



## Sondan Bir Önceki Buzul Dönemi'nde İklim Kontrolünde Meydana Gelen Bir Yüksek Deniz Seviyesinin Kanıtları

*Evidence of Climate-Driven a Sea-Level High Stand During the Penultimate Glacial Period*

**Erdem BEKAROĞLU**

*Ankara Üniversitesi, Coğrafya Bölümü, Sıhhiye, 06100, Ankara  
erdem.bekaroglu@ankara.edu.tr*

### ÖZ

Bu çalışmada, küresel buzul hacimlerinin bir fonksiyonu olarak incelenen deniz seviyesi değişimlerinin mercan resifi kayıtları, bir dizi iklimsel kararsızlıkla karakterize olan Sondan Bir Önceki Buzul Dönemi sırasında, günümüzden ~177-168 bin yıl önce, deniz seviyesinin -40/-50 metrelere yükselerek buzul dönemi içerisinde bir yüksek seviye meydana getirdiğini göstermektedir. Söz konusu zaman aralığında, iklim sisteminin diğer dolaylı kayıtları (derin deniz sedimanlarının  $\delta^{18}\text{O}$  kayıtları, mağara sedimanları, polen analizleri, buzul karotlarından elde edilen  $\text{CO}_2$ ,  $\text{CH}_4$ ,  $\delta\text{D}$ , toz kayıtları) tropikal bölgede muson aktivitesinin arttığını, Akdeniz havzasında derin su tabakası oluşumunun durarak sapropel tabakasının meydana geldiğini, orta kuşakta nemli koşulların yaşandığını, orman alanlarının arttığını ve kutup bölgelerindeki buzul hacimlerinde ise kısmi azalmaların yaşandığını ortaya koymaktadır. Bu dönemde gerçekleşen olayların sıralaması, kaydedilen ortam değişimlerinin günümüzden ~173 bin yıl önce zirve yapan  $65^\circ\text{K}$  insolasyonunun kontrolünde meydana geldiğine işaret etmektedir. Bu durum, Kuvaterner'deki buzul-buzularası dönemlerdeki iklim ve deniz seviyesi değişimlerinin hakim yönetici kuvveti olan yörünge parametrelerinin günümüzden ~177-168 bin yıl önceki iklimsel kararsızlık dönemini de kontrol ettiğini göstermektedir.

**Anahtar Kelimeler:** Deniz seviyesi, insolasyon, mercan resifi, Sondan Bir Önceki Buzul Dönemi, TIMS, U/Th,

### ABSTRACT

*In this study, coral records of sea-level changes as a proxy of past ice volume variations suggest that the sea-level rose up to -40/-50 m bpsl during the Penultimate Glacial period which is characterized by a series of climatic instability, and constituted a high sea-stand at around ~177-168 ka BP. During the same time interval, other proxy records of past climate ( $\delta^{18}\text{O}$  records of deep sea sediments, speleothems, pollen records,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{CH}_4$ ,  $\delta\text{D}$ , dust records derived from Antarctic ice cores) show the enhancement of monsoonal activity in tropical regions, occurrence of an organic rich sapropel formation in the Mediterranean due to the halt of the deep water formation, prevailing wet climatic conditions and the expansion of arboreal*

*vegetation in mid-latitudes and decrease in the ice-volumes in polar regions. These sequence of events point out that climatic instability in this time interval is driven by 65° N insolation. This in turn indicates that orbital parameters of the astronomical theory, the main driving forces of the climate and sea-level changes over glacial-interglacial time scales, are also a major forcing factor of the climatic instability between ~177-168 ka BP.*

**Keywords:** Coral reef, insolation, sea-level change, TIMS, The Penultimate Glacial period, U/T.

## GİRİŞ

Kuvaterner'deki iklim döngülerinin Yer'in yörünge parametrelerinde (eksentrisite, oblikite ve presesyon) meydana gelen bozulmaların eseri olduğu geçen yüzyılın ilk yarısından bu yana bilinmektedir (Milanković, 1998). Özellikle yirminci yüzyılın ikinci yarısında, iklimsel değişimleri kaydeden doğal arşivler (Berger, 1988) üzerinde gerçekleştirilen öncü araştırmalar, Yer'in yörünge parametrelerinde meydana gelen yarı düzenli bozulmaların, Yer'in maruz kaldığı güneş radyasyonunun coğrafi ve mevsimsel dağılımında değişimler yaratarak Yer iklimindeki kararsızlıkları (buzul ve buzularası dönemler) kontrol ettiğini ortaya koymuştur (Hays vd., 1976; Imbrie vd., 1984; Pisias vd., 1984; Martinson vd., 1987). Ancak, yörünge değişimlerinin Yer iklim sistemine hangi fiziksel mekanizmalarla iletildiği (Broecker ve Denton, 1989), kesinlik derecesi yüksek astronomik çözümler ile doğal arşivlerce kaydedilen iklimsel değişimlerin süre, zamanlama ve büyüklük bakımından uyumluluğu (Winograd vd., 1997; Ruddiman, 2006), astronomik parametrelerin değişim periyotlarından daha farklı zaman ölçeklerinde meydana gelen iklimsel değişimlerin (suborbital) doğası (Broecker, 2003) gibi problemler henüz net ve kesin olarak cevap bulmamıştır. Bu nedenle, giderek artan sayıda araştırma, buzul ve buzularası dönemlerde meydana gelen iklimsel değişimlerin daha iyi bir anlayışını elde etmeye yönelmektedir.

Tektonik ve izostatik elemanlarından soyutlandığında yeryüzündeki buzul hacimlerinin

bir fonksiyonu olan ve iklim değişimlerinde kontrol edilen deniz seviyesi oynamaları (örn. Bekaroğlu, 2008), iklimsel kararsızlıkların meydana geldiğini gösteren ve ayrıca meydana gelen iklimsel değişimlerin süre, zamanlama ve büyüklük bakımından test edilebilmesini sağlayan en önemli dolaylı kayıtlardan biridir (Lambeck vd., 2002). Deniz seviyesi değişimlerine karşı hassas olan ve çabuk tepki veren mercan resifleri, aynı zamanda yüksek çözünürlüklü radyometrik tarihlendirme metodlarıyla analiz edilmeleri bakımından en değerli doğal arşiv olma özelliğine sahiptir (örn. Stirling ve Andersen, 2009; Bekaroğlu, 2011). Yeryüzünün gerek tektonik olarak durağan olan, gerekse de tektonik olarak yükselen bölgelerindeki mercan resifi kayıtları, çoğunlukla buzularası ve interstadyal dönemler sırasındaki yüksek deniz düzeyleri ve bunların zamanlaması hakkında veriler sağlamaktadır (Mesolella vd., 1969; Lambeck ve Chappell, 2001). Buzul dönemlerindeki düşük deniz düzeylerine ait mercan resifi serileri, yüksek deniz seviyesi dönemlerinde oluşan daha yeni mercan resifi istifleriyle örtüldüğünden, kıta platformlarında gerçekleştirilen derin mercan sondajları (Fairbanks, 1989) dışında, çok nadir olarak yeryüzünde yüzeylemiş halde bulunurlar.

Papua Yeni Gine'deki Huon Yarımadası, sahip olduğu hızlı tektonik yükselme oranı ( $2-4 \text{ m}/10^3 \text{ yıl}$ ) nedeniyle karada yüzeyleyen çok sayıda mercan terası basamağı sayesinde, Son Buzul Dönemi'ndeki deniz seviyesi değişimlerinin yüzeyde incelenildiği bilinen tek yerdir

(Chappell, 1974). Buradaki paket mercanları (pack-reefs) üzerindeki jeomorfolojik, stratigrafik ve radyometrik çalışmalar (Esat ve Yokoyama, 2006b), Son Buzul Dönemi'ndeki Bond Döngüleri'nin (Bond vd., 1993; Şekil 1) en soğuk bölümünü oluşturan Heinrich olayları (Heinrich, 1988) sırasında, deniz seviyelerinin buzul dönemi seviyelerinden 10-15 m daha yüksek olarak gerçekleştiğini ortaya koymuştur (Yokoyama vd., 2001). Kuzey Atlantik havzasını çevreleyen eski büyük buzul örtülerinin günümüzden ~60-10 bin yıl öncesi arasında ortalama 7 bin yıllık periyottaki (suborbital zaman ölçeğinde) çöküşü, büyük buzul kütlelerinin okyanusa boşalarak deniz seviyesinin kısa bir zaman aralığında yükselmesini sağlamıştır (Yokoyama vd., 2001). Yer'in yörünge parametrelerinin yarı dögüsel zaman ölçeğinden daha kısa periyotlarda meydana geldiğinden suborbital değişimler olarak bilinen bu olaylar, aynı zamanda Kuzey Atlantik'teki denizel sedimanlar içerisindeki IRD (ice-rafted debris) birikimiyle de karakterize olmaktadır (Broecker, 1994). Grönland'daki yüksek çözünürlüklü buzul karotlarında tespit edilen, Son Buzul Dönemi'ndeki ani iklim dalgalanmalarını yansıtan ve bir Bond döngüsünün en soğuk kısmı olan Heinrich olayını hemen takip eden Dansgaard-Oeschger (DO) salınımları (Dansgaard vd., 1993; Şekil 1) sırasında ise, iklimin daha ılık ve nemli bir özellik kazanması sayesinde buzul örtüleri tekrar büyüyerek deniz seviyelerinin tekrar buzul dönemi seviyelerine düşmesini sağlamıştır (Yokoyama vd., 2001). Son Buzul Dönemi özelindeki bu deniz seviyesi değişimleri, buzul dönemi sırasında iklimin buzularası dönemlere oranla daha kararsız olduğunu, meydana gelen iklimsel kararsızlıkların yörünge parametrelerinin öngördüğü zaman ölçeklerinden daha kısa sürelerde (bin yıllık) gerçekleştiğini ve deniz seviyelerinin iklimsel kararsızlık dönemlerinin en soğuk kısımlarında yükseldiğini, döngülerin daha ılık bölümlerinde ise düştüğünü ortaya koymuştur.

Sondan Bir Önceki Buzul Dönemi (Oksijen İzotop Dönemi [OİD] 6; Şekil 1) sırasında yaşanan deniz seviyesi değişimlerine ait mercan resifi kayıtları ise oldukça azdır. Terminasyon II (T II) olarak bilinen Sondan Bir Önceki Deglasyasyon (Şekil 1) sırasındaki deniz seviyesi yükselimi bir kenara bırakıldığında, OİD 6 sırasındaki deniz seviyesinin evrimi oldukça parçalıdır. Bu dönemdeki deniz seviyesi değişimlerinin eseri olan mercan resiflerinin karada yüzeyletiği bilinen tek yer Barbados Adası'nın Clermont Nose kesitinde yer almaktadır (Scholz vd., 2007). Hem bu çalışmada, hem de daha önce yapılan iki ayrı çalışmada (Gallup vd., 2002; Scholz vd., 2007) bu kesitten örneklenen ve Sondan Bir Önceki Buzul Dönemi içerisindeki bir alt dönem olan OİD 6.5'e (günümüzden ~175-165 bin yıl öncesi; Şekil 1) ait olan mercan resifleri, deniz seviyesinin bu sırada bir yüksek seviye oluşturduğunu göstermektedir. Dolayısıyla, bu çalışmanın birbiriyle bağlantılı iki ayrı amacı vardır: Bunlardan birincisi, OİD 6.5 sırasında, önemli bir iklimsel kararsızlığı yansıtan bu deniz seviyesi oynamasının zamanlamasını ve büyüklüğünü ortaya koymak; ikincisi ise, meydana gelen iklimsel kararsızlığın yörünge değişimlerinin zaman ölçeğinde meydana gelen bozulmaların mı (insolasyon kontrolü), yoksa Son Buzul Dönemi'nde olduğu gibi, Yer iklim sisteminin içsel dinamikleriyle gerçekleşen değişimlerin (suborbital değişimler) bir sonucu mu olduğunu tespit etmektedir.

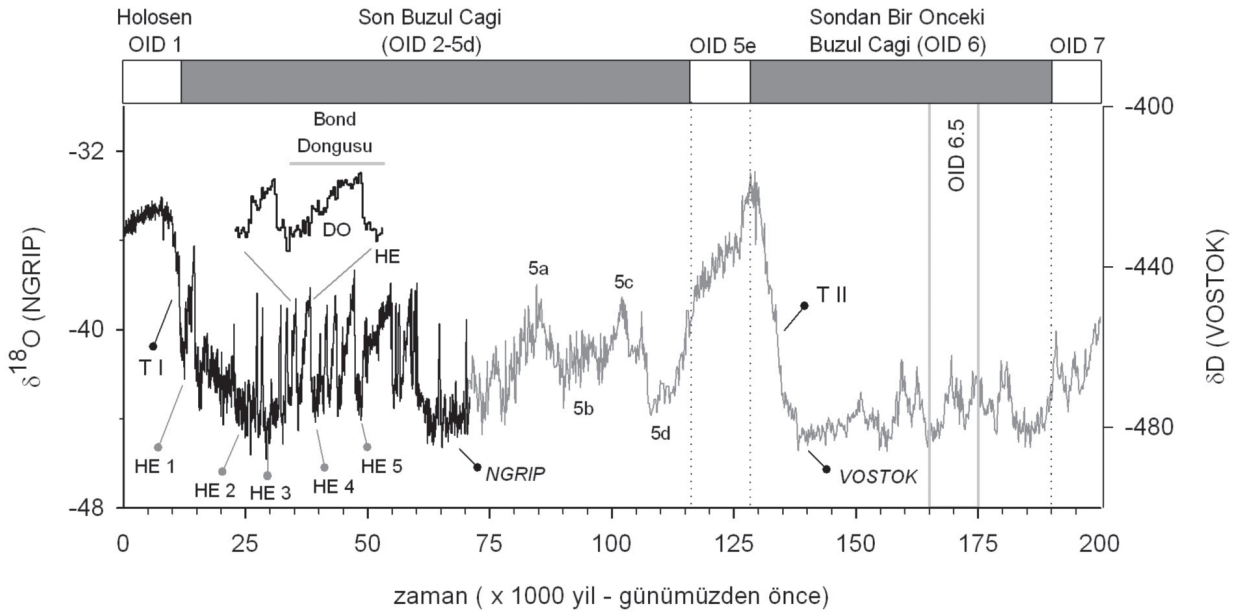
Bu doğrultuda, bu çalışmada ilk önce, Sondan Bir Önceki Buzul Dönemi'ne ait mercanların örneklendiği Barbados Adası'nın Clermont Nose kesitinin jeolojik ve jeomorfolojik özelliklerine değinilecek, daha sonra mercanların radyometrik analizi ve elde edilen yaşların güvenilirliği problemi irdelenecektir. Elde edilen bulgular, bu iklimsel kararsızlık dönemine ait diğer iklimsel kayıtlarla karşılaştırmalı olarak son bölümde tartışılacaktır.

## ÇALIŞMA ALANI

Bu çalışmada, glasyo-östatik deniz seviyesi değişimleriyle ilgili çalışmalar için bir model lokasyon olan Barbados Adası'ndan örneklenen ve OİD 6.5'e ait olan mercan resifleri incelenmiştir.

Karayip Denizi'ndeki Küçük Antiller grubunun bir üyesi olan Barbados, bütünüyle tortul kayalardan meydana gelmesiyle gruptaki diğer adalardan belirgin bir farklılık göstermektedir. Barbados,

Kuzey Amerika plakasının Geç Eosen'den beri batıdaki Karayip plakası altına dalmasıyla meydana gelen ~20 km kalınlıktaki uzunlamasına ve yay biçimli bir birikim karmaşığının (Barbados Sırtı Birikim Karmaşığı) su üzerindeki tek kısmıdır (Şekil 2; Taylor ve Mann, 1991). Ada, çamur diapiirlerinin yerleşimiyle Erken Pleistosen sonralarında su üzerinde yükselmeye başlamıştır (Schellmann ve Radtke, 2004).



**Şekil 1.** Son 200 bin yılda Yer'in iklim sisteminin evrimi ve bu sırada meydana gelen ana iklimsel olaylar. Grafiğin günümüzden 70 bin yıl öncesine kadar olan kısmı Grönland buzul karotundan elde edilen NGRIP  $\delta^{18}O$  profilinden (NGRIP members, 2004); geri kalan kısmı ise, Antarktika buzul karotunun  $\delta D$  profili olan VOSTOK profilinden (Petit vd., 1999) oluşturulmuştur. OID: Oksijen izotop dönemi. T I ve T II: Terminasyon I ve II. HE: Heinrich Events (Heinrich olayları). DO: Dansgaard-Oeschger olayları. Yüksek çözünürlüklü NGRIP eğrisi, Son Buzul Çağı'nda iklim sisteminin oldukