan zaman aralığında Ta-9 diktine ait duraylı izotop değerleri özellikle Geç Bronz Çağ kapsayan zaman aralığında GÖ 3400 yılında başlayan kuraklık eğiliminin GÖ 3200 yılında zirve yaptığına işaret etmektedir. Yine Türkiye'den başka bir göl, Nar Gölü $\delta^{18}\text{O}$ kayıtlarına (Roberts vd. 2016) göre GÖ 4600-1500 yılları arasında bölgede iki şiddetli kuraklık yaşanmıştır. Bunlardan biri GÖ 3200-2600 yılları arasında meydana gelmiş ve Roberts vd. (2016) bu kurak koşulların son 14000 yıl içerisindeki en uç değerler olduğunu öne sürmüşlerdir. Diğer taraftan Eski Acıgöl ve Van Gölü kayıtları da (Lemcke ve Sturm 1997; Roberts vd. 2011b) kabaca GÖ 3150-2550 yılları arasında kurak olarak göstermektedir. GÖ 3200 yılı civarında gözlemlenen kuraklık olayı daha geniş ölçekte değerlendirildiğinde Kuzey Atlantik'te buzullar tarafından taşınan çökel (IRD) kayıtlarında (Bond vd. 1997; Bond vd. 2001) GÖ 3200 yılına karşılık gelen pik noktası ile örtüştüğü görülmektedir (Şekil 5.12). Kuzucuoğlu vd (2011), Tecer Gölü kayıtlarında aynı döneme gelen iklimdeki bozulmaları bu olay ile ilişkilendirilmiştir. IRD pikleri Kuzey Atlantik'e buzul girdilerini göstermektedir. Benzer bir yorum Tabak Mağarası kayıtları için yapılırsa mağaranın Bond olayları (Bond events) olarak da adlandırılan iklimsel olaylardan etkilendiği şeklinde yorumlanabilir. Böyle bir çıkarımı, Eski Acıgöl izotop kayıtları da (Roberts vd. 2011b) desteklemekte ve GÖ 3100 ile 2700 yılları arasında kurak dönem olarak yorumlanmıştır.

Bir başka paleoiklim kaydında Mayewski vd. (2004) tarafından önerilen hızlı iklim değişimlerinden bir tanesi GÖ 3500-2500 yılları arasında karşılık gelmektedir. Bu aralığı GÖ 3100-2900 yıl olarak tanımlayan çalışmalar da mevcuttur (Weninger vd. 2009). Daha önce belirtilen Bond olaylarından biri ile hızlı iklim değişimlerinden GÖ 3500-2500 yıl aralığına denk geleni örtüşmektedir. Kuzey Atlantik'te buzul girdilerini tanımlayan IRD kayıtları Alpin buzul ilerlemesi (Denton ve Karlén 1973), Kuzey Atlantik ve Sibiryaya üzerinden gelen batılı rüzgarların kuvvetin artması ile karakterize edilmiştir (Mayewski vd. 2004). Holosen süresince meydana gelen bu olaylardan en şiddetli buzul ilerlemelerinin GÖ 5300-2800 yılları arasında gerçekleştiği bildirilmiştir (Wanner vd. 2008). Wanner vd. (2008) tarafından belirtilen en kuvvetli buzul ilerlemelerinin olduğu 2200 yıllık süreç içerisinde GÖ 3800, 3100 ve 2500 yıllarında buzul ilerlemelerinin olduğunu vurgulamıştır. Buzul ilerlemelerinin etkisi ise Doğu Akdeniz Bölgesi'nde kuraklık olarak ortaya çıkmaktadır (Roberts vd. 2011a; Cheng vd. 2015). Ta-9 diktine ait $\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^{13}\text{C}$ değerleri incelendiğinde (Şekil 5.15 ve Şekil 5.16) GÖ 3800 ve 3100 yıllarında en yüksek değerlerine ulaşmaktadır. GÖ 2500 yılına karşılık gelen değerlerde ise yine genel eğilim içerisinde artışlar gözlenmektedir. Buzul ilerlemelerinin neden

olacağı kurak koşulların Ta-9 dicitinin duraylı izotop bileşiminde izleri ortaya çıkmaktadır.

Doğu Akdeniz Bölgesi'nden elde edilen Jeita Mağarası (Lübnan) (Cheng vd. 2015), Renella Mağarası (İtalya) (Drysdale vd. 2006; Zanchetta vd. 2016), Sofular Mağarası (Türkiye) (Fleitmann vd. 2009), Mavri Trypa Mağarası (Yunanistan) (Finné vd. 2017) kayıtları Doğu Akdeniz'de kurak koşulları GÖ 3200 yıl dolaylarında başlatmaktadır. Finne vd. (2017) kuraklığın daha sert olarak GÖ 3000 yılında yaşandığını bildirmiştir. Belirtilen mağaralara ait kayıtlar ile Tabak Mağarası kayıtları Şekil 5.16'da karşılaştırılmıştır. Kayıtlar büyük oranda uyum göstermektedir. İncelenen zaman aralığı açısından ise Ta-9 dicitine göre kurak koşulların başlangıcı yaklaşık GÖ 3400 yılına karşılık gelmekte, zirveye ulaşması ise GÖ 3100 yılındadır. Diğer kayıtlarda kurak koşulların zirveye ulaşması ile arada 100 yıl kadar fark ortaya çıkmaktadır. Bu durumun iki açıklaması olabilir. Birincisi ve büyük ihtimalle geçerli olan, kayıtlara ait yaşlandırma analizlerindeki hata paylarıdır ve bu hata payları hesaba katılarak ortalama değerler alındığında sonuçlar uyumlu çıkmaktadır. Bir diğer durum ise konumsal farklılık ve coğrafik özelliklerden dolayı kuraklığın mağara çökellerini etkilemesi zamansal olarak farklılık göstermiştir. Her iki durumda da Bronz Çağı'nın sonuna gelindiğinde geniş ölçekli bir kuraklık yaşandığına dair izler Ta-9 ve Ta-10 dicitlerinden elde edilmektedir.

Arkeolojik kayıtlar açısından iklim ve medeniyetler arasındaki ilişkiye Doğu Akdeniz Bölgesi özelinde bakıldığında Kuzey Mezopotamya'da GÖ 4200-3800 yılları arasında yaşanan kuraklık Akad İmparatorluğunun yıkılmasında tetikleyici nedenlerden birisi olarak değerlendirilmektedir (Weiss vd. 1993; Weiss ve Bradley 2001; Staubwasser vd. 2003; Staubwasser ve Weiss 2006; Weiss 2016). Aynı dönem Soreq Mağarası kayıtlarında (Bar-Matthews ve Ayalon 2011) Erken Bronz Çağ IV-Orta Bronz Çağ geçişine karşılık gelen zirve değerler olarak kurak koşullara karşılık geldiği belirtilmiştir. GÖ 4200 yıl önce yaşanan kuraklık ile ilgili son bir örnek ise İtalya'da Renella Mağarası kayıtlarından (Drysdale vd. 2006) gelmektedir. İlgili çalışmaya göre GÖ 4200 yılında Avrupa'nın orta enlemlerinde kurak koşullar görülmüştür. Birçok kayıta gözlemlenen ve Bronz Çağ sonunda yaşanan kuraklıktan önce yaşanan kurak koşullar, bölgenin iklimsel bozulmalar sonucu, bölgede yaşayan medeniyetlerin etkilendiğini gösteren iyi bir örnektir. Bronz Çağ sonlanması ise GÖ 3200 yıla karşılık gelmektedir. Bu dönemde Anadolu'da Hitit İmparatorluğu, Mısır'da Eski Krallık, Miken Uygarlığı gibi uluslararası ilişkileri olan, ticaret yapan büyük medeniyetlerin yıkılışının yaşanan 300 yıllık bir kuraklık ile ilişkili olabileceği öne sürülmüştür (örn. Drake 2012; Kaniewski vd. 2015; Knapp ve Manning 2016; Finné vd. 2017; Psomiadis vd. 2018). Bu doğrultuda elde edilen paleoiklim verilerindeki yaş verilerinin hassasiyetinin düşük olması, paleoiklim kayıtları ile arkeolojik kayıtların zamanlamaları arasındaki farklardan dolayı, belirtilen çöküşlerde iklimin rolü tam olarak anlaşılammıştır (Finné vd. 2011; Kaniewski vd. 2012; Kaniewski vd. 2013; Kaniewski vd. 2015; Knapp ve Manning 2016; Finné vd. 2017). Arkeolojik çalışmalar medeniyetlerde yaşanan gerilemeyi ya da doğrudan çöküşü, savaşlar ve isyanlar sonucu yaşanan politik ve ekonomik şartlardaki dengesizlik ile açıklamaya çalışır (Weiss ve Bradley 2001). Doğu Akdeniz'de yaşanan GBC krizinde diğer bir faktör olarak hala tartışmalı olan Deniz İnsanları (Sea People) önerilmiştir (Langgut vd. 2013; Kaniewski vd. 2015; Knapp ve Manning 2016). Ancak bölgede GÖ 4200 yılına karşılık gelen kuraklıkla birlikte Akad İmparatorluğu gibi medeniyetlerin yıkılışını ilişkilendiren çalışmaların (Weiss vd. 1993; Weiss ve Bradley 2001; Staubwasser vd. 2003;

Kuzucuoğlu vd. 2011; Roberts vd. 2011b; Kaniewski vd. 2012) varlığı Bronz ağı sonunda iklimdeki bozulmalar sonucu tetiklenen çöküş fikrini kuvvetlendirmektedir. Arkeolojik çalışmalarda elde edilen bilgiler özellikle Hitit İmparatorluğu'nun kuraklık sebebiyle tahıl üretmediğini göstermektedir (Kaniewski vd. 2015). Doğu Akdeniz bölgesinde yürütölen çalışmalarda Bronz ađ sonunda yaşanan çöküşlerin iklim ile ilişkisini araştırılırken varılan sonuçlardan en önemlisi verilerin tutarsızlık göstermesi ve bunun sebebinin özellikle paleoiklim verilerindeki düşük örnekleme aralığı ve yaşlandırma çözünürlüğü olduğudur (Finné vd. 2011; Langgut vd. 2013; Knapp ve Manning 2016; Weiss 2016; Finné vd. 2017). Bu doğrultuda Ta-9 ve Ta-10 diktlerinden bu tez çalışması kapsamında üretilen duraylı izotop kayıtları, Bronz ađ sonunda yaşanan kuraklığı detaylı bir şekilde ortaya koymakta ve bölgede yaşayan medeniyetlerin çöküşünde kuraklığın önemli bir etken olabileceğini jeolojik ve paleoiklimsel bakış açısından öne sürmektedir.

