

**ORTA-KUZEY TOROSLAR'DA GEÇ KUVATERNER
PALEOKLİMİNİN İNCESU MAĞARASI DİKİT KAYDI İLE
KURGULANMASI**

**RECONSTRUCTION OF THE LATE QUATERNARY
PALEOCLIMATE IN THE CENTRAL-NORTH TAURIDS
FROM THE RECORDS OF THE INCESU CAVE
STALAGMITE (TURKEY)**

MERTCAN ÖZBAKIR

Hacettepe Üniversitesi

Lisansüstü Eğitim-Öğretim ve Sınav Yönetmeliğinin

JEOLOJİ (HİDROJEOLOJİ) Mühendisliği Anabilim Dalı İçin Öngördüğü

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Olarak hazırlanmıştır.

2010

Fen Bilimleri Enstitüsü Müdürlüğü'ne,

Bu çalışma jürimiz tarafından **JEOLJİ (HİDROJEOLJİ) MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI 'nda YÜKSEK LİSANS TEZİ** olarak kabul edilmiştir.

Başkan :
Prof. Dr. Alparslan ARIKAN

Üye (Danışman) :
Prof. Dr. C. Serdar BAYARI

Üye :
Prof. Dr. Nilgün GÜLEÇ

Üye :
Prof. Dr. Mehmet ÇELİK

Üye :
Doç. Dr. N. Nur ÖZYURT

ONAY

Bu tez/...../..... tarihinde Enstitü Yönetim Kurulu'nca kabul edilmiştir.

Prof.Dr. Adil DENİZLİ
Fen Bilimleri Enstitüsü Müdürü

ORTA-KUZEY TOROSLAR'DA GEÇ KUVATERNER PALEOKLİMİNİN İNCESU MAĞARASI DİKİT KAYDI İLE KURGULANMASI

Mertcan Özbakır

ÖZ

Mağara çökelleri içerdikleri kararlı izotoplar bakımından geçmiş iklim değişikliklerinin yeniden kurgulanması adına önemli doğal arşiv kayıtları niteliğindedir. Bu çalışmada, İncesu Mağarası'ndan (Karaman-Taşkale) alınan 38 cm uzunluğunda, 15.2 cm çapında bir dikit örneğine (IN-01) ait yüksek çözünürlüklü kararlı izotop (^{18}O ve ^{13}C) verilerinden hareketle önemli küresel iklim olayları belirlenmiştir. Gelişim eksenini boyunca belirlenen ^{230}Th yaşları, örneğin son 45000 yıllık zaman aralığında oluştuğunu göstermektedir. Örneğin kapsadığı zaman aralığı günümüzden önce 2386-4527, 7868-13229, 29000-43822 yılları arasındadır. Örnek oluşumu sırasıyla günümüzden önce yaklaşık 29000-13229, 7868-4527 yılları arası ve günümüzden önce 2386 yılı ile günümüz arası olmak üzere toplam 3 adet zaman boşluğu ile kesintiye uğramıştır. Çökelimin gerçekleştiği dönemler boyunca ^{18}O ve ^{13}C izotopları yağış, sıcaklık ve bitkisel aktivitenin bir göstergesi olarak incelenmiştir. Ulaşılan sonuçlar çerçevesinde Toroslar paleokliminin genel eğilimde daha negatif izotop değerleri daha yağışlı ve bitki aktivitesinin yüksek olduğu koşulları belirtirken, daha pozitif değerler ise daha kurak ve soğuk koşulları göstermektedir. Bu bağlamda, Son Buzul Maksimumu öncesi Anadolu'daki iklim koşullarının günümüze oranla daha soğuk ve bitki örtüsü bakımından daha fakir olduğu belirlenmiştir. Son Buzul Maksimumu sonrası ve Holosen başında ise, iklimin günümüze oranla daha nemli ve bitki örtüsü bakımından daha zengin olduğu belirlenmiştir. Elde edilen kararlı izotop kayıtlarında, son 45000 yıl içerisinde meydana gelmiş önemli küresel soğuma olayları da gözlenmiştir. Bunlar geçmişten günümüze meydana gelmiş ani iklim değişiklikleri olup, sırasıyla Heinrich 3 ve, Younger Dryas olayları, 8200 yıl ve 4200 yıl olaylarıdır.

Anahtar Sözcükler: Paleoiklim, mağara çökelleri, ^{18}O ve ^{13}C , Orta Toroslar, ^{230}Th yaşlandırma yöntemi, küresel iklim olayları.

Danışman: Prof.Dr. C. Serdar BAYARI, Hacettepe Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Hidrojeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

RECONSTRUCTION OF THE LATE QUATERNARY PALEOCLIMATE IN THE CENTRAL-NORTH TAURIDS FROM THE RECORDS OF THE INCESU CAVE STALAGMITE (TURKEY)

Mertcan Özbakır

ABSTRACT

Speleothems, as one of the most reliable natural proxy records, with regard to their stable isotope contents, provide significant information for reconstructing the past climate changes. In this study, notable global climate events have been determined from the high resolution stable isotope data of a 38 cm-long and 15,2 cm-wide columnar stalagmite (IN-01), sampled in Incesu Cave (Karaman-Taşkale). ^{230}Th dates along the growth axis reveal an interrupted growth comprising the last 45000 years. Continuous calcite deposition is observed between 2386-4527, 7868-13229 and 29000-43822 years before present (BP). Three major hiatuses have been detected between 29000-13229, 7868-4527 years BP and also between 2386 years BP and the present. The stable isotope data (^{18}O and ^{13}C) of IN-01 have been used as proxies for past variation of atmospheric precipitation, temperature and vegetation activity. Results show that relatively negative isotope records reveal a relatively wet climate with enhanced vegetation density in the paleoclimate of Taurids Mountains Range whereas, dry and cold conditions are marked by relatively positive isotope values. Accordingly, it has been determined that the regional climate before the Last Glacial Maximum (LGM) was cooler and the vegetation coverage was lower than the present. Following the LGM, more humid and temperate conditions along with a more intense activity of vegetation is observed particularly during the early Holocene. Major global climate events that occurred throughout the last 45000 years have also been observed in stable isotope records. These include abrupt climate changes of Heinrich Event 3, Younger Dryas, 8.2 ky and 4.2 ky events respectively.

Keywords: Paleoclimate, speleothems, ^{18}O and ^{13}C , Central Taurids, ^{230}Th dating method, global climate events.

Supervisor: Prof.Dr. C. Serdar BAYARI, Hacettepe University, Department of Geological Engineering, Hydrogeological Engineering Section.

TEŞEKKÜR

Bu çalıőmanın gerçekleőmesinde baőta tım bilgi birikimi, emei ve tecrübesiyle bana destek olan danıőmanım Prof. Dr. Serdar Bayarı'ya; araőtırma sūrecinde sūrekli bilgi alıőveriőinde bulunduėum Gizem Őenoėlu'na; tez metninin yazımı aőamasında akademik ve teknik tecrūbeleri ile katkıda bulunan Dr. Hūseyin Karakuő ve Būlent Topuz'a; çalıőmanın her aőamasında bilgi birikimi ve tecrūbesi ile bana destek olan, tez metninin son őeklini almasına yardımcı olan Doç. Dr. Nur Őzyurt'a; arazi çalıőmaları sırasında desteėinden dolayı MTA-Karst ve Maėara Araőtırma Birimine; bu çalıőmalar sırasında her tūrlū imkan ve kolaylıėı saėlayan Dr. Koray Tōrk ve Dr. Noyan Gūner'e; yaőlandırma ve kararlı izotop çalıőmalarını būyūk bir Őzveriyle gerçekleőtiren, elde edilen veriler ile ilgili gōrūőlerini benimle paylaőan Dr. Hai Cheng ve Dr. Dominik Fleitmann'a; araőtırmanın yūrūtūlmesi için 108Y004 projesi kapsamında maddi destek saėlayan TūBİTAK'a, yapıcı yorumları ile tez metninin son őeklini almasındaki katkılarından dolayı jūri ũyelerine ve son olarak çalıőmam sırasında her zaman yanımda olan ve beni bu konuda sūrekli teővik eden sevgili annem Nermin Őzbekir, babam Metin Őzbekir ve kardeőim Gūlcan Őzbekir'a sonsuz teőekkūr ederim.

SİMGELER VE KISALTMALAR DİZİNİ

D-O	Dansgaard-Oeschger Olayları
DYS	Deniz Yüzeyi Sıcaklığı
GÖ 4200	Günümüzden Önce 4200 Olayı
GÖ 8200	Günümüzden Önce 8200 Olayı
GISP	Greenland Ice Sheet Project
GRIP	Greenland Ice Core Project
H1-6	Heinrich Olayları 1-6
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change
MTA-KMB	Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Karst ve Mağara Araştırma Birimi
NGRIP	North Greenland Ice Core Project
SBM	Son Buzul Maksimumu
UTM	Universal Transverse Mercator
VPDB	Vienna Pee Dee Belemnite
VSMOW	Vienna Standard Mean Ocean Water
YD	Younger Dryas

İÇİNDEKİLER DİZİNİ

ÖZ	iii
ABSTRACT	iv
TEŞEKKÜR.....	v
SİMGELER VE KISALTMALAR DİZİNİ	vi
İÇİNDEKİLER DİZİNİ	vii
ŞEKİLLER DİZİNİ.....	ix
EKLER DİZİNİ	xi
1. GİRİŞ.....	1
1.1. Gerekçe.....	1
1.2. Amaç ve Kapsam	2
1.3. Çalışma ve Değerlendirme Yöntemleri.....	2
1.4. Tez Metninin Genel Yapısı	3
1.5. Önceki Çalışmalar	4
2. ÖRNEKLEME ALANI	6
2.1. Giriş.....	6
2.2. Jeoloji.....	7
2.3. Jeomorfoloji.....	8
3. KÜRESEL İKLİM DEĞİŞİKLİĞİ VE MAĞARA ÇÖKELLERİ.....	10
3.1. İklim Üzerindeki Doğal Etkiler.....	11
3.1.1. Milankovitch Döngüleri.....	11
3.1.2. Güneşten gelen enerjideki değişimler	13
3.1.3. Okyanusal ve atmosferik süreçler	13
3.1.4. Volkanik etkiler ve sera gazları	14
3.2. Küresel İklim Olayları	15
3.2.1. Heinrich Olayları	16
3.2.2. Dansgaard-Oeschger (D-O) olayları	17
3.2.3. Oldest Dryas, Older Dryas	18
3.2.4. Younger Dryas (YD).....	18
3.2.5. Bølling-Allerød salınımları (B-A Interstadials)	18
3.2.6. Holosen İklim Optimumu	19
3.2.7. Günümüzden Önce 8200 (GÖ 8200) Yıl olayı	19
3.2.8. Günümüzden Önce 4200 (GÖ 4200) Yıl olayı	19
3.3. Mağara Çökellerinin Paleoiklim Çalışmalarındaki Rolü	20

4. VERİLER VE YÖNTEM.....	21
4.1. Örnekleme Çalışmaları	21
4.2. IN-01 Dikit Örneği.....	22
4.2.1. Genel yapı ve doku	22
4.2.2. ²³⁰ Th çalışmaları	24
4.2.3. Kararlı izotop çalışmaları.....	28
5. SONUÇLAR VE TARTIŞMA.....	32
5.1. IN-01 Gelişim Eksenini Boyunca $\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^{13}\text{C}$ Değişimi.....	32
5.1.1. Buz hacmi etkisi ve $\delta^{18}\text{O}$ arasındaki ilişki.....	33
5.2. IN-01 Dikit Örneğinde Gözlenen Küresel Olaylar	34
5.3. İncesu Mağarası ve Diğer Doğal Küresel Arşiv Kayıtları'nın Karşılaştırılması	39
5.3.1. İncesu ve Soreq Mağaralarının karşılaştırılması	41
5.3.2. İncesu Mağarası ve Akdeniz foraminifer kayıtlarının karşılaştırılması	42
5.3.3. İncesu ve Jeita Grotto (Lübnan) Mağaralarının karşılaştırılması	43
5.3.4. İncesu Mağarası ve Muson kayıtlarının karşılaştırılması.....	45
5.3.5. İncesu Mağarası ve buzul karotları kayıtlarının karşılaştırılması	46
5.4. İncesu ve Diğer Anadolu Doğal Arşiv Kayıtlarının Karşılaştırılması	48
5.4.1. İncesu ve Sofular Mağaralarının karşılaştırılması	48
5.4.2. İncesu Mağarası ve Anadolu Holosen paleoiklimi.....	50
5.5. Kuvaterner Paleoikliminin Karstlaşma Üzerindeki Etkisi	55
6. ÖNERİLER.....	57
7. KAYNAKLAR.....	58
EKLER	64

ŞEKİLLER DİZİNİ

Şekil 2.1. Örnekleme alanı yerbulduru haritası.....	6
Şekil 2.2. İncesu ve Asarini mağara sistemi plan görünümü.	7
Şekil 3.1. A) Dünya'nın genelleştirilmiş sıcaklık değişimi tarihçesi, B) Son 65 milyon yıllık iklim değişimi, C) Son 600 bin yıla ilişkin SPECMAP $\delta^{18}\text{O}$ kayıtları. .	10
Şekil 3.2. Dışmerkezlik.	12
Şekil 3.3. Eksen eğikliği.....	12
Şekil 3.4. Devinme (Precession)	13
Şekil 3.5. Termohalin (sıcaklık ve tuzluluk) döngüsü.....	14
Şekil 3.6. Heinrich Olayları'na ilişkin iklim kayıtları	17
Şekil 4.1. IN-01 örneği dış yüzey, taban ve kesilmiş iç yüzey görünümleri.....	23
Şekil 4.2. IN-01 dikit örneğine ait yaşlandırma noktaları ve yaş değerleri.	26
Şekil 4.3. IN-01 dikit örneğine ait oksijen ve karbon izotop kayıtları ¹	30
Şekil 5.1. Buz hacmi etkisi ile yağış suyu $\delta^{18}\text{O}$ arasındaki ilişki	34
Şekil 5.2. IN-01 örneği $\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^{13}\text{C}$ değerlerinin son 45000 yıldaki değişimi.	35
Şekil 5.3. IN-01 örneğinde gözlenen 8200 olayı.....	37
Şekil 5.4. IN-01 kayıtlarında gözlenen 4200 olayı.	38
Şekil 5.5. İncesu Mağarası ve karşılaştırma yapılan diğer kayıtlar.	40
Şekil 5.6. İncesu ve Soreq mağaralarına ait $\delta^{18}\text{O}$ kayıtlarının karşılaştırılması. ...	42
Şekil 5.7. IN-01 ve Akdeniz planktonik foraminifer $\delta^{18}\text{O}$ kayıtlarının karşılaştırılması	42
Şekil 5.8. Akdeniz'in son 45000 yıllık deniz suyu sıcaklık değişimi ile IN-01 $\delta^{18}\text{O}$ değişiminin karşılaştırılması.	43
Şekil 5.9. İncesu ve Jeita Grotto mağaralarına ait $\delta^{18}\text{O}$ kayıtlarının karşılaştırılması.	44
Şekil 5.10. İncesu ve Jeita Grotto mağaralarına ait $\delta^{13}\text{C}$ kayıtlarının karşılaştırılması.	44
Şekil 5.11. IN-01 ve Asya Muson'u $\delta^{18}\text{O}$ kayıtlarının karşılaştırılması.....	46
Şekil 5.12. IN-01 ve NGRIP $\delta^{18}\text{O}$ kayıtlarının karşılaştırılması.....	47
Şekil 5.13. İncesu ve Sofular mağaralarına ait $\delta^{18}\text{O}$ kayıtlarının karşılaştırılması. 49	
Şekil 5.14. İncesu ve Sofular mağaralarına ait $\delta^{13}\text{C}$ kayıtlarının karşılaştırılması. 49	
Şekil 5.15. Anadolu Paleoiklimi ile ilgili yapılan çalışmalar ve İncesu Mağarası kararlı izotop kayıtları.	52
Şekil 5.16. IN-01 $\delta^{18}\text{O}$ kayıtlarının Anadolu Paleoiklimi ile karşılaştırılması	53

ÇİZELGELER DİZİNİ

Çizelge 4.1. IN-01 örneği için U ve Th izotop içerikleri ve ²³⁰Th yaş değerleri..... 27

Çizelge 5.1. İncesu Mağarası ve karşılaştırılan diğer kayıtların konumları..... 41

EKLER DİZİNİ

Ek Çizelge 1. IN-01 dicit örneğine ait yaş ve kararlı izotop verileri 65

1. GİRİŞ

1.1. Gerekçe

Canlı yaşamın başlangıcından bugüne değin iklim, türlerin evrimi ve çeşitliliği üzerinde en önemli etkenlerden birisi olmuştur. Geçmiş jeolojik devirler boyunca dünya ikliminde meydana gelen değişiklikler, uzun süre egemen olmuş türlerin yok olmalarının yanısıra yeni türlerin ortaya çıkmasının da başlıca sebeplerinden biridir. İklim değişimi, dünyada ve dünyanın içinde bulunduğu gezegen sisteminde meydana gelen çok çeşitli doğal süreçlerin bir sonucudur. Ancak insanın tarım yapmaya başladığı yerleşik hayatın kurulmasıyla, geçmiştekine benzer nitelikteki doğal süreçlerin yanısıra, insan aktivitelerinin de iklim üzerinde önemli derecede etkili olduğu düşünülmektedir. Bu açıdan bakıldığında, son iki yüzyıl boyunca atmosferdeki sera gazı derişimindeki hızlı artış ve buna bağlı olarak geliştiği düşünülen küresel ölçekteki ısınma, iklim araştırmalarını çok daha önemli bir konuma taşımıştır.

Günümüz ikliminin ve iklimin gelecekteki değişiminin anlaşılabilmesi için geçmişteki iklim değişikliklerinin ve sonuçlarının doğru bir biçimde kurgulanması gereklidir. Paleoiklim bilgileri karalar ve denizlerden elde edilen kayıtlar kullanılarak oluşturulmaktadır. Büyük bir çoğunluğu buzul ve okyanus tabanı kayıtlarından üretilen bilgileri tamamlar nitelikteki çalışmalar son yıllarda mağara çökelleri kullanılarak yapılmaktadır. Bu kapsamda incelenen karst sistemleri, dünya genelinde önemli bir yayılıma sahiptir ve geçmişteki iklim değişimlerinden yüksek derecede etkilenmişlerdir. Söz konusu etki, karst sistemlerinin doğal bir parçası olan mağara çökellerinde kimyasal ve izotopik sinyaller olarak kaydedilmektedir. Bu çökellerden elde edilen veriler çökelim ortamının yakın dolayındaki paleoiklim değişimi hakkında da bilgi vermektedir. Mağaralar, yapıları itibariyle anlık atmosferik etkilere karşı korunaklı olup çoğunlukla duraylı bir iklim yapısına sahip olmaları sebebiyle paleo-ortamsal verilerin toplanması açısından oldukça elverişli alanlardır. Geçmişe ait bu bilgiler mağara çökelinin içerdiği ¹⁸O ve ¹³C kararlı izotoplarının yanısıra, iz elementlerden, polen ve diğer organik maddelerden elde edilen veriler ışığında incelenmektedir.

Bu tez çalışması “Konya Kapalı Havzası (Orta Anadolu) Geç Kuvaterner Paleokliminin Farklı Mağaraların Dikit Kayıtları İle Yeniden Kurgulanması (108Y004)” başlıklı TÜBİTAK projesi kapsamında gerçekleştirilmiştir.

Çalışma kapsamında Karaman İli’nde yer alan İncesu Mağarası’ndan alınan IN-01 kodlu dikit örneğinden elde edilen kararlı izotop verileri yardımı ile Anadolu paleoklimindeki değişiklikler ve bu değişikliklerin karst evrimine etkisi, son 45000 yıllık zaman dilimi kapsamında incelenmiştir.

1.2. Amaç ve Kapsam

Bu tez çalışmasının amacı Orta-Kuzey Toroslar’da Kuvaterner paleoklim koşullarının belirlenmesi ve bu iklim koşullarının karst sisteminin evrimine olan etkisinin değerlendirilmesidir. Çalışma kapsamında mağara çökellerinden üretilen iklim kayıtları ile Anadolu iklimi hakkında yeni bilgilere ulaşılması hedeflenmiştir. Bu doğrultuda öncelikle inceleme alanında yer alan İncesu Mağarası’ndan alınan IN-01 kodlu dikit örneğine ait ^{230}Th yaşları belirlenmiş ve ileriki aşamada dikit gelişiminin gerçekleştiği zaman aralığını temsil eden kararlı izotop verileri (^{18}O ve ^{13}C) elde edilmiştir. Çalışmada, kararlı izotop verilerinden hareketle ilgili zaman aralığı boyunca paleoklim ve paleo-ortam koşulları hakkında öngörüler geliştirilmiştir. Elde edilen sonuçlar Anadolu paleoklimi ile ilgili önceki çalışmalar ve küresel iklim olayları ile karşılaştırılmıştır.

1.3. Çalışma ve Değerlendirme Yöntemleri

Genel olarak çalışma yöntemi, saha çalışmaları sırasında toplanan dikit örneklerinin yaşlarının belirlenmesi ve sonrasında elde edilen yaş aralığına ait paleo-ortam ve paleoklim değişikliklerinin yorumlanması şeklindedir. Bu kapsamda, çalışmanın genel özeti aşağıdaki gibidir:

- Saha çalışmalarının yapılacağı uygun mağaraların seçimi ve dikit örneklerinin toplanması,
- Seçilen dikit örneğinin ^{230}Th yöntemi ile oluşum yaşının belirlenmesi,
- Dikitin büyüme eksenini boyunca sistematik aralıklarla alınan toz örnekler üzerinden ^{18}O ve ^{13}C analizlerinin gerçekleştirilmesi ve sonuçların paleoklim açısından değerlendirilmesi,

- Öngörülen paleoiklim ve paleo-ortam koşullarından hareketle, elde edilen zaman aralığı için karst evriminin incelenmesi.

1.4. Tez Metninin Genel Yapısı

Tez metni beş ana bölümden oluşmaktadır. Bu bölümlerin içerikleri özetle aşağıdaki gibidir.

Giriş bölümünde tez çalışmasının gerekçesi, amacı ve kapsamı belirtilmiş, örnekleme yapılan mağaraya ilişkin bilgilere yer verilmiştir. Tezin amaç ve kapsamı doğrultusunda mağaranın bulunduğu coğrafi bölgede daha önce yapılmış olan çalışmaların yanısıra dünyada yapılmış araştırmaların özetleri de bu bölümde yer almaktadır.

İkinci bölümde, tez çalışması kapsamında örnekleme yapılan mağaranın bulunduğu bölge; jeoloji ve jeomorfoloji başlıkları altında daha detaylı bir biçimde okuyucuya tanıtılmaktadır.

Üçüncü bölümde tezin amaç ve kapsamı doğrultusunda genel bir literatür bilgisi yer almaktadır. Bu bölümde iklimin değişimine sebep olan doğal etkiler ve bu etkilere bağlı olarak şekillenen küresel iklim olaylarının yanısıra, Orta Anadolu paleoikliminin nasıl değiştiği konusunda da temel bilgilere yer verilmiştir. Bölümdeki geri kalan başlıklarda ise özel olarak, paleoiklim çalışmalarında mağara çökellerinin rolü üzerinde durulmuştur.

Dördüncü bölüm, tez çalışmasının amacına uygun araştırma yöntemlerinin tanıtılması ve elde edilen sonuçların sunulması için ayrılmıştır. Bu kapsamda, arazi çalışmaları (mağara ve dikit seçimi), örneklenen dikitin detaylı bir tanıtımı ve dikit örneğinde yapılan analizlere (^{230}Th ve kararlı izotop) yer verilmiştir.

Beşinci bölümde, çalışmanın sonuçları diğer iklim kayıtları ile, karşılaştırmalı grafikler şeklinde okuyuca sunulmuştur. Karşılaştırmalar ile birlikte Toroslar'da etkili olan küresel iklim olayları belirlenmiştir. Son olarak geçmiş iklime yönelik elde edilen sonuçların karst evrimine etkisi tartışılmıştır.

Altıncı ve son bölümde ileriki çalışmalara dönük öneriler sunulmuştur.

1.5. Önceki Çalışmalar

Çalışmanın amaç ve kapsamı doğrultusunda önceden yapılmış olan araştırmaların başlıcalarına aşağıda değinilmiştir. Bu çalışmaların bir bölümü dünya genelinde mağara çökellerinde yapılmış paleoiklim araştırmalarıdır. Diğer bir bölümü ise çalışma alanı ve çevresinde yapılmış araştırmalardır.

Aşağıdaki çalışmalar Anadolu'da farklı yöntemler ile yapılmış olan geçmiş iklim araştırmalarıdır. Tez çalışmasının değerlendirme aşamasında bu araştırmaların sonuçlarından yararlanılmıştır.

Kuzucuoğlu et al. (1998) tarafından gerçekleştirilen çalışmada Geç Pleyistosen Konya paleogölündeki su seviyesi değişimleri ile göl kıyılarındaki kumul oluşumları arasındaki ilişki sedimentolojik ve jeomorfolojik olarak incelenmiştir.

Roberts et al. (1999) tarafından yapılan çalışmada Konya Havzası'nın Geç Kuvaterner ortam koşulları, alüvyal istifler ve eski göl çökel kayıtları yardımıyla yeniden kurgulanmıştır.

Fontugne et al. (1999), Orta Anadolu'nun Geç Pleyistosen ve Holosen'deki çevresel koşullarını göl, bataklık ve rüzgar çökellerine ait stratigrafik istiflerle yeniden kurgulamıştır.

Kashima (2002) çalışmasında Tuz Gölü'nde son 20000 yıl içerisinde; yağış ve buharlaşmada meydana gelen salınımları ve yerel koşulların değişimini, eski göl çökelleri üzerinde gerçekleştirdiği litostratigrafik ve biyostratigrafik analizler ile yeniden kurgulamıştır.

Sarıkaya et al. (2009) tarafından gerçekleştirilen çalışmada, Erciyes Dağı'ndaki morenler kozmojenik ³⁶Cl yöntemiyle yaşlandırılmış ve bu bölgeye ait Son Buzul Maksimumu yaşı belirlenmiştir.

Fleitmann et al. (2009), Sofular Mağarası'na ait bir dikit üzerinde yapmış oldukları çalışmada, geçmiş 50000 yıl içerisinde gerçekleşmiş önemli küresel olayları yüksek çözünürlüklü kararlı izotop kayıtlarıyla incelenmiştir.

Türkiye'de mağara çökellerinden yapılmış paleoiklim çalışmaları sınırlı sayıda olduğundan yaşlandırma çalışmaları için dünyada yapılmış farklı çalışmalardan da

yararlanılmıştır. Literatür kaynaklarının bir bölümü küresel iklim olaylarının İncesu Mağarası kayıtları ile karşılaştırılmasında kullanılmıştır.

Goede et al., (1996), Avustralya'nın Victoria bölgesindeki bir mağaradan aldıkları dikit örneği üzerinden dikitin oluşum zamanı boyunca mağara dolayında meydana gelen sıcaklık değişimlerini incelemiştir.

Wang et al. (2001) tarafından yapılan çalışmada, Çin'deki Hulu Mağarası'ndan alınan bir mağara dikitinden elde edilen oksijen-18 izotop kayıtlarından hareketle, Doğu Asya Muson ikliminin Grönland'daki geçmiş sıcaklık değişimleri ile ilgili olduğu öne sürülmüştür.

Bar-Matthews et al., (2003), İsrail'in Soreq ve Peqin mağaralarına ait dikit örnekleri üzerinde yaptıkları çalışmada son 185000 yıla ait iklim kaydını belirlemiştir. Çalışmaya göre damlama suyunun $\delta^{18}\text{O}$ değeri yağış miktarı, mağara içi sıcaklığı ve Akdeniz'den buharlaşan suyun izotopik içeriğiyle ilişkilendirilmiştir.

Mickler et al. (2004) çalışmasında modern tropik mağara çökellerinin oluşumları sırasında meydana gelen kimyasal denge ve kimyasal kinetik koşulları, damlama suyuna ait oksijen ve karbon izotopu değerlerini göz önünde bulundurarak değerlendirmiştir.

Dykoski et al. (2005) Çin'deki Dongge Mağarası'ndan alınan bir dikit örneğinden elde ettikleri oksijen-18 izotopu değerleri ile, geçmiş 16000 yıldaki önemli küresel iklim olaylarını incelemiştir.

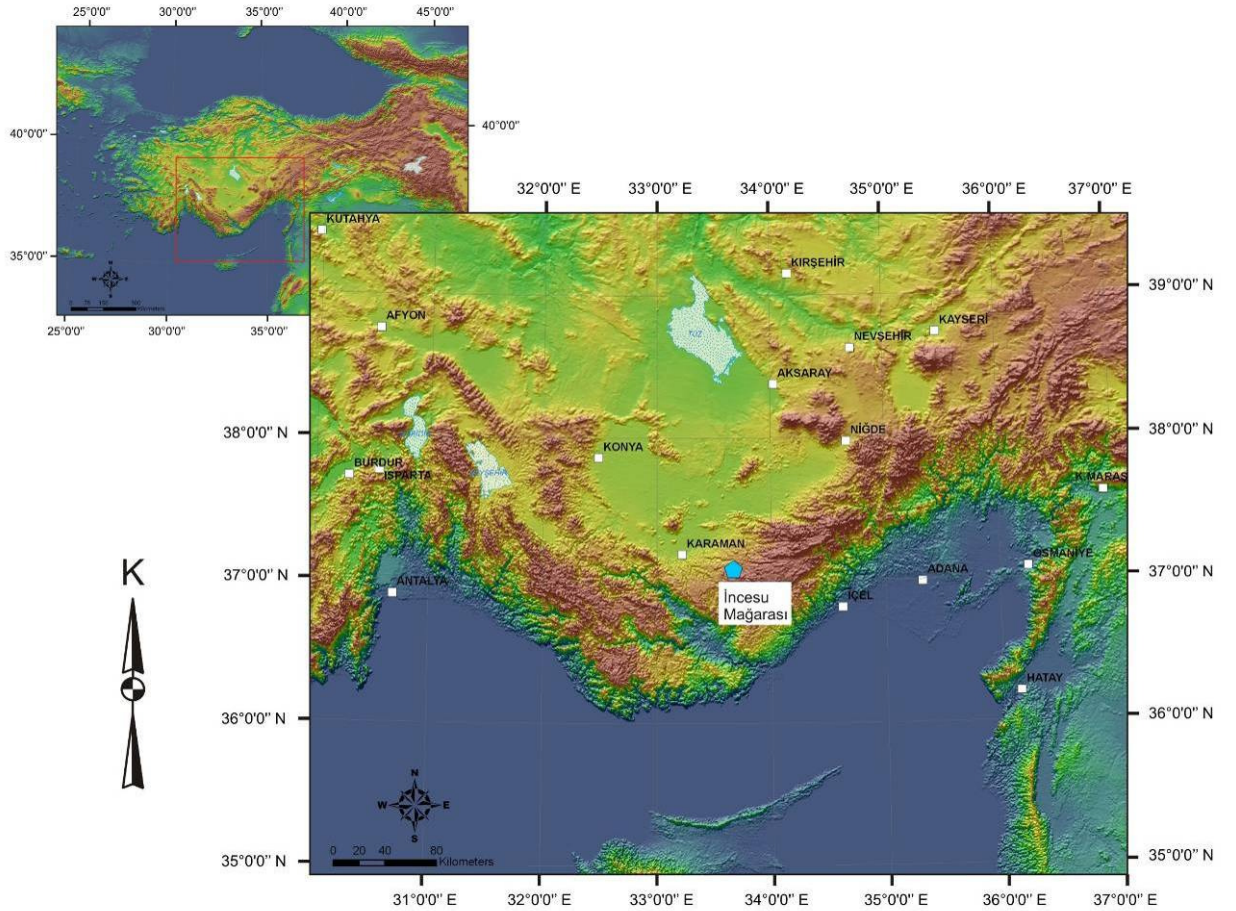
Liu et al. (2008) Çin'de örnekledikleri bir mağara dikiti üzerinde gerçekleştirdikleri çalışmada Kuzey Atlantik Salınımı ile Muson İklimi arasındaki ilişkiyi incelemiştir.

Verheyden et al. (2008) gerçekleştirdikleri çalışmada Lübnan'da örnekledikleri bir mağara dikitinden elde edilen oksijen ve karbon izotopu kayıtlarını, kristalografi, büyüme hızı ve dikit çapı değişimi ile karşılaştırmışlardır.

2. ÖRNEKLEME ALANI

2.1. Giriş

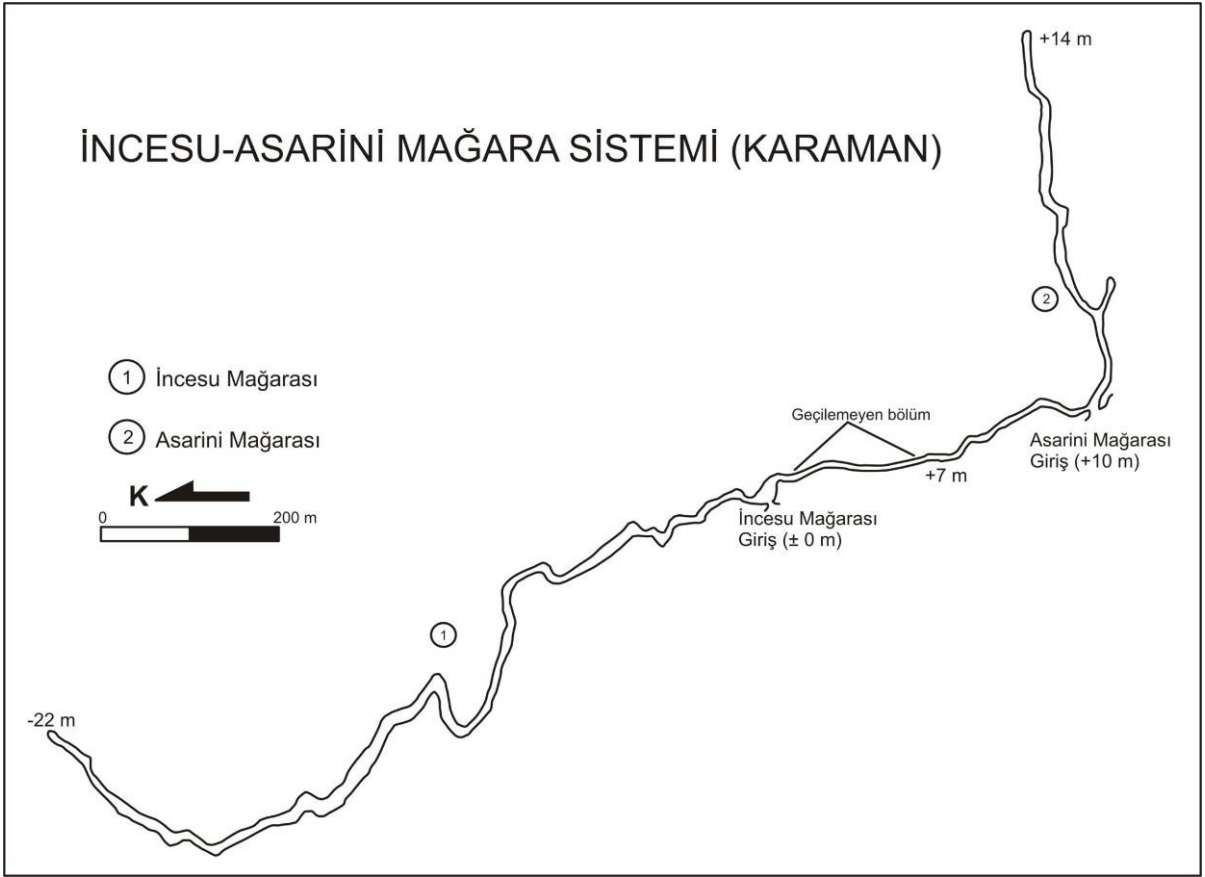
Çalışmada kullanılan dikit örneği, Karaman İli Taşkale Kasabası dolayında yer alan İncesu Mağarası'ndan alınmıştır (Şekil 2.1). Mağaraya Karaman-Ereğli karayolunun 11. km'sinden Taşkale yoluna sapılarak ulaşılabilir. Mağara 1/25000 ölçekli Karaman N31-d3 paftasında, 559450-4104150 UTM koordinatlarında yer almaktadır.



Şekil 2.1. Örneklem alanı yerbulduru haritası.

Günümüz koşulları itibariyle, İncesu Mağarası deniz seviyesinden 1615 m yüksektedir. Mağara içerisinde çok sayıda kırık mağara çökeli olup, bu çalışmada kullanılan örnek daha önce kırılmış olan bu parçalardan seçilmiştir. Toplam 1356 m uzunluğundaki mağaranın en derin noktası giriş kotundan 22 m daha aşağıda bulunmaktadır (Şekil 2.2). Karaman İli doğal mağaralarının incelemesi MTA Genel Müdürlüğü Karst ve Mağara Araştırma Birimi'nce (MTA-KBM) 2005 yılında gerçekleştirilmiş, alanla ilgili gözlemler Nazik vd. (2005) tarafından hazırlanan

raporda ayrıntılı bir biçimde verilmiştir. Aşağıda sunulan bilgiler söz konusu çalışmadan derlenmiştir.



Şekil 2.2. İncesu ve Asarini mağara sistemi plan görünümü (Nazik vd., 2005).

2.2. Jeoloji

İncesu Mağarası, Orta Miyosen yaşlı, oldukça saf ve genellikle yataya yakın masif kireçtaşları içinde gelişmiştir. Kireçtaşlarının kalınlığı mağaranın bulunduğu alanda 8 – 10 m kadardır. Buna karşılık kuzeyde, Yeşildere yamaçlarında 100 – 150 m kalınlığa ulaşmaktadır (Koçyiğit, 1978). Karaman ve Ayrancı güneyinde geniş alanlar kaplayan bu kireçtaşları, Torosların eteğinde 1750 m yüksekliğe kadar uzanmaktadır. Kireçtaşının yatay vev yataya yakın tabakalanmasına uygun olarak bu çevrede, 1250 ile 1650 metreler arasında uzanan düz platolar gelişmiştir. Bu platolar bugün, vadiler tarafından derince kesilerek parçalanmış bir görünüm sunmaktadır. Karstlaşmaya uygun bu kireçtaşlarının altında, yaklaşık 150 m kalınlığında, geçirimsiz marn ve killi kumtaşları bulunur. Bu formasyonlar karst taban seviyesini oluşturmaktadır. İnceleme alanında karst taban seviyesi ile morfolojik taban seviyesi birbirinden farklıdır. Morfolojik taban seviyesi olan Konya

Ovası (ort. 1000 m) karst taban seviyesinden yaklaşık 600 m daha aşağıdadır (Nazik vd., 2005).

2.3. Jeomorfoloji

İncesu mağara sistemlerinin bulunduğu saha, plato karakterinde, güneyden kuzeye (Konya Ovası'na) doğru eğimli, Pliyosen yaşlı bir aşınım yüzeyidir. Pliyosen yüzeyinin üzerinde, dolin ve uvalalar yer alır. Bu karstik şekiller, aşınım yüzeyinin eğimine uygun olarak K-KB yönünde gelişmiş bir akarsu sisteminin Pliyosen sonlarında İncesu ve Yeşildere akarsuları tarafından kapılıp, askıda kalarak karstlaşmaları sonucu oluşmuşlardır. Aynı şekilde, yüzeyde bulunan derelere uyumlu yeraltı nehirleri ve bunlara bağlı olarak mağaralar gelişmiştir. İncesu Mağarası, anılan yolla gelişmiş bir yeraltı nehrinin parçasıdır.

İncesu Mağarası'nın, İncesu Deresi'ne açılan ağzı oldukça dardır. Bu dar ağızdan sonra mağara 5 – 10 m genişlikte ve 4 – 6 m yükseklikte düzgün bir tünel görünümünde, kırık sistemlerine de uygun olarak zikzaklar ve kıvrımlar yaparak uzanmaktadır. Mağara tabanının genel eğimi beklenildiği gibi batıda bulunan İncesu Deresi'ne doğru değil kuzeye, yani Yeşildere'ye doğrudur. Bu durum şöyle açıklanabilir: Mağara başlangıçtan beri Yeşildere'ye doğru akan bir yeraltı deresi olarak gelişmiştir. Daha sonra İncesu Deresi yarılarak gelişirken mağarayı kesmiştir. Nitekim mağaranın kuzeye doğru genel eğiminin yanında, mağara içinde seki olarak korunmuş çakılların konumu menderes büklümlerinin asimetrisi ve Toroslar'ın daha yüksek kesimlerinden gelmiş Mesozoyik yaşlı mermer çakılları mağaranın kuzeye yönelik bir yeraltı deresi tarafından oluşturulduğunu göstermektedir (Güldalı vd., 1983).

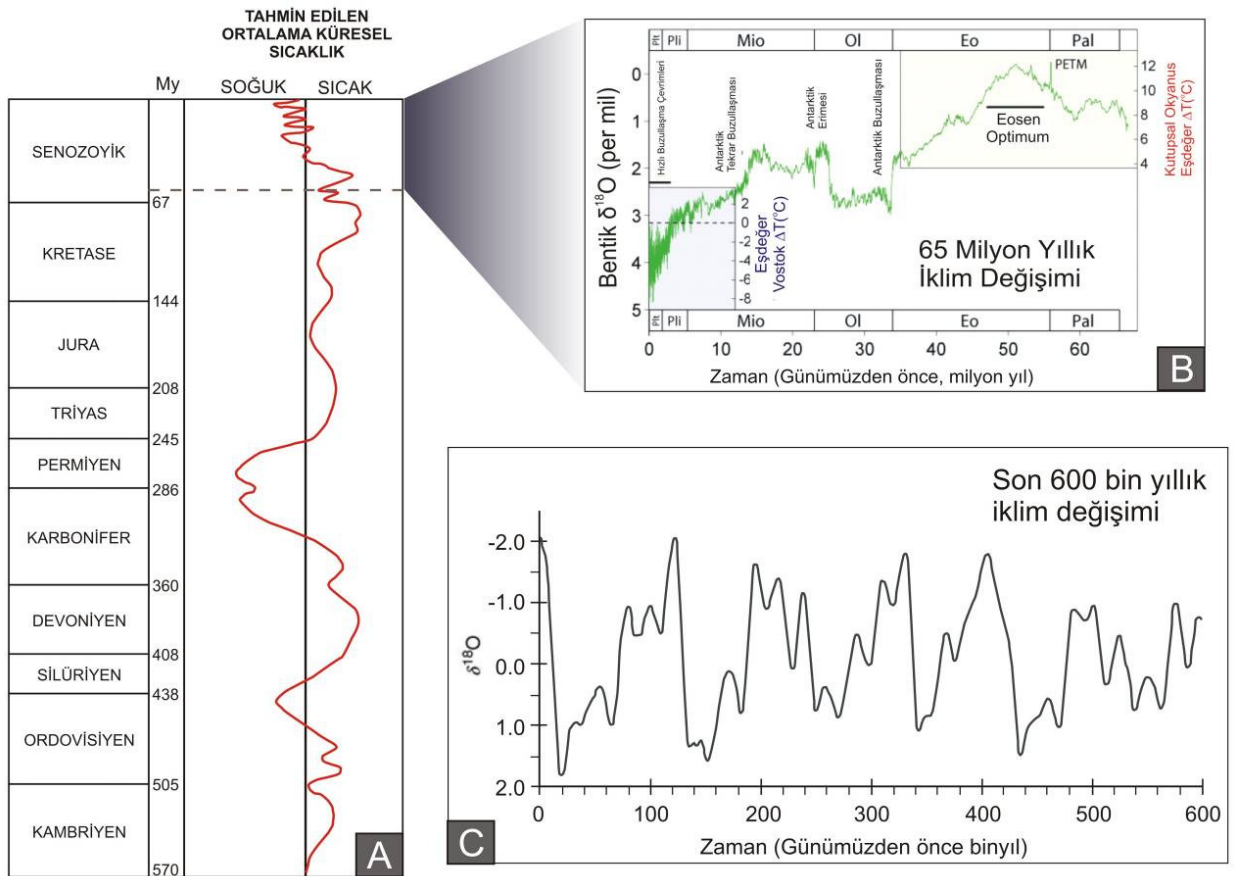
İncesu Mağarası'nın daha güneyinde bulunan diğer mağaraların (örneğin 300 m daha güneyde bulunan Asarini Mağarası) İncesu Deresi'nin yatağına gömülme sürecinde daha önce mevcut olan bir mağara sisteminin parçalanması sonucunda oluştuğu anlaşılmaktadır (Güldalı vd., 1983).

Mağara tabanı çoğunlukla küçük boyutlu çok sayıda traverten havuzcukları ile süslü olup bazı yerlerde tavan çökmesine bağlı kaya ve taş molozlar bulunmaktadır. Mağara içinde yer yer diktler, sarkıtlar ve sütunlar yer almaktadır (Nazik vd., 2005). Mağara hidrojeolojik bakımdan aktivitesini büyük ölçüde

kaybetmiştir. Mağara tabanındaki göletlerden ve akıntı izlerinden yeraltısuyu besleniminin bol olduğu bahar aylarında mağara içinde geçici ve zayıf bir su akıntısı olduğu anlaşılmaktadır (Nazik vd., 2005).

3. KÜRESEL İKLİM DEĞİŞİKLİĞİ VE MAĞARA ÇÖKELLERİ

İklim değişimine gittikçe daha çok önem atfedilen son çeyrek yüzyılda, bu konuda yapılan çalışmaların başlıca amacı geçmişteki iklim değişikliklerinin doğru bir biçimde yeniden kurgulanması ve gelecekteki değişikliklerin hassas bir biçimde tahmin edilmesidir. Uzak geçmişe (Kuvaterner öncesi) yönelik bilgiler sınırlı sayıda olduğu için geçmişin bu bölümüne ait iklim bilgileri yeterli çözünürlükte değildir. Yaşları itibariyle Kuvaterner dönemi boyunca oluşan doğal arşiv niteliğindeki yapılar Kuvaterner öncesi yapılara oranla daha iyi korunmuş durumdadırlar. Buna bağlı olarak Kuvaterner iklimine ilişkin kayıtların dünya genelindeki yayılımı daha fazla ve zamansal çözünürlükleri de daha yüksektir (Şekil 3.1). Son 65 milyon yıl boyunca dünyanın ortalama sıcaklık değerleri günümüze değin genel bir azalma eğilimi sergilemektedir. Pleyistosen başından itibaren sıcaklık değerlerinin günümüze değin periyodik aralıklarla salınım yaptığı belirlenmiştir (Gornitz, 2009).



Şekil 3.1. A) Dünya'nın genelleştirilmiş sıcaklık değişimi tarihçesi (Bradley, 1999), B) Son 65 milyon yıllık iklim değişimi (Lisiecki ve Raymo, 2005), C) Son 600 bin yıllık iklim değişimi (Gornitz, 2009).

3.1. İklim Üzerindeki Doğal Etkiler

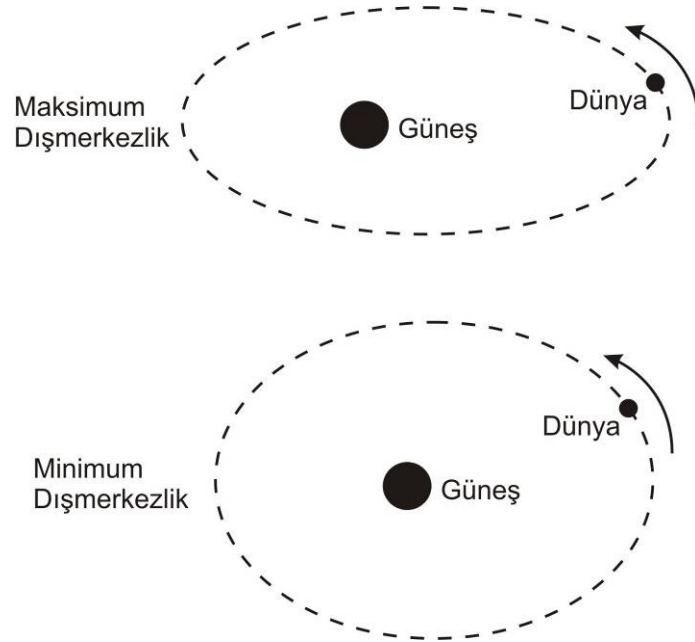
Dünya iklimi jeolojik zaman ölçeğinde periyodik aralıklarla ve/veya ani değişimlerle sürekli olarak değişmiştir. İklimde meydana gelen bu değişikliklerin temel sebepleri aşağıdaki gibi sıralanabilir.

- Milankovitch döngüleri
- Güneşten gelen enerji miktarındaki değişimler
- Okyanusal ve atmosferik süreçler
- Volkanik etkiler ve sera gazları

3.1.1. Milankovitch Döngüleri

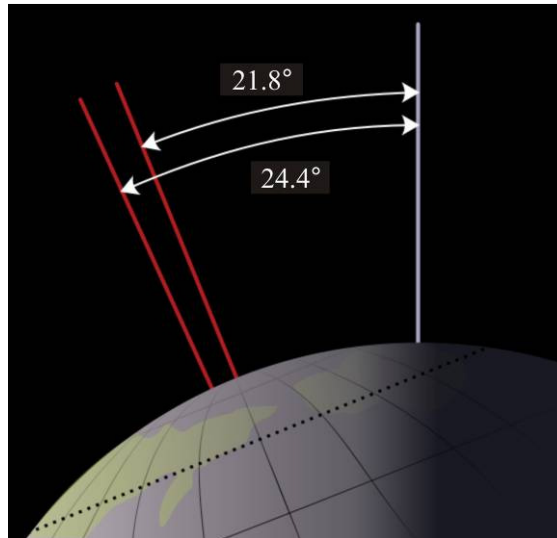
Dünya'da periyodik olarak meydana gelen yörüngesel değişimler iklimin Dünya üzerindeki değişiminin önemli nedenlerinden birisidir. Yapılan araştırmalar kuzey yarıküre üzerine düşen güneş ışığı şiddetinin (güneşlenme) ve deniz seviyesindeki değişimlerin önemli ölçüde birbiriyle bağlantılı olduğunu göstermektedir (Edwards, 2010). "Milankovitch Teorisi" olarak da bilinen ve Dünya'nın yörüngesinde meydana gelen değişikliklerle iklimsel değişimlerin arasındaki ilişkiyi açıklayan bu kuram dışmerkezlilik (Eccentricity), eksen eğikliği ve devinme (precession) olarak adlandırılan birbirinden farklı 3 süreç içermektedir.

Gökbilimde bir yörünge'nin dışmerkezliği ya da basıklığı, o yörüngeyi tanımlayan matematiksel bir eğrinin bir çemberden ne kadar farklı olduğunu gösterir. Eğri kusursuz bir çember ise dışmerkezlik sıfırdır. Yörünge giderek basıklaşan bir elips biçimini aldıkça dışmerkezlik artar. Dışmerkezlikteki bu farklılıklar iklimin şekillenmesinde etkilidir. Dışmerkezliğin artmasıyla soğuk dönemler, dışmerkezliğin azalmasıyla sıcak dönemler yaşanmaktadır. Meydana gelen bu değişiklikler son 5 milyon yıl içerisinde yaklaşık her 95800 yılda bir periyodik olarak tekrarlanmaktadır (Bradley, 1999). Yörüngede meydana gelen bu değişimin (dışmerkezliğin) en büyük olduğu dönemlerde güneşten gelen enerji miktarı en azdır. Yörünge'nin eliptik görünümünün en az olduğu dönemler ise güneşten gelen enerjinin en fazla olduğu dönemlerdir. Sonuç olarak, Dünya yörüngesinin dışmerkezliğindeki periyodik değişimler Dünya yüzeyine Güneşten gelen enerji miktarlarının değişmesine ve iklimin farklılaşmasına yol açmaktadır (Şekil 3.2).



Şekil 3.2. Dışmerkezlik (<http://eo.nso.edu/dasl/Lessons/Aphelion/index3.htm>).

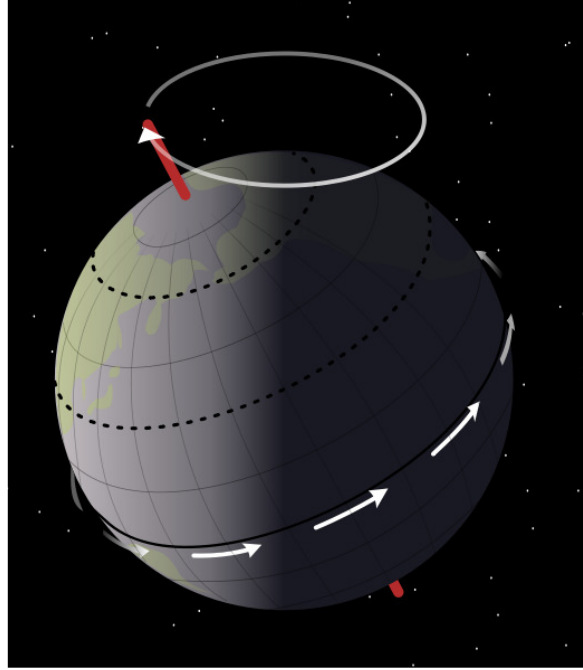
Dünyanın eksen eğikliği ortalama olarak her 41000 yılda bir değişmektedir. Dünya ekseninin düşey düzlemle olan açısı en az 21.8° - 24.4° arasında değişmektedir (Bradley, 1999). Eksen eğikliğinin yüksek enlemlerde yer alan bölgeler üzerindeki etkisi, düşük enlemlerde yer alan bölgelerdeki etkisine oranla daha fazladır. Eksen eğikliği arttıkça, yüksek enlemlere yaz aylarında ulaşan güneş enerjisi miktarı da artmaktadır. Kış aylarında ise tam tersi bir süreç meydana gelmekte ve ulaşan güneş enerjisi miktarı azalmaktadır (Şekil 3.3).



Şekil 3.3. Eksen eğikliği (http://en.wikipedia.org/wiki/Milankovitch_cycles)

Devinme (precession) olarak adlandırılan diğer süreç ise periyodik olarak her 26000 yılda bir tekrarlanmaktadır. Dünyanın kendi eksenini etrafında dönüşüyle

meydana gelen yalpalama hareketi sonucu Dünya belirli aralıklarla güneşe daha yakın ya da güneşten daha uzak olmaktadır. Bu da güneşten gelen enerji miktarının bu zaman aralıkları ölçeğinde değişmesine ve iklimin bu değişime paralel olarak şekillenmesine yol açmaktadır (Şekil 3.4).



Şekil 3.4. Devirme (Precession) (http://en.wikipedia.org/wiki/Milankovitch_cycles)

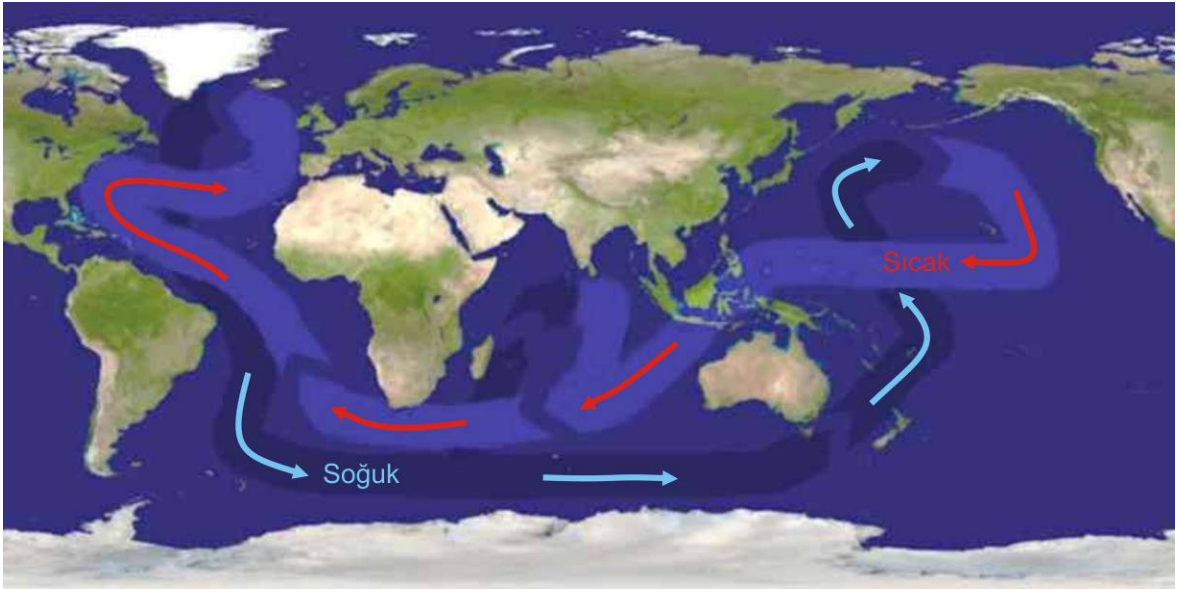
3.1.2. Güneşten gelen enerjideki değişimler

Dünyadaki iklimsel değişimlerin güneşte meydana gelen aktivite (Güneş patlamaları) yoğunluğundaki değişimler ile de ilgili olduğu düşünülmektedir. (Jex, 2008). Son 20 yıldır uydu algılayıcılarıyla elde edilen bilgiler güneşte daha fazla sayıda güneş patlamasının (sunspot) meydana gelmesi ile dünya yüzeyine gelen güneş enerjisi miktarı arasında doğru orantı olduğunu göstermektedir (Broecker, 2002). Güneşte meydana gelen fiziksel değişimlerin Dünya iklimi üzerinde yarattığı sıcaklık farklılıkları kabaca 11 yıllık periyotlarda gerçekleşmektedir.

3.1.3. Okyanusal ve atmosferik süreçler

Okyanuslar yerkürenin çok büyük bir bölümünü kaplamaktadır. Okyanusların geniş alanlara yayılması ve yüksek ısı momentleri iklim üzerinde en etkili bileşenlerden biri olmalarını sağlamaktadır. Okyanusların sıcaklık ve tuzluluk seviyelerinde meydana gelen değişimler kıtalardaki iklimi büyük oranda şekillendirmektedir. Dünya'nın çeşitli bölgelerinde, okyanus suyu sıcaklıkları farklı güneşlenme düzeyleri ve karasal su katkıları nedeniyle birbirinden farklıdır. Bu durum okyanus

suyu kimyasal kompozisyonu üzerinde de etkilidir ve tuzluluk düzeyinin değişmesine yol açmaktadır. Sonuç olarak meydana gelen sıcaklık farklılıkları ve kimyasal farklılıklar, atmosferik etkilerle birleşerek okyanus akıntılarını neden olur. Termohalin döngüsü (Great Conveyor Belt, Thermohaline Circulation) adı verilen büyük ölçekli okyanus akıntıları Dünya'nın çeşitli bölgelerindeki iklimleri doğrudan etkilemektedir. Daha sıcak ve yoğunluğu (tuzluluğu) daha düşük sular yüzeyden akarken, daha soğuk ve daha yoğun (tuzlu) sular derinden akmaktadır. Yüzeyden akan sıcak sular Kuzey Atlantik Denizi'nde soğuyarak daha derine inmekte ve ekvatora geri dönmektedir. Batı Avrupa kıyılarının kuzey kutup bölgesine yakın olmalarına rağmen daha ılıman bir iklime sahip olmalarının temel sebebi Ekvator'dan bu bölgeye okyanus yüzeyinden gelen sıcak akıntılardır (Öğ. Gulfstream). Benzer şekilde, derinden akan soğuk sular ise Kuzey Pasifik'te yüzeye çıkıp ısınmaktadır (Şekil 3.5.).



Şekil 3.5. Termohalin (sıcaklık ve tuzluluk) döngüsü

Okyanus suları arasındaki bu ilişki Dünya'nın belirli bölgelerinde meydana gelen bir iklim olayının küresel ölçekte etkili olmasına yol açmaktadır. Bu süreç okyanusların yüksek ısı momentinden kaynaklanmaktadır.

3.1.4. Volkanik etkiler ve sera gazları

Dünya üzerinde meydana gelen volkanik patlamalar da diğer faktörlere oranla daha kısa süreli de olsa iklimde değişikliklere yol açmaktadır. Volkanik patlama sonucu atmosfere yüksek miktarda katı partikül (aerosol) ve CO₂ yayılımı

gerçekleşir. Atmosfere salınan katı partiküller dünya yüzeyine ulaşan güneş ışınlarını engelleyerek kısa süreli soğumalara yol açmaktadır. Bu partiküllerin atmosferdeki ömürleri çok uzun olmadığı için, iklimde uzun süreli değişimlere yol açmazlar. Volkanik etkiler sonucu ortaya çıkan CO₂ bir sera gazıdır ve güneşten gelen enerjinin geri yansımalarını sınırlamasından dolayı dünya yüzeyini ısıtıcı bir etkiye sahiptir. Jeolojik bulgular, geçmiş son 600 milyon yılın yaklaşık üçte ikisinde CO₂ ve sıcaklık değerlerinin günümüzden önemli derecede yüksek olduğunu göstermektedir. Atmosfere salınan sera gazı konsantrasyonları Dünya'nın geçirdiği sıcak dönemlerde artmaktadır. Örnek olarak; küresel sıcaklıkların arttığı bir dönemde okyanuslardan salınan CO₂ gazı miktarı daha fazla olmaktadır. Tam tersi bir süreçte ise, küresel sıcaklıkların düştüğü bir dönemde CO₂ gazı okyanuslarca emilmekte ve küresel olarak daha fazla soğumaya yol açmaktadır.

Endüstri devriminden bu yana, atmosferdeki CO₂ ve CH₄ gazları konsantrasyonlarında önemli bir artış gözlenmektedir. Bu nedenle günümüzde küresel ölçekte meydana gelen ısınma sürecinin antropojenik etkilerle daha da hızlandığı düşünülmektedir (IPCC, 2007).

3.2. Küresel İklim Olayları

Geçmiş birkaç milyon yıl içerisinde Dünya, buzul ve buzul arası dönemlerinde büyük ölçekte iklim değişimlerine tanık olmuştur. Buzul karotları, derin deniz çökelleri ve karasal çökel verileri yardımıyla oluşturulan geçmiş iklim kayıtları özellikle buzul dönemlerinde iklimin bin yıllık zaman ölçeğinde hayli değişken olduğunu göstermektedir (Broecker and Hemming, 2001). Dünya'nın çeşitli bölgelerinden, farklı kaynaklardan elde edilen doğal iklim arşivi kayıtları Kuvaterner paleoikliminin gün geçtikçe daha doğru bir biçimde kurgulanmasına olanak sağlamaktadır. Bu kapsamda ortaya çıkarılan bilgilerin büyük bir bölümü birbirleri ile uyumlu olup, Kuvaterner boyunca değişen iklim hakkında önemli ipuçları vermektedir.

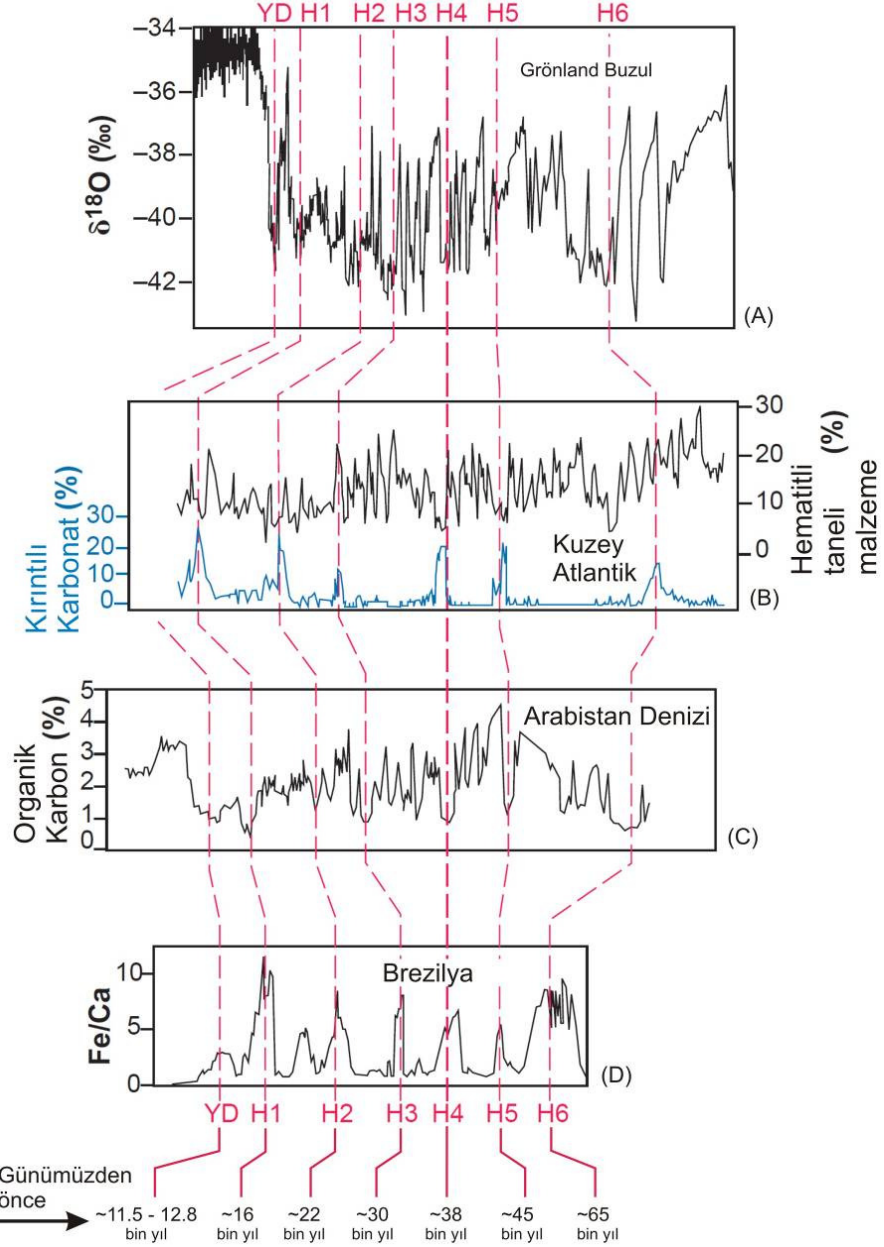
Aşağıdaki bölümde, Geç Kuvaterner'de -özellikle son 50000 yıllık zaman dilimi içerisinde- Dünya'da meydana gelmiş olan önemli iklim olayları kısaca anlatılmıştır.

3.2.1. Heinrich Olayları

Grönland buzul karotlarından elde edilen oksijen izotopu kayıtları, son buzul döneminde (günümüzden önce ~110 bin yıl – 10 bin yıl arası) iklimde çok sayıda ani değişikliklerin meydana geldiğini göstermektedir (Allen et al., 1999). Heinrich, 1988 yılında Kuzey Doğu Atlantik denizi tabanından elde edilen bir derin deniz karotu içerisinde birbirinden farklı zamanlarda gelişmiş 6 ayrı moloz (debris) tabakasının varlığını gözlemlemiştir. Bu tabakaların birbirinden farklı zamanlarda çökelmiş olduğu biliniyor olsa da her birinin tortulca zengin karasal malzeme içeriyor olması çökelim sırasında meydana gelen olayın benzer olduğunu kanıtlamaktadır (Broecker, 2002). Heinrich, bu olayların küresel bir ısınma sonrası buzullarda meydana gelen erime sonucunda buzul kütlelerinin denize boşalttığı tortul malzemenin birikimi ile ilgili olduğunu düşünmüştür. Heinrich olayları kısa süreli soğuma dönemleri olarak bilinmektedir (Şekil 3.6).

Eriyen buzullarla birlikte Kuzey Atlantik okyanus suyunun sıcaklığında ve tuzluluk içeriğinde meydana gelen değişimler, bu bölgede termohalin döngüsünü büyük ölçüde engellemiş ve küresel okyanus suyu dolaşımında kısa süreliğine de olsa bir yavaşlamaya yol açmıştır (Hemming, 2004). Ekvatorial enlemlerden gelerek Kuzey Doğu Avrupa kıyılarında görece ılıman bir iklimin yaşanmasında çok önemli bir pay sahibi olan sıcak akıntıların (günümüzdeki Gulf Stream akıntısı) bu bölgedeki etkinliğinin azalması daha soğuk bir dönemi beraberinde getirmektedir. Özetle; buzulların erimesine yol açan ısınma süreci, termohalin döngüsünün Kuzey Atlantik'te yavaşlamasına neden olduğu için hemen sonrasında yerini soğuk bir döneme bırakmaktadır. Okyanus sularındaki dolaşımının zamanla tekrar eski haline dönmesi ile Heinrich olaylarını daha sıcak dönemler takip etmektedir.

Kuzey yarıkürede çok çeşitli noktalara ait, buzul ve derin deniz karotları, organik madde ve mağara çökelleri gibi doğal arşiv kayıtlarından, Heinrich Olayları'nın göstergesi niteliğinde bulgular elde edilmiştir. Heinrich Olayları'nın 1'den 6'ya kadar günümüzden önce yaklaşık 16000(H1), 22000(H2), 30000(H3), 38000(H4), 45000(H5) ve 65000(H6) yıl önce meydana geldiği belirlenmiştir (Broecker and Hemming, 2001).



Şekil 3.6. Heinrich Olayları'na ilişkin iklim kayıtları

3.2.2. Dansgaard-Oeschger (D-O) olayları

Dansgaard-Oeschger (D-O) olayları son buzul dönemi içerisinde (Würm Buzullaşması) 24 kez tekrarlanmış olan ısınma periyodlarıdır (Gornitz, 2009). Kuzey Atlantik buzul kayıtlarına göre Holosen boyunca her 1500 yılda bir meydana geldiği gözlenmiştir. Son buzul dönemi boyunca, Grönland sıcak periyodları (Greenland interstadials) olarak adlandırılmıştır. Heinrich olaylarının da (H 1-6) dahil olduğu Grönland soğuk dönemlerinin (Greenland stadials) hemen ardından başlayan daha sıcak zaman aralıklarını ifade eder.

3.2.3. Oldest Dryas, Older Dryas

Oldest Dryas, son buzul döneminin sonunda (günümüzden önce ~18000-15000 yıl) meydana gelmiş olan ve birbirini izleyen 3 soğuk dönemin (Oldest Dryas, Older Dryas ve Younger Dryas) ilkidir. Older Dryas ise Pleyistosen buzul periyodu sırasında Bølling ve Allerød salınımları arasında meydana gelen “stadial” (sıcak bir periyotta meydana gelen soğuma süreci) bir dönemdir. En çok kuzey Avrasya’da etkili olmuştur. Grönland oksijen izotop kayıtlarına göre 14000-13000 yılları arasında Bølling ve Allerød arasında oluşan bir sıcaklık düşüşünü ifade etmektedir. Oldest ve Older Dryas dönemlerini tanımlayan farklı bölgelere ait polen kayıtlarının oluşum zamanı, ¹⁴C gibi farklı yaşlandırma tekniklerine bağlı olarak değişebilmektedir.

3.2.4. Younger Dryas (YD)

Younger Dryas, ani bir iklim değişimi olayının karalarda, okyanusta ve buzul karotlarında kaydedilmiş en önemli örneklerinden birisidir (Gornitz, 2009). YD günümüzden önce ~11500 ile 12800 yılları arasında gerçekleşmiş ve ~1200 yıl sürmüş olan önemli bir soğuma olayıdır. Dünya üzerinde çeşitli noktalardaki doğal arşiv kayıtlarının sonuçlarına göre YD olayının küresel ölçekte etkili olduğu gözlenmiştir. YD olayının en güçlü etkilerinden biri de Güney Avrupa’da sıcaklıkların günümüz sıcaklıklarına oranla 8°C daha düşük olmasıdır. Bu zaman dilimi içerisinde daha soğuk koşullara uyum sağlayan bitki türlerinin yayılımlarında artış görülmektedir.

Kuzey yarıkürede YD olayının ana sebebinin Heinrich olaylarına benzer olarak, eriyen buzulların Kuzey Atlantik Okyanusu’nda yarattığı ek tatlı su girdisi olduğu düşünülmektedir (Broecker et al., 1985). Yoğun miktardaki karasal kökenli tatlı sular bu bölgedeki termohalin döngüsünü büyük oranda engellemiş ve sonrasında daha soğuk bir iklimi beraberinde getirmiştir. YD olayından daha düşük şiddette gerçekleşmiş olan soğuma dönemlerinin ana sebebinin ise dünyaya ulaşan güneş enerjisinde meydana gelen değişimler olduğu düşünülmektedir (Bond et al., 2001).

3.2.5. Bølling-Allerød salınımları (B-A Interstadials)

Bølling-Allerød salınımları Younger Dryas soğuma olayının öncesinde gelişen ısınma olayıdır (Gornitz, 2009). Oldest Dryas ve Older Dryas soğuma olaylarının

arasında meydana gelmiştir. Danimarka'da Bølling Gölü'nde bu zaman aralığında çökelmiş olan bataklık kömürü istiflerinden elde edilen bilgiler ışığında ortaya çıkarılmıştır. Günümüzden önce ~14650 yıl önce meydana gelmiştir, ancak bazı kaynaklarda günümüzden önce kabaca 15000 yıl önce başlayıp ~14000 yıl dolaylarında sona erdiği belirtilmektedir (Roberts, 1998). Bølling-Allerød ısınma periyodunu izleyen süreç Older Dryas soğuma olayıdır.

3.2.6. Holosen İklim Optimumu

Kuzey Yarıküre'de, orta enlemlerde yer alan birçok bölgede, günümüzden önce ~6000 ile 10000 yılları arasında ısı optimum (thermal optimum) koşulları hakim olmuştur. Bu durum Erken Holosen'den başlayarak bir süre devam eden genel anlamda bir ısınma sürecidir ve Holosen İklim Optimumu olarak adlandırılmıştır. Holosen İklim Optimumu'nun olduğu dönemde kuzey kutbunda yaklaşık 4°C'lik bir sıcaklık artışı meydana gelmiştir. Kuzeybatı Avrupa'da bir sıcaklık artışı varken, Alaska'da kıyı düzlüğünde yaz sıcaklığının günümüzden 2-3°C daha fazla olduğunu gösteren veriler elde edilmiştir (Kaufman et al., 2004, Koshkarova et al., 2004).

3.2.7. Günümüzden Önce 8200 (GÖ 8200) Yıl olayı

8200 yıl (8.2 ka ya da 8200 BP event) olayı küresel olarak sıcaklık ve yağış miktarında bir düşüş ile temsil edilen, bitkisel aktivitenin görece azaldığı soğuk bir süreçtir. Grönland buzul kayıtlarında Holosen boyunca gözlenen en büyük anomali günümüzden önce ~8200 yıl dolaylarında meydana gelmiştir. Buna ek olarak dünya genelindeki (Avrupa, Kuzey Amerika, Güney Amerika ve Afrika) doğal arşiv kayıtlarından bu döneme ilişkin elde edilmiş olan sonuçlar Kuzey Yarıküre için bir tür soğuma olayının gerçekleştiğini göstermektedir. GÖ 8200 yıl olayının ana sebebi halen tartışılmakta olup, olayın gerçekleşmesindeki en büyük etkenin -YD olayına benzer şekilde- termohalin döngüsünde meydana gelen bir yavaşlama olduğu düşünülmektedir (Gornitz, 2009).

3.2.8. Günümüzden Önce 4200 (GÖ 4200) Yıl olayı

Geç Kuvaterner ve Holosen boyunca meydana gelmiş küresel olaylar kadar şiddetli olmasa da yakın tarihte gerçekleşmiş önemli soğuma olaylarından birisi de "Günümüzden Önce 4200 yıl" olayıdır. Bu dönemde Akdeniz'de, Orta Doğu'da ve

özellikle de Mezopotamya'da yer alan medeniyetler ani bir soğuma olayından etkilenmiştir. Özellikle Mezopotamya'da bulunan Akad İmparatorluğu'nun çöküşü bu soğuma olayı ile ilişkilendirilmektedir (deMenocal, 2001).

3.3. Mağara Çökellerinin Paleoiklim Çalışmalarındaki Rolü

Mağara çökelleri (speleothem) mağara içerisinde oluşan ve çoğunlukla kalsit (CaCO_3) mineralinden meydana gelen kimyasal çökellerdir (Gornitz, 2009). Özellikle son yıllarda diğer karasal doğal arşiv kayıtlarına göre mağara çökellerinden elde edilen kayıtlar paleoiklim çalışmalarında öncelikle tercih edilmektedir. Mağara çökellerinin ^{230}Th yöntemiyle oldukça hassas bir biçimde yaşlandırılabilmesi, diğer karasal doğal arşivlerin yaşlandırılmasında kullanılan radyokarbon yöntemine göre (radyokarbon yöntemindeki kalibrasyon problemleri göz önünde bulundurularak) avantaj sağlamaktadır (McDermott, 2004). Kullanılan modern kütle spektrometreleri ile 100 bin yıldan daha genç mağara çökellerinin yaşlandırılmasında ortaya çıkan bağıl hata $\% \pm 0.5$ düzeyine kadar inmektedir (Leng, 2006). Öte yandan, mağaraların duraylı yapıları ve kısa süreli (örğ. yıl içi) iklimsel değişimlere karşı korunaklı olmaları sebebiyle, içerisindeki çökeller atmosferik etkilerden en az düzeyde etkilenerek gelişmektedir.

Dünya'nın çeşitli yerlerinde buzullarda ve okyanus tabanında yapılan örneklemelerdeki zorlukların aksine, mağaralarda örnek alma işlemi daha kısa sürede ve daha kolay tamamlanabilmektedir. Buna ek olarak, bir mağaradan ve/veya yakın dolayındaki diğer mağaralardan birden fazla sayıda örnek alma imkanı, üretilen paleoiklim kaydının kalitesini de arttırmaktadır. Farklı zaman aralıklarında oluşmuş fakat birbirini tamamlayan ve benzer iklim özelliklerini yansıtan birbirinden bağımsız iklim kayıtlarını ortak bir zaman ekseninde birleştirmek mümkündür. Bu durum, belirli bir iklim yapısına sahip olduğu düşünülen bir bölgeye ait mağara çökellerinden elde edilen iklim kayıtlarının birleştirilerek, geniş bir zamanı kapsayan kompozit bir paleoiklim kaydının oluşturulmasına olanak sağlamaktadır. 1960'larda başlayan mağara çökeli iklim kurgulamaları son yıllarda analiz tekniklerinin gelişmesi ile birlikte dünya genelinde daha yaygın hale gelmiştir ve sonuçlar daha fazla problemin çözümünü sağlamaktadır.

4. VERİLER VE YÖNTEM

4.1. Örnekleme Çalışmaları

Tez çalışmasında incelenmek üzere 2008 ve 2009 yaz aylarında yürütülen arazi çalışmaları kapsamında incelenen mağaralardan çok sayıda dikit örneği alınmıştır. Yapılan örnekleme çalışmaları başlıca şu adımlardan oluşmaktadır:

- Mağaraların incelenmesi ve uygun dikitlerin seçimi,
- Alınan dikit örneklerinin kodlanması ve fotoğraflanması,
- Dikit örneklerinin gelişim eksenini boyunca kesilmesi,
- Dikit örneklerinin iç yüzeylerinin görsel olarak değerlendirilmesi ve yaşlandırma için uygun dikit örneklerinin seçimi,
- ²³⁰Th yaşlandırma yöntemi için dikit gelişim eksenini boyunca toz örneklerinin alınması.
- Uygun yaş değerine sahip dikitlerde duraylı izotop analizi için dikit gelişim eksenini boyunca toz örneklerinin alınması.

Tez çalışması kapsamında incelenen mağaralardan alınan dikit örnekleri laboratuvar ortamında dış görünüşleri, oluşum ortamları ve oluştukları zaman aralıkları göz önünde bulundurularak detaylı bir biçimde incelenmiştir. Mağara içinde örnek seçimi sırasında dikkate alınması gereken noktalar aşağıda sunulmuştur.

Örnek seçiminde dikkat edilmesi gereken en önemli nokta, mağara içinde örneğin alındığı bölgede hava akımının olmaması ve bağıl nemin yüksek (%100 ve/veya %100'e yakın) olmasıdır. Mağara içi sıcaklığı yıl boyu sabit kalmakta ve bulunduğu bölgeye ait yıllık ortalama hava sıcaklığını yansıtmaktadır. Bu durum örnek çökelişi sırasında sıcaklık değişiminden kaynaklanabilecek izotop ayrışmasını büyük ölçüde azaltmaktadır. Mağaranın çeşitli noktalarında var olan hava akımları bağıl nemi düşürdüğü için örnek çökelişi sırasında buharlaşma meydana gelebilir. Bu durum damlama suyu ve kalsit arasındaki izotopik ayrışmanın daha fazla olmasına neden olmaktadır. Özetle örnekleme yapılan noktanın mağaranın girişinden uzak, hava akımının ve sıcaklık salınımlarının en az düzeyde olduğu, korunumlu bir bölge olması, sonrasında oluşturulacak iklim kayıtlarının doğruluğu açısından önem taşımaktadır.

4.2. IN-01 Dikit Örneği

Çeşitli mağalardan alınan dikit örnekler üzerinde gerçekleştirilen öncül ^{230}Th yaş tayinleri sonucunda İncesu Mağarası'na ait IN-01 kodlu örneğin çalışmanın amacına uygun olduğu belirlenmiştir. Söz konusu örneğe ait ayrıntılar aşağıda sunulmuştur.

4.2.1. Genel yapı ve doku

Örnek IN-01, İncesu Mağarası'nın orta bölümünde (mağaranın girişinden uzak), bağıl nemin yüksek, hava akımının düşük olduğu bir noktadan, kırık bir biçimde bulunarak alınmış; yaklaşık 38 cm uzunluğunda, çapı büyüme eksenini boyunca neredeyse sabit ve yaklaşık 15.2 cm olan bir dikit örneğidir (Şekil 4.1).

Örneğin dış yüzeyi açık kahverengi-sarı renkte olup, bozunmaya pek uğramamıştır. Bu görünüm mağaranın genelindeki diğer çökeller için de geçerlidir. Düşey gelişim eksenini boyunca, çap değişiminin az olmasına rağmen, gelişim eksenini dikiğin alt bölümlerine oranla üst bölümlerde bir miktar sapma göstermektedir. Bu sapma, dikiğin oluşumu sırasında mağara tabanında hafif bir oynama olduğunu işaret etmektedir.

Örneğin iç yüzeyi incelendiğinde, dikiğin bir milimetre dolayında kalınlığa sahip laminalardan oluştuğu görülmektedir. Laminaların renkleri oluşum koşullarına bağılı olarak kahverengi ve bej tonlarında değişiklik göstermektedir. Laminalarda bu türdeki renklemeler genellikle içerilen organik maddeden (humik ve fulvik asitler, partikül organik madde) kaynaklanmaktadır (Şenoğlu, 2006). Laminalar yüzeyden yeraltına ve mağara ortamına süzülen suların mağara tavanından damlayarak CaCO_3 çökeltmesi ile oluşturduğu yapılardır ve damlama suyunun özelliklerini yansıtmaktadırlar. Koyu renkli laminalar toprak zonundaki organik aktivite yoğunluğunun bir göstergesi niteliğinde olup, bağılı olarak daha ılıman ve yağışlı koşulları, daha zengin bitki örtüsünü temsil etmektedir. Daha açık renkli laminalar ise mağara yüzeyinin daha kurak ve bitki örtüsü bakımından daha fakir bir ortama sahip olduğunu belirtmektedir. IN-01 örneğindeki laminalar bu açıdan incelendiğinde, koyu ve açık renkli laminalar arasındaki görsel farklar rahatlıkla seçilebilmektedir.



Şekil 4.1. IN-01 örneği dış yüzey (sol üst), taban (sol alt) ve kesilmiş iç yüzey (sağ) görünümleri.

Bu bilgilerin yanında, geçmişe ait kronolojinin dikit örneğindeki laminalar sayılarak oluşturulması diğer doğal arşiv kayıtlarına göre daha zor olabilmektedir. Bunun sebebi her dikitte yer alan laminaların yıllık bazda gelişmemesidir. Ayrıca yaş belirlemelerinde kullanılan ^{230}Th yöntemi, her ne kadar hassas bir yaşlandırma yöntemi olsa da, bir yılı kapsayacak yüksek çözünürlükle yaş değeri verememektedir. Bazı mağara çökellerinde yıl bazında oluşmuş laminalarda fiziksel ve kimyasal göstergeler bulmak mümkündür ve iz element içerikleri yıl içerisinde değişim gösterebilir (Lachniet, 2008).

Örneğin gelişim eksenini boyunca iki önemli zaman boşluğu (hiatus) saptanmıştır. Zaman boşluklarının bulunduğu bölümlerde örnek oluşumu için gerekli olan damlama suyunun olmamasıyla ilişkili olarak laminaların oluşumu kesilmiş ve

zaman boşlukları meydana gelmiştir. Zaman boşlukları ardışık laminalar arasındaki belirgin renk farklılığı ile ayırt edilebilmektedir.

4.2.2. ²³⁰Th çalışmaları

IN-01 örneğinin kapsadığı zaman aralığının belirlenmesi için dikitin büyüme eksenini boyunca toplam 24 noktadan toz örnek alınmıştır (Şekil 4.2). İlksel yaşlandırma amacıyla ilk adımda dikitin taban, orta ve tepe bölümlerinden 6 adet toz örnek alınmıştır. Bu sayede genel yaş aralığı belirlenen IN-01 dikit örneğinden, ikincil olarak daha sık aralıklarla yaş örnekleri (toplam 18 tane) alınmıştır. Alınan her bir toz örneğin ağırlığı yaklaşık 100 mg olup, bu örnekler üzerinde daha sonra Minnesota Üniversitesi'nde (Amerika Birleşik Devletleri) ²³⁰Th yöntemiyle yaşlandırma yapılmıştır (Şekil 4.2 ve Çizelge 4.1). ²³⁰Th yaş örneklemesine ilişkin bilgiler kısaca aşağıda sunulmuştur.

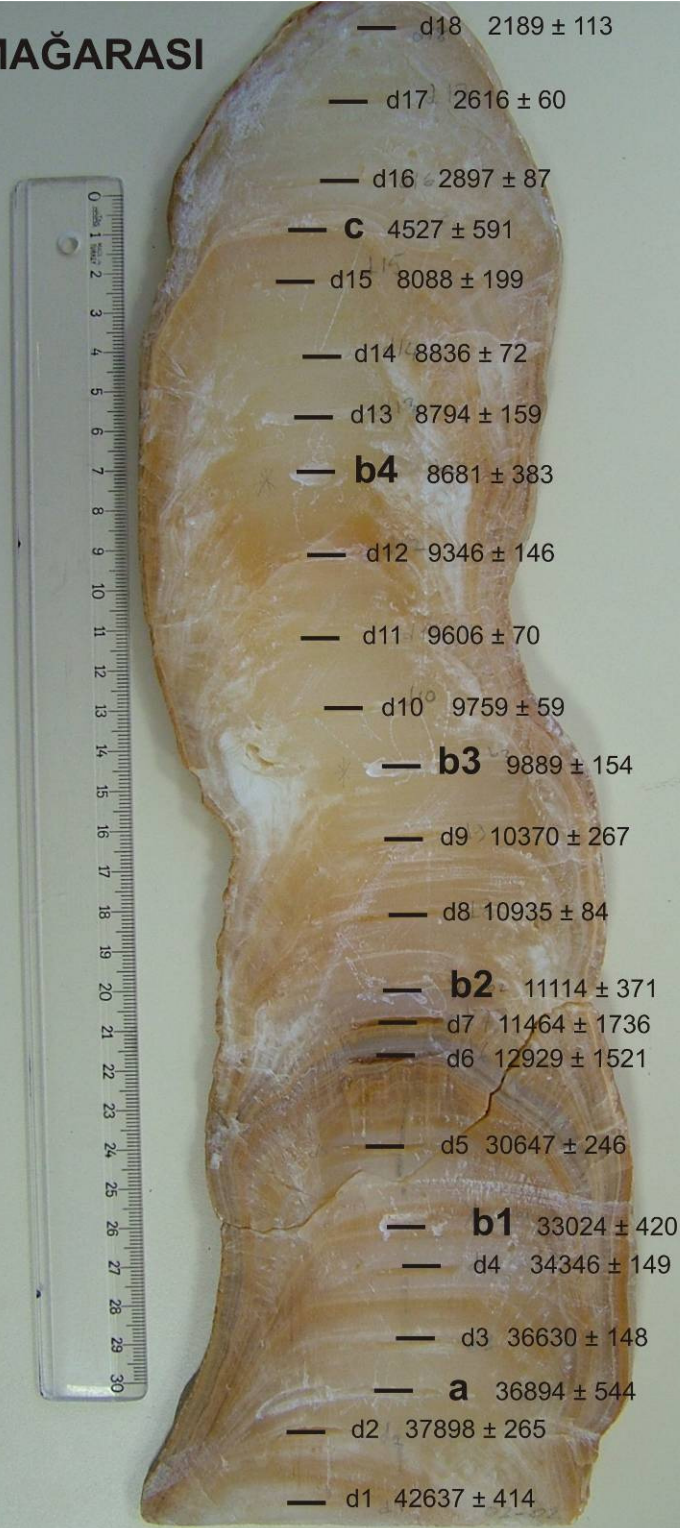
Uranyum sularında çözünebilir, toryum ise suda çözünemeyen bir elementtir. Suyun yüzeyden mağara ortamına süzülüp karbonat mineralini (çoğunlukla kalsit ya da aragonit) oluşturması sırasında radyoaktif ²³⁴U izotopları mineralin kristal kafesinin iç yapısına geçmektedir. Sudan ayrılıp katı ortama geçen ²³⁴U izotopları bu aşamadan sonra bozunarak her 245250 ± 490 yılda bir ²³⁰Th izotopuna dönüşmektedir (Cheng et al., 2000). Örneğin günümüzde içerdiği ²³⁰Th miktarı geçmişte belirli bir miktar ²³⁴U izotopunun bozunması ile gerçekleşmektedir. Örneğin içerdiği ²³⁰Th izotopu miktarından hareketle mağara çökelinin oluşum yaşı hesaplanmaktadır.

Mağara içinde örnekleme yapılmasının ardından dikit gelişim eksenleri boyunca ²³⁰Th yöntemiyle yaşlandırma amacıyla toz örnekler alınmaktadır. Örnekleme dikitin taban bölümünden tepe bölümüne kadar olan gelişim eksenini boyunca yapılmaktadır. Toz örnek miktarı her bir örnek için 100 mg olup, oluşum yaşı belirlenmesi hedeflenen laminanın sınırları dahilinde alınmaktadır. Gelişim eksenini boyunca olası zaman boşluklarının belirlenebilmesi için, görsel olarak sedimantasyon kesikliği olduğu düşünülen noktanın öncesi ve sonrasında oluşmuş laminalar da ayrıca örneklendirilmelidir.

Dikit çökeli sırasında damlama suyunun hızına ve geldiği kayaç ortamına bağlı olarak çökeltide kırıntılı malzeme birikiminin gerçekleşmesi olası bir durumdur.

Çökelin iç yapısına katılan kırıntılı malzeme katı formda olması sebebiyle ilksel toryum içermektedir. Bu durumda hesaplanan yaşlara ait hata payları, çökelin içerdiği ilksel kırıntılı toryum miktarından dolayı artmaktadır. Bunlara ek olarak örnekleme sırasında kullanılan ekipmanın her bir toz örnek alımından sonra temizlenmesi, bir sonraki toz örnek alımı için dışarıdan girebilecek olası toz ve yabancı madde miktarını azaltmaktadır. Bu açıdan bakıldığında örnekleme yapılan teknik ekipmanın her bir örneklemeden sonra temizlenmesi büyük önem taşımaktadır.

İNCESU MAĞARASI IN-01



Şekil 4.2. IN-01 diki örnekğine ait yaşlandırma noktaları ve yaş değerleri.

Çizelge 4.1. IN-01 örneği için U ve Th izotop içerikleri ve ^{230}Th yaş değerleri

^{230}Th yaşlandırma sonuçları. Hata payı = 2s hata.

Örnek Numarası	^{238}U (ppb)	^{232}Th (ppt)	$^{230}\text{Th} / ^{232}\text{Th}$ (atomik $\times 10^{-6}$)	$\delta^{234}\text{U}^*$ (ölçülen)	$^{230}\text{Th} / ^{238}\text{U}$ (aktivite)	^{230}Th Yaşı (yıl) (düzeltilmemiş)	^{230}Th Yaşı (yıl) (düzeltilmiş)	$\delta^{234}\text{U}_{\text{Başlangıç}}^{**}$ (düzeltilmiş)	^{230}Th Yaşı (GÖ yılı)*** (düzeltilmiş)
d-18	90.5 ±0.1	811 ±16	73 ±2	818.3 ±2.6	0.0395 ±0.0008	2392 ±50	2249 ±113	823 ±3	2189 ±113
d-17	86.0 ±0.1	416 ±8	154 ±3	808.0 ±2.8	0.0452 ±0.0004	2754 ±25	2676 ±60	814 ±3	2616 ±60
d-16	139.5 ±0.2	1023 ±21	111 ±2	773.3 ±2.8	0.0494 ±0.0003	3077 ±19	2957 ±87	780 ±3	2897 ±87
c	94.7 ±0.5	6590 ±23	21 ±1	782.1 ±9.0	0.0905 ±0.0024	5662 ±157		792 ±9	4527 ±591
d-15	132.2 ±0.3	2269 ±46	130 ±3	817.5 ±5.0	0.1358 ±0.0007	8420 ±49	8148 ±199	837 ±5	8088 ±199
b-4	134.9 ±0.6	6069 ±22	56 ±1	855.4 ±7.0	0.1539 ±0.0024	9381 ±155		877 ±7	8681 ±383
d-14	108.3 ±0.1	594 ±12	423 ±9	767.1 ±2.6	0.1405 ±0.0005	8986 ±35	8896 ±72	787 ±3	8836 ±72
d-13	105.7 ±0.1	1414 ±28	173 ±4	749.4 ±2.5	0.1404 ±0.0005	9074 ±34	8854 ±159	768 ±3	8794 ±159
d-12	112.7 ±0.2	1567 ±31	201 ±4	1001.1 ±3.5	0.1699 ±0.0006	9606 ±38	9406 ±146	1028 ±4	9346 ±146
d-11	107.0 ±0.2	643 ±13	468 ±9	983.9 ±2.9	0.1709 ±0.0005	9753 ±34	9666 ±70	1011 ±3	9606 ±70
d-10	137.8 ±0.2	641 ±13	598 ±12	932.9 ±2.9	0.1687 ±0.0005	9888 ±33	9819 ±59	959 ±3	9759 ±59
b-3	146.8 ±0.7	1683 ±7	255 ±3	994.9 ±10.1	0.1769 ±0.0020	10054 ±131		1023 ±10	9889 ±154
d-9	127.6 ±0.2	3028 ±61	120 ±2	826.2 ±2.8	0.1734 ±0.0005	10804 ±39	10430 ±267	851 ±3	10370 ±267
d-8	141.7 ±0.2	1012 ±20	424 ±9	882.6 ±2.7	0.1836 ±0.0005	11104 ±35	10995 ±84	910 ±3	10935 ±84
b-2	139.2 ±0.7	6082 ±21	76 ±1	946.6 ±9.1	0.2006 ±0.0028	11759 ±184		977 ±9	11114 ±371
d-7	178 ±0	30950 ±621	24 ±0	1057.5 ±2.7	0.2499 ±0.0010	13971 ±61	11524 ±1736	1092 ±6	11464 ±1736
d-6	172 ±0	25924 ±521	29 ±1	1028.8 ±3.3	0.2657 ±0.0011	15134 ±71	12989 ±1521	1067 ±6	12929 ±1521
d-5	121.6 ±0.2	3036 ±61	359 ±7	1144.5 ±2.8	0.5433 ±0.0012	31031 ±91	30707 ±246	1248 ±3	30647 ±246
b-1	111.4 ±0.5	3972 ±14	270 ±2	1157.5 ±9.9	0.5846 ±0.0047	33482 ±355		1271 ±11	33024 ±420
d-4	142.5 ±0.3	1218 ±24	1138 ±23	1121.0 ±3.5	0.5900 ±0.0016	34517 ±127	34406 ±149	1235 ±4	34346 ±149
d-3	104.0 ±0.1	1084 ±22	916 ±18	969.8 ±2.8	0.5788 ±0.0012	36836 ±107	36690 ±148	1076 ±3	36630 ±148
a	102.6 ±0.4	5222 ±19	189 ±2	952.1 ±7.9	0.5839 ±0.0049	37616 ±410		1057 ±9	36894 ±544
d-2	120.2 ±0.1	3032 ±61	396 ±8	994.2 ±2.4	0.6062 ±0.0011	38301 ±97	37952 ±265	1107 ±3	37892 ±265
d-1	138.8 ±0.2	5359 ±107	278 ±6	934.0 ±3.0	0.6513 ±0.0015	43246 ±145	42697 ±414	1054 ±4	42637 ±414

* $\delta^{234}\text{U} = ([^{234}\text{U}/^{238}\text{U}]_{\text{aktivitesi}} - 1) \times 1000$. ** $\delta^{234}\text{U}_{\text{başlangıç}}$ yaşı ^{230}Th yaşı (T) baz alınarak hesaplanmıştır. örn: $\delta^{234}\text{U}_{\text{başlangıç}} = \delta^{234}\text{U}_{\text{ölçülen}} \times e^{\lambda_{234} \times T}$.

Düzeltilmiş ^{230}Th yaşlarında başlangıç $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ oranları $4.4 \pm 2.2 \times 10^{-6}$ olarak kabul edilmiştir. Bu değerler malzemenin sürekli denge (secular equilibrium) koşullarındaki değerleridir ($^{232}\text{Th}/^{238}\text{U} = 3.8$).

Hataların % 50 olduğu kabul edilmiştir.

***GÖ: Günümüzden Önce, Günümüz 1950 yılı olarak kabul edilmiştir.

Uranyum suda belirli miktarda çözünebildiği için, mağara tavanından damlayan sularla meydana gelmiş olan çökeller ^{234}U izotopu açısından bir başlangıç değerine sahiptirler. Bunun yanında toryum elementi suda çözünemediği için mağara çökelleri çözelti kökenli toryum izotoplarını içermez. Zamanla sudaki ya da çökeldaki ^{234}U izotopları (^{234}U yarı ömrü: ~245000 yıl) radyoaktif bozunmaya uğrayarak ^{230}Th izotopunun oluşmasını sağlamaktadır. Oluşan ^{230}Th izotop içeriğinden hareketle, ne kadar ^{234}U izotopunun radyoaktif bozunmaya uğradığı ve bu sürecin meydana geldiği zaman dilimi belirlenir. Bu zaman dikite ait toz örneğin alındığı bölümün oluşum yaşını vermektedir.

Dikit gelişim eksenini boyunca belirlenen yaş değerleri yardımıyla örneğin tamamını temsil edecek bir yaş modeli oluşturulmuştur. Yaş modelinde belirlenen yaşlar arasındaki bölümde yaşın doğrusal olarak değiştiği varsayılmıştır. Bu yaş modeline göre örnek gelişim eksenini üzerinde iki adet zaman boşluğunun (hiatus) yaşları belirlenmiştir. Birinci zaman boşluğu günümüzden önce 4527 ile 7868 yılları arasında, ikinci zaman boşluğu ise günümüzden önce 13229 ile 29000 yılları arasında yer almaktadır.

4.2.3. Kararlı izotop çalışmaları

IN-01 dikite örneği kararlı izotop (^{18}O ve ^{13}C) çalışmaları Bern Üniversitesi'nde (Jeolojik Bilimler Enstitüsü, Oeschger İklim Değişimi Araştırma Merkezi-İsviçre) gerçekleştirilmiştir. Analizler, otomatik karbonat hazırlama sistemi (Gas Bench-II) ile donatılmış Finnigan Delta V Advantage kütle spektrometresinde yapılmıştır. Örneğin kararlı izotop içeriğinin belirlenmesi için dikite gelişim eksenini boyunca, bilgisayar kontrollü bir düzenek yardımıyla, 1 mm aralıklarla toplam 379 adet toz örnek alınmış ve ^{18}O ve ^{13}C izotop içeriklerinin değişimi belirlenmiştir. Örneğin oluşum zamanının belirlenebilmesi için yapılan yaş modeli ile kararlı izotop verileri Ek1'de birlikte gösterilmiştir.

Mağara çökellerindeki oksijen izotopu ($\delta^{18}\text{O}$, VPDB) sinyalindeki değişim; okyanuslar, atmosfer, toprak zonu, epikarst ve mağara sistemindeki karmaşık çevresel süreçler arasındaki değişimlerin sonucunda meydana gelmektedir. Sudaki ve kalsitteki oksijen izotoplarının hem kinetik hem de denge durumundaki ayrışma süreçleri, bu izotopların paleoiklim ve paleoortam göstergeleri olabilmeleri bakımından büyük önem kazanmaktadır. Atmosferik yağıştaki $\delta^{18}\text{O}$ 'e etki eden

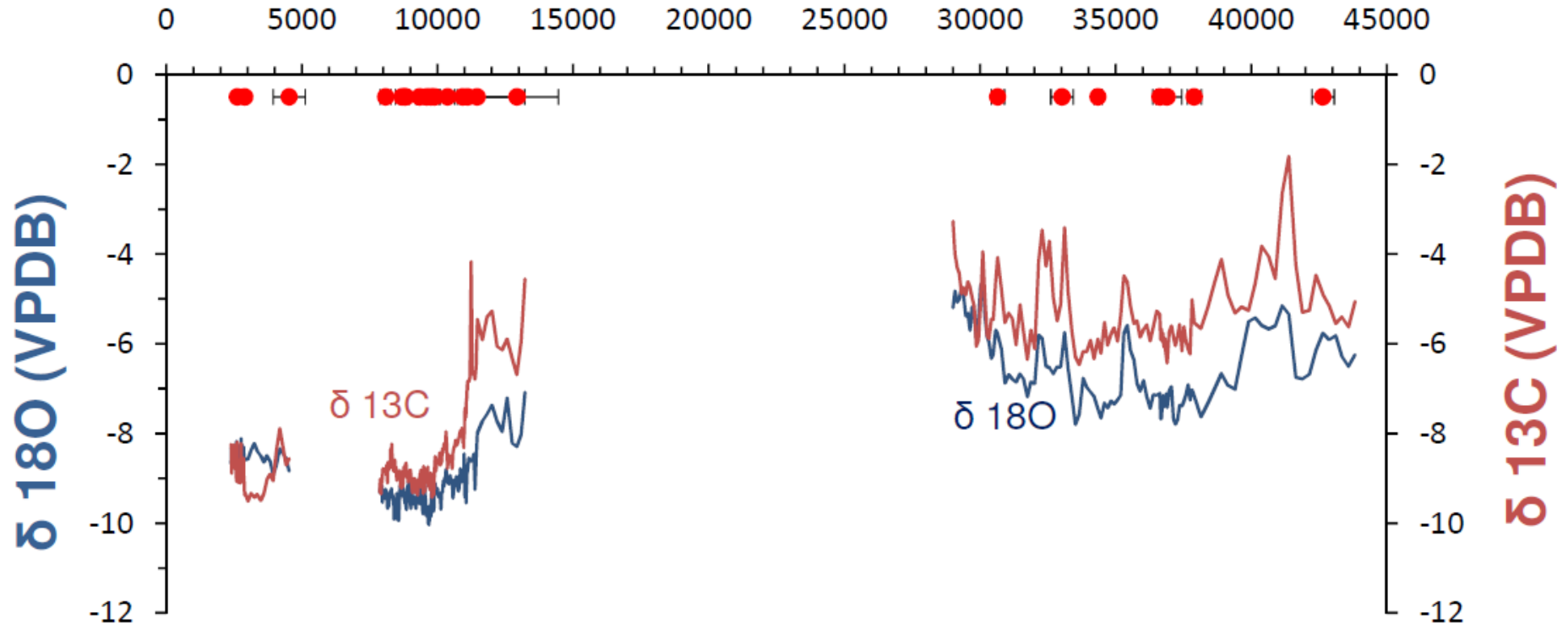
birincil faktörler kaynak suyun izotopik bileşimi, sıcaklık ve bağıl nem düzeyidir. Suyun toprak zonunda kazandığı izotopik kompozisyonu ($\delta^{18}\text{O}_{\text{su}}$) üzerinde ise yağışın yoğunlaşma sıcaklığı ve hızı, buharlaşma, farklı suların karışımı gibi süreçler etkilidir. Mağara içerisindeki damlama sularının ^{18}O içeriği ağırlıklı olarak beslenime ait mevsimselliğin bir fonksiyonudur. Yağış ^{18}O içeriğindeki mevsimlik salınımlar toprak ve epikarst zonundaki karışım nedeniyle sönümlenmektedir. Bu nedenle damlama suyu ^{18}O içeriği yıl içinde yağış suyuna oranla sınırlı bir salınım göstermektedir. Toprak ve epikarst zonundan sızma sonucu sular birbirleriyle karışır. Sonuç olarak yıllık yağışa (beslenime) ait ortalama izotopik içeriğe sahip olan bir $\delta^{18}\text{O}_{\text{su}}$ değeri elde edilir. Öte yandan sıcak iklim koşullarında, buharlaşma-terleme sonucu meydana gelen izotopik ayrışma damlama suyunun ortalama yağış suyuna göre ağır izotoplarca zenginleşmesine de sebep olur.

Mağara çökellerindeki karbon izotop oranları ($\delta^{13}\text{C}$, VPDB); toprak karbondioksitinden türemiş, izotopik olarak hafif olan biyojenik kökenli karbon izotopu ile; kireçtaşından türemiş ve izotopik olarak daha ağır olan karbon izotopları arasındaki dengeyi yansıtmaktadır (Mcdermott et al., 2004).

Mağara çökeli $\delta^{13}\text{C}$ değerlerindeki değişimler, iklimsel değişimlerle belirlenen bitki örtüsü değişimlerini yansıtmaktadırlar. Bu tür bölgelerde epikarst zonundaki kayaların $\delta^{13}\text{C}$ içeriği zamanda sabit olduğundan, damlama suyu $\delta^{13}\text{C}$ içeriği toprak kök zonu karbondioksitinin $\delta^{13}\text{C}$ değerince belirlenmektedir. Bu değer ise yüzey bitki örtüsünün fotosentez tipine (C_3 , C_4 , CAM, Clark and Fritz, 1997) bağlıdır. C_3 bitki tipine ait bir toprak zonunun $\delta^{13}\text{C}$ değeri ‰ -26 ile ‰ -20 arasındayken C_4 bitki tipi için bu değer ‰ -16 ile ‰ -10 arasındadır. Sonuç olarak bitki tipinin değişimi damlama suyu $\delta^{13}\text{C}$ değerlerinde önemli farklara yol açabilir. Bu süreç sonrasında mağara çökeline yansıyan $\delta^{13}\text{C}$ değerleri ise genellikle C_3 tipi bitkiler için -14 ‰ ile ‰ -6, C_4 tipi bitkiler içinse ‰ -6 ile ‰ +2 arasındadır (Mcdermott et al., 2004).

Bu tez çalışması kapsamında IN-01 dikit örneğinden elde edilen ^{18}O ve ^{13}C verileri birbirine paralel olarak değerlendirilmiştir. $\delta^{18}\text{O}$ 'e ait olan daha negatif değerleri daha yağışlı ve ılıman koşulları, $\delta^{13}\text{C}$ 'e ait olan daha negatif değerleri ise beslenim bölgesindeki bitki örtüsünün daha zengin olduğu yağışlı koşulları yansıtmaktadır (Şekil 4.3).

Zaman (Günümüzden önce yıl)



Şekil 4.3. IN-01 dikit örneğine ait oksijen ve karbon izotop kayıtları¹

¹Yaşlandırma noktaları grafiğin üst bölümünde kırmızıyla işaretlenmiştir. Yatay çizgiler ölçüm hata sınırını göstermektedir.

Mağara çökellerine ait kararlı izotoplardan elde edilen sonuçlar, her iki izotopun Son Buzul Maksimumu'nda (günümüzden önce ~18-21 bin yıl) ve önceki buzul dönemlerinde günümüze oranla daha pozitif değerlere sahip olduğunu göstermektedir. SBM sonrasında -özellikle Erken Holosen dönemine (günümüzden önce ~5-10 bin yıl) ait- değerlerin ise günümüze göre daha negatif olduğu gözlenmiştir. SBM öncesi verilerine ait ortalama değerler $\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^{13}\text{C}$ için sırasıyla ‰ -6.53 ve ‰ -5.26 iken, SBM sonrasına ait izotop değerleri sırasıyla ‰ -9.09 ve ‰ -8.55 şeklindedir.

Kararlı izotop sinyallerinde ani yükselimler olarak gözlenen ve daha pozitif değerlerle temsil edilen noktalar ani soğuma olaylarıdır. Grafik üzerindeki bu yükselimlerin bir bölümünün küresel soğuma olaylarıyla eş zamanlı meydana geldiği gözlenmiştir. Bu olayların yanısıra, küresel soğuma olaylarıyla eş zamanlı gelişmemiş fakat incelenen mağara (İncesu Mağarası) ve çevresinde geliştiği gözlenen soğuma olayları da kararlı izotop sinyallerinde görülmektedir.

IN-01 dikit örneğinin oluşum dönemi boyunca, sedimantasyon kesikliğinin en uzun olduğu zaman aralığı, Son Buzul Maksimumu'nu da kapsayan dönemde, günümüzden önce ~ 13229-29000 yılları arasında meydana gelmiştir.

5. SONUÇLAR VE TARTIŞMA

Bu bölümde IN-01 dikit örneğine ait kararlı izotop verilerinden elde edilen sonuçlar değerlendirilmiştir. Bu amaçla önce IN-01 örneğine ait izotop verileri, dünyada ve yakın çevredeki mağara çökelleri üzerinde yapılmış olan diğer çalışmaların sonuçlarıyla karşılaştırılmıştır. IN-01 örneğine ait veriler ayrıca Anadolu geçmiş iklimine dair önceki çalışmaların sonuçları ile de karşılaştırılmış ve bu yolla Anadolu paleoiklimi ile ilgili yeni bilgilerin üretilmesi hedeflenmiştir. Yapılan karşılaştırmalarla, IN-01 dikit örneğinin oluşum dönemi boyunca meydana gelmiş küresel iklim olaylarının Toroslar'daki etkisi ve zaman aralıkları belirlenirken, Anadolu'da gerçekleştiği bilinen önemli iklim olayları ile uyumu da test edilmiştir.

IN-01 örneğinin karşılaştırılmasında ayrı bir başlık olarak, Türkiye'de mağara çökelleri üzerinde yapılmış paleoiklim çalışmalarına da yer verilmiştir. Bu konuda Türkiye'de yapılmış olan en önemli çalışma Fleitmann (2009)'ın Zonguldak İli'nde, Sofular Mağarası dikitleri üzerinde yaptığı araştırmadır. Konumu itibariyle Sofular Mağarası, İncesu Mağarası'ndan farklı bir coğrafi bölgede yer aldığı için her iki mağaraya ait iklim kayıtlarının birbirleriyle olan olası uyumu ya da uyumsuzluğu, Anadolu paleoikliminin daha iyi anlaşılabilmesi açısından önemlidir. Bu nedenle, bu mağaralara ait kayıtların karşılaştırılmasında her iki bölgenin geçmiş iklim eğilimleri arasındaki farklar ve bu farkların olası sebepleri üzerinde durulmuştur. Benzer bir mantıkla, Türkiye'nin yakın çevresi ile ilgili üretilen iklim kayıtları da (Soreq Mağarası (İsrail) ve Akdeniz denizel çökel kayıtları) incelenmiştir. Bunlara ek olarak, IN-01 dikit örneği dünyada önemli iklimsel olayların temsil edildiği ve paleoiklim çalışmalarında referans noktası olarak kabul edilen buzul kayıtları ve Çin'deki Muson kayıtlarıyla da karşılaştırılmıştır.

5.1. IN-01 Gelişim Ekseni Boyunca $\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^{13}\text{C}$ Değişimi

IN-01 örneğinin gelişim ekseni boyunca yapılan ölçümler sonunda, kararlı izotop değerlerinin günümüze yakın dönemde geçmişe oranla daha negatif değerler sergilediği görülmektedir (Şekil 5.1). Son Buzul Maksimumu'ndan (yaklaşık 18000-23000 yıl öncesi) daha önceki izotop değerleri ve güncel izotop değerleri arasında $\delta^{18}\text{O}$ açısından yaklaşık ‰ 2'lik bir fark, $\delta^{13}\text{C}$ açısından ise yaklaşık ‰ 4'lük bir fark bulunmaktadır. Bu fark genel izotop sinyalindeki ortalama fark olarak

düşünülmüş olup, dikit gelişimi süresince gerçekleşmiş olan küresel iklim olayları sırasında daha fazla olabilmektedir.

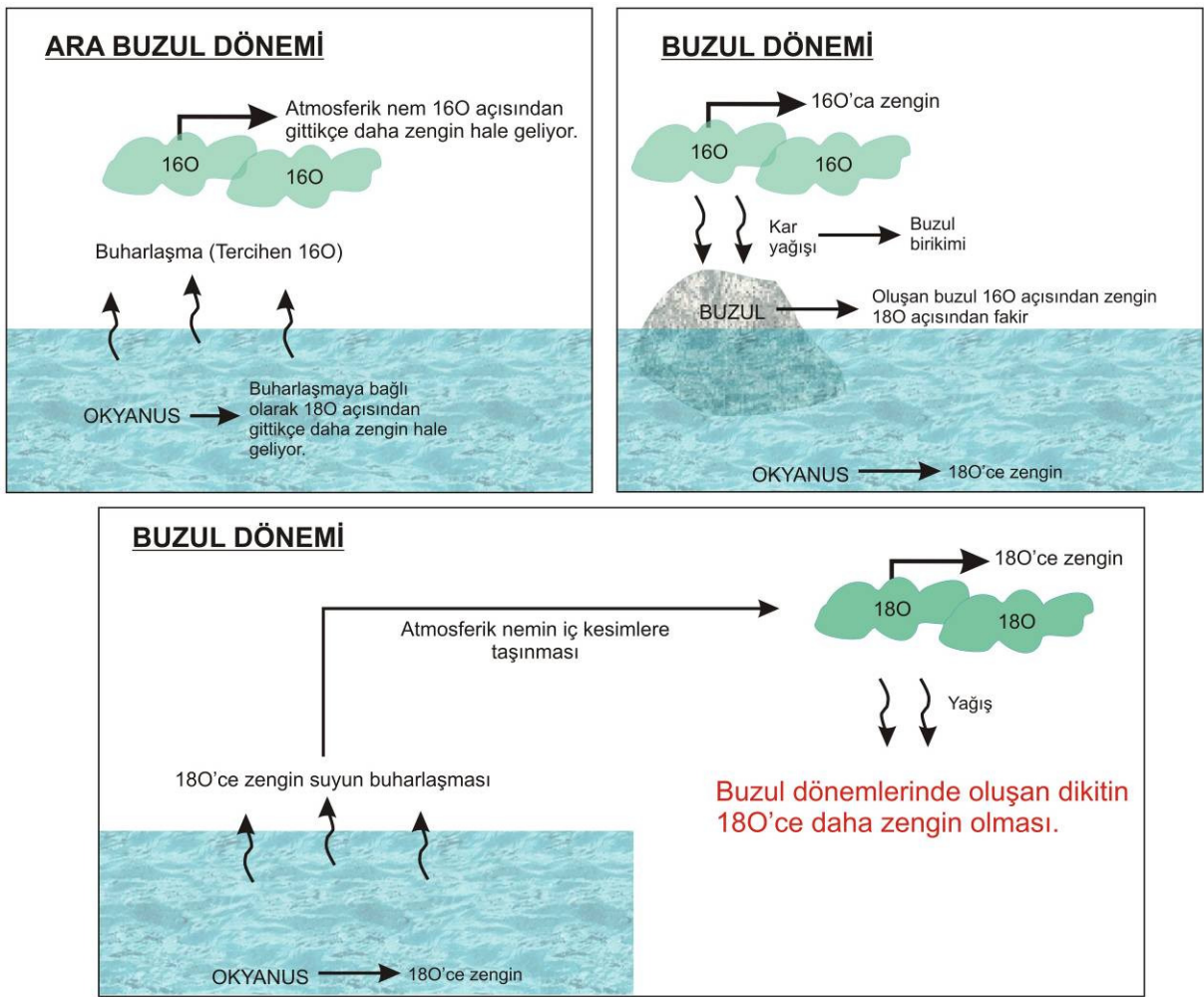
IN-01 örneği'ne ait izotop kayıtlarında $\delta^{18}\text{O}$ 'e ait görece negatif değerler yağışlı ve ılıman koşulların göstergesi olarak yorumlanmıştır. Benzer şekilde $\delta^{13}\text{C}$ 'e ait görece daha negatif değerler ise yağış miktarında ve dolayısıyla bitki örtüsünde bir zenginleşme (artış) göstergesidir. Son 45000 yıl boyunca her iki izotopa ait kayıtlarda belirli dönemlerde önemli artışlar ya da azalmalar görülmektedir. Bu değişimler, IN-01 dikit örneğinin gelişimi süresince meydana gelen iklimsel olayların dikit üzerinde yansımalarından kaynaklanmaktadır.

5.1.1. Buz hacmi etkisi ve $\delta^{18}\text{O}$ arasındaki ilişki

İncesu Mağarası IN-01 örneğine ait kayıtlarda elde edilen en önemli bulgu daha ılıman dönemlerin daha negatif $\delta^{18}\text{O}$ değerleriyle temsil edilmesidir. Buna bağlı olarak Son Buzul Maksimumu'ndan önceki soğuk dönem günümüze oranla daha pozitif $\delta^{18}\text{O}$ değerlere sahipken, Erken Holosen dönemine ait $\delta^{18}\text{O}$ değerleri günümüze oranla daha negatiftir. ^{18}O izotop sinayline ilişkin bu eğilim, Akdeniz'e kıyısı olan diğer ülkelere ait izotop kayıtlarında da gözlenmektedir (Bar-Matthews et al., 1997; Cacho et al., 1999; Nader, et al., 2007, Verheyden et al., 2008). $\delta^{18}\text{O}$ değerinin İncesu kayıtlarında bu şekilde bir eğilim göstermesinin temel sebebinin literatürde buz hacmi etkisi (ice volume effect) olarak bilinen süreç olduğu düşünülmektedir. Bu sürece ilişkin ayrıntılar aşağıda açıklanmıştır.

Akdeniz'de buzul ve arabuzul dönemlerinde, değişen sıcaklık ve yağış koşullarına bağlı olarak mağara çökellerinin izotopik içerikleri değişmektedir. Bu değişimler İncesu Mağarası'na ait çökellerde de kaydedilmiştir. IN-01 dikit örneğinin oluşumunu sağlayan damlama suyunu sağlayan yağışların ana kaynağı okyanuslardır. Okyanus yüzeyinden buharlaşan sular atmosferik nem şeklinde iç kesimlere taşınarak burada yağış bırakılmaktadırlar. Dolayısıyla mağara çökeline kaydedilen izotopik veriler yağışın meydana geldiği zamana ilişkin iklimsel özellikleri yansıtmaktadır. Yağışı meydana getiren asıl süreç ise okyanus yüzeyinden gerçekleşen buharlaşmadır. Arabuzul dönemlerinde meydana gelen buharlaşma sonrası, geride kalan okyanus suları ^{18}O izotopunca zamanla daha zengin hale gelmektedir. Benzer biçimde atmosferik nem ^{18}O izotopu açısından fakirleşirken ^{16}O izotopu açısından zenginleşmektedir. Buzul dönemlerinde biriken

buzullar daha fakir ^{18}O içeriğine sahip atmosferik nemden itibaren oluşmaktadır. Bu duruma zıt olarak, bu dönemde (buzul dönemi) mağara çökelmelerini meydana getiren yağışlar ^{18}O açısından görece zengin $\delta^{18}\text{O}$ değerlerine sahip okyanuslardan buharlaşarak mağara ortamına ulaşmaktadır (Şekil 5.1). Sonuç olarak buzul dönemlerinde mağaraya ulaşan damlama suları da ^{18}O izotopunca daha zengin olmaktadır Bunun sebebi damlama suyunun ana kaynağının ^{18}O açısından görece zengin olan okyanus suyu olmasıdır. Bu süreç literatürde “Buz Hacmi Etkisi” olarak bilinmektedir ve Akdeniz’in son buzul dönemi sırasında daha pozitif $\delta^{18}\text{O}$ değerlerine sahip olmasının temel sebebidir (Ford and Williams, 2007).

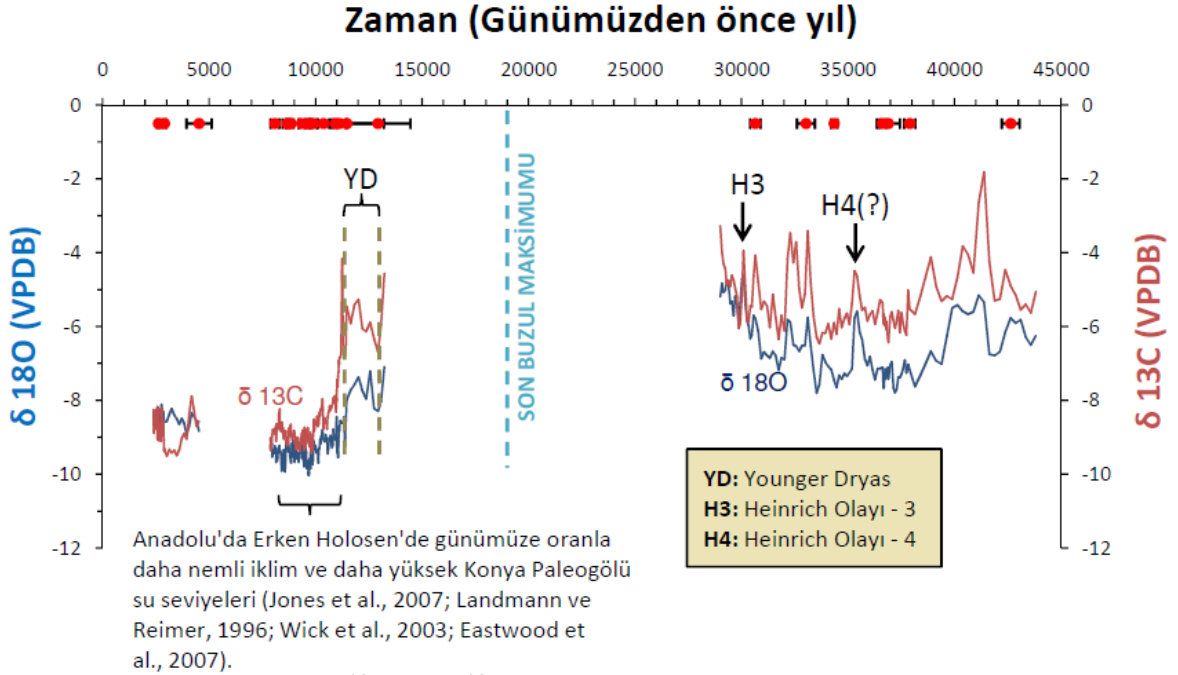


Şekil 5.1. Buz hacmi etkisi ile yağış suyu $\delta^{18}\text{O}$ arasındaki ilişki

5.2. IN-01 Dikit Örneğinde Gözlenen Küresel Olaylar

Özellikle son 60000 yılda, ani iklim değişimleri olarak nitelendirilen ve birbirini izleyen soğuk ve sıcak dönemlerin varlığı bilinmektedir (Clarke et al., 2003). Son 45000 yıl içerisinde meydana gelen küresel iklim olaylarının bir kısmı IN-01 dikt

örneğinde de görülmektedir. Dikit gelişimi süresince, Son Buzul Maksimumu'nu da kapsayan ve yaklaşık 17000 yıl süren bir sedimantasyon kesikliği bulunduğundan, bu dönem içerisinde meydana gelmiş olan küresel iklim olaylarını IN-01 örneğinde görmek mümkün değildir. Bunun dışındaki diğer önemli küresel iklim olayları ise Şekil 5.1'de görülmektedir.



Şekil 5.2. IN-01 örneği $\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^{13}\text{C}$ değerlerinin son 45000 yıldaki değişimi.

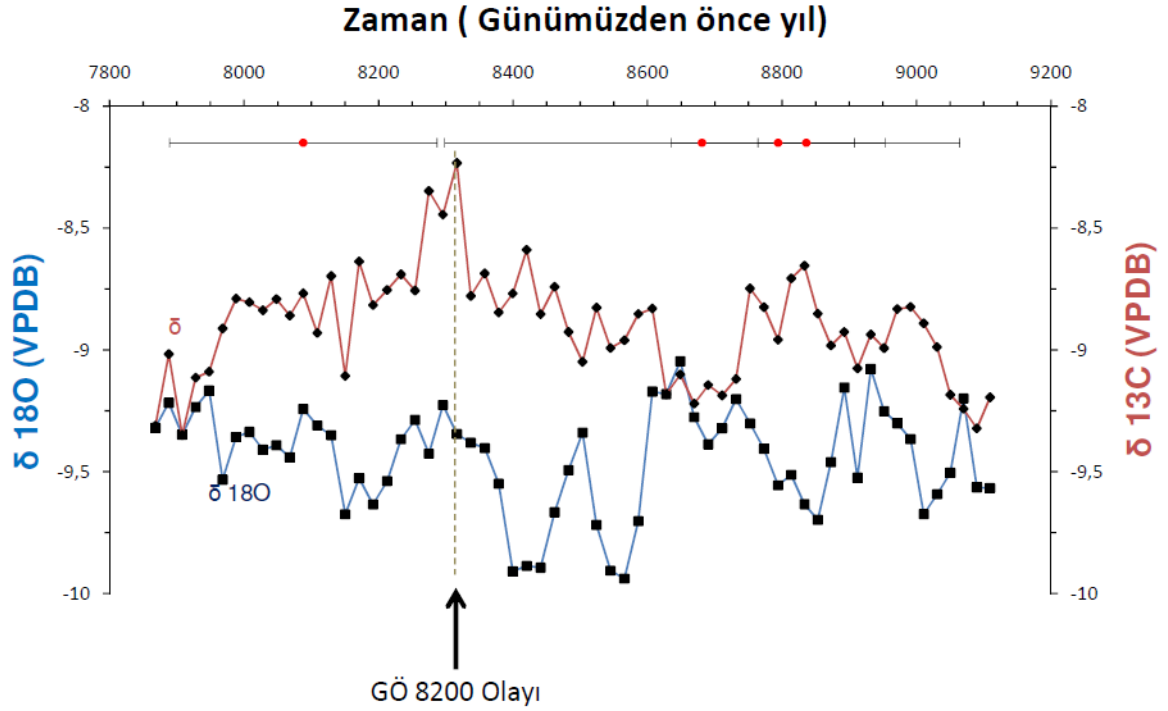
IN-01 dikit örneği kararlı izotop kayıtlarında en net görülen küresel iklim olaylarından biri Younger Dryas (YD) olayıdır. IN-01 örneğinde, YD'nin Orta Anadolu'da, Grönland buzul kayıtlarından elde edilen sonuçlar (Alley, 2000) ile eş zamanlı gerçekleşmiş olduğu görülmektedir. Bu bilgiye göre, Orta Anadolu'da YD olayı günümüzden önce ~11500 ile 12800 yılları arasında meydana gelmiştir. Grönland buzul kayıtlarından (GRIP VE GISP2) elde edilen sonuçlar YD olayının küresel ölçekte meydana gelmiş bir soğuma olduğunu göstermektedir (Alley, 2000). Bu soğumanın Orta Anadolu üzerindeki etkisi daha soğuk ve kurak, yağış miktarının da daha düşük olduğu koşullarla temsil edilmektedir. Bu dönemde azalan sıcaklık ve yağış koşullarına paralel olarak bitki örtüsü yoğunluğu da azalmıştır. YD olayının bitiminin ardından daha sıcak ve nemli koşulların egemen olduğu Holosen paleoiklimi başlamıştır.

IN-01 dikit örneğinde izlenen önemli diğer küresel iklim olayları ise, gene soğuk dönemleri temsil eden Heinrich Olayları'dır. Son 70000 yıl içerisinde 6 kez

meydana geldiği düşünölen bu soğuk dönemlerden sadece ikisi IN-01 örneğinde gözlenebilmiştir. Heinrich 1 ve 2 olaylarını kapsayan zaman aralığında IN-01 örneğinde sedimantasyon kesikliğine bağlı olarak herhangi bir kayıt bulunmamaktadır. Öte yandan Heinrich 5 ve 6 olayları ise IN-01 örneğinin oluşum zamanı dışında kalmaktadır. Bunların aksine, Heinrich 3 ve 4 olayları IN-01 örneği kararlı izotop kayıtlarında gözlenmektedir (Bkz. Şekil 5.2).

Örneğin $\delta^{18}\text{O}$ değişimi Heinrich 3 olayının Orta Anadolu'da günümüzden önce yaklaşık 30000 yıl dolaylarında meydana geldiğini göstermektedir. Bu bilgi Heinrich 3 olayının Grönland buzul kayıtlarındaki zamanlaması olan günümüzden önce ~31000 yıl (Hemming, 2004) ile de uyumlu gözükmektedir. Bunun yanında IN-01 kararlı izotop kayıtlarına göre Heinrich 4 olayının Orta Anadolu'daki zamanlaması günümüzden önce ~35000 dolaylarına karşılık gelmektedir. Heinrich 4 olayının zamanlaması konusunda araştırmalar devam etmekte olup kesin zaman aralığı konusunda ortak bir görüşe henüz varılamamıştır. Vidal et al. (1999)'ın Atlantik Okyanusu'nun Kuzey, Güney ve Ekvatorial bölgelerindeki bentik foraminifer istifleri üzerinde yaptığı çalışma sonucunda elde ettiği bulgular IN-01 oksijen izotopu kayıtlarıyla uyumlu niteliktedir ve Heinrich 4 olayının günümüzden önce ~35000 yıl dolaylarında gerçekteştiğini göstermektedir. Ancak dünyanın çeşitli bölgelerinde mağara çökelleri üzerinde yapılan çalışmalar ve Grönland buzul kayıtları Heinrich 4 olayının daha farklı zaman aralıklarında gerçekteşmiş olabileceğine işaret etmektedir. Bond ve Lotti (1995)'nin Kuzey Atlantik derin deniz çökellerinde yaptığı çalışmaya göre Heinrich 4 olayının zamanlaması günümüzden önce ~37000 yıla karşılık gelmektedir. Bunun yanında Heinrich 4 olayının Muson kayıtlarındaki zamanlaması ise günümüzden önce ~39000 yıl olarak gözükmektedir (Wang et al., 2001).

IN-01 diki örneği kararlı izotop kayıtlarında görölen bir diğer küresel olay ise "Günümüzden önce 8200 (GÖ 8200) yıl olayı" olarak bilinen soğuma dönemidir (Şekil 5.3).

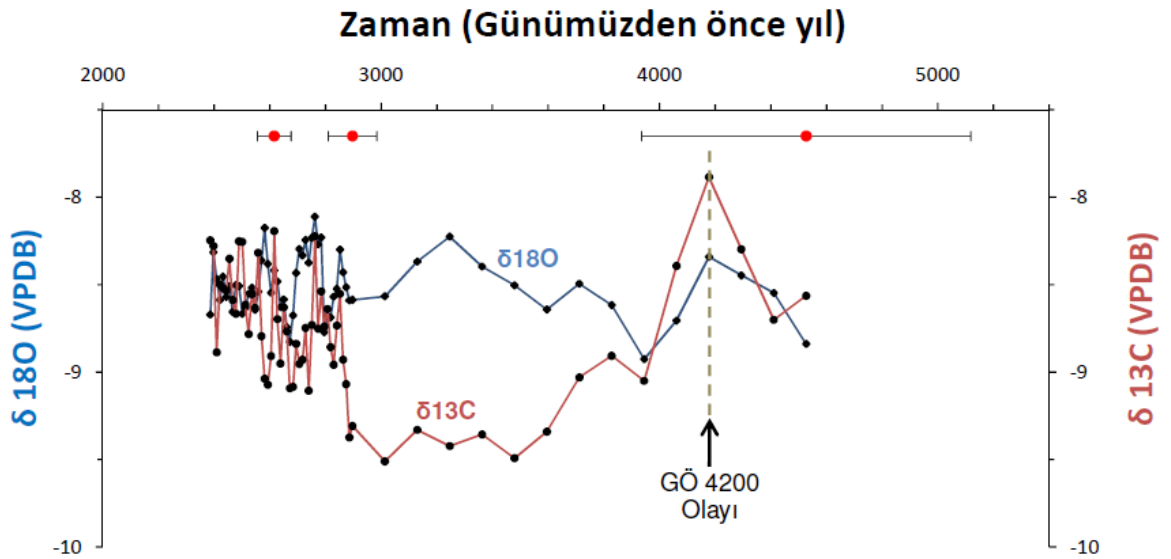


Şekil 5.3. IN-01 örneğinde gözlenen 8200 olayı.

İncesu Mağarası kayıtlarında görülen diğer soğuk dönemlere benzer nitelikte, GÖ 8200 yıl olayı da sıcaklık ve yağış miktarında bir düşüş ile temsil edilen, bitkisel aktivitenin görece az olduğu soğuk bir süreçtir. Bu olay her ne kadar GÖ 8200 yıl olayı olarak adlandırılrsa da, dünyanın çeşitli noktalarındaki farklı doğal arşiv kayıtları kullanılarak ulaşılan sonuçlar, anılan olay için değişik zaman aralıklarına işaret etmektedir. Örneğin Kuzey Atlantik derin deniz çökellerinde yapılan bir çalışma günümüzden önce 8490 ve 8290 yıllarında Kuzey Atlantik'te iki ayrı soğuma periyodunun meydana geldiğini göstermektedir (Ellison et al., 2006). Buna ek olarak İrlanda'da bir mağara çökeli üzerinde gerçekleştirilen iz element çalışması günümüzden önce 8330 ± 80 yılında daha kurak ve soğuk bir dönemin varlığını göstermektedir (Baldini et al., 2002). IN-01 kararlı izotop kayıtlarına göre ise, Orta Anadolu'da GÖ 8200 yıl olayının gerçekleştiği zaman günümüzden önce ~8300 yıl dolayındadır (Bkz. 5.3). Aynı olaya ait zamanlamalardaki bu farklılıklar olasılıkla belirlenen yaş değerlerinin hata paylarından kaynaklanmaktadır. Bu durumda yaşlandırma hata payları göz önünde bulundurulduğunda 8200 Yıl Olayı ortak bir zaman diliminden söz etmek mümkündür. Soğuk dönemlerdeki izotopik göstergelere benzer şekilde, bu dönemde de sıcaklık ve yağış miktarında bir düşüş ve buna bağlı olarak bitki örtüsü tipinde değişiklikler ve yayılımında bir azalma meydana gelmiştir. IN-01 $\delta^{13}\text{C}$ değişimine bakıldığında, değerlerin söz

konusu zaman dilimi içerisinde önemli ölçüde pozitif değerlere kaydığı izlenmektedir. Bu tür bir değişim, o dönemde küresel ölçekte genel yayımlı bir soğumaya bağlı olarak, bitki örtüsü zenginliğinde meydana gelmiş olan bir azalmaya işaret etmektedir.

IN-01 kararlı izotop kayıtlarında görülen bir diğer olay ise günümüze daha yakın bir tarihte gerçekleşmiş olan ve Mezopotamya'da Akad İmparatorluğu'nun sona ermesinin sebebi olarak görülen "Günümüzden Önce 4200 yıl" olayıdır. Bu dönemde meydana gelmiş çevresel değişimler, bu olayın Orta Doğu'da yaygın bir şekilde gözlenen ve tarıma dayalı medeniyetleri etkilemiş olan önemli bir kuraklık periyodu olduğunu göstermektedir (Arz et al., 2006). IN-01 kararlı izotop kayıtlarında özellikle $\delta^{13}\text{C}$ değerlerinin genel seyrinde bu zaman dilimi içerisinde ani bir değişim meydana gelmektedir (Şekil 5.4).



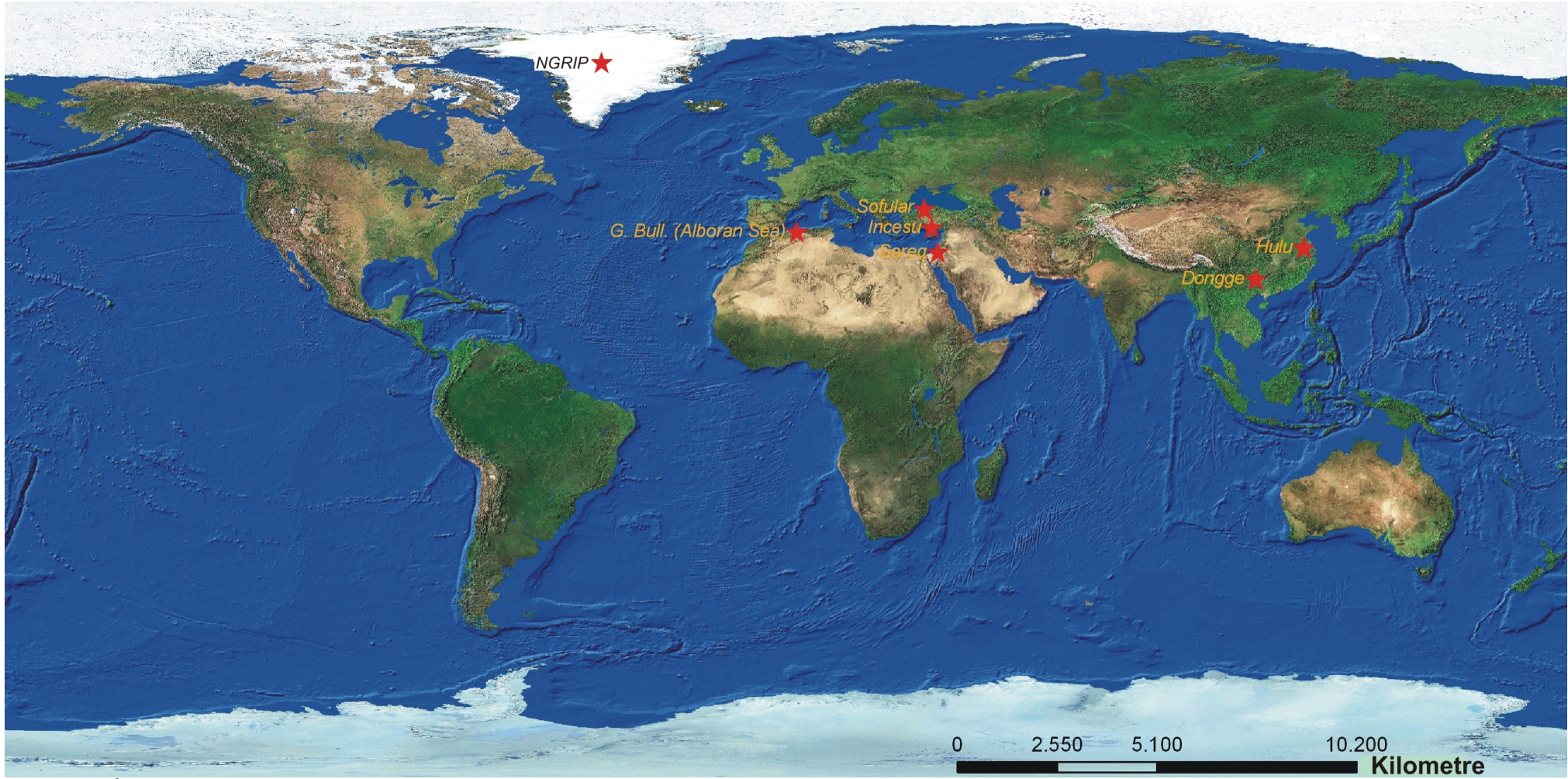
Şekil 5.4. IN-01 kayıtlarında gözlenen 4200 olayı.

$\delta^{13}\text{C}$ değerlerinde, günümüzden önce ~4200 yıl dolaylarında meydana gelen ani zenginleşme bu dönem için bitki örtüsü yoğunluğunda gerçekleşen bir azalmanın göstergesidir. Bu dönemde Doğu Akdeniz, Mezopotamya ve Orta Doğu'da yaşanan önemli kuraklık olaylarının bir benzerinin Orta Anadolu'da da gerçekleşmiş olması olası görülmektedir (deMenocal, 2001; Arz et al., 2006).

5.3. İncesu Mağarası ve Diğer Doğal Küresel Arşiv Kayıtları'nın Karşılaştırılması

Tez çalışması kapsamında İncesu Mağarası'ndan elde edilen geçmiş iklim kayıtları Türkiye'de ve Dünya'da farklı bölgelerden elde edilen çeşitli izotop kayıtlarıyla da karşılaştırılmıştır (Şekil 5.5). Karşılaştırma yapılan izotop kayıtları mağara çökellerinin yanısıra, buzul ve foraminifer kayıtlarını da kapsamaktadır. İncesu Mağarası konumu itibarıyla Türkiye'nin güneyinde kaldığı için IN-01 dikit örneğinden elde edilen izotop kayıtları daha kuzeydeki Karadeniz bölgesinde ve Grönland buzullarında yapılan çalışmaların sonuçları ile farklılık göstermektedir.

Kuzey yarıkürede Ekvator'dan kutuplara doğru gidildikçe, doğal arşiv kayıtlarından elde edilen izotop sinyalinin genel eğilimi değişebilmektedir. Doğu Akdeniz ve Orta Doğu'da egemen olan bir paleoiklim paterniyle, daha kuzey enlemlere ait bir paleoiklim paterni birbirinden değişik iklim koşullarının etkisi altında olduğundan birbirinden farklı olmaktadır. IN-01 kayıtlarının farklı izotop kayıtlarıyla karşılaştırılmasındaki temel hedef Orta Anadolu paleoikliminin belirli bir eğilime sahip olup olmadığının doğru bir biçimde anlaşılmasıdır. İncesu Mağarası ve karşılaştırma yapılan mağaralar koordinatları ile birlikte Çizelge 5.1'de toplu olarak sunulmuştur.



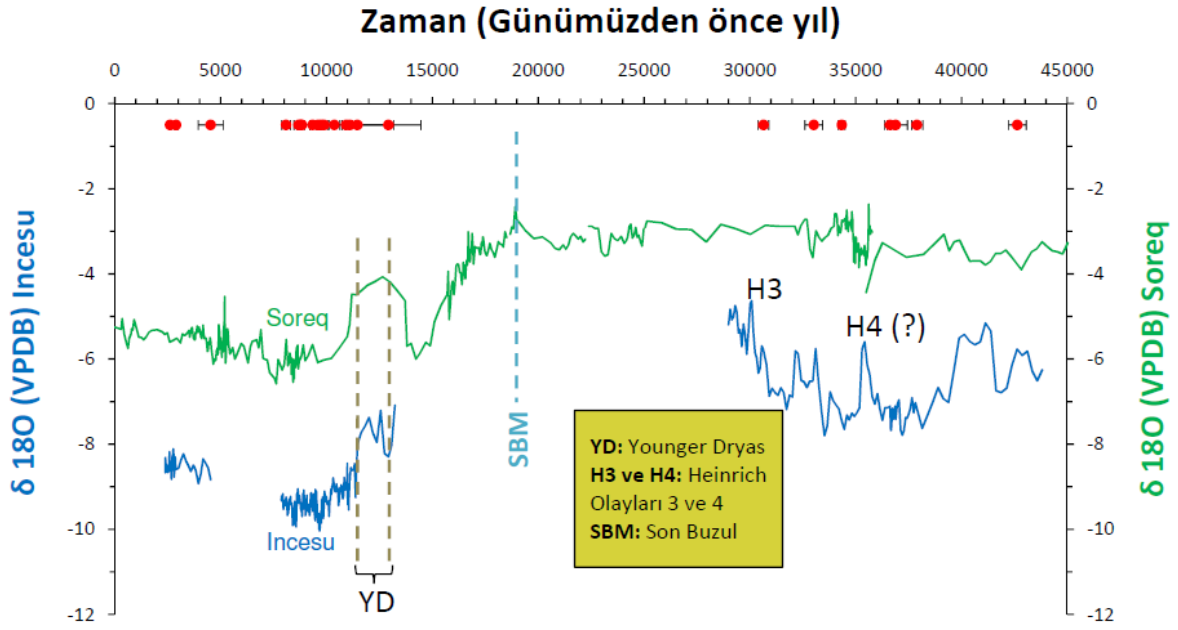
Şekil 5.5. İncesu Mağarası ve karşılaştırma yapılan diğer kayıtlar.

Çizelge 5.1. İncesu Mağarası ve karşılaştırılan diğer kayıtların konumları.

Kayıt	Bölge	Koordinatlar	
		Boylam	Enlem
İncesu Mağarası	Türkiye	33.67° D	37.08° K
Sofular Mağarası	Türkiye	31.93° D	41.42° K
Hulu Mağarası	Çin	119.16° D	32.5° K
Dongge Mağarası	Çin	108.08° D	25.28° K
Soreq Mağarası	İsrail	35.03° D	31.45° K
Jeita Grotto Mağarası	Lübnan	35.38° D	32.56° K
Globigerina Bulloides	Alboran Denizi	2.62° D	36.14° K
NGRIP	Grönland	42.32° D	75.1° K

5.3.1. İncesu ve Soreq Mağaralarının karşılaştırılması

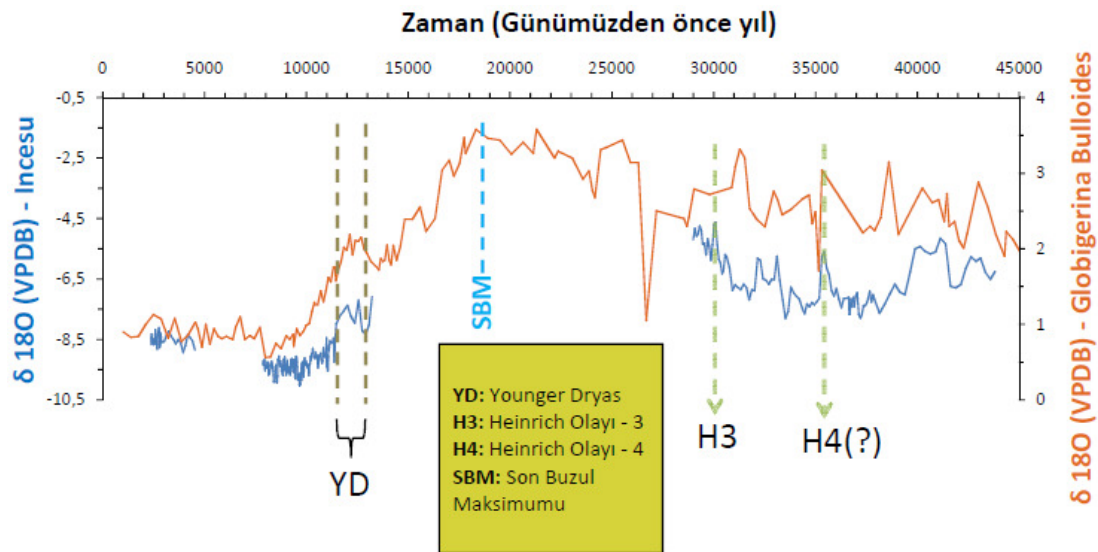
Orta Doğu'da mağara çökelleri üzerinde yapılan en kapsamlı paleoiklim çalışmalarından birisi İsrail'de yeralan Soreq Mağarası'na aittir (Bar-Matthews et al., 1997). Soreq Mağarası'na ait izotop verileri günümüzden önce ~185000 yıla kadar uzanmaktadır. Ancak tez çalışması kapsamında bu verilerin sadece IN-01 örneğinin zaman aralığını kapsayan kısmı kullanılmıştır. Her iki mağaradan elde edilen $\delta^{18}\text{O}$ değerleri YD olayı zaman aralığı için birbiriyle uyumlu niteliktedir. Ancak Heinrich olayları Soreq kayıtlarına yansımadığından bu zamana ilişkin bir benzerlik gözlenmemiştir (Şekil 5.6). YD olayı sırasında Soreq ve İncesu kayıtlarındaki izotopik değişim birbirine yakın olup aradaki fark ‰ ~2 kadardır. İncesu ve Soreq Mağaraları'nda gözlenen bir diğer ortak nokta ise her iki izotop sinyalinin de Son Buzul Maksimumu'ndan önce günümüze oranla daha pozitif değerlerde seyreden bir eğilime sahip olmasıdır. Bu durum her iki bölgede de günümüze göre daha soğuk iklim koşullarının yaşandığını göstermektedir. Soreq Mağarası'nda öne çıkan bir diğer bulgu Son Buzul Maksimumu'nun ^{18}O izotopu açısından en pozitif noktaya karşılık gelmiş olmasıdır.



Şekil 5.6. İncesu ve Soreq mağaralarına ait $\delta^{18}\text{O}$ kayıtlarının karşılaştırılması.

5.3.2. İncesu Mağarası ve Akdeniz foraminifer kayıtlarının karşılaştırılması

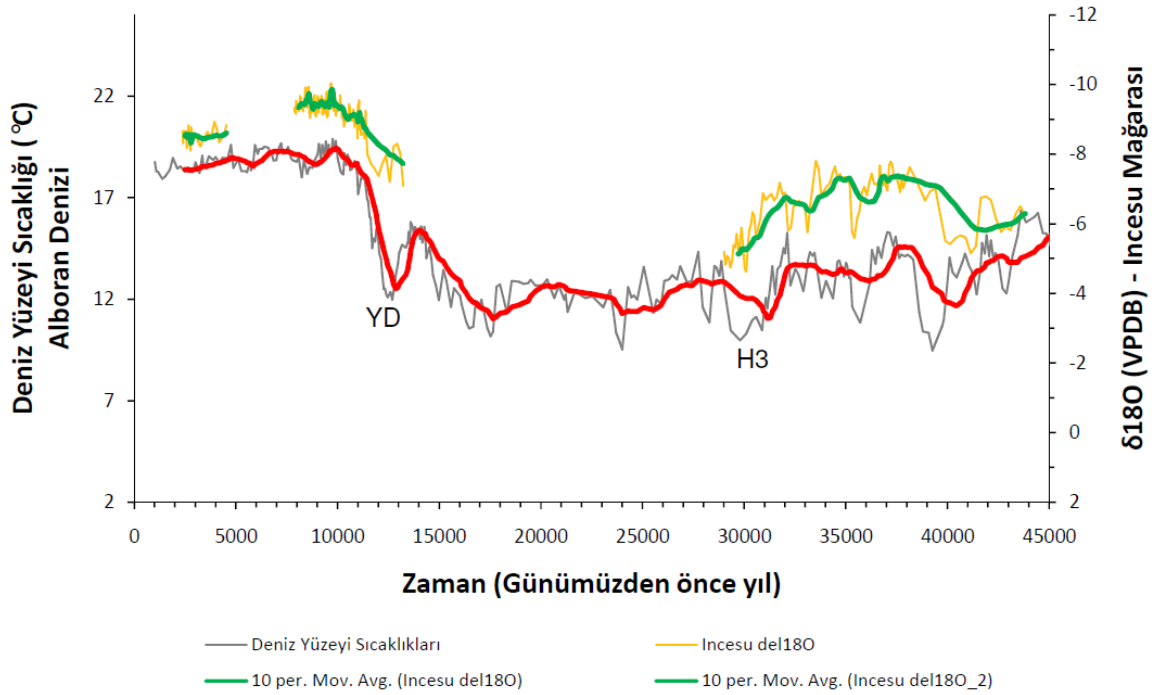
Tez çalışması kapsamında Akdeniz paleokliminin değerlendirilmesinde kullanılan bir diğer veri seti de Akdeniz'in batı bölümünde Alboran Denizi'nden alınmış bir deniz tabanı çökeline elde edilmiş olan foraminifer (*Globigerina Bulloides*) kaydıdır (Cacho et al., 1999). IN-01 dikit örneği kararlı izotop kayıtları ve Akdeniz foraminifer kayıtlarının karşılaştırılmaları her iki izotop sinyalinin de birbiriyle uyumlu olduğunu ve YD olayı sırasında $\delta^{18}\text{O}$ değerlerinin eş zamanlı olarak daha pozitif değerlere kaydığını göstermektedir (Şekil 5.7).



Şekil 5.7. IN-01 ve Akdeniz planktonik foraminifer $\delta^{18}\text{O}$ kayıtlarının (Cacho et al., 1999) karşılaştırılması

Bunun yanında, söz konusu kayıtlar arasında Heinrich 3 ve Heinrich 4 olaylarının kesin bir şekilde uyumlu olduğunu söylemek mümkün değildir. Ancak her iki kayıttta da Heinrich olaylarıyla ilişkilendirilebilecek sapmaların olduğu grafik üzerinde görülebilmektedir. Son 45000 yıllık değişime bakıldığında ise İncesu Mağarası'ndan elde edilen genel eğilimin Akdeniz foraminifer kayıtlarıyla benzer olduğu söylenebilir.

Cacho et al. (1999) aynı çalışmada Akdeniz deniz suyu yüzey sıcaklıklarını (DYS) da yeniden kurgulamıştır. Bu çalışmaya göre IN-01 dikit örneğinin oluşum zamanı boyunca deniz suyundaki sıcaklık değişimleri de belirli küresel olayların eş zamanlı geliştiğini göstermektedir (Şekil 5.8). Bunlar YD ve Heinrich 3 olaylarıdır. Meydana gelen bu küresel soğuma olaylarında deniz suyu sıcaklıklarında önemli bir düşüş gözlenmektedir.

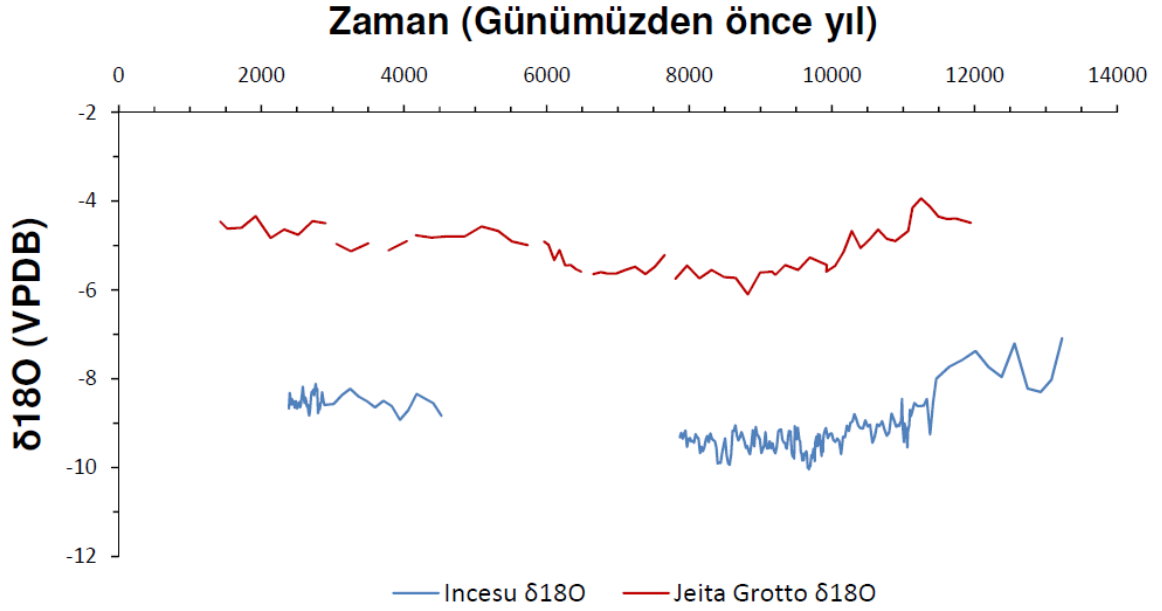


Şekil 5.8. Akdeniz'in son 45000 yıllık deniz suyu sıcaklık değişimi (Cacho et al., 1999) ile IN-01 $\delta^{18}\text{O}$ değişiminin karşılaştırılması.

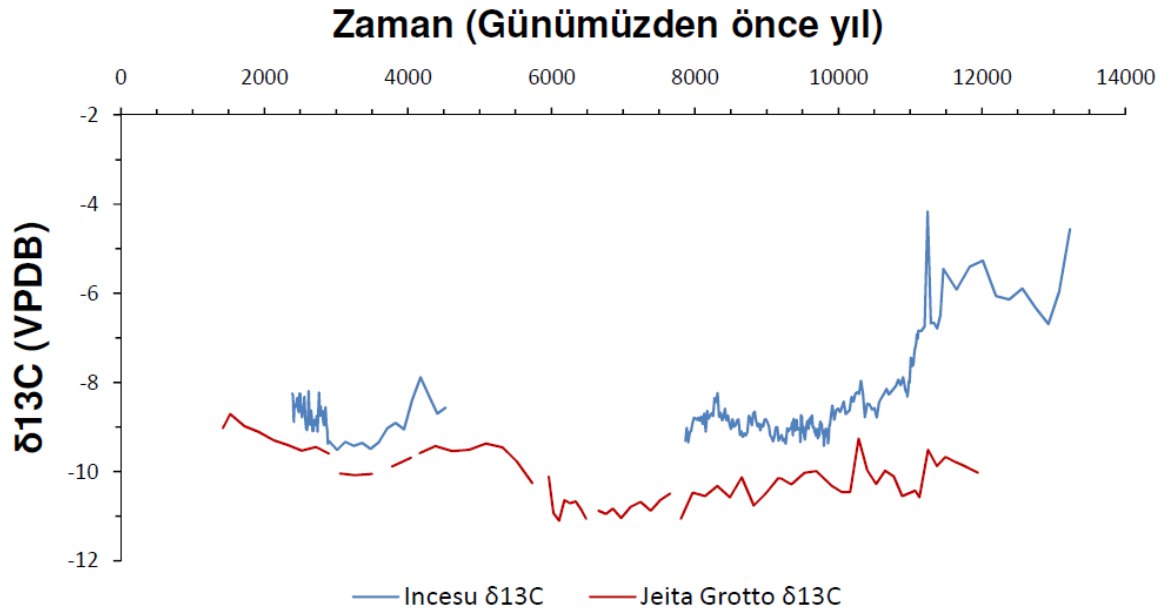
5.3.3. İncesu ve Jeita Grotto (Lübnan) Mağaralarının karşılaştırılması

IN-01 dikit örneği üzerinden elde edilen kararlı izotop kayıtlarının Akdeniz paleoklim trendi ile uyumlu olduğu düşüncesiyle, bu kayıtlar, Akdeniz'e kıyıdaş bir diğer ülke olan Lübnan'daki Jeita Grotto Mağarası'na ait kayıtlarla da karşılaştırılmıştır (Şekil 5.9 ve Şekil 5.10). Lübnan'dan elde edilen kararlı izotop kayıtları Erken Holosen'den günümüze kadar olan ~12000 yıllık bir zaman dilimini

kapsamaktadır (Nader, 2007). Bu nedenle bu karşılaştırmada IN-01 kayıtlarının sadece bu zaman aralığına ait olan parçası kullanılmıştır. Lübnan kayıtları Erken Holosen'den hemen önceki en önemli soğuma olayı olan Younger Dryas'i kapsamamaktadır.



Şekil 5.9. İncesu ve Jeita Grotto mağaralarına ait $\delta^{18}O$ kayıtlarının karşılaştırılması.



Şekil 5.10. İncesu ve Jeita Grotto mağaralarına ait $\delta^{13}C$ kayıtlarının karşılaştırılması.

Lübnan ve IN-01 kayıtları arasındaki en önemli benzerlik erken Holosen paleokliminin Doğu Akdeniz ve Orta Anadolu bölgeleri için günümüz koşullarına oranla daha nemli olmasıdır. Özellikle Erken Holosen'de her iki kayıta gözlenen

görece negatif $\delta^{18}\text{O}$ değerleri sözü edilen bölgelerin günümüze oranla daha fazla yağış aldığını göstermektedir. Buna ek olarak aynı zaman aralığı içinde $\delta^{13}\text{C}$ değerlerinde artan yağış miktarına bağlı olarak bitki örtüsünde bir zenginleşme izlenmektedir.

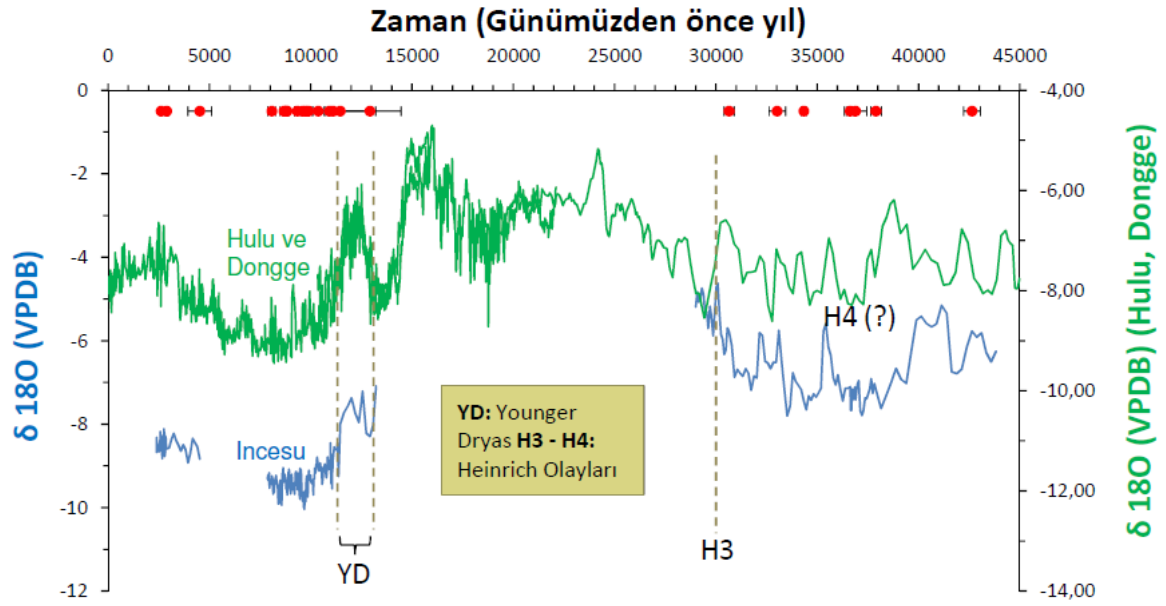
Her iki kayıta da gözlenen bir diğer ortak eğilim ise, Erken Holosen'de görece negatif kararlı izotop değerlerinin Orta ve Geç Holosen'de (günümüzden önce ~5000-10000) daha pozitif değerlere kaymasıdır. Bu durum, her iki bölgenin günümüz koşullarına yaklaştıkça daha düşük miktarda yağış aldığını ve bitki örtüsü yoğunluğunun da buna bağlı olarak azaldığını göstermektedir.

5.3.4. İncesu Mağarası ve Muson kayıtlarının karşılaştırılması

IN-01 dikit örneğinden elde edilen kararlı izotop kayıtlarının değerlendirilmesi amacıyla yararlanılan bir diğer veri seti ise geçmişteki küresel iklim olaylarının ortaya çıkarılmasında büyük bir pay sahibi olan Muson kayıtlarıdır. Tez çalışması kapsamında Çin'deki iki farklı mağaraya ait dikitler üzerinden gerçekleştirilmiş araştırmaların sonuçları ile IN-01 kararlı izotop kayıtları karşılaştırılmıştır. Sözü edilen bu mağaralar sırasıyla Hulu ve Dongge mağaralarıdır (Wang et al, 2001, Dykoski et al., 2005).

Dünya genelinde okyanuslar arasında gerçekleşen termohalin döngüsü Kuzey Atlantik sularının Ekvatorial Pasifik Okyanusu'na ulaşmasını sağlar. Tropik bölgelerde okyanus yüzeyinde yüksek miktarlarda gerçekleşen buharlaşma daha sonra karasal kesimlerde "Muson yağmurları" adı verilen şiddetli yağışlar bırakmaktadır. Bu yağışların bir kısmı yüzeyaltına süzülerek mağara çökellerinin oluşumuna katkı sağlamaktadır. Termohalin döngüsü, Kuzey Atlantik'te soğuyup derine inen suların Ekvatorial Pasifik'te ısınarak tekrar yüzeye çıkmasını sağlamaktadır. Bu durum, Kuzey Atlantik'te buzul karotlarından ya da derin deniz sedimanlarından üretilen paleoiklim bilgilerinin tropik bölgelerdeki Muson kayıtlarıyla da desteklenmesi anlamına gelmektedir. Türkiye coğrafi konumu itibarıyla subtropik enlemler arasında yer almaktadır. Bu açıdan bakıldığında, ekvatorial enlemler ile kuzey enlemler arasındaki Anadolu'nun paleoikliminde meydana gelen değişiklikler, bu bölgedeki bilgi boşluğunun doldurulması açısından daha önemli bir hal almaktadır.

Çin'deki Muson kayıtları ve IN-01 dikit örneğine ait kararlı izotop kayıtları arasında geçmiş küresel iklim olayları açısından oldukça güçlü benzerlikler gözükmemektedir (Şekil 5.11). YD olayı her iki kayıta da büyük ölçüde aynı zaman aralığında bulunmaktadır. Buna ek olarak, IN-01'e ait izotop kaydında elde edilen Heinrich 3 olayının zamanlaması da Muson kayıtlarıyla uyumlu niteliktedir. Ancak Heinrich 4 olayının IN-01 verilerindeki zamanı ile Muson kayıtlarının zamanlamaları birbirinden farklıdır.



Şekil 5.11. IN-01 ve Asya Muson'u (Wang et al., 2001, Dykoski et al., 2005) $\delta^{18}\text{O}$ kayıtlarının karşılaştırılması.

Yağış miktarındaki artışa bağlı olarak Muson kayıtlarında daha negatif $\delta^{18}\text{O}$ değerleri gözlenmektedir. Daha negatif $\delta^{18}\text{O}$ değerler daha sıcak ve yağışlı koşulları belirtirken daha az pozitif $\delta^{18}\text{O}$ değerler ise daha soğuk ve kurak koşulları göstermektedir.

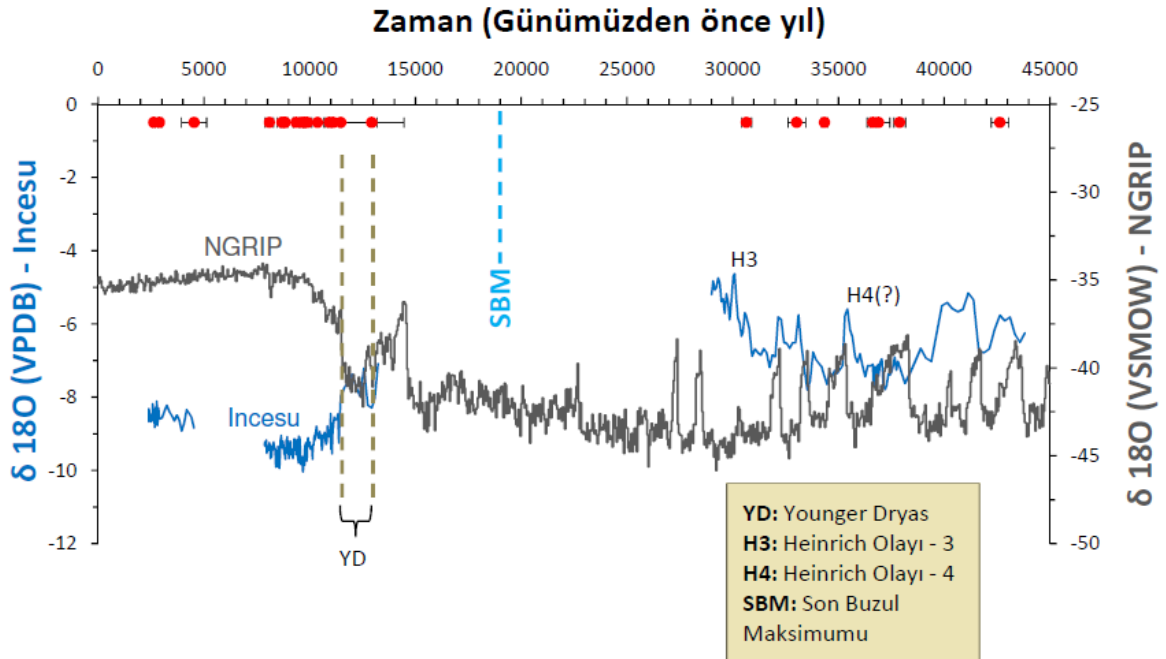
5.3.5. İncesu Mağarası ve buzul karotları kayıtlarının karşılaştırılması

Buzullar geçmiş iklim değişimlerinin yeniden kurgulanması açısından son derece önemli doğal arşiv kayıtlarıdır. Yüksek enlemlerde, kar yüzeyinden erimenin ya da süblimleşmenin neredeyse sıfır olduğu bölgelerde yağan kar zamanla birikerek sıkışır ve buzulun oluşumuna katkıda bulunur (Bradley, 1999). Buzullaşma sırasında sadece kar değil aynı zamanda kar katmanları içindeki hava kabarcıkları da sıkışıp birikmektedir. Bu hava kabarcıkları oluşturduğu dönemin atmosferik

içeriklerinin yanısıra, o dönemde meydana gelmiş bir olayı da (örn: volkanik patlama kökenli SO₂ gazı) temsil etmektedir.

Küresel paleoiklim kayıtlarının önemli bir bölümü kuzey ve güney kutuplarında (Grönland ve Antarktika) yer alan geniş buz örtülerinden alınan karotlardan elde edilmektedir. Ortaya çıkarılan yüksek çözünürlüklü kararlı izotop kayıtları, geçmişte meydana gelmiş ani iklim değişikliklerinin uzun vadede yeniden kurgulanması konusunda çok büyük bir öneme sahiptir.

Bu tez çalışması kapsamında, son 45000 yıldaki küresel değişimlerin yüksek çözünürlükte ortaya çıkarıldığı NGRIP (North Greenland Ice Core Project) isimli projeye ait kararlı izotop kayıtları IN-01 kayıtlarıyla karşılaştırılmıştır (Şekil 5.12). Buna göre IN-01 kayıtlarının 30000 yıldan daha önceki bölümü NGRIP kayıtlarıyla herhangi bir uyum göstermemektedir. Ancak YD ve günümüzden önce 8200 olayları iki izotop kaydında da görülmektedir.



Şekil 5.12. IN-01 ve NGRIP (North Greenland Ice Core Project members, 2004) δ¹⁸O kayıtlarının karşılaştırılması.

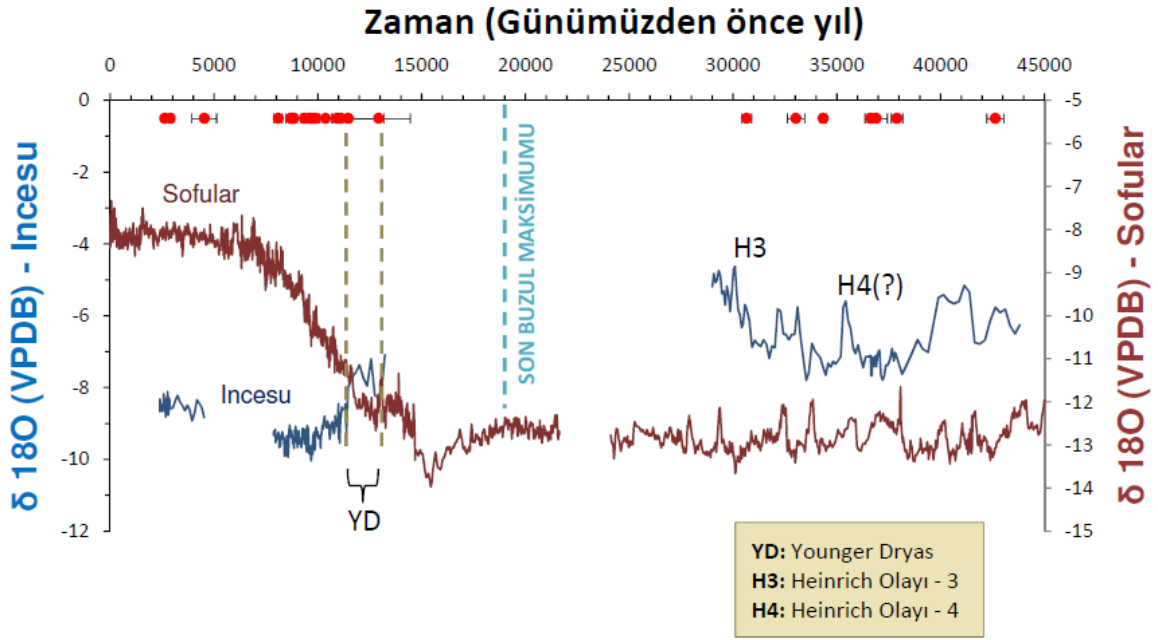
IN-01 ve NGRIP buzul kayıtları arasındaki temel fark, geçmiş ani iklim değişikliklerinin eş zamanlı ve benzer olmasına rağmen birbirleriyle tam tersi izotopik sinyaller göstermesidir. Bu durum buz hacmi etkisinden kaynaklanmaktadır (Ford and Williams, 2007). Buzul dönemlerinde okyanus suyu ¹⁸O açısından görece zenginken, karasal buzullar ¹⁸O izotopunca daha fakirdir. Bu

durum NGRIP $\delta^{18}\text{O}$ sinyalinde de görüldüğü gibi (bkz. Şekil 5.12), buzul dönemlerinde, büyük alanlara yayılmış buz örtülerinin (örğ. Grönland, Laurentide, vb.) ^{18}O izotopu açısından daha fakir olması anlamına gelmektedir. Öte yandan IN-01 dikit örneğinin oluşumunu sağlayan damlama suyunun kaynağı olan yağış suları, okyanus yüzeyinden buharlaşıp mağara yüzeyine ulaşmaktadır. Buzul dönemlerinde ^{18}O izotopunca görece zengin olan okyanus sularından itibaren meydana gelen yağış ve damlama suları da buna bağlı olarak daha zengin olmaktadır. Bu durum IN-01 örneğine ait izotop sinyalinin buzul dönemleri için günümüze oranla daha pozitif değerlerde seyretmesinin temel sebebidir. Bu nedenle, meydana gelmiş olan soğuma dönemleri buzul kayıtlarında daha negatif $\delta^{18}\text{O}$ değerleri ile temsil edilirken, IN-01 kayıtlarında daha pozitif $\delta^{18}\text{O}$ değerlerine karşılık gelmektedir. Temel olarak Akdeniz ve Orta Doğu paleoiklim kayıtlarına (Bar-Matthews et al., 2003, Cacho et al, 1999) bakıldığında (bkz. Şekil 5.6 ve Şekil 5.7) soğuma dönemlerindeki genel eğilimin İncesu Mağarası'ndaki eğilimle aynı olduğu görülmektedir. İncesu Mağarası konumu itibarıyla Orta Anadolu'da yer almakta ve Akdeniz ve Orta Doğu paleoiklim eğilimleriyle uyum göstermektedir. IN-01 kararlı izotop kayıtlarından hareketle, Orta Anadolu'ya ait daha negatif $\delta^{18}\text{O}$ değerlerin daha ılıman (sıcak) ve daha nemli koşulları temsil ettiği düşünülmektedir. Benzer şekilde daha kurak ve soğuk dönemler ise daha pozitif izotopik içeriğe sahiptir. Son 45000 yılda meydana gelmiş olan ve IN-01 kararlı izotop kayıtlarında da görülen küresel soğuma dönemlerinin her biri Orta Anadolu için daha pozitif değerlerle temsil edilmektedir.

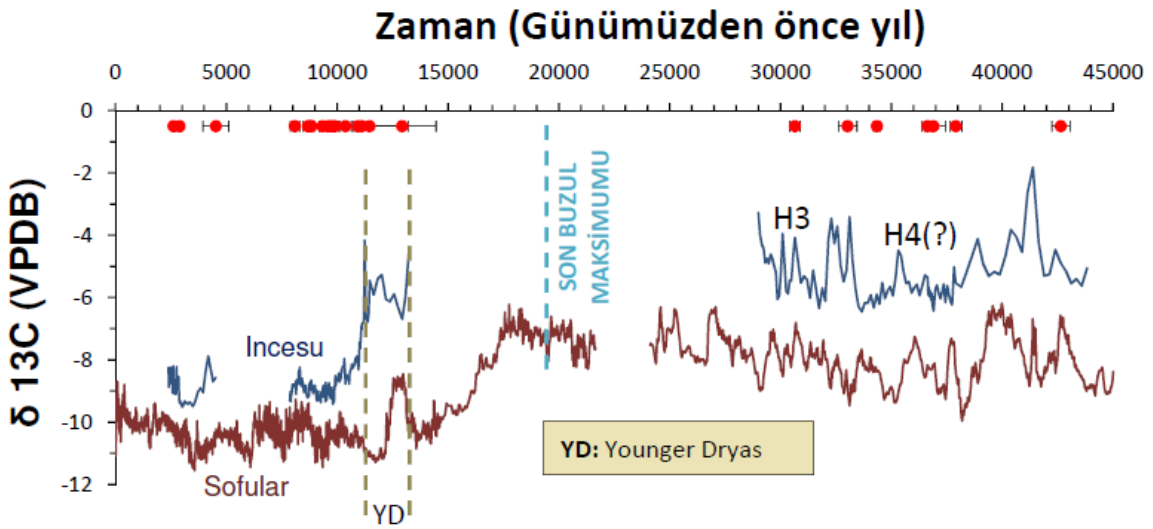
5.4. İncesu ve Diğer Anadolu Doğal Arşiv Kayıtlarının Karşılaştırılması

5.4.1. İncesu ve Sofular Mağaralarının karşılaştırılması

Türkiye'de mağara çökelleri üzerinden yapılmakta olan paleoiklim çalışmaları Anadolu paleoikliminin yeniden kurgulanması açısından önem taşımaktadır. Bu tez çalışması kapsamında İncesu Mağarası'ndan alınan IN-01 örneğinin kararlı izotop verileri Türkiye'de, Sofular Mağarası'ndan elde edilen kararlı izotop verileriyle de (Fleitmann et al., 2009) karşılaştırılmıştır (Şekil 5.13, Şekil 5.14).



Şekil 5.13. İncesu ve Sofular mağaralarına ait $\delta^{18}\text{O}$ kayıtlarının karşılaştırılması.



Şekil 5.14. İncesu ve Sofular mağaralarına ait $\delta^{13}\text{C}$ kayıtlarının karşılaştırılması.

İncesu ve Sofular Mağaraları izotop kayıtlarında gözlenen en önemli bulgu iki mağaranın izotop verilerinin birbirleriyle uyumlu olmamasıdır. Özellikle Son buzul döneminde, bu iki mağaraya ait $\delta^{18}\text{O}$ değerleri arasındaki ‰ ~6'lık fark, Sofular ve İncesu mağaralarının birbirinden farklı yağış kökenlerine sahip olduklarının göstergesidir. Sofular Mağarası Karadeniz kökenli yağışlarla beslenirken, İncesu Mağarası'na gelen yağış Akdeniz üzerinden bu bölgeye ulaşmaktadır. Dolayısıyla her iki bölgede meydana gelen yağışların izotopik kompozisyonları, yağış kökenleri farklı olduğu için farklılık göstermektedir. Karadeniz'in Son Buzul Maksimumu sırasında Akdeniz'le bağlantısı olmayan bir tatlı su gölü olması (Jex, 2008), Karadeniz yüzeyinden buharlaşan suların ^{18}O izotopu açısından daha

negatif olmasının temel sebebidir. Ayrıca son buzul döneminde, Karadeniz'e boşalan nehirlerin görece negatif $\delta^{18}\text{O}$ içerikli buzul erimesi sularından oluşması bu bölgedeki deniz suyu izotop kompozisyonunun da daha negatif olmasına katkıda bulunmaktadır. Buna karşın aynı zaman aralığı için Akdeniz'in suyu, IN-01 izotop kayıtlarında da görüldüğü gibi, ^{18}O izotopu açısından Sofular kayıtlarına oranla daha pozitif değerlere sahiptir. Akdeniz suyunun buzul dönemlerinde günümüze göre daha pozitif $\delta^{18}\text{O}$ değerine sahip olması buz hacmi etkisinden kaynaklanmaktadır.

Mağaralara gelen yağışın kökeninde meydana gelen iklimsel değişimler mağara çökellerinin izotopik içeriklerine yansımaktadır. Dolayısıyla Akdeniz'de buzul ve arabuzul dönemlerinde izotopik açıdan meydana gelen farklılıklar IN-01 örneğinde de kaydedilmiştir. Yağış kaynağında meydana gelen buharlaşma sırasında okyanus suyu ^{18}O izotopunca zenginleşir. Buna bağlı olarak, ^{18}O açısından daha fakir olan nemin (^{16}O izotopunca zengin olan buhar faz) yoğunlaşması sonucu oluşan buzullar, son buzul döneminde ^{18}O izotopunca gitikçe daha fakir hale gelirken, okyanus (deniz) suları ise ^{18}O açısından zenginleşmektedir. Sonuç olarak buzul dönemlerinde mağaraya ulaşan damlama suları da ^{18}O izotopunca daha zengin olmaktadır. Bunun sebebi damlama suyunun ana kaynağının ^{18}O açısından görece zengin olan okyanus suyu olmasıdır.

İncesu ve Sofular mağaralarından elde edilen izotop verileri sayısal olarak birbirinden farklı olsa da yansıttığı olaylar bakımından benzerlikler içermektedir. Bu iki mağaradan elde edilen izotop kayıtları küresel iklim olayları çerçevesinde değerlendirildiğinde Younger Dryas ve Heinrich 3 olaylarının ortak zaman aralıklarında meydana geldiği gözlenmektedir. Son 45000 yıllık zaman içerisinde mağaraların yer aldıkları bölgelere ulaşan yağışların kökenlerinin farklı olmasına rağmen genel anlamda sergiledikleri eğilim benzer niteliktedir.

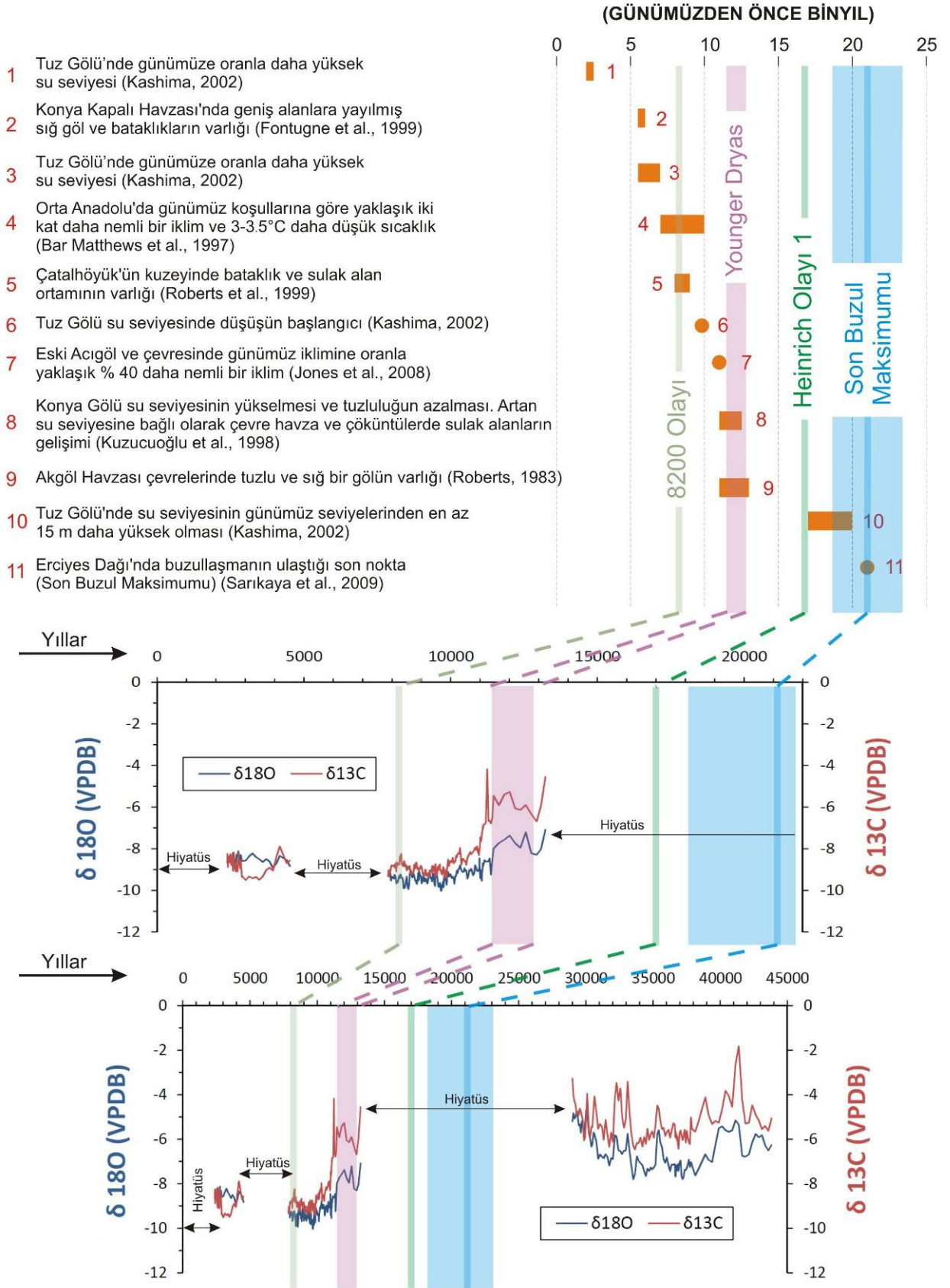
5.4.2. İncesu Mağarası ve Anadolu Holosen paleoiklimi

Günümüzde yarı-kurak bir iklime sahip olan Konya Kapalı Havzası'nda uzun vadede meydana gelmiş çevresel süreçler bu bölgedeki iklimsel değişikliklerin ne şekilde değiştiğine dair birçok iz bırakmıştır (Fontugne et al., 1999). Bu kapsamda Orta Anadolu'da geçmiş iklim değişikliklerini belirlemek amacıyla çeşitli yöntemler kullanılarak farklı çalışmalar yapılmış ve Orta Anadolu paleoiklimine ait ortak

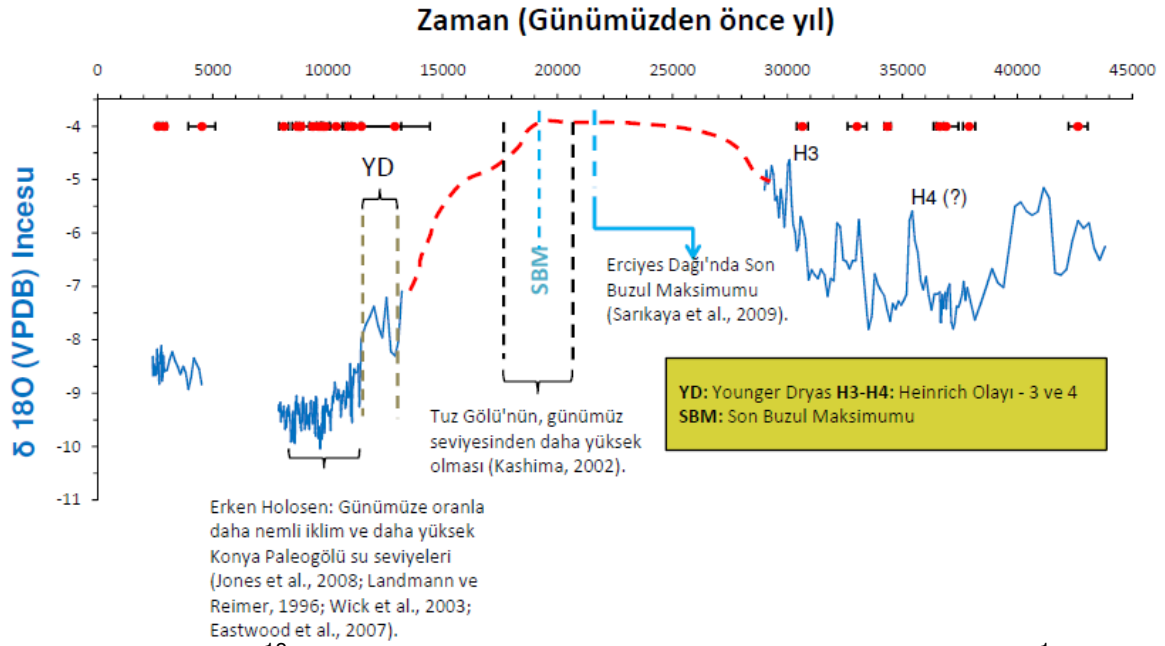
bilgiler üretilmiştir. Orta Anadolu paleoiklimine dair ortaya çıkarılan en önemli bulgu Erken Holosen'de bölgenin günümüz koşullarından daha nemli olduğu yönündedir. Erken Holosen boyunca ya da bu zaman aralığındaki belirli dönemlerde Orta Anadolu'daki iklim koşullarına dair önemli bulgular Şekil 5.16'da özetlenmiştir.

IN-01 dikit örneğine ait kararlı izotop kayıtlarının Orta Anadolu'da yapılmış çalışmalar sonucu üretilen Holosen paleoiklimi kurgulamalarıyla uyumlu olduğu gözlenmektedir. IN-01 dikit örneği gelişimi eksenini boyunca; günümüz ile günümüzden 2386 yılı arası ve günümüzden önce 4527 ile 7868 yılları arasında sırasıyla 2386 ve 3341 yıllık iki farklı sedimantasyon kesikliği görülmektedir. Bu nedenle IN-01 kayıtlarından bu zaman aralıklarına dair herhangi bir bilgi üretilmemiştir. Ancak Erken – Orta Holosen süresince Orta Anadolu'nun genel iklim yapısı olan görece daha nemli bir iklim IN-01 kararlı izotop kayıtlarında da gözlenmektedir (Şekil 5.15, Şekil 5.16).

IN-01 dikit örneğinin oluşumu günümüzden önce 13229 – 29000 yılları arası meydana gelmiş olan uzun bir zaman boşluğu ile kesilmiştir. Kararlı izotop sinyalindeki bu eksik bölüm, İsrail'deki Soreq Mağarası oksijen izotopu ve Alboran Denizi planktonik foraminifer kayıtlarına benzer bir şekilde yeniden oluşturulmuştur (Şekil 5.16).



Şekil 5.15. Anadolu Paleoklimi ile ilgili yapılan çalışmalar ve İncesu Mağarası kararlı izotop kayıtları.



Şekil 5.16. IN-01 $\delta^{18}\text{O}$ kayıtlarının Anadolu Paleoklimi ile karşılaştırılması¹

IN-01 dikit örneğine ait $\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^{13}\text{C}$ değerleri Younger Dryas soğuma olayının hemen sonrasında, Holosen'in başlangıcında daha negatif değerlerde gözükmektedir. Bu durum, Erken Holosen'de İncesu Mağarası ve dolayında daha nemli ve buna bağlı olarak bitki örtüsü bakımından daha zengin çevresel koşulların hakim olduğunun göstergesidir.

Erciyes Dağı'nda yapılan çalışmalar bu bölgede Son Buzul Maksimumunun günümüzden 21300 ± 900 yıl önce gerçekleştiğini göstermektedir (Sarıkaya et al., 2008). Aynı dönemde Tuz Gölü su seviyesi günümüz seviyelerinden en az 15 m daha yüksektir (Kashima, 2002). Tuz Gölü su seviyesinin Son Buzul Maksimumu sırasında günümüz seviyelerinden en az 15 m daha yüksek olması, olasılıkla Konya Kapalı Havzası'na eriyen buzul sularının katkı sağlamasından kaynaklanmaktadır.

IN-01 izotop verilerinde Son Buzul Maksimumu sonrasında kaydedilen en önemli soğuma periyodu Younger Dryas olayıdır. IN-01 kayıtlarıyla eş zamanlı olarak bu dönemde Konya Akgöl Havzası'nda, düşük yağış koşullarına bağlı olarak su seviyesinde bir azalma ve tuzluluk değerlerinde bir artış meydana gelmiştir (Roberts, 1983).

¹Son Buzul Maksimumunu da içeren zaman boşluğu Soreq Mağarası $\delta^{18}\text{O}$ izotopu verileri dikkate alınarak çizilmiştir.

Younger Dryas soğuma olayının hemen ardından, Holosen'e yaklaştıkça, IN-01 $\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^{13}\text{C}$ verilerinde giderek daha negatif seyreden bir eğilim gözlenmiştir (Bkz. Şekil 5.16). Bu durum, Younger Dryas soğuma olayının bitişinden itibaren Anadolu ikliminin gittikçe daha ılıman ve nemli koşullar etkisine girdiğini göstermektedir. Kuzucuoğlu et al. (1998)'e göre Younger Dryas'ın hemen ardından Konya Gölü su seviyesi yükselmeye başlamış ve buna bağlı olarak göl suyu tuzluluk seviyelerinde azalma gerçekleşmiştir. Bunu takiben, Erken Holosen'in hemen başında Eski Acıgöl ve çevresinde günümüz iklimine oranla ~%40 daha nemli iklim koşulları tespit edilmiştir (Jones et al., 2008).

IN-01 dikit örneği'ne ait kararlı izotop verileri, Erken Holosen dönemini kapsayan Holosen İklim Optimumu'nun İncesu Mağarası ve çevresi dolayında oldukça etkili olduğunu göstermektedir. Erken Holosen'den Orta Holosen'e kadar (günümüzden önce ~11000 – 6000 yıl) görece negatif değerlerde seyreden kararlı izotop verileri bu zaman aralığı için bölgenin daha nemli ve ılıman iklim koşulları etkisi altında kaldığına işaret etmektedir (Bkz. Şekil 5.16). Benzer şekilde, Doğu Akdeniz'de yapılmış daha önceki çalışmalar bu dönemde günümüz koşullarına oranla yaklaşık iki kat daha nemli bir iklimin etkisinden söz etmektedir (Bar-Matthews et al., 1997). Buna karşın, aynı çalışma bu dönemde sıcaklığın günümüze göre 3 – 3.5°C daha düşük olduğunu savunmaktadır. Holosen İklim Optimumu sırasında gözlenen bir diğer olay ise Tuz Gölü su seviyesinin günümüz seviyelerine oranla daha yüksek olmasıdır (Kashima, 2002). Eş zamanlı olarak Konya Kapalı Havzası'nda geniş alanlara yayılmış sığ göl ve sulak alanların varlığı (Fontugne et al., 1999) da IN-01 kayıtlarından elde edilen bilgilerle uyumlu niteliktedir.

IN-01 dikit örneğinde günümüzden önce 7868 – 4527 yılları arasında çökelim gerçekleşmemiştir. Bu nedenle bu döneme ilişkin bilgi üretilenmemiştir. Ancak, izotop verilerinin genel eğilimine bakıldığında Orta Holosen'den günümüze doğru her iki izotop ($\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^{13}\text{C}$) sinyalinin de Erken Holosen'e oranla görece pozitif değerler aldığı gözlenmiştir.

5.5. Kuvaterner Paleoikliminin Karstlaşma Üzerindeki Etkisi

İncesu Mağarası'ndan elde edilen paleoiklim ve paleoçevre verileri Holosen öncesi dönemde Geç Kuvaterner buzullaşmasının Torosların bu kesiminde oldukça etkili olduğunu göstermektedir. Bu bulgu, Aladağlar (Klimchouk et al., 2006, Nazik et al., 2006, Törk, 2008), Bolkardağ (Törk, 2008) silsileleri ile Erciyes (Çiner et al., 2005) ve Sandras Dağı (Zreda et al., 2005) ve Doğu Kaçkarlar'da (Zreda et al., 2005) morenlerin kozmejenik yaş değerlerinden elde edilen buzullaşma bulguları ile uyumluluk göstermektedir. Söz konusu çalışmalar genel olarak Geç Kuvaterner buzullaşmalarının Anadolu'nun genelinde etkili olduğuna işaret etmektedir. Anadolu'nun Kuvaterner boyunca sahip olduğu yükselti dikkate alındığında, tüm Kuvaterner süresince (~son 2 milyon yıl) dünya genelinde yaşanan buzullaşma süreçlerinin özellikle yüksek dağlık kesimlerde (örğ. Toroslar) etkili olduğu anlaşılmaktadır. Törk (2008) tarafından Torosların bir bölümünü oluşturan Aladağlar silsilesinde karst evriminin incelendiği bir çalışmada –çevre havzaların çökme ve dolma hızlarından hareketle- Eosen sonrası dönemde yükselimin (uplift) zamansal değişimi belirlenmiş ve küresel sıcaklık değişimi de dikkate alınarak karstlaşma şiddetinin jeolojik zaman boyunca değişimi belirlenmiştir. Ulaşılan sonuçlar, Aladağlar silsilesinde epijenik karstlaşmanın Eosen'den sonra hız kazandığını, Oligosen'de en üst düzeye ulaştığını, Pliyosen'de ise kısmen bu düzeyi korumakla birlikte azalmaya başlayan sıcaklığa paralel olarak zayıfladığını göstermektedir. Pleyistosen'le başlayan Kuvaterner buzullaşmaları karstlaşmanın yavaşlamasına, daha önce gelişen epikarst yüzeylerinin üst kotlarda buzullarca kazınarak yok olmasına ve yüzeye yakın karst akım kanallarının morenlerce tıkanmasına neden olmuştur. Holosen'den itibaren daha ılıman iklim koşulları altında karstlaşma yeniden canlanmaya başlamıştır. benzer bir sürecin İncesu Mağarası'nın bulunduğu Torosların orta bölümünde de etkili olduğu düşünülmektedir. Diğer bir deyişle, İncesu Mağarası dolayındaki karst gelişiminin – en azından- bu çalışma kapsamında buzullaşma izlerinin saptandığı geç Pleyistosen döneminde oldukça yavaşladığı açıktır. Bölgede günümüzdekine benzer, karstlaşmayı teşvik eden koşullar ancak erken Holosen'den itibaren etkili olmaya başlamıştır. Olasılıkla, Holosen'deki İklim Optimumu süresince karstlaşma günümüzdekinden daha yoğun biçimde gerçekleşmiş olmalıdır. Bu değerlendirmeler, Aladağlar Silsilesinde olduğu gibi Torosların bu bölümünde de

mevcut karstlaşmanın büyük oranda Kuvaterner öncesi dönemde (Eosen-Pliyosen) gerçekleştiğine işaret etmektedir.

Çalışma kapsamında öne çıkan önemli bir bulgu, geç Kuvaterner süresince İncesu Mağarası dolayında Akdeniz kökenli yağışların etkili olmasıdır. Aynı dönemde kuzeyde yer alan Sofular Mağarası'nca temsil edilen bölge Karadeniz kökenli yağışlardan etkilenmiştir. Günümüzde ise, yerel yağış suyunun döteryum fazlası değeri bu bölgedeki yağışların kuzey (Balkanlar ve Karadeniz) ile güney (Akdeniz) kökenli yağışların karışımından oluştuğuna işaret etmektedir (Bayarı et al., 2009). Orta Toroslardan geçmiş 45000 yıl boyunca Konya Kapalı Havzası'na iletilen yeraltısuyunun duraylı izotop içeriğine dayalı değerlendirmeler de (Bayarı et al., 2009) geç Kuvaterner buzullaşması süresince Akdeniz kökenli yağışların bu bölgede etkili olduğunu göstermektedir. Tüm bu bulgular, geç Kuvaterner süresince İncesu Mağarası ve dolayının olasılıkla günümüzdekinden daha fazla yağış aldığına buna karşın, düşük sıcaklık koşulları nedeniyle karstlaşmada etkili bir gelişme olmadığını göstermektedir. Olasılıkla, düşük sıcaklık koşullarında gerek bitki örtüsünün zayıflığı ve gerekse toprak zonu biyolojik aktivitesinin sınırlandırılması nedeniyle İncesu Mağarası dolayında karstlaşma durma noktasına ulaşmış olmalıdır. Çalışma kapsamında incelenen dikit örneğinin geç Kuvaterner buzullaşmasının en şiddetli olduğu Son Buzul Maksimumu'nu kapsayan dönemde çökel içermeyişi bu yargının bir kanıtı olarak kabul edilebilir. Bununla birlikte, daha kapsamlı sonuçlara ulaşılabilmesi için gerek İncesu Mağarası'ndan ve gerekse Orta Toroslarda yer alan diğer mağaralardan elde edilen çökeller üzerinde benzer araştırmaların gerçekleştirilmesi gerekmektedir.

6. ÖNERİLER

Bu çalışma kapsamındaki değerlendirmeler küresel iklim olaylarının (örğ. Heinrich olayları, YD vb) İncesu Mağarası ve dolayında etkili olduğunu göstermektedir. Buna karşın bazı küresel olayların Sofular Mağarası örneklerinde izlenmemesi, geç Kuvaterner süresince Anadolu ikliminin her yerde aynı değişim eğiliminde olmadığına işaret etmektedir. Bu değişim farklılıklarının alansal yayılımının daha iyi belirlenmesi için Anadolu genelinde daha fazla sayıda benzer araştırmaların gerçekleştirilmesi gerekmektedir.

Bu çalışma kapsamındaki değerlendirmeler –doğal olarak- kullanılan yaş modeline temel oluşturan ^{230}Th yaşlarının içerdiği belirsizlikten (+/- yaş hatası) etkilenmektedir. Bu nedenle, gelecekteki çalışmalarda, söz konusu hatanın en alt düzeyde olduğu diki örnekleri üzerinde çalışılması önem taşımaktadır. Söz konusu belirsizliğin giderilmesinin tek yolu daha fazla örnek üzerinde yaş tayin çalışmalarının gerçekleştirilmesidir.

Değerlendirilen duraylı izotop verilerinin dış ortam koşullarını ne denli gerçekçi biçimde yansıttıkları mağara ortamında damlama suyu ile çökel izotop içerikleri arasında gerçekleşen izotopik ayrışmanın ne denli duraylı olduğuna bağlıdır. Morfolojik yapısı itibariyle dış ortama kapalı görünen İncesu Mağarası'nda dış atmosferik etkilere bağlı ani sıcaklık ve hava akımı değişimi beklenen bir durum değildir. Bununla birlikte, söz konusu süreçlerin çökel duraylı izotop içeriği üzerinde olumsuz bir etkiye sahip olup olmadığının incelenmesi gerekmektedir. Bu amaçla uygulanabilecek en uygun yaklaşım aynı mağaradan alınan benzer zaman aralığında çökemiş örneklerin duraylı izotop içeriğinin bu çalışmadaki kayıtlar ile karşılaştırılmasıdır.

7. KAYNAKLAR

- Allen, R. M. J., Brandt, U., Brauer, Achim., Hubberten, H. W., Huntley, B., Keller, J., Kraml, M., Mackenses, A., Mingram, J., Negendank, J. F. W., Nowaczyk, N. R., Oberhansli, H., Watts, W. A., Wulf, S., Zolitschka, B., 1999, Rapid Environmental changes in Southern Europe during the last glacial period, *Nature*, 400, p. 740-743.
- Alley, R. B., 2000, The Younger Dryas cold interval as viewed from central Greenland, *Quaternary Science Reviews*, 19, p. 213-226.
- Arz, H. W., Lamy, F., Patzold, J., 2006, A pronounced dry event recorded around 4.2 ka in brine sediments from the Northern Sea, *Quaternary Research*, 66 p. 432-441.
- Baldini, J. U. L., McDermott, F., Fairchild, I. J., 2002, Structure of the 8200-year cold event revealed by a speleothem trace element record, *Science*, 296, p. 2203-2206.
- Bar-Matthews, M., A. Ayalon, and A. Kaufman, 1997, Late Quaternary paleoclimate in the Eastern Mediterranean region from stable isotope analysis of speleothems at Soreq Cave, Israel, *Quaternary Research*, 47, p. 155-168.
- Bar-Matthews, M., Ayalon, A., Gilmour, M., Matthews, A., 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, p. 3181-3199.
- Bayari, C. S., Ozyurt, N. N., and Kilani, S., 2009, Radiocarbon age distribution of groundwater in the Konya Closed Basin, central Anatolia, Turkey, *Hydrogeology Journal*, 17: 347-365
- Bond, G. C., Lotti, R., 1995, Iceberg discharges into the North Atlantic on millennial time scales during the last glaciation, *Science*, 267, p. 1005-1010.
- Bond, G. C., Kromer, B., Beer, J., Muscheler, R., Evans, M., Showers, W., Hoffman, S., Lotti-Bond, R., Hajdas, I., Bonani, G., 2001, Persistent solar influence on North Atlantic climate during the Holocene, *Science*, 294, p. 2130-2136.
- Bradley, S. R., 1999, *Paleoclimatology, Reconstructing Climates of the Quaternary*, 2nd Edition, International Geophysical Series, 68, p. 3.
- Broecker, W. S., 2002, *The Glacial World According to Wally*, Eldigo Press, 355p.
- Broecker, W. S., Hemming, R. S., 2001, Climate swings come into focus, *Science*, 294, p. 2308-2309.
- Broecker, W. S., Peteet, D., Rind, D., 1985, Does the ocean-atmosphere have more than one stable mode of operation?, *Nature*, 315, p. 21-26.

- Cacho, I., Grimalt, J. O., Pelejero, C., Canals, M., Sierro, F. J., Flores, J. A., Shackleton, N. J., 1999, Dansgaard-Oeschger and Heinrich Event imprints in the alboran sea paleotemperatures, *Paleoceanography* 14(6), p. 698-705.
- Cheng, H., Edwards, R. L., Hoff, J., Gallup, C. D., Richards, D. A., Asmerom, Y., 2000, The half-lives of uranium-234 and thorium-230, *Chemical Geology*, 169, p. 17-33.
- Çiner, A., Zreda, M., Bayari, S., Sarikaya, M.A., 2005. Late Quaternary glacial deposits of Turkey, 6th International Conference on Geomorphology, 7-11 September, 2005, Zaragoza-Spain. Abstracts Volume, p.3.
- Clark, I., Fritz, P., 1997, *Environmental Isotopes in Hydrogeology*, 2nd printing, Lewis Publishers, p. 149.
- Clarke, G., Leverington, D., Teller, J., Dyke, A., 2003, Superlakes, megafloods and abrupt climate change, *Science*, 301, p. 922-923.
- deMenocal, P., 2001, Cultural responses to climate change during the Late Holocene, *Science*, 292, p. 667-673.
- Dışmerkezlik (Gökbilim), 2010, Vikipedi Özgür Ansiklopedi, http://tr.wikipedia.org/wiki/Dışmerkezlik_Gökbilim
- Dykoski, C. A., Edwards, R. L., Cheng, H., Daoxian, Y., Cai, Y., Zhang, M., Lin, Y., Qing, J., An, Z., Revenaugh, J., 2005, A high resolution absolute-dated Holocene and deglacial Asian Monsoon record from Dongge Cave, China, *Earth and Planetary Science Letters*, 233, p. 71-86.
- Eastwood, W. J., Leng, M. J., Roberts, N., 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*, 22, p. 327-341.
- Eccentricity of Earth's Orbit, Data and Activities for Solar Learning, 2010, <http://eo.nso.edu/dasl/Lessons/Aphelion/index3.htm>
- Edwards, R. L., 2010, Ice Age Rhythms, *Science*, 297, p. 790-791
- Ellison, R. W. C., Chapman, M. R., Hall, I. R., 2006, Surface and deep ocean interactions during the cold climate event 8200 years ago, *Science*, 312, p. 1929-1932.
- Fleitmann, D., Cheng, H., Badertscher, S., Edwards, R. L., Mudelsee, M., Göktürk, O. M., Fankhauser, A., Pickering, R., Raible, C. C., Matter, A., Kramers, J., Tüysüz, O., 2009, Timing and climatic impact of Greenland interstadials recorded in stalagmites from Northern Turkey, *Geophysical Research Letters*, 36, 5p.
- Fontugne, M., Kuzucuoğlu, C., Karabıyıkoğlu, M., Hatte, C., Pastre J.-F., 1999, From Pleniglacial to Holocene: a ¹⁴C chronostratigraphy of environmental

- changes in the Konya Plain, Turkey, *Quaternary Science Reviews*, 18, p. 573-591.
- Ford, W., Williams, P., 2007, *Karst Hydrogeology and Geomorphology*, John Wiley & Sons, Ltd., 562p.
- Goede, A., McDermott, F., Hawkesworth, C., Webb, J., Finlayson, B., 1996, Evidence of Younger Dryas and Neoglacial cooling in a Late Quaternary palaeotemperature record from a speleothem in eastern Victoria, Australia, *Journal of Quaternary Science*, 11, p. 1-7.
- Gornitz, V., 2009, *Encyclopedia of Paleoclimatology and Ancient Environments*, Springer, 1061p.
- Güldalı, N., Nazik, L. ve Keçer, M., 1983, İncesu Mağarası (Taşkale – Karaman) MTA Raporu, Derleme No: 7403, Ankara.
- Hemming, R. S., 2004, Heinrich Events: Massive Late Pleistocene detritus layers of the North Atlantic and their global climate imprint, *Rev. Geophys.*, 42, RG1005, doi:10.1029/2003RG000128.
- IPCC, 2007, *Climate Change 2007: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Core Writing Team, Pachauri, R.K and Reisinger, A. (eds.)]. IPCC.
- Jex, C. N., 2008, *Speleothem Palaeoclimate Reconstructions from North East Turkey*, PhD Thesis, University of Birmingham, School of Geography, Earth and Environmental Sciences, 409p.
- Jones, M. D., Roberts, C. N., 2008, Interpreting lake isotope records of Holocene environmental change in the Eastern Mediterranean, *Quaternary International*, 181, p. 32-38.
- Jones, M. D., Roberts, C. N., Leng, M. J., 2007, Quantifying climatic change through the last glacial-interglacial transition based on lake isotope palaeohydrology from central Turkey, *Quaternary Research*, 67, p. 463-473.
- Kashima, K., 2002, Environmental and climatic changes during the last 20,000 years at Lake Tuz, central Turkey, *Catena*, 48, p. 3-20.
- Kaufman, D. S., Ager, T. A., Anderson, N. J., Andrews, P. M., Andrews, J. T., Bartlein, P. J., Brubaker, L. B., Coats, L. L., Cwynar, L. C., Duvall, M. L., Dyke, A. S., Edwards, M. E., Eisner, W. R., Gajewski, K., Geirsdottir, A., Hu, F. S., Jennings, A. E., Kaplan, M. R., Kerwin, M. W., Lozhkin, A. V., MacDonald, G. M., Miller, G. H., Mock, C. J., Oswald, W. W., Otto-Bliesner, B. L., Porinchu, D. F., Ruhland, K., Smol, J. P., Steig, E. J., Wolfe, B. B., 2004, Holocene thermal maximum in the western Arctic (0-180 W), *Quaternary Science Reviews*, 23, p. 529-560.

- Klimchouk, A., Bayari, S., Nazik, L. and Tork, K., 2006, Glacial destruction of cave systems in high mountains, with special reference to the Aladaglar massif, Central Taurids, Turkey, *Acta Carsologica*, 35/2, 111-122.
- Koçyiğit, A., 1978, Sarıkaya-Üçbaş yöresinin jeolojisi, *TJK Bülteni*, Cilt 21, Sayı 1.
- Koshkarova, V. L., Koshkarov, A. D., 2004, Regional signatures of changing landscape and climate of northern central Siberia in the Holocene, *Russian Geology and Geophysics*, 45, p. 672-685.
- Kuzucuoğlu, C., Parish, R., Karabiyikoglu, M., 1998, The dune systems of the Konya Plain (Turkey): their relation to environmental changes in Central Anatolia during the Late Pleistocene and Holocene, *Geomorphology*, 23, p. 257-271.
- Lachniet, M. S., 2008, Climatic and environmental controls on speleothem oxygen-isotope values, *Quaternary Science Reviews*, 10, p. 1-21.
- Landmann, G., Reimer, A., 1996. Climatically induced lake level changes at Lake Van, Turkey, during the Pleistocene/Holocene transition. *Global Biogeochemical Cycles* 10 (4), p. 797–808.
- Leng, M. J., 2006, *Isotope in Paleoenvironmental Research*, Vol. 10, 307p.
- Liu, D., Wang, Y., Cheng, H., Edwards, R. L., Kon, X., Wang, X., Wu, J., Chen, S., 2008, A detailed comparison of Asian Monsoon intensity and Greenland temperature during the Allerød and Younger Dryas events, *Earth and Planetary Science Letters*, 272, p. 697-697.
- Mcdermott, F., 2004, Palaeo-climate reconstruction from stable isotope variations in speleothems: A review, *Quaternary Science Reviews*, 23, p 901-918.
- Mickler, P. J., Banner, J. L., Stern, L., Asmerom, Y., Edwards, R. L., Ito, E., 2004, Stable isotope variations in modern tropical speleothems: Evaluating equilibrium vs. Kinetic isotope effects, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 68, p. 4381-4393.
- Milankovitch Cycles, 2010, Wikipedia the Free Encyclopedia, http://en.wikipedia.org/wiki/Milankovitch_cycles
- Nader, F. H., Verheyden, S., Cheng, H., Swennen, R., 2007, Etude pétrographique et géochimique d'une stalagmite de la Grotte De Jeita (Liban), *Lebanese Science Journal*, Vol. 8, No. 2, p. 45-58.
- Nazik, L., Bayari, S., Klimchouk, A., Ozyurt, N., and Tork, K. 2006. Recent karst and cave studies of the Aladaglar Massif, Central Taurus, Turkey, and their significance to paleogeographic reconstructions. Abstracts, 2nd Middle-East Speleology Symposium, Lebanon, April 21-23, 2006. - pp.56-57.

- Nazik, L., Tuncer, K., Özel, E., Törk, K., Aksoy, B., Acar, C., İnan, H., Savaş, F., 2005, Karaman İli (Merkez, Ayrancı ve Kazımkarabekir İlçeleri) Doğal Mağaraları, MTA Raporu, 181s.
- North Greenland Ice Core Project members, 2004, High-resolution record of northern hemisphere climate extending into the last interglacial period, *Nature*, 431, No. 7005, p. 147-151.
- Roberts, N., 1983. Age, paleoenvironments and climatic significance of Late Pleistocene Konya Lake, Turkey. *Quaternary Research* 19, 154–171.
- Roberts, N., 1998, *The Holocene: An Environmental History*, Blackwell Publishers Ltd., 317p.
- Roberts, N., Black, S., Boyer, P., Eastwood, W. J., Griffiths, H. I., Lamb, H. F., Leng, M. J., Parish, R., Reed, J. M., Twigg, D., Yiğitbaşıoğlu, H., 1999, Chronology and Stratigraphy of Late Quaternary Sediments in the Konya Basin, Turkey: Results From the KOPAL Project, *Quaternary Science Reviews*, 18, p. 611-630.
- Sarıkaya, M. A., Zreda, M., 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, p. 2326-2341.
- Şenoğlu, G., 2006, Mağara Çökellerinin İz Element İçeriğinden Paleoiklim Koşullarının Belirlenmesi, Yüksek Lisans Tezi, H.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, Ankara 118s.
- Törk, K., 2008, Aladağlar'da (Niğde-Kayseri-Adana) Buzullaşma Evrelerinin Karstlaşma Üzerindeki Etkileri, Doktora Tezi, Hacettepe Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Ankara, 144s.
- Verheyden, S., Nader, F. H., Cheng, H. J., Edwards, R. L., Swennen, R., 2008, Paleoclimate reconstruction in the Levant region from the geochemistry of a Holocene stalagmite from the Jeita cave, Lebanon, *Quaternary Research*, 70, p. 368-381.
- Vidal, L., Schneider, R. R., Marchal, O., Bickert, T., Stocker, T. F., Wefer, G., 1999, Link Between the North and South Atlantic during the Heinrich Events of the last glacial period, *Climate Dynamics*, 15, p. 909-919.
- Wang, Y. J., Cheng, H., Edwards, R. L., An, Z. S., Wu, J. Y., Shen, C. C., Dorale, J. A., 2001, A high resolution absolute-dated late pleistocene monsoon record from Hulu Cave, China, *Science*, 294, p. 2345-2348.
- Wick, L., Lemcke, G., Sturm, M., 2003, Evidence of Lateglacial and Holocene climatic change and human impact in eastern Anatolia: high-resolution pollen, charcoal, isotopic and geochemical records from the laminated sediments of Lake Van, Turkey. *Holocene* 13 (5), p. 665–675.

Zreda, M., Ciner, A., Bayari, S., Sarikaya, A., 2005, Remarkably extensive early Holocene glaciation in Turkey, EGU 2005, 24-29 April 2005 Vienna, Geophysical Research Abstracts, v 7 (06068).

EKLER

Ek Çizelge 1. IN-01 dikit örneğine ait yaş ve kararlı izotop verileri

Ölçüm No.	Tepeden Uzaklık [mm]	Oluşum Zamanı (Günümüzden Önce, yıl)	$\delta^{13}\text{C}$ ‰ VPDB	$\delta^{18}\text{O}$ ‰ VPDB
1	0.5	2386.0	-8.25	-8.67
2	1.5	2397.5	-8.28	-8.32
3	2.5	2409.0	-8.89	-8.47
4	3.5	2420.5	-8.50	-8.59
5	4.5	2432.0	-8.52	-8.45
6	5.5	2443.5	-8.53	-8.57
7	6.5	2455.0	-8.35	-8.51
8	7.5	2466.5	-8.59	-8.66
9	8.5	2478.0	-8.67	-8.50
10	9.5	2489.5	-8.25	-8.51
11	10.5	2501.0	-8.25	-8.67
12	11.5	2512.5	-8.62	-8.63
13	12.5	2524.0	-8.78	-8.55
14	13.5	2535.5	-8.55	-8.52
15	14.5	2547.0	-8.63	-8.64
16	15.5	2558.5	-8.32	-8.54
17	16.5	2570.0	-8.80	-8.36
18	17.5	2581.5	-9.04	-8.18
19	18.5	2593.0	-9.07	-8.38
20	19.5	2604.5	-8.91	-8.55
21	20.5	2616.0	-8.19	-8.42
22	21.5	2627.2	-8.70	-8.48
23	22.5	2638.5	-8.95	-8.63
24	23.5	2649.7	-8.63	-8.58
25	24.5	2661.0	-8.77	-8.74
26	25.5	2672.2	-9.09	-8.83
27	26.5	2683.4	-9.09	-8.68
28	27.5	2694.7	-8.84	-8.43
29	28.5	2705.9	-8.95	-8.30
30	29.5	2717.2	-8.93	-8.33
31	30.5	2728.4	-8.75	-8.24
32	31.5	2739.6	-9.11	-8.38
33	32.5	2750.9	-8.73	-8.23
34	33.5	2762.1	-8.22	-8.11
35	34.5	2773.4	-8.75	-8.27
36	35.5	2784.6	-8.54	-8.23
37	36.5	2795.8	-8.74	-8.77
38	37.5	2807.1	-8.64	-8.68
39	38.5	2818.3	-8.86	-8.69
40	39.5	2829.6	-8.96	-8.57

Ölçüm No.	Tepeden Uzaklık [mm]	Oluşum Zamanı (Günümüzden Önce, yıl)	$\delta^{13}\text{C}$ ‰ VPDB	$\delta^{18}\text{O}$ ‰ VPDB
41	40.5	2840.8	-8.73	-8.52
42	41.5	2852.0	-8.55	-8.30
43	42.5	2863.3	-8.93	-8.43
44	43.5	2874.5	-9.07	-8.52
45	44.5	2885.8	-9.37	-8.59
46	45.5	2897.0	-9.31	-8.59
47	46.5	3013.4	-9.51	-8.57
48	47.5	3129.9	-9.33	-8.37
49	48.5	3246.3	-9.42	-8.23
50	49.5	3362.7	-9.36	-8.40
51	50.5	3479.1	-9.49	-8.50
52	51.5	3595.6	-9.34	-8.64
53	52.5	3712.0	-9.03	-8.50
54	53.5	3828.4	-8.91	-8.62
55	54.5	3944.9	-9.05	-8.93
56	55.5	4061.3	-8.39	-8.71
57	56.5	4177.7	-7.89	-8.34
58	57.5	4294.1	-8.30	-8.45
59	58.5	4410.6	-8.70	-8.55
60	59.5	4527.0	-8.56	-8.84
HİYATÜS				
61	60.5	7868.0	-9.31	-9.32
62	61.5	7888.0	-9.02	-9.22
63	62.5	7908.0	-9.35	-9.35
64	63.5	7928.0	-9.11	-9.23
65	64.5	7948.0	-9.09	-9.17
66	65.5	7968.0	-8.91	-9.53
67	66.5	7988.0	-8.79	-9.36
68	67.5	8008.0	-8.80	-9.34
69	68.5	8028.0	-8.84	-9.41
70	69.5	8048.0	-8.79	-9.39
71	70.5	8068.0	-8.86	-9.44
72	71.5	8088.0	-8.77	-9.24
73	72.5	8108.8	-8.93	-9.31
74	73.5	8129.5	-8.70	-9.35
75	74.5	8150.3	-9.11	-9.67
76	75.5	8171.1	-8.64	-9.53
77	76.5	8191.8	-8.82	-9.63
78	77.5	8212.6	-8.75	-9.54
79	78.5	8233.4	-8.69	-9.37
80	79.5	8254.1	-8.76	-9.29
81	80.5	8274.9	-8.35	-9.43
82	81.5	8295.6	-8.45	-9.23

Ölçüm No.	Tepeden Uzaklık [mm]	Oluşum Zamanı (Günümüzden Önce, yıl)	$\delta^{13}\text{C}$ ‰ VPDB	$\delta^{18}\text{O}$ ‰ VPDB
83	82.5	8316.4	-8.23	-9.35
84	83.5	8337.2	-8.78	-9.38
85	84.5	8357.9	-8.69	-9.40
86	85.5	8378.7	-8.85	-9.55
87	86.5	8399.5	-8.77	-9.91
88	87.5	8420.2	-8.59	-9.89
89	88.5	8441.0	-8.85	-9.89
90	89.5	8461.8	-8.74	-9.67
91	90.5	8482.5	-8.93	-9.49
92	91.5	8503.3	-9.05	-9.34
93	92.5	8524.1	-8.83	-9.72
94	93.5	8544.8	-8.99	-9.91
95	94.5	8565.6	-8.96	-9.94
96	95.5	8586.4	-8.85	-9.70
97	96.5	8607.1	-8.83	-9.17
98	97.5	8627.9	-9.18	-9.18
99	98.5	8648.6	-9.10	-9.05
100	99.5	8669.4	-9.22	-9.28
101	100.5	8690.2	-9.14	-9.39
102	101.5	8710.9	-9.19	-9.32
103	102.5	8731.7	-9.12	-9.20
104	103.5	8752.5	-8.75	-9.30
105	104.5	8773.2	-8.82	-9.41
106	105.5	8794.0	-8.96	-9.56
107	106.5	8813.7	-8.71	-9.51
108	107.5	8833.4	-8.65	-9.63
109	108.5	8853.1	-8.85	-9.70
110	109.5	8872.9	-8.98	-9.46
111	110.5	8892.6	-8.93	-9.15
112	111.5	8912.3	-9.08	-9.53
113	112.5	8932.0	-8.94	-9.08
114	113.5	8951.7	-8.99	-9.25
115	114.5	8971.4	-8.83	-9.30
116	115.5	8991.1	-8.82	-9.37
117	116.5	9010.9	-8.89	-9.67
118	117.5	9030.6	-8.99	-9.59
119	118.5	9050.3	-9.19	-9.50
120	119.5	9070.0	-9.24	-9.20
121	120.5	9089.7	-9.32	-9.56
122	121.5	9109.4	-9.20	-9.57
123	122.5	9129.1	-9.01	-9.41
124	123.5	9148.9	-9.01	-9.57
125	124.5	9168.6	-9.31	-9.45

Ölçüm No.	Tepeden Uzaklık [mm]	Oluşum Zamanı (Günümüzden Önce, yıl)	$\delta^{13}\text{C}$ ‰ VPDB	$\delta^{18}\text{O}$ ‰ VPDB
126	125.5	9188.3	-9.24	-9.62
127	126.5	9208.0	-9.18	-9.68
128	127.5	9227.7	-9.31	-9.53
129	128.5	9247.4	-9.26	-9.18
130	129.5	9267.1	-9.38	-9.15
131	130.5	9286.9	-9.03	-9.14
132	131.5	9306.6	-9.09	-9.38
133	132.5	9326.3	-9.04	-9.44
134	133.5	9346.0	-9.01	-9.45
135	134.5	9356.4	-8.89	-9.55
136	135.5	9366.8	-9.19	-9.57
137	136.5	9377.2	-8.81	-9.44
138	137.5	9387.6	-9.06	-9.29
139	138.5	9398.0	-9.08	-9.17
140	139.5	9408.4	-8.89	-9.27
141	140.5	9418.8	-8.84	-9.19
142	141.5	9429.2	-9.06	-9.44
143	142.5	9439.6	-9.04	-9.66
144	143.5	9450.0	-9.03	-9.75
145	144.5	9460.4	-9.03	-9.73
146	145.5	9470.8	-9.34	-9.80
147	146.5	9481.2	-8.73	-9.06
148	147.5	9491.6	-8.77	-9.28
149	148.5	9502.0	-9.12	-9.36
150	149.5	9512.4	-8.99	-9.28
151	150.5	9522.8	-9.19	-9.10
152	151.5	9533.2	-9.28	-9.27
153	152.5	9543.6	-9.14	-9.38
154	153.5	9554.0	-8.99	-9.41
155	154.5	9564.4	-8.88	-9.66
156	155.5	9574.8	-8.91	-9.67
157	156.5	9585.2	-9.04	-9.84
158	157.5	9595.6	-8.82	-9.70
159	158.5	9606.0	-8.91	-9.84
160	159.5	9615.0	-8.77	-9.68
161	160.5	9624.0	-8.93	-9.69
162	161.5	9633.0	-8.74	-9.66
163	162.5	9642.0	-8.98	-9.63
164	163.5	9651.0	-9.01	-9.73
165	164.5	9660.0	-9.00	-10.01
166	165.5	9669.0	-9.12	-9.95
167	166.5	9678.0	-9.07	-10.04
168	167.5	9687.0	-9.20	-9.96

Ölçüm No.	Tepeden Uzaklık [mm]	Oluşum Zamanı (Günümüzden Önce, yıl)	$\delta^{13}\text{C}$ ‰ VPDB	$\delta^{18}\text{O}$ ‰ VPDB
169	168.5	9696.0	-9.07	-9.97
170	169.5	9705.0	-9.04	-9.83
171	170.5	9714.0	-9.25	-9.72
172	171.5	9723.0	-9.11	-9.78
173	172.5	9732.0	-9.20	-9.69
174	173.5	9741.0	-8.94	-9.58
175	174.5	9750.0	-8.88	-9.59
176	175.5	9759.0	-8.95	-9.85
177	176.5	9767.1	-8.93	-9.45
178	177.5	9775.3	-9.04	-9.37
179	178.5	9783.4	-9.16	-9.30
180	179.5	9791.5	-9.09	-9.52
181	180.5	9799.6	-9.43	-9.49
182	181.5	9807.8	-9.24	-9.24
183	182.5	9815.9	-9.21	-9.44
184	183.5	9824.0	-9.03	-9.49
185	184.5	9832.1	-9.17	-9.26
186	185.5	9840.3	-9.14	-9.45
187	186.5	9848.4	-9.05	-9.61
188	187.5	9856.5	-9.37	-9.74
189	188.5	9864.6	-9.25	-9.40
190	189.5	9872.8	-8.97	-9.65
191	190.5	9880.9	-8.98	-9.35
192	191.5	9889.0	-8.86	-9.23
193	192.5	9915.7	-8.51	-9.11
194	193.5	9942.4	-8.83	-9.34
195	194.5	9969.2	-8.62	-9.25
196	195.5	9995.9	-8.59	-9.23
197	196.5	10022.6	-8.67	-9.38
198	197.5	10049.3	-8.57	-9.42
199	198.5	10076.1	-8.43	-9.34
200	199.5	10102.8	-8.71	-9.40
201	200.5	10129.5	-8.67	-9.69
202	201.5	10156.2	-8.62	-9.31
203	202.5	10182.9	-8.33	-9.31
204	203.5	10209.7	-8.43	-9.05
205	204.5	10236.4	-8.26	-9.18
206	205.5	10263.1	-8.22	-8.99
207	206.5	10289.8	-8.26	-8.96
208	207.5	10316.6	-7.96	-8.79
209	208.5	10343.3	-8.25	-8.91
210	209.5	10370.0	-8.78	-9.05
211	210.5	10403.2	-8.48	-9.11

Ölçüm No.	Tepeden Uzaklık [mm]	Oluşum Zamanı (Günümüzden Önce, yıl)	$\delta^{13}\text{C}$ ‰ VPDB	$\delta^{18}\text{O}$ ‰ VPDB
212	211.5	10436.5	-8.49	-9.12
213	212.5	10469.7	-8.61	-8.93
214	213.5	10502.9	-8.58	-9.08
215	214.5	10536.2	-8.78	-9.04
216	215.5	10569.4	-8.44	-9.44
217	216.5	10602.6	-8.34	-9.30
218	217.5	10635.9	-8.26	-9.03
219	218.5	10669.1	-8.14	-9.06
220	219.5	10702.4	-8.27	-8.95
221	220.5	10735.6	-8.21	-9.14
222	221.5	10768.8	-8.15	-9.28
223	222.5	10802.1	-8.08	-9.21
224	223.5	10835.3	-7.94	-8.78
225	224.5	10868.5	-8.06	-8.92
226	225.5	10901.8	-7.88	-9.08
227	226.5	10935.0	-8.17	-9.03
228	227.5	10944.4	-8.22	-9.06
229	228.5	10953.8	-8.17	-9.00
230	229.5	10963.3	-8.32	-8.97
231	230.5	10972.7	-8.17	-8.97
232	231.5	10982.1	-7.96	-8.45
233	232.5	10991.5	-8.01	-9.03
234	233.5	11000.9	-7.74	-9.24
235	234	11010.4	-7.44	-9.42
236	234.5	11019.8	-7.46	-9.00
237	235.5	11029.2	-7.64	-9.08
238	236.5	11038.6	-7.62	-9.10
239	237.5	11048.1	-7.55	-9.31
240	238.5	11057.5	-7.35	-9.55
241	239.5	11066.9	-7.23	-9.18
242	240.5	11076.3	-7.20	-9.10
243	241.5	11085.7	-7.10	-9.04
244	242.5	11095.2	-6.92	-8.70
245	243.5	11104.6	-7.02	-8.85
246	244.5	11114.0	-6.84	-8.81
247	245.5	11157.8	-6.84	-8.55
248	246.5	11201.5	-6.75	-8.62
249	247.5	11245.3	-4.17	-8.61
250	248.5	11289.0	-6.67	-8.61
251	249.5	11332.8	-6.66	-8.46
252	250.5	11376.5	-6.79	-9.25
253	251.5	11420.3	-6.50	-8.53
254	252.5	11464.0	-5.45	-8.00

Ölçüm No.	Tepeden Uzaklık [mm]	Oluşum Zamanı (Günümüzden Önce, yıl)	$\delta^{13}\text{C}$ ‰ VPDB	$\delta^{18}\text{O}$ ‰ VPDB
255	253.5	11647.1	-5.92	-7.73
256	254.5	11830.3	-5.40	-7.57
257	255.5	12013.4	-5.27	-7.37
258	256.5	12196.5	-6.06	-7.74
259	257.5	12379.6	-6.14	-7.96
260	258.5	12562.8	-5.89	-7.21
261	259.5	12745.9	-6.33	-8.22
262	260.5	12929.0	-6.69	-8.30
263	261.5	13079.0	-5.96	-8.02
264	262.5	13229.0	-4.56	-7.09
HİYATÜS				
265	263.5	29000.0	-3.27	-5.20
266	264.5	29078.4	-3.99	-4.83
267	265.5	29156.9	-4.31	-5.08
268	266.5	29235.3	-4.42	-5.01
269	267.5	29313.7	-4.89	-4.74
270	268.5	29392.1	-4.75	-4.90
271	269.5	29470.6	-4.91	-5.39
272	270.5	29549.0	-4.61	-5.31
273	271.5	29627.4	-4.75	-5.71
274	272.5	29705.9	-4.96	-5.18
275	273.5	29784.3	-5.18	-5.43
276	274.5	29862.7	-6.05	-5.89
277	275.5	29941.1	-5.92	-5.37
278	276.5	30019.6	-5.11	-4.72
279	277.5	30098.0	-3.94	-4.63
280	278.5	30176.4	-4.89	-5.37
281	279.5	30254.9	-5.80	-5.85
282	280.5	30333.3	-5.88	-5.98
283	281.5	30411.7	-5.44	-6.33
284	282.5	30490.1	-5.47	-6.22
285	283.5	30568.6	-4.63	-5.70
286	284.5	30647.0	-4.07	-5.79
287	285.5	30784.0	-4.79	-6.12
288	286.5	30921.0	-5.53	-6.88
289	287.5	31058.0	-5.32	-6.69
290	288.5	31195.0	-5.44	-6.78
291	289.5	31332.0	-6.03	-6.85
292	290.5	31469.0	-5.13	-6.67
293	291.5	31606.0	-5.74	-6.78
294	292.5	31743.0	-6.35	-7.18
295	293.5	31880.0	-5.70	-6.85
296	294.5	32017.0	-6.11	-6.89

Ölçüm No.	Tepeden Uzaklık [mm]	Oluşum Zamanı (Günümüzden Önce, yıl)	$\delta^{13}\text{C}$ ‰ VPDB	$\delta^{18}\text{O}$ ‰ VPDB
297	295.5	32154.0	-4.16	-5.81
298	296.5	32291.0	-3.46	-5.88
299	297.5	32428.0	-4.27	-6.50
300	298.5	32565.0	-3.71	-6.54
301	299.5	32702.0	-4.97	-6.67
302	300.5	32839.0	-5.49	-6.52
303	301.5	32976.0	-5.12	-6.52
304	302.5	33113.0	-3.41	-5.75
305	303.5	33250.0	-4.83	-6.54
306	304.5	33387.0	-5.73	-7.19
307	305.5	33524.0	-6.29	-7.80
308	306.5	33661.0	-6.46	-7.57
309	307.5	33798.0	-6.17	-6.77
310	308.5	33935.0	-6.18	-6.97
311	309.5	34072.0	-5.92	-7.08
312	310.5	34209.0	-6.33	-7.17
313	311.5	34346.0	-5.90	-7.45
314	312.5	34466.2	-6.21	-7.65
315	313.5	34586.4	-5.52	-7.32
316	314.5	34706.6	-6.03	-7.43
317	315.5	34826.8	-5.78	-7.27
318	316.5	34947.1	-5.65	-7.35
319	317.5	35067.3	-5.95	-7.25
320	318.5	35187.5	-5.37	-7.15
321	319.5	35307.7	-4.49	-5.77
322	320.5	35427.9	-4.64	-5.59
323	321.5	35548.1	-5.16	-6.15
324	322.5	35668.3	-5.55	-6.36
325	323.5	35788.5	-5.49	-6.89
326	324.5	35908.7	-5.85	-7.06
327	325.5	36028.9	-5.68	-6.82
328	326.5	36149.2	-5.58	-7.17
329	327.5	36269.4	-5.94	-7.44
330	328.5	36389.6	-5.63	-7.14
331	329.5	36509.8	-5.28	-7.14
332	330.5	36630.0	-5.35	-7.11
333	331.5	36657.0	-5.92	-7.67
334	332.5	36684.0	-5.67	-7.67
335	333.5	36711.0	-5.96	-7.39
336	334.5	36738.0	-5.77	-7.16
337	335.5	36765.0	-5.96	-7.40
338	336.5	36792.0	-6.07	-7.41
339	337.5	36819.0	-5.87	-7.23

Ölçüm No.	Tepeden Uzaklık [mm]	Oluşum Zamanı (Günümüzden Önce, yıl)	$\delta^{13}\text{C}$ ‰ VPDB	$\delta^{18}\text{O}$ ‰ VPDB
340	338.5	36846.0	-6.19	-7.16
341	339.5	36873.0	-6.32	-7.11
342	340.5	36900.0	-6.43	-7.42
343	341.5	36976.8	-5.74	-7.06
344	342.5	37053.5	-5.61	-6.96
345	343.5	37130.3	-5.84	-7.67
346	344.5	37207.1	-6.04	-7.79
347	345.5	37283.8	-5.83	-7.68
348	346.5	37360.6	-5.57	-7.37
349	347.5	37437.4	-6.16	-7.39
350	348.5	37514.2	-5.62	-7.29
351	349.5	37590.9	-5.92	-7.15
352	350.5	37667.7	-6.12	-6.91
353	351.5	37744.5	-6.23	-7.26
354	352.5	37821.2	-5.01	-7.03
355	353.5	37898.0	-5.53	-7.17
356	354.5	38147.4	-5.66	-7.63
357	355.5	38396.8	-5.19	-7.33
358	356.5	38646.3	-4.65	-7.01
359	357.5	38895.7	-4.12	-6.67
360	358.5	39145.1	-4.92	-6.93
361	359.5	39394.5	-5.32	-7.02
362	360.5	39643.9	-5.18	-6.26
363	361.5	39893.4	-5.26	-5.50
364	362.5	40142.8	-4.66	-5.42
365	363.5	40392.2	-3.82	-5.59
366	364.5	40641.6	-4.05	-5.67
367	365.5	40891.1	-4.55	-5.60
368	366.5	41140.5	-2.64	-5.15
369	367.5	41389.9	-1.82	-5.34
370	368.5	41639.3	-4.23	-6.75
371	369.5	41888.7	-5.30	-6.79
372	370.5	42138.2	-5.25	-6.68
373	371.5	42387.6	-4.47	-6.15
374	372.5	42637.0	-4.89	-5.77
375	373.5	42874.0	-5.15	-5.91
376	374.5	43111.0	-5.55	-5.82
377	375.5	43348.0	-5.40	-6.28
378	376.5	43585.0	-5.63	-6.51
379	377.5	43822.0	-5.06	-6.25

ÖZGEÇMİŞ

Adı Soyadı : Mertcan ÖZBAKIR

Doğum Yeri : Isparta

Doğum Yılı : 1985

Medeni Hali : Bekar

Eğitim ve Akademik Durumu:

Lise 2000-2003: TED Ankara Koleji Vakfı Özel Lisesi

Lisans 2003-2007: Hacettepe Üniversitesi Jeoloji (Hidrojeoloji) Müh. Bölümü

Yabancı Dil: İngilizce

İş Tecrübesi:

2007-2010: Araştırma Görevlisi, Hacettepe Üniversitesi Jeoloji (Hidrojeoloji)
Müh. Bölümü