6. SONUÇLAR

Antalya ilinin Döşemealtı ilçesinin sınırları içerisinde yer alan Tabak Mağarası'ndan elde edilen 11 adet diktitten dokuz tanesi is seviyeleri içermekte olup, aralarından Ta-9 ve Ta-10 dikitlerinde ²³⁰Th yaşlandırma ve duraylı izotop ($\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^{13}\text{C}$) analizleri, SEM analizi ile ince kesit görüntülemeleri yapılmıştır.

Ta-9 dikitinden GÖ 2400±294 yıl, GÖ 4419±16 yıl, GÖ 6993±266 yıl ve GÖ 15364±77 yıl sonuçları elde edilirken, Ta-10 dikitinden GÖ 4536±30 yıl, GÖ 6670±218 yıl, GÖ 7424±225 yıl ve GÖ 7579±177 yıl değerleri elde edilmiştir. Her iki diktide gözlemlenen is seviyelerinin alt ve üst seviyelerindeki yaşlar sırasıyla Ta-9 dikiti için GÖ 4419±16 yıl, GÖ 6993±266 yıl yaşları, Ta-10 dikitinden GÖ 4536±30 yıl, GÖ 6670±218 yaşlarına ulaşılmıştır. Elde edilen yaşların hata payları göz önünde bulundurulduğuna is seviyelerinin oluşumu diktelerde eş zamanlı gerçekleşmiştir. Her iki diktide de is katmanlarından sonra ortalama 2200 yıllık bir hiyatusün varlığı ortaya çıkmıştır.

Ta-9 ve Ta-10 dikitlerinde görülen is seviyelerine ek olarak aynı bölgedeki Kocain Mağarası'nda is ve odun kömürü kalıntılarını içeren Ko-1 dikiti ile bu mağaralara yakın Geyikbayırı Mağarası'ndan yine is seviyeleri içeren Ge-1 diktinin verileri kullanılmıştır. Ko-1 diktinde is katmanlarının oluşumları MS 1480, MS 1140, MS 450, MS 220 ve MÖ 880 yıllarına karşılık gelmekte, Ge-1 diktindeki birikimler ise GÖ 20630±3150 ile GÖ 30975±1250 yılları arasında gerçekleşmiştir.

Dört diktin içerdiği is katmanlarına karşılık gelen noktalardan yapılan SEM analizleri, birikimlerin is ve odun kömürüne ait parçalar olduğunu desteklemektedir. Ayrıca Ta-9 ve Ta-10 dikitlerinde yapılan ince kesitler, hem diktlerdeki is katmanlarını net bir şekilde göstermekte hem de is katmanlarının oluşumundan sonra kalsitin dokusundaki değişimi ortaya koymaktadır. Buna ek olarak ise is katmanlarının oluşumunun meydana gelen hiyatüsten önce gerçekleştiği ince kesitlerde görülebilmektedir.

Analizlerden elde edilen sonuçlar, mağaralarda gözlemlenen arkeolojik kalıntılar ve bölgenin arkeolojik geçmişi göz önüne alınarak yapılan değerlendirmede diktlerdeki is ve odun kömürü parçalarının oluşturduğu katmanlar insan aktivitesi sonucunda oluşmuştur. Burada diktlerin mağaralardan toplandığı noktalar ise mağaraların en derin yerleri olup, özellikle Tabak Mağarası'nda derin kısımların nemli ve karanlık olması buraların uzun süreli bir yerleşim yeri olamayacağını, bu tarz bir yerleşim yeri olarak kullanılmaktan çok mağaraların insanlar tarafından ölülerini gömme veya yakma işlemleri ve diğer ritüellerini gerçekleştirmek amacıyla kullanıldığı düşünülmektedir. Benzer şekilde Kocain Mağarası hem elde edilen yaş verileri hem de mağaranın fiziksel özellikleri nedeniyle bu mağarada yine bir yerleşim yeri olmaktan çok Tabak Mağarası'na benzer amaçlarla kullanılmış olmalıdır. Geyikbayırı Mağarası'na gelince, bu mağara ile ilgili kesin bir yargı sunmak oldukça zordur. Çünkü diğer iki mağarada olduğu gibi bu mağarada herhangi bir arkeolojik kalıntıya rastlanmamıştır.

Üç mağaradan elde edilen ve diktlerdeki is ve odun kömürü parçalarının oluşturduğu katmanlara dayanan veriler Holosen süresince bölgedeki insan aktivitesini göstermektedir.

Ta-9 ve Ta-10 dikitlerinin $\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^{13}\text{C}$ değerlerine gelindiğinde iki dikitte toplam 588 ölçüm yapılmış olup, Ta-9 dikitinde $\delta^{18}\text{O}$ değerleri -3.56‰ ile -6.59‰ arasında değişmekte, $\delta^{13}\text{C}$ değerleri ise -7.46‰ ile -1.26‰ değişim göstermektedir. Ta-10 dikitinin $\delta^{18}\text{O}$ değerleri -6.09‰ ile -3.75‰ arasında değerler almakta, $\delta^{13}\text{C}$ değerleri ise -7.97‰ ile -1.80‰ arasında değişim sergilemektedir. Aynı mağaradan örneklenen iki dikitin $\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^{13}\text{C}$ değerleri birbirine benzer sonuçlar vermekte olup, çökelimin izotopik denge koşullarında gerçekleştiğine işaret etmektedirler.

İki dikitin duraylı izotop değerleri kullanılarak orta Holosen sonrasında son 4400 yıllık sürede iklim koşullarında kurak şartlar ile yağışlı şartlar arasında geçişler olduğu sonucuna varılmıştır. Yağışlı dönemler sırasıyla GÖ 4400-3900, GÖ3740-3600, GÖ 3500-3400 ve GÖ 2800-2680 yılları aralıklarına karşılık gelmektedir. Kurak dönemler ise GÖ 3600-3500, GÖ 3400-2800 yılları arasını kapsamaktadır. GÖ 3400-2800 yılları arasında GÖ 3000 civarında kısa süreli yağışlı koşullar görülmekte ancak genel eğilim kuraklık olarak kendini göstermektedir. Diğer taraftan GÖ 3200-3100 yıllarında kurak koşullar şiddetini önemli ölçüde arttırmakta ve GÖ 2600 yılında pik yapmaktadır.

Bronz Çağ sonunda yaşanan Hitit İmparatorluğu ve diğer önemli medeniyetlerin yıkılışında kurak koşulların önemli rol oynadığı bilinmektedir. Bu kurak koşulların izlerine Ta-9 ve Ta-10 dikitlerinde ulaşılmıştır. Verilerin çözünürlüğünün yüksekliği ve yaş değerlerinin kesinliği açısından bu veriler Türkiye açısından bir ilk özelliği taşımaktadır.

Ta-9 ve Ta-10 dikitinin $\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^{13}\text{C}$ değerleri Doğu Akdeniz'den üretilmiş diğer paleoiklim verileri ile karşılaştırıldığında ise elde edilen sonuçların tutarlı olduğu ve bu dikitlerin büyük ölçekte bölgesel yaşanan iklimsel değişimleri kaydettiği sonucuna ulaşılmıştır. Böylelikle lokal sonuçlardan daha çok Doğu Akdeniz Bölgesi ölçeğinde sonuçlar tez çalışmasında elde edilmiştir.

Tüm bu sonuçlar doğrultusunda dikitlerin ve daha genel ifade ile speleotemlerin önemli birer jeoarkeolojik arşiv olma özelliği ortaya konmuştur. Özellikle GB Türkiye'de dikitlerden elde edilecek yaşlar ile bölgenin arkeolojik tarihçesine önemli katkı sunulabilecektir. Diğer taraftan aynı arşivden üretilen paleoiklimsel veriler ile iklim-insan-çevre arasındaki etkileşim net sınırlar ile çıkarılabilecektir. Dikitlerin bu potansiyellerinin ortaya çıkarılması ilerideki çalışmalara yol gösterici olacaktır. Diğer önemli bir husus ise iklim koşulların büyük ve önemli medeniyetlerin yıkılışında ne kadar bir etkiye sahip olduğu hala tartışmalı bir konu olup, Geç Bronz Çağ-Demir Çağ geçişi gibi önemli bir dönemin bu kapsamda irdelenmeye ihtiyacı söz konusudur. Tez çalışması kapsamında elde edilen veriler bu geçiş döneminde bölgede kurak koşulların hakim olduğunu net bir şekilde ortaya çıkarmakta ve Hitit İmparatorluğu gibi bir medeniyetin yıkılışında kurak koşulların kritik rol oynadığını destekler niteliktedir.

7. KAYNAKLAR

- Akkemik, Ü., Dağdeviren, N. and Aras, A. 2005. A preliminary reconstruction (AD 1635–2000) of spring precipitation using oak tree rings in the western Black Sea region of Turkey. *International Journal of Biometeorology*, 49, (5): 297-302.
- Allen, M.R., Allen, M. R., Barros, V. R., Broome, J., Cramer, W., Christ, R., Church, J. A., Clarke, L., Dahe, Q., Dasgupta, P., Dubash, N. K. et al. 2014. IPCC fifth assessment synthesis report-climate change 2014 synthesis report.
- Anonymous 1: https://en.wikipedia.org/wiki/Atmospheric_circulation [Son erişim tarihi:04.03.2019]
- Anonymous 2: <https://sites.lsa.umich.edu/ocean-climate-astrid/research/thermohaline-circulation-disruption/> [Son erişim tarihi: 04.03.2019]
- Badertscher, S., Borsato, A., Frisia, S., Cheng, H., Edwards, R., Tüysüz, O. and Fleitmann, D. 2014. Speleothems as sensitive recorders of volcanic eruptions—the Bronze Age Minoan eruption recorded in a stalagmite from Turkey. *Earth and Planetary science letters*, 392, 58-66.
- Badertscher, S., Fleitmann, D., Cheng, H., Edwards, R., Göktürk, O.M., Zumbühl, A., Leuenberger, M. and Tüysüz, O. 2011. Pleistocene water intrusions from the Mediterranean and Caspian seas into the Black Sea. *Nature Geoscience*, 4, (4): 236.
- Baker, A., Ito, E., Smart, P.L. and McEwan, R.F. 1997. Elevated and variable values of ^{13}C in speleothems in a British cave system. *Chemical Geology*, 136, (3-4): 263-270.
- Bar-Matthews, M. and Ayalon, A. 2011. Mid-Holocene climate variations revealed by high-resolution speleothem records from Soreq Cave, Israel and their correlation with cultural changes. *The Holocene*, 21, (1): 163-171.
- Bar-Matthews, M., Ayalon, A., Gilmour, M., Matthews, A. and Hawkesworth, C.J. 2003. Sea–land oxygen isotopic relationships from planktonic foraminifera and speleothems in the Eastern Mediterranean region and their implication for paleorainfall during interglacial intervals. *Geochimica et cosmochimica Acta*, 67, (17): 3181-3199.
- Bar-Matthews, M., Ayalon, A. and Kaufman, A. 1997. Late Quaternary paleoclimate in the eastern Mediterranean region from stable isotope analysis of speleothems at Soreq Cave, Israel. *Quaternary Research*, 47, (2): 155-168.
- Bar-Matthews, M., Ayalon, A. and Kaufman, A. 2000. Timing and hydrological conditions of Sapropel events in the Eastern Mediterranean, as evident from speleothems, Soreq cave, Israel. *Chemical Geology*, 169, (1-2): 145-156.
- Bar-Matthews, M., Ayalon, A., Kaufman, A. and Wasserburg, G.J. 1999. The Eastern Mediterranean paleoclimate as a reflection of regional events: Soreq cave, Israel. *Earth and Planetary science letters*, 166, (1-2): 85-95.
- Barry, R.G. and Hall-McKim, E.A. 2014. Essentials of the Earth's climate system. Cambridge University Press, 271 s.

- Blumenthal, M.M. 1947. Beyşehir-Seydişehir hinterlandındaki Toros dağlarının jeolojisi. Maden Tetkik Arama Enstitüsü. Ankara, 242 s.
- Blumenthal, M.M. 1951. Batı Toroslarda Antalya ardı ülkesinde jeolojik araştırmalar. Maden Tetkik Arama Enstitüsü. Ankara, 194 s.
- Bond, G., Broecker, W., Johnsen, S., McManus, J., Labeyrie, L., Jouzel, J. and Bonani, G. 1993. Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice. *Nature*, 365, (6442): 143.
- Bond, G., Kromer, B., Beer, J., Muscheler, R., Evans, M. N., Showers, W., Hoffmann, S., Lotti-Bond, R., Hajdas, I and Bonani, G. 2001. Persistent solar influence on North Atlantic climate during the Holocene. *Science*, 294, (5549): 2130-2136.
- Bond, G., Showers, W., Cheseby, M., Lotti, R., Almasi, P., Priore, P., Cullen, H., Hajdas, I. and Bonani, G. 1997. A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and glacial climates. *Science*, 278, (5341): 1257-1266.
- Bradley, R.S. 2015. *Paleoclimatology: Reconstructing Climates of the Quaternary*. Academic Press, 696 p.
- Brooks, N. 2006. Cultural responses to aridity in the Middle Holocene and increased social complexity. *Quaternary International*, 151, (1): 29-49.
- Brunn, J., Dumont, J., De Graciansky, P.C., Gutnic, M., Juteau, T., Marcoux, J., Monod, O. and Poisson, A. 1971. Outline of the geology of the western Taurids. *Geology and history of Turkey*, 225, (255): 17.
- Burns, S.J., Fleitmann, D., Matter, A., Neff, U. and Mangini, A. 2001. Speleothem evidence from Oman for continental pluvial events during interglacial periods. *Geology*, 29, (7): 623-626.
- Burns, S.J., Fleitmann, D., Mudelsee, M., Neff, U., Matter, A. and Mangini, A. 2002. A 780-year annually resolved record of Indian Ocean monsoon precipitation from a speleothem from south Oman. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 107, (D20): ACL 9-1-ACL 9-9.
- Cabré, A., Marinov, I. and Leung, S. 2015. Consistent global responses of marine ecosystems to future climate change across the IPCC AR5 earth system models. *Climate dynamics*, 45, (5-6): 1253-1280.
- Calvert, S. and Fontugne, M. 2001. On the late Pleistocene-Holocene sapropel record of climatic and oceanographic variability in the eastern Mediterranean. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 16, (1): 78-94.
- Cerling, T.E. 1984. The stable isotopic composition of modern soil carbonate and its relationship to climate. *Earth and Planetary science letters*, 71, (2): 229-240.
- Cheng, H., Edwards, R. L., Shen, C. C., Polyak, V. J., Asmerom, Y., Woodhead, J., Hellstrom, J., Wang, Y., Kong, X. et al. 2013. Improvements in ²³⁰Th dating, ²³⁰Th and ²³⁴U half-life values, and U–Th isotopic measurements by multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry. *Earth and Planetary science letters*, 371, 82-91.

- Cheng, H., Sinha, A., Verheyden, S., Nader, F. H., Li, X. L., Zhang, P. Z., Yin, J.J., Yi, L., Peng, Y.B., Rao, Z.G. et al. 2015. The climate variability in northern Levant over the past 20,000 years. *Geophysical Research Letters*, 42, (20): 8641-8650.
- Christensen, J.H., Kanikicharla, K.K., Marshall, G. and Turner, J. 2013. Climate phenomena and their relevance for future regional climate change. *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, edited by T. F. Stocker et al., Cambridge Univ. Press, Cambridge.
- Clark, I.D. and Fritz, P. 1997. Environmental isotopes in hydrogeology. CRC press, New York, 328 s.
- Clarke, J., Brooks, N., Banning, E. B., Bar-Matthews, M., Campbell, S., Clare, L., Cremaschi, M., di Lernia, S., Drake, N., Gallinaro, M. et al. 2016. Climatic changes and social transformations in the Near East and North Africa during the 'long'4th millennium BC: A comparative study of environmental and archaeological evidence. *Quaternary Science Reviews*, 136, 96-121.
- Coplen, T.B. 1996. New guidelines for reporting stable hydrogen, carbon, and oxygen isotope-ratio data. *Geochimica et cosmochimica Acta*, 60, (17): 3359-3360.
- Coplen, T.B., Kendall, C. and Hopple, J. 1983. Comparison of stable isotope reference samples. *Nature*, 302, (5905): 236.
- Craig, H. 1961. Standard for reporting concentrations of deuterium and oxygen-18 in natural waters. *Science*, 133, (3467): 1833-1834.
- Cullen, H.M., deMenocal, P.B., Hemming, S., Hemming, G., Brown, F.H., Guilderson, T. and Sirocko, F. 2000. Climate change and the collapse of the Akkadian empire: Evidence from the deep sea. *Geology*, 28, (4): 379-382.
- Cullen, H.M., Kaplan, A. and Arkin, P.A. 2002. Impact of the North Atlantic Oscillation on Middle Eastern climate and streamflow. *Climatic Change*, 55, (3): 315-338.
- Çiner, A. and Sarıkaya, M.A. 2017. Cosmogenic ³⁶Cl geochronology of late quaternary glaciers in the Bolkar Mountains, south central Turkey. *Geological Society, London, Special Publications*, 433, (1): 271-287.
- Dansgaard, W. 1964. Stable isotopes in precipitation. *Tellus*, 16, (4): 436-468.
- De Lange, G.J., Thomson, J., Reitz, A., Slomp, C.P., Principato, M.S., Erba, E. and Corselli, C. 2008. Synchronous basin-wide formation and redox-controlled preservation of a Mediterranean sapropel. *Nature Geoscience*, 1, (9): 606.
- Dean, J.R., Jones, M.D., Leng, M.J., Noble, S.R., Metcalfe, S.E., Sloane, H.J., Sahy, D., Eastwood, W.J. and Roberts, C.N. 2015. Eastern Mediterranean hydroclimate over the late glacial and Holocene, reconstructed from the sediments of Nar lake, central Turkey, using stable isotopes and carbonate mineralogy. *Quaternary Science Reviews*, 124, 162-174.
- DeMenocal, P.B. 2001. Cultural responses to climate change during the late Holocene. *Science*, 667-673.

- Dennis, P., Rowe, P. and Atkinson, T. 2001. The recovery and isotopic measurement of water from fluid inclusions in speleothems. *Geochimica et cosmochimica Acta*, 65, (6): 871-884.
- Denton, G.H. and Karlén, W. 1973. Holocene climatic variations—their pattern and possible cause. *Quaternary Research*, 3, (2): 155-205.
- Dorale, J.A., Edwards, R.L., Alexander, E.C., Shen, C.-C., Richards, D.A. and Cheng, H. 2004. Uranium-series dating of speleothems: current techniques, limits, & applications. *Studies of Cave Sediments*. Springer, 177-197.
- Dorale, J.A., Edwards, R.L., Ito, E. and Gonzalez, L.A. 1998. Climate and vegetation history of the midcontinent from 75 to 25 ka: a speleothem record from Crevice Cave, Missouri, USA. *Science*, 282, (5395): 1871-1874.
- Drake, B.L. 2012. The influence of climatic change on the Late Bronze Age Collapse and the Greek Dark Ages. *Journal of Archaeological Science*, 39, (6): 1862-1870.
- Drysdale, R., Zanchetta, G., Hellstrom, J., Maas, R., Fallick, A., Pickett, M., Cartwright, I. and Piccini, L. 2006. Late Holocene drought responsible for the collapse of Old World civilizations is recorded in an Italian cave flowstone. *Geology*, 34, (2): 101-104.
- Eastwood, W.J., Leng, M.J., Roberts, N. and Davis, B. 2007. Holocene climate change in the eastern Mediterranean region: a comparison of stable isotope and pollen data from Lake Gölhisar, southwest Turkey. *Journal of Quaternary Science: Published for the Quaternary Research Association*, 22, (4): 327-341.
- Eastwood, W.J., Roberts, N. and Lamb, H.F. 1998. Palaeoecological and archaeological evidence for human occupation in southwest Turkey: The Beyşehir Occupation Phase. *Anatolian Studies*, 48, 69-86.
- Edwards, R.L., Chen, J. and Wasserburg, G. 1987. ^{238}U / ^{234}U / ^{230}Th / ^{232}Th systematics and the precise measurement of time over the past 500,000 years. *Earth and Planetary science letters*, 81, (2-3): 175-192.
- Fairchild, I.J. and Baker, A. 2012. *Speleothem science: from process to past environments*. John Wiley & Sons, s.
- Fairchild, I.J. and McMillan, E.A. 2007. Speleothems as indicators of wet and dry periods. *International Journal of Speleology*, 36, (2): 2.
- Fairchild, I.J., Smith, C.L., Baker, A., Fuller, L., Spötl, C., Matthey, D. and McDermott, F. 2006. Modification and preservation of environmental signals in speleothems. *Earth-Science Reviews*, 75, (1-4): 105-153.
- Fairchild, I.J. and Treble, P.C. 2009. Trace elements in speleothems as recorders of environmental change. *Quaternary Science Reviews*, 28, (5-6): 449-468.
- Faure, G. and Mensing, T.M. 2005. *Isotopes: principles and applications*. Wiley-Blackwell, s.
- Finné, M., Holmgren, K., Shen, C.-C., Hu, H.-M., Boyd, M. and Stocker, S. 2017. Late Bronze Age climate change and the destruction of the Mycenaean Palace of Nestor at Pylos. *PloS one*, 12, (12): e0189447.

- Finné, M., Holmgren, K., Sundqvist, H.S., Weiberg, E. and Lindblom, M. 2011. Climate in the eastern Mediterranean, and adjacent regions, during the past 6000 years—A review. *Journal of Archaeological Science*, 38, (12): 3153-3173.
- Fleitmann, D., Burns, S. J., Mangini, A., Mudelsee, M., Kramers, J., Villa, I., Neff, U., Al-Subbary, A.A., Buettner, A., Hippler, D. et al. 2007. Holocene ITCZ and Indian monsoon dynamics recorded in stalagmites from Oman and Yemen (Socotra). *Quaternary Science Reviews*, 26, (1-2): 170-188.
- Fleitmann, D., Burns, S.J., Neff, U., Mudelsee, M., Mangini, A. and Matter, A. 2004. Palaeoclimatic interpretation of high-resolution oxygen isotope profiles derived from annually laminated speleothems from Southern Oman. *Quaternary Science Reviews*, 23, (7-8): 935-945.
- Fleitmann, D., Cheng, H., Badertscher, S., Edwards, R. L., Mudelsee, M., Göktürk, O. M., Fankhauser, A., Pickering, R., Raible, C.C., Matter, A. et al. 2009. Timing and climatic impact of Greenland interstadials recorded in stalagmites from northern Turkey. *Geophysical Research Letters*, 36, (19):
- Fleitmann, D., Treble, P., Cruz Jr, F., Cole, J. and Cobb, K. 2008. White paper on “Speleothem-based climate proxy records “. PAGES/CLIVAR Paleoclimate Uncertainties Workshop Report, ss.
- Flohr, P., Fleitmann, D., Zorita, E., Sadekov, A., Cheng, H., Bosomworth, M., Edwards, L., Matthews, W. and Matthews, R. 2017. Late Holocene droughts in the Fertile Crescent recorded in a speleothem from northern Iraq. *Geophysical Research Letters*, 44, (3): 1528-1536.
- Ford, D. and Williams, P.D. 2013. Karst hydrogeology and geomorphology. John Wiley & Sons, 576 p.
- Genty, D., Baker, A. and Vokal, B. 2001. Intra-and inter-annual growth rate of modern stalagmites. *Chemical Geology*, 176, (1-4): 191-212.
- Genty, D., Blamart, D., Ouahdi, R., Gilmour, M., Baker, A., Jouzel, J. and Van-Exter, S. 2003. Precise dating of Dansgaard–Oeschger climate oscillations in western Europe from stalagmite data. *Nature*, 421, (6925): 833.
- Giorgi, F. 2006. Climate change hot-spots. *Geophysical Research Letters*, 33, (8).
- Göktürk, O.M. 2011. Climate in the Eastern Mediterranean Through the Holocene Inferred from Turkish Stalagmites. Ph. D., University of Bern, Switzerland, 113 p.
- Göktürk, O.M., Fleitmann, D., Badertscher, S., Cheng, H., Edwards, R., Leuenberger, M., Fankhauser, A., Tüysüz, O. and Kramers, J. 2011. Climate on the southern Black Sea coast during the Holocene: implications from the Sofular Cave record. *Quaternary Science Reviews*, 30, (19-20): 2433-2445.
- Gradziński, M., Gorny, A., Pazdur, A. and Pazdur, M.F. 2003. Origin of black coloured laminae in speleothems from the Kraków-Wieluń; Upland, Poland. *Boreas*, 32, (3): 532-542.
- Gradzinski, M., Hercman, H., Nowak, M. and Bella, P. 2007. Age of black coloured laminae within speleothems from Domica cave and its significance for dating of prehistoric human settlement. *Geochronometria*, 28, 39-45.

- Grant, K., Rohling, E., Bar-Matthews, M., Ayalon, A., Medina-Elizalde, M., Ramsey, C.B., Satow, C. and Roberts, A. 2012. Rapid coupling between ice volume and polar temperature over the past 150,000 years. *Nature*, 491, (7426): 744.
- Griggs, C., DeGaetano, A., Kuniholm, P. and Newton, M. 2007. A regional high-frequency reconstruction of May–June precipitation in the north Aegean from oak tree rings, AD 1089–1989. *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society*, 27, (8): 1075-1089.
- Gutnic, M., Monod, O., Poisson, A. and Dumont, J.F. 1979. Geologie des Taurides occidentales (Turquie). Mémoire de la Société Géologique de France, 137: 1-112.
- Günay, G. 1992. Karst Hidrojeolojisi Araştırmalarında Uygulanan Yeni Yöntemler Ve Türkiye'den Örnekler. *İstanbul Yerbilimleri Dergisi*, 8, (1-2-3):
- Healy, P.F. 2007. The anthropology of Mesoamerican caves. *Reviews in Anthropology*, 36, (3): 245-278.
- Heinrich, I., Touchan, R., Liñán, I.D., Vos, H. and Helle, G. 2013. Winter-to-spring temperature dynamics in Turkey derived from tree rings since AD 1125. *Climate dynamics*, 41, (7-8): 1685-1701.
- Hendy, C. and Wilson, A. 1968. Palaeoclimatic data from speleothems. *Nature*, 219, (5149): 48.
- Hendy, C.H. 1971. The isotopic geochemistry of speleothems—I. The calculation of the effects of different modes of formation on the isotopic composition of speleothems and their applicability as palaeoclimatic indicators. *Geochimica et cosmochimica Acta*, 35, (8): 801-824.
- Horton, B.P., Rahmstorf, S., Engelhart, S.E. and Kemp, A.C. 2014. Expert assessment of sea-level rise by AD 2100 and AD 2300. *Quaternary Science Reviews*, 84, 1-6.
- Huang, Y. and Fairchild, I.J. 2001. Partitioning of Sr²⁺ and Mg²⁺ into calcite under karst-analogue experimental conditions. *Geochimica et cosmochimica Acta*, 65, (1): 47-62.
- Hurrell, J.W. 1995. Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: regional temperatures and precipitation. *Science*, 269, (5224): 676-679.
- Jaffey, A., Flynn, K., Glendenin, L., Bentley, W.t. and Essling, A. 1971. Precision measurement of half-lives and specific activities of U 235 and U 238. *Physical Review C*, 4, (5): 1889.
- Jaubert, J., Verheyden, S., Genty, D., Soulier, M., Cheng, H., Blamart, D., Burlet, C., Camus, H., Delaby, S., Deldicque, D. et al. 2016. Early Neanderthal constructions deep in Bruniquel Cave in southwestern France. *Nature*, 534, (7605): 111-114.
- Jex, C.N., Baker, A., Eden, J.M., Eastwood, W.J., Fairchild, I.J., Leng, M.J., Thomas, L. and Sloane, H.J. 2011. A 500 yr speleothem-derived reconstruction of late autumn–winter precipitation, northeast Turkey. *Quaternary Research*, 75, (3): 399-405.
- Jex, C.N., Baker, A., Fairchild, I.J., Eastwood, W.J., Leng, M.J., Sloane, H.J., Thomas, L. and Bekaroğlu, E. 2010. Calibration of speleothem $\delta^{18}\text{O}$ with instrumental climate records from Turkey. *Global and Planetary Change*, 71, (3-4): 207-217.

- Jones, M.D. and Roberts, C.N. 2008. Interpreting lake isotope records of Holocene environmental change in the Eastern Mediterranean. *Quaternary international*, 181, (1): 32-38.
- Kaniewski, D., Guiot, J. and Van Campo, E. 2015. Drought and societal collapse 3200 years ago in the Eastern Mediterranean: a review. *Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change*, 6, (4): 369-382.
- Kaniewski, D., Marriner, N., Cheddadi, R., Guiot, J. and Van Campo, E. 2018. The 4.2 kaBP event in the Levant. *Climate of the Past*, 14, (10):
- Kaniewski, D., Van Campo, E., Guiot, J., Le Burel, S., Otto, T. and Baeteman, C. 2013. Environmental roots of the Late Bronze Age crisis. *PLoS One*, 8, (8): e71004.
- Kaniewski, D., Van Campo, E. and Weiss, H. 2012. Drought is a recurring challenge in the Middle East. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 201116304.
- Kathayat, G., Cheng, H., Sinha, A., Berkelhammer, M., Zhang, H., Duan, P., Li, H., Li, X., Ning, Y. and Edwards, R.L. 2018. Evaluating the timing and structure of the 4.2 ka event in the Indian summer monsoon domain from an annually resolved speleothem record from Northeast India. *Climate of the Past*, 14, (12): 1869-1879.
- Kazancı, N. 2018. Holosen'in Katları. Türkiye Jeoloji Bülteni. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 61, 359-361.
- Kennett, D.J., Ingram, B.L., Southon, J.R. and Wise, K. 2002. Differences in 14 C Age Between Stratigraphically Associated Charcoal and Marine Shell from the Archaic Period Site of Kilometer 4, Southern Peru: Old Wood or Old Water? *Radiocarbon*, 44, (1): 53-58.
- Knapp, A.B. and Manning, S.W. 2016. Crisis in context: The end of the Late Bronze Age in the eastern Mediterranean. *American Journal of Archaeology*, 120, (1): 99-149.
- Kuzucuoğlu, C., Dörfler, W., Kunesch, S. and Goupille, F. 2011. Mid-to late-Holocene climate change in central Turkey: the Tecer Lake record. *The Holocene*, 21, (1): 173-188.
- Lachniet, M.S. 2009. Climatic and environmental controls on speleothem oxygen-isotope values. *Quaternary Science Reviews*, 28, (5-6): 412-432.
- Langgut, D., Finkelstein, I. and Litt, T. 2013. Climate and the Late Bronze Collapse: new evidence from the Southern Levant. *Tel Aviv*, 40, (2): 149-175.
- Lehndorff, E., Wolf, M., Litt, T., Brauer, A. and Amelung, W. 2015. 15,000 years of black carbon deposition - A post-glacial fire record from maar lake sediments (Germany). *Quaternary Science Reviews*, 110, 15-22.
- Lelieveld, J., Hadjinicolaou, P., Kostopoulou, E., Chenoweth, J., El Maayar, M., Giannakopoulos, C., Hannides, C., Lange, M.A., Tanarhte, M., Tyrlis, E. et al. 2012. Climate change and impacts in the Eastern Mediterranean and the Middle East. *Climatic Change*, 114, (3-4): 667-687.
- Lemcke, G. and Sturm, M. 1997. $\delta^{18}O$ and trace element measurements as proxy for the reconstruction of climate changes at Lake Van (Turkey): Preliminary results. Third millennium BC climate change and Old World collapse. Springer, 653-678.

- Leroy, S., Kazancı, N., Ileri, Ö., Kibar, M., Emre, O., McGee, E. and Griffiths, H. 2002. Abrupt environmental changes within a late Holocene lacustrine sequence south of the Marmara Sea (Lake Manyas, NW Turkey): possible links with seismic events. *Marine Geology*, 190, (1-2): 531-552.
- Liu, W., Martínón-Torres, M., Cai, Y. J., Xing, S., Tong, H. W., Pei, S. W., Sier, M.J., Wu, X., Edwards, R.L., Cheng, H. et al. 2015. The earliest unequivocally modern humans in southern China. *Nature*, 526, (7575): 696.
- Luterbacher, J., Xoplaki, E., Casty, C., Wanner, H., Pauling, A., Küttel, M., Rutishauser, T., Brönnimann, S., Fischer, E., Fleitmann, D. et al. 2006. Mediterranean climate variability over the last centuries: a review. *Developments in Earth and Environmental Sciences*, 4, 27-148.
- Mach, K.J., Mastrandrea, M.D., Bilir, T.E. and Field, C.B. 2016. Understanding and responding to danger from climate change: the role of key risks in the IPCC AR5. *Climatic Change*, 136, (3-4): 427-444.
- Manning, S.W., Kromer, B., Kuniholm, P.I. and Newton, M.W. 2001. Anatolian tree rings and a new chronology for the east Mediterranean Bronze-Iron Ages. *Science*, 294, (5551): 2532-2535.
- Marlon, J.R., Bartlein, P.J., Daniau, A.L., Harrison, S.P., Maezumi, S.Y., Power, M.J., Tinner, W. and Vanniere, B. 2013. Global biomass burning: a synthesis and review of Holocene paleofire records and their controls. *Quaternary Science Reviews*, 65, 5-25.
- Marlon, J.R., Bartlein, P. J., Walsh, M. K., Harrison, S. P., Brown, K. J., Edwards, M. E. Higuera, P.E., Power, M.J., Anderson, R.S., Briles, C. et al. 2009. Wildfire responses to abrupt climate change in North America. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 106, (8): 2519-2524.
- Marsh, A., Fleitmann, D., Al-Manmi, D.A.M., Altaweel, M., Wengrow, D. and Carter, R. 2018. Mid-to late-Holocene archaeology, environment and climate in the northeast Kurdistan region of Iraq. *The Holocene*, 0959683617752843.
- Masi, A., Sadori, L., Zanchetta, G., Baneschi, I. and Giardini, M. 2013. Climatic interpretation of carbon isotope content of mid-Holocene archaeological charcoals from eastern Anatolia. *Quaternary International*, 303, 64-72.
- Matthews, A., Ayalon, A. and Bar-Matthews, M. 2000. D/H ratios of fluid inclusions of Soreq cave (Israel) speleothems as a guide to the Eastern Mediterranean Meteoric Line relationships in the last 120 ky. *Chemical Geology*, 166, (3-4): 183-191.
- Mayewski, P.A., et al. 2004. Holocene climate variability. *Quaternary Research*, 62, (3): 243-255.
- McDermott, F. 2004. Palaeo-climate reconstruction from stable isotope variations in speleothems: a review. *Quaternary Science Reviews*, 23, (7-8): 901-918.
- McDermott, F., Frisia, S., Huang, Y., Longinelli, A., Spiro, B., Heaton, T. H., Hawkesworth, C.J., Borsato, A., Keppens, E., Fairchild, I.J. et al. 1999. Holocene climate variability in Europe: evidence from $\delta^{18}\text{O}$, textural and extension-rate variations in three speleothems. *Quaternary Science Reviews*, 18, (8-9): 1021-1038.

- McDermott, F., Schwarcz, H. and Rowe, P.J. 2006. Isotopes in speleothems. *Isotopes in Palaeoenvironmental Research*. Springer, 185-225.
- McKinney, C.R., McCrea, J.M., Epstein, S., Allen, H. and Urey, H.C. 1950. Improvements in mass spectrometers for the measurement of small differences in isotope abundance ratios. *Review of Scientific Instruments*, 21, (8): 724-730.
- Mellaart, J. 1958. The end of the Early Bronze Age in Anatolia and the Aegean. *American Journal of Archaeology*, 62, (1): 9-33.
- Mickler, P.J., Banner, J.L., Stern, L., Asmerom, Y., Edwards, R.L. and Ito, E. 2004. Stable isotope variations in modern tropical speleothems: evaluating equilibrium vs. kinetic isotope effects. *Geochimica et cosmochimica Acta*, 68, (21): 4381-4393.
- Migowski, C., Stein, M., Prasad, S., Negendank, J.F. and Agnon, A. 2006. Holocene climate variability and cultural evolution in the Near East from the Dead Sea sedimentary record. *Quaternary Research*, 66, (3): 421-431.
- Monod, O. 1977. Recherches géologiques le Taurus occidental au sud de Beyşehir (Turquie). These Doct., Université Paris XI Orsay, Paris, 422 p.
- Nazik, L. and Poyraz, M. 2017. Türkiye karst jeomorfolojisi genelini karakterize eden bir bölge: Orta Anadolu Platoları karst kuşağı. *Türk Coğrafya Dergisi*, 68, 43-56.
- Nazik, L. and Tuncer, K. 2010. Türkiye karst morfolojisinin bölgesel özellikleri. *Türk Speleoloji Dergisi* S, 1, 9-17.
- Nicholls, N. 2010. Why do we care about past climates? An editorial essay. *Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change*, 1, (2): 155-157.
- Otte, M., Bayón, I.L., Noiret, P., Yalçınkaya, I. and Kartal, M. 2003. Sedimentary Deposition Ratçs and Carbon-14: the Epi-paleolithic Sequence of Oküzini Cave (Southwest Turkey). *Journal of Archaeological Science*, 30, 325-341.
- Özgül, N. 1976. Toroslar'm bazı temel jeoloji özellikleri. *Bulletin of the Geological Society of Turkey*, 19, 65-78.
- Özgül, N. 1984. Stratigraphy and tectonic evolution of the Central Taurides. *Geology of the Taurus belt*, 77-90.
- Patterson III, W.A., Edwards, K.J. and Maguire, D.J. 1987. Microscopic charcoal as a fossil indicator of fire. *Quaternary Science Reviews*, 6, (1): 3-23.
- Pike, A.W., Hoffmann, D. L., García-Diez, M., Pettitt, P. B., Alcolea, J., De Balbin, R., Gonzalez-Sainz, C., de las Heras, C., Lasheras, L., Montes, R. et al. 2012. U-series dating of Paleolithic art in 11 caves in Spain. *Science*, 336, (6087): 1409-1413.
- Pike, A.W., Hoffmann, D.L., Pettitt, P.B., García-Diez, M. and Zilhao, J. 2017. Dating Palaeolithic cave art: Why U–Th is the way to go. *Quaternary International*, 432, 41-49.
- Poisson, A. 1977. Recherches géologiques dans les Taurides occidentales (Turquie): Thèse d'état, Univ. Paris-Sud (Orsay), Paris, 795 p.
- Poisson, A., Wernli, R., Sağular, E.K. and Temiz, H. 2003. New data concerning the age of the Aksu Thrust in the south of the Aksu valley, Isparta Angle (SW Turkey):

- consequences for the Antalya Basin and the Eastern Mediterranean. *Geological Journal*, 38, (3-4): 311-327.
- Psomiadis, D., Dotsika, E., Albanakis, K., Ghaleb, B. and Hillaire-Marcel, C. 2018. Speleothem record of climatic changes in the northern Aegean region (Greece) from the Bronze Age to the collapse of the Roman Empire. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 489, 272-283.
- Qin, X., Tan, M., Liu, T., Wang, X., Li, T. and Lu, J. 1999. Spectral analysis of a 1000-year stalagmite lamina-thickness record from Shihua Cavern, Beijing, China, and its climatic significance. *The Holocene*, 9, (6): 689-694.
- Rahmstorf, S. 2003. Timing of abrupt climate change: A precise clock. *Geophysical Research Letters*, 30, (10), 1510.
- Railsback, L.B., Liang, F., Brook, G., Voarintsoa, N.R.G., Sletten, H.R., Marais, E., Hardt, B., Cheng, H. and Edwards, R.L. 2018. The timing, two-pulsed nature, and variable climatic expression of the 4.2 ka event: A review and new high-resolution stalagmite data from Namibia. *Quaternary Science Reviews*, 186, 78-90.
- Richards, D.A. and Dorale, J.A. 2003. Uranium-series chronology and environmental applications of speleothems. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 52, (1): 407-460.
- Rimmer, S.M., Hawkins, S.J., Scott, A.C. and Cressler, W.L. 2015. The rise of fire: fossil charcoal in late Devonian marine shales as an indicator of expanding terrestrial ecosystems, fire, and atmospheric change. *American Journal of Science*, 315, (8): 713-733.
- Roberts, N. 2013. *The Holocene: an environmental history*. John Wiley & Sons, 376 p.
- Roberts, N., Allcock, S. L., Arnaud, F., Dean, J. R., Eastwood, W. J., Jones, M. D., Leng, M.J., Metcalfe, S.E., Malet, E., Woodbridge, J. et al. 2016. A tale of two lakes: a multi-proxy comparison of Lateglacial and Holocene environmental change in Cappadocia, Turkey. *Journal of Quaternary Science*, 31, (4): 348-362.
- Roberts, N., Brayshaw, D., Kuzucuoğlu, C., Perez, R. and Sadori, L. 2011a. The mid-Holocene climatic transition in the Mediterranean: causes and consequences. *The Holocene*, 21, (1): 3-13.
- Roberts, N., Eastwood, W.J., Kuzucuoğlu, C., Fiorentino, G. and Caracuta, V. 2011b. Climatic, vegetation and cultural change in the eastern Mediterranean during the mid-Holocene environmental transition. *The Holocene*, 21, (1): 147-162.
- Roberts, N., Reed, J. M., Leng, M. J., Kuzucuoğlu, C., Fontugne, M., Bertaux, J., Woldring, H., Bottema, S., Black, S., Hunt, E. et al. 2001. The tempo of Holocene climatic change in the eastern Mediterranean region: new high-resolution crater-lake sediment data from central Turkey. *The Holocene*, 11, (6): 721-736.
- Rowan, Y.M. and Ilan, D. 2012. The subterranean landscape of the Southern Levant during the Chalcolithic period. *Sacred Darkness: a Global Perspective on the Ritual Use of Caves*. O'Reilly Media Inc, 87-107.
- Rowe, P., Mason, J., Andrews, J., Marca, A., Thomas, L., Van Calsteren, P., Jex, C., Vonhof, H. and Al-Omari, S. 2012. Speleothem isotopic evidence of winter

- rainfall variability in northeast Turkey between 77 and 6 ka. *Quaternary Science Reviews*, 45, 60-72.
- Ruan, J., Kherbouche, F., Genty, D., Blamart, D., Cheng, H., Dewilde, F., Hachi, S., Edwards, R.L., Regnier, E. and Michelot, J.L. 2016. Evidence of a prolonged drought ca. 4200 yr BP correlated with prehistoric settlement abandonment from the Gueldaman GLD1 cave, Northern Algeria. *Climate of the Past*, 12, (1): 1-14.
- Ruddiman, W.F. 2007. *Earth's Climate: past and future*. W. H. Freeman; 2nd edition, New York, 388 p.
- Sarı, B. 2006. Foraminifera-rudist biostratigraphy, Sr-C-Isotope stratigraphy and microfacies analysis of the Upper Cretaceous sequences of the Bey Dağları autochthon (western Taurides, Turkey). *Unpublished PhD thesis, Dokuz Eylül University, Izmir*, 436.
- Sarıkaya, M. 2012. Kuvaterner Buzullaşması; Yayılımı ve Zamanlaması'. *İç: Kazancı, N. ve Gürbüz, A.(eds) Kuvaterner Bilimi,, Ankara Üniversitesi Yayınları*, (350): 41-58.
- Sarıkaya, M.A., Ciner, A. and Zreda, M. 2011. Quaternary glaciations of Turkey. *Developments in Quaternary Sciences*. Elsevier,15: 393-403.
- Sarıkaya, M.A. and Çiner, A. 2017. Late Quaternary glaciations in the eastern Mediterranean. *Geological Society, London, Special Publications*, 433, (1): 289-305.
- Sarıkaya, M.A., Çiner, A. and Yıldırım, C. 2017. Cosmogenic ³⁶Cl glacial chronologies of the Late Quaternary glaciers on Mount Geyikdağ in the Eastern Mediterranean. *Quaternary Geochronology*, 39, 189-204.
- Sarıkaya, M.A., Zreda, M. and Çiner, A. 2009. Glaciations and paleoclimate of Mount Erciyes, central Turkey, since the Last Glacial Maximum, inferred from ³⁶Cl cosmogenic dating and glacier modeling. *Quaternary Science Reviews*, 28, (23-24): 2326-2341.
- Sariş, F., Hannah, D.M. and Eastwood, W.J. 2010. Spatial variability of precipitation regimes over Turkey. *Hydrological Sciences Journal–Journal des Sciences Hydrologiques*, 55, (2): 234-249.
- Scholz, D. and Hoffmann, D. 2008. ²³⁰Th/U-dating of fossil corals and speleothems. *Quat. Sci. J*, 57, (52-76): 129.
- Schwarcz, H. 1986. Geochronology and isotopic geochemistry of speleothems. *The Terrestrial Environment, B*,
- Scott, A.C. 2000. The Pre-Quaternary history of fire. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 164, (1-4): 281-329.
- Scott, A.C. 2010. Charcoal recognition, taphonomy and uses in palaeoenvironmental analysis. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 291, (1-2): 11-39.
- Šebela, S., Zupančič, N., Miler, M., Grčman, H. and Jarc, S. 2017. Evidence of Holocene surface and near-surface palaeofires in karst caves and soils. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 485, 224-235.

- Sharifi, A., Pourmand, A., Canuel, E. A., Ferer-Tyler, E., Peterson, L. C., Aichner, B., Feakins, S.J., Daryaee, T., Djamali, M., Beni, N.A. et al. 2015. Abrupt climate variability since the last deglaciation based on a high-resolution, multi-proxy peat record from NW Iran: The hand that rocked the Cradle of Civilization? *Quaternary Science Reviews*, 123, 215-230.
- Sharp, Z. 2017. Principles of stable isotope geochemistry. 2nd Edition, 384 p.
- Staubwasser, M., Sirocko, F., Grootes, P.M. and Segl, M. 2003. Climate change at the 4.2 ka BP termination of the Indus valley civilization and Holocene south Asian monsoon variability. *Geophysical Research Letters*, 30, (8):
- Staubwasser, M. and Weiss, H. 2006. Holocene climate and cultural evolution in late prehistoric–early historic West Asia. *Quaternary Research*, 66, (3): 372-387.
- Şenel, M., Dalkılıç, H., Gedik, İ., Serdaroğlu, M., Bölükbaşı, S., Metin, S., Esentürk, K., Bilgin, A.Z., Oğuz, M.F., Korucu, M. ve Özgül, N. 1992. Eğirdir-Yeşarbağdemli-Gebiz ve Geriş-Köprülü (Isparta-Antalya) arasında kalan alanların jeolojisi. M.T.A. Raporu No: 9390 (yayımlanmamış), Ankara.
- Şenel, M., Gedik, İ., Dalkılıç, H., Serdaroğlu, M., Bilgin, A.Z., Uğuz, M.F., Bölükbaşı, A.S., Korucu, M. and Özgül, N. 1996. Isparta büklümü doğusunda, otokton ve allokton birimlerin stratigrafisi (Batı Toroslar). *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, 118, (118):
- Şenel, M. 1997. 1:100000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritaları, No. 7, Antalya O24 Paftası. MTA Genel Müdürlüğü Jeoloji Etütleri Dairesi, Ankara.
- Şengör, C.A.M. and Yılmaz, Y. 1981. Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach. *Tectonophysics*, 75, (3-4): 181-241.
- Taşkıran, H., 1993. Karain Mağarası çevresinde yeni bir mağara: Boynuzluin (Bibiş) Mağarası. *XI. Araştırma Sonuçları Toplantısı*. 24-28 Mayıs, Ankara, s. 227-236.
- Taşkıran, H., Özçelik, K., Kösem, M.B. 2011. 2010 Yılı Suluin Mağarası Kazıları. 33. Kazı Sonuçları Toplantısı-II, 23-28 Mayıs, Malatya, s. 1-18.
- Taşkıran, H., Özçelik, K., Kösem, M.B., Aydın, Y., Yaman, İ.D. ve Karakoç, M. 2013. 2012 Yılı Suluin Mağarası Kazıları. 35. Kazı Sonuçları Toplantısı, I, 27-31 Mayıs, Muğla. S.505.
- Taşkıran, H., Özçelik, K., Kösem, M.B., Erbil, E., Aydın, Y., 2015. 2014 Yılı Suluin Mağarası Kazıları. 37. Kazı Sonuçları Toplantısı-I, 11-15 Mayıs, Erzurum, s. 215-234.
- Tomkins, P. 2009. Domesticity by default. Ritual, ritualization and cave-use in the Neolithic Aegean. *Oxford Journal of Archaeology*, 28, (2): 125-153.
- Touchan, R., Akkemik, Ü., Hughes, M.K. and Erkan, N. 2007. May–June precipitation reconstruction of southwestern Anatolia, Turkey during the last 900 years from tree rings. *Quaternary Research*, 68, (2): 196-202.
- Treble, P., Shelley, J. and Chappell, J. 2003. Comparison of high resolution sub-annual records of trace elements in a modern (1911–1992) speleothem with instrumental climate data from southwest Australia. *Earth and Planetary science letters*, 216, (1-2): 141-153.

- Turner, R., Roberts, N. and Jones, M. 2008. Climatic pacing of Mediterranean fire histories from lake sedimentary microcharcoal. *Global and Planetary Change*, 63, (4): 317-324.
- Türkeş, M. 2010. *Klimatoloji ve meteoroloji*. Kriter Yayınevi, 672 s.
- Türkeş, M. and Erlat, E. 2003. Precipitation changes and variability in Turkey linked to the North Atlantic Oscillation during the period 1930–2000. *International Journal of Climatology*, 23, (14): 1771-1796.
- Türkeş, M. and Erlat, E. 2009. Winter mean temperature variability in Turkey associated with the North Atlantic Oscillation. *Meteorology and atmospheric physics*, 105, (3-4): 211-225.
- Umurtak G. 2005. A study of the dating of new groups of pottery from Bademağacı Höyük and some reflections on the Late Chalcolithic cultures of southwestern Anatolia. *Anatolia antiqua*. Eski Anadolu 13: 53-69.
- Urey, H.C., Lowenstam, H.A., Epstein, S. and McKinney, C.R. 1951. Measurement of paleotemperatures and temperatures of the Upper Cretaceous of England, Denmark, and the southeastern United States. *Geological Society of America Bulletin*, 62, (4): 399-416.
- Ülgen, U.B., Franz, S.O., Biltekin, D., Çagatay, M.N., Roeser, P.A., Doner, L. and Thein, J. 2012. Climatic and environmental evolution of Lake Iznik (NW Turkey) over the last~ 4700 years. *Quaternary International*, 274, 88-101.
- Ünal-İmer, E., Shulmeister, J., Zhao, J.-X., Uysal, I.T. and Feng, Y.-X. 2016. High-resolution trace element and stable/radiogenic isotope profiles of late Pleistocene to Holocene speleothems from Dim Cave, SW Turkey. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 452, 68-79.
- Ünal-İmer, E., Shulmeister, J., Zhao, J.-X., Uysal, I.T., Feng, Y.-X., Nguyen, A.D. and Yüce, G. 2015. An 80 kyr-long continuous speleothem record from Dim Cave, SW Turkey with paleoclimatic implications for the Eastern Mediterranean. *Scientific reports*, 5, 13560.
- Vaks, A., Bar-Matthews, M., Ayalon, A., Schilman, B., Gilmour, M., Hawkesworth, C.J., Frumkin, A., Kaufman, A. and Matthews, A. 2003. Paleoclimate reconstruction based on the timing of speleothem growth and oxygen and carbon isotope composition in a cave located in the rain shadow in Israel. *Quaternary Research*, 59, (2): 182-193.
- Vandeveld, S., Brochier, J.E., Petit, C. and Slimak, L. 2017. Establishment of occupation chronicles in Grotte Mandrin using sooted concretions: Rethinking the Middle to Upper Paleolithic transition. *J Hum Evol*, 112, 70-78.
- Vanni, B., Power, M. J., Roberts, N., Tinner, W., Carrión, J., Magny, M., Bartlein, P., Colombaroli, D., Danialu, A.L., Finsinger, W. et al. 2011. Circum-Mediterranean fire activity and climate changes during the mid-Holocene environmental transition (8500-2500 cal. BP). *Holocene*, 21, (1): 53-73.
- Verheyden, S., Baele, J. M., Keppens, E., Genty, D., Cattani, O., Cheng, H., Edwards, L., Zhang, H., Strijdonck, M.V. and Quinif, Y. 2006. The Proserpine stalagmite (Han-Sur-Lesse Cave, Belgium): preliminary environmental interpretation of the last

- 1000 years as recorded in a layered speleothem. *Geologica Belgica*, 9/3-4:245-256.
- Verheyden, S., Nader, F.H., Cheng, H.J., Edwards, L.R. and Swennen, R. 2008. Paleoclimate reconstruction in the Levant region from the geochemistry of a Holocene stalagmite from the Jeita cave, Lebanon. *Quaternary Research*, 70, (3): 368-381.
- Wang, Y.-J., Cheng, H., Edwards, R.L., An, Z., Wu, J., Shen, C.-C. and Dorale, J.A. 2001. A high-resolution absolute-dated late Pleistocene monsoon record from Hulu Cave, China. *Science*, 294, (5550): 2345-2348.
- Wanner, H., Beer, J., Bütikofer, J., Crowley, T. J., Cubasch, U., Flückiger, J., Goosse, H., Grosjean, M., Joos, F., Kaplan, J.O. et al. 2008. Mid-to Late Holocene climate change: an overview. *Quaternary Science Reviews*, 27, (19-20): 1791-1828.
- Weiss, B. 1982. The decline of Late Bronze Age civilization as a possible response to climatic change. *Climatic Change*, 4, (2): 173-198.
- Weiss, H. 1997. Late third millennium abrupt climate change and social collapse in West Asia and Egypt. Third millennium BC climate change and Old World collapse. Springer, 711-723.
- Weiss, H. 2016. Global megadrought, societal collapse and resilience at 4.2-3.9 ka BP across the Mediterranean and West Asia. *Clim. Chang. Cult. Evol. PAGES Mag*, 24, 62.
- Weiss, H. and Bradley, R.S. 2001. What drives societal collapse? *Science*, 291, (5504): 609-610.
- Weiss, H., Courty, M.-A., Wetterstrom, W., Guichard, F., Senior, L., Meadow, R. and Curnow, A. 1993. The genesis and collapse of third millennium north Mesopotamian civilization. *Science*, 261, (5124): 995-1004.
- Weninger, B., Clare, L., Rohling, E., Bar-Yosef, O., Böhner, U., Budja, M., Bundschuh, M., Feurdean, A., Gebe, H.G., Jöris, O. et al. 2009. The impact of rapid climate change on prehistoric societies during the Holocene in the Eastern Mediterranean. *Documenta Praehistorica*, 36, 7-59.
- Westaway, K.E., Louys, J., Awe, R. D., Morwood, M. J., Price, G. J., Zhao, J. X., Joannes-Boyau, R., Smith, T.M., Skinner, M.M. et al. 2017. An early modern human presence in Sumatra 73,000-63,000 years ago. *Nature*, 548, (7667): 322-325.
- White, W.B. 2004. Paleoclimate records from speleothems in limestone caves. Studies of cave sediments. Springer, 135-175.
- Wickens, L. 2013. Geochemistry And Petrography Of Speleothems From Turkey And Iran: Palaeoclimate and Diagenesis. University of East Anglia, p. 280.
- Yalçinkaya, I. 1987. 1985 Yılı Karain Kazıları, VIII. Kazı Sonuçları Toplantısı - I, Başbakanlık Basımevi, Ankara, s. 21 – 37.
- Yalçinkaya, I., 1994. 1993 Yılı Karain Kazıları. XVI. Kazı Sonuçları Toplantısı- I, 30 Mayıs – 3 Haziran, Ankara, s. 1-26.

- Yalçinkaya, I., 1991. 1990 Yılı Karain Kazıları. *XIII. Kazı Sonuçları Toplantısı-I*, 27-31 Mayıs, Çanakkale, s. 33-54.
- Yalçinkaya, I., Otte, M., Kartal, M., Atıcı, A. L., Özçelik, K., Kösem, M. B., Erek, C. M., Taşkiran, H., 1999. 1998 Yılı Karain Kazıları. *21. Kazı Sonuçları Toplantısı-I*, 24-28 Mayıs, Ankara, s. 29-36.
- Yiou, R., Fuhrer, K., Meeker, L., Jouzel, J., Johnsen, S. and Mayewski, P.A. 1997. Paleoclimatic variability inferred from the spectral analysis of Greenland and Antarctic ice-core data. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 102, (C12): 26441-26454.
- Zanchetta, G., Regattieri, E., Isola, I., Drysdale, R., Bini, M., Baneschi, I. and Hellstrom, J. 2016. The so-called “4.2 event” in the central Mediterranean and its climatic teleconnections. *Alpine and Mediterranean quaternary*, 29, (1): 5-17.
- Zhang, H., Cheng, H., Spötl, C., Cai, Y., Sinha, A., Tan, L., Yi, L., Yan, H., Kathayat, G., Ning, Y. et al. 2018. A 200-year annually laminated stalagmite record of precipitation seasonality in southeastern China and its linkages to ENSO and PDO. *Scientific reports*, 8, (1): 12344.
- Zhao, W.W., Zhao, Y. and Qin, F. 2017. Holocene fire, vegetation, and climate dynamics inferred from charcoal and pollen record in the eastern Tibetan Plateau. *Journal of Asian Earth Sciences*, 147, 9-16.

ÖZGEÇMİŞ

Koray KOÇ
koraykoc@akdeniz.edu.tr



ÖĞRENİM BİLGİLERİ

Doktora 2014-2019	Akdeniz Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Antalya
Yüksek Lisans 2013-2014	Akdeniz Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Antalya
Lisans 2007-2012	Ankara Üniversitesi Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Müh. Bölümü, Ankara

MESLEKİ VE İDARİ GÖREVLER

Araştırma Görevlisi (ÖYP) 2013-2019	Akdeniz Üniversitesi Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Müh. Bölümü, Antalya
--	---

ESERLER

Ulusal hakemli dergilerde yayımlanan makaleler

Koç K., Koşun E., Karaman M.E., "Kıyı Sedimentlerinde Tane Boyunu Etkileyen Faktörler; Antalya Körfezinde Konyaaltı ve Lara Plajlarının (Antalya) Karşılaştırılması", *Türkiye Jeoloji Bülteni*, cilt.8, ss.83-99, 2015.

Uluslararası bilimsel toplantılarda sunulan ve bildiri kitaplarında basılan bildiriler

Koç K., Fleitmann D., Koşun E., Demirtaş F., Cheng H., "Geoarchaeological Implications of Speleothems: A Case Study From Antalya, SW Turkey", 9th International

Symposium on Eastern Mediterranean Geology, ANTALYA, TÜRKİYE, 7-11 Mayıs 2018, pp.1-1.

Poisson A. , Yağmurlu F. , Koşun E., Demirtaş F., **Koç K.**, "Tertiary Evolution Of The Aksu Basın In The South Of The Isparta Angle (Sw Turkey)", 9th international Symposium on Eastern Mediterranean GEology, ANTALYA, TÜRKİYE, 7-11 Mayıs 2018, pp.1-1.

Demirtaş F., Koşun E., **Koç K.**, "Diagenetic Effects On Stable Isotope Composition Of The Marine Carbonates: A Case Study From Antalya Nappes", 9th international Symposium on Eastern Mediterranean Geology, Antalya, Türkiye, 7-11 Mayıs 2018, pp.1-1.

Ghaleb B., Hillaire-Marcel C., Koşun E., Özkul M., Barbecot F., **Koç K.**, Demirtaş, F. "U and Th-Series Isotope Study of Travertines from Pamukkale and Antalya Areas: A Probe into Their Deposition Rates from 105 To 10-1 yr Time-Scales", 7 thGeochemistry Symposium, Antalya, Türkiye, 16-18 Mayıs 2016, pp.177-177.

Ataselim Z., Leroy S. , Gürbüz A., Gürbüz E., Yücel O.T., Yedek Ö., **Koç K.** "Sediment Characteristics of a High-Mountain Lake in South Central Anatolia, Turkey", EGU General Assembly 2016, Viyana, Avusturya, 17-22 Nisan 2016, vol.18, no.16401, pp.1.

Koç K., Koşun E., Demirtaş F., "Spatial Effect On Grain Size Parameters And Variations Along Pure Gravel Beaches: A Case Study From The Gulf Of Antalya, Turkey", EGU General Assembly 2015, Viyana, Avusturya, 12-17 Nisan 2015, vol.1, no.68, pp.1-1.

Demirtaş F., Koşun E., Akkiraz M.S., Bozcu M., **Koç K.**, "Palaeoecological Construction From The Oligo-Miocene Coal Deposits Of Gelibolu Peninsula, Nw Turkey", EGU General Assembly 2015, Viyana, Avusturya, 12-10 Nisan 2015, vol.1, no.648, pp.1-1.

Gürbüz E., Kazancı N., Arpe K., Leroy S. , Yücel O.T., Ataselim Z., **Koç K.**, Yedek Ö., Gürbüz, A., İleri, Ö. "Beyşehir Gölü Hidroklimatolojik Özelliklerinin Küçük Buzul Çağı Dönemine Ait Dendrokronoloji Verileri ile Karşılaştırılması", 67. Türkiye Jeoloji Kurultayı, ANKARA, TÜRKİYE, 14-18 Nisan 2014, ss.310-311.

Gürbüz A., Kazancı N., Suludere Y., Hakyemez Y., Ataselim Z., Leroy S. , Gürbüz, E., Koç, K., Yedek, Ö., Yücel, O.T. vd. "Beyşehir Gölü Havzasının Jeolojik ve Jeomorfolojik Gelişimi", 67. Türkiye Jeoloji Kurultayı, Ankara, Türkiye, 14-18 Nisan 2014, ss.296-297.

Kazancı N., Ataselim Z., Gürbüz A., Yücel O.T., Yedek Ö., Gürbüz E., **Koç K.** "Late Quaternary Evolution Of Lake Beyşehir, Southwest Anatolia, Turkey", QuickLakeH 2014-An International Workshop on Lakes and Human Interactions , Ankara, Türkiye, 15-19 Eylül 2014, pp.18-18.

Ataselim Z., Kazancı N., İren K., Leroy S. , **Koç K.**, "Drilling Core Data From Shores Of Lake Manyas (Turkey); Possible Interaction Of The Lacustrine Basin And Daskyleion Antique Settlement Through The Iron Age", QuickLakeH 2014-An International Workshop on Lakes and Human Interactions , Ankara, Türkiye, 15-19 Eylül 2014, pp.32-32.

Gürbüz A., Kazancı N., Suludere Y., Hakyemez Y., Ataselim Z., Gürbüz E., **Koç K.**, Yedek Ö., Yücel O.T. "Quaternary Geology And Geomorphology Of The Lake Beyşehir Basin, Central-West Turkey", QuickLakeH 2014-An International Workshop on Lakes and Human Interactions , Ankara, Türkiye, 15-19 Eylül 2014, pp.42-42.

Kazancı N., Gürbüz A., Ataselim Z., Yedek Ö., Yücel O.T., Gürbüz E., **Koç K.**, "Hodrip: Holocene Drilling Project For Evidences Of Natural, Archaeological And Historical Events In Anatolia", QuickLakeH 2014-An International Workshop on Lakes and Human Interactions , Ankara, Türkiye, 15-19 Eylül 2014, pp.43-43.

Yücel O.T., Kazancı N., Yedek Ö., Ataselim Z., **Koç K.**, Gürbüz E., Gürbüz, A., "Sedimentological Properties Of Small Shallow Lakes On Central-West Taurus Mountains, Turkey: Lakes Dipsiz, Sülüklü And Çoban", QuickLakeH 2014-An International Workshop on Lakes and Human Interactions , Ankara, Türkiye, 15-19 Eylül 2014, pp.41-41.

Koç K., Yedek Ö., Kazancı N., Yücel O.T., Ataselim Z., Gürbüz E., Gürbüz, A. "Grain Size Parameter Variations Related To Hinterland Along The Beaches Of Lake Beyşehir, Sw Turkey", QuickLakeH 2014-An International Workshop on Lakes and Human Interactions , ANKARA, TÜRKİYE, 15-19 Eylül 2014, pp.39-39.

Gürbüz E., Kazancı N., Arpe K., Leroy S. , Ataselim Z., **Koç K.**, Yedek Ö., Yücel, O.T., Gürbüz, A. "Spatial Interpolation Of Climatological Characteristics Of The Lake Beyşehir Drainage Basin Through GIS, Turkey", QuickLakeH 2014-An International Workshop on Lakes and Human Interactions , ANKARA, TÜRKİYE, 15-19 Eylül 2014, pp.40-40.

Kazancı N., **Koç K.**, Boyraz S., "Study And Interpretation Of Sedimentation Rates Within Turkish Lakes", 18th International Petroleum and Natural Gas Congress and Exhibition of Turkey, ANKARA, TÜRKİYE, 11-13 Mayıs 2011, pp.65-65.

Ulusal bilimsel toplantılarda sunulan ve bildiri kitaplarında basılan bildiriler

Koç K., Koşun E., Cheng H., Demirtaş F., Fleitmann D., "Speleothemlere Jeoarkeolojik Yaklaşım: Tabak Mağarası Örneği, GB Türkiye", VIII. Türkiye Kuvaterner Sempozyumu, İstanbul, Türkiye, 2-5 Mayıs 2018, pp.170-171.

Kazancı N., Ergun Z., **Koç K.**, Gürbüz A., "Güney Marmara Bölgesi Karasal Kuvaterner Çökellerinin Depolanma Özellikleri ve İnsan Yerleşimine Etkileri", VIII. Türkiye Kuvaterner Sempozyumu, İstanbul, Türkiye, 2-5 Mayıs 2018, pp.30-31.

Gürbüz E., Kazancı N., Arpe K., Leroy S. , Ergun Z., **Koç K.**, Yücel, O.T., Gürbüz, A. "Uzaktan Algılama ve Coğrafi Bilgi Sistemleri Entegrasyonu ile İklimsel Değişimlerin Beyşehir Gölü'ne Etkilerinin İncelenmesi, Orta-Batı Anadolu", VII. Uzaktan Algılama CBS Sempozyumu, Eskişehir, Türkiye, 18-21 Eylül 2018, ss.159-159.

Koç K., Koşun E., Demirtaş F., Uçar F., Güneş A., "Paleoiklim Çalışmalarında Mağara Çökellerinin Kullanımı: Artıları ve Eksileri", 40. Yıl Jeoloji Sempozyumu, Adana, Türkiye, 3-6 Mayıs 2017, pp.52-53.

Uçar F., **Koç K.**, Demirtaş F., Güneş A., Aktürk Ö., "2-Boyutlu Elektrik Rezistivite Yöntemi ile Boşluklu Yapıların Belirlenmesi", 40. Yıl Jeoloji Sempozyumu, Adana, Türkiye, 3-6 Mayıs 2017, vol.1, no.1, pp.38-39.

Güneş A., Demirtaş F., Güneş M., **Koç K.**, Uçar F., İlbeyli N., Yalçın, M.G. "Ağır Metallerin İnsan ve Çevre Sağlığı Üzerine Etkileri", 40. Yıl Jeoloji Sempozyumu, Adana, Türkiye, 3-6 Mayıs 2017, vol.1, no.1, pp.135-136.

Gürbüz A., Kazancı N., Yedek Ö., Gürbüz E., **Koç K.**, Ergun Z., Yücel, O.T. "Beyşehir Gölü Kıyı Çökellerini Denetleyen Hidrodinamik Süreçler, Orta-Batı Türkiye ", Sedimantoloji Çalışma Grubu 2017 Çalıştay Karasal Çökeltme Sistemleri, Rize, Türkiye, 14 Eylül - 17 Ekim 2017, pp.74-75.

Koç K., Fleitmann D., Koşun E., Cheng H., Demirtaş F., Mert C., Özçelik, Y.C. "Arkeolojik ve Jeolojik Bulgular ile Tabak Mağarası'nın Holosen Geçmişi (Antalya, Güney Türkiye)", 70. Türkiye Jeoloji Kurultayı, Ankara, Türkiye, 10-14 Nisan 2017, ss.374-375.

Demirtaş F., Koşun E., **Koç K.**, Bölük H. , "Permien–Triyas Geçişine Ait Çökellerin Sedimantolojik ve Jeokimyasal İncelenmesi", 70. Türkiye Jeoloji Kurultayı, Ankara, Türkiye, 10 Nisan - 14 Mayıs 2017, pp.730-731.

Koşun E., Varol B., Ghaleb B., Hillaire-Marcel C., Barbecot F., Demirtaş F., **Koç K.** "Antalya Tufa Platformlarının Sedimantolojik ve Morfolojik Özellikleri, Güney Türkiye", VII. Türkiye Kuvaterner Sempozyumu , İstanbul, Türkiye, 8-11 Mayıs 2016, ss.161-161.

Gürbüz E., Kazancı N., Arpe, K., Leroy S. , Yücel O.T., Ataselim Z., **Koç K.**, Yedek, Ö., Gürbüz, A., İleri, Ö. "Beyşehir Gölü Hidroklimatolojik Özelliklerinin Küçük Buzul Çağı Dönemine Ait Dendrokronoloji Verileri ile Karşılaştırılması", 67. Türkiye Jeoloji Kurultayı, Ankara, Türkiye, 14-18 Nisan 2014, ss.310-311.

Gürbüz A., Kazancı N., Suludere Y., Hakyemez Y., Ataselim Z., Leroy S., Gürbüz, E., **Koç K.**, Yedek, Ö., Yücel, O.T., et al. "Beyşehir Gölü Havzasının Jeolojik ve Jeomorfolojik Gelişimi", 67. Türkiye Jeoloji Kurultayı, Ankara, Türkiye, 14-18 Nisan 2014, ss.296-297.

Kazancı N., Leroy S. , İleri Ö., Öncel S., Ataselim Z., Arpe K., Gürbüz, A., **Koç K.**, Yücel, O.T., Yedek, Ö., et al. "Beyşehir Gölü'nün Geç Kuvaterner-Güncel Tortulları ve Jeolojik Evrimi", 67. Türkiye Jeoloji Kurultayı, Ankara, Türkiye, 14-18 Nisan 2014, ss.294-295.

Koç K., Karaman M.E., Koşun E., "Lara ve Konyaaltı Plajlarının Sedimantolojik Özelliklerinin Karşılaştırılması, Antalya, GB Türkiye", 67. Türkiye Jeoloji Kurultayı, Ankara, Türkiye, 14-18 Nisan 2014, ss.160-161.

Yücel O.T., Yedek Ö., **Koç K.**, Ataselim Z., Gürbüz E., Gürbüz A., "Dipsiz, Sülüklü ve Çoban Göllerinin Sedimantolojik Özellikleri, Orta-Batı Toroslar", 67. Türkiye Jeoloji Kurultayı, Ankara, Türkiye, 14-18 Nisan 2014, ss.312-313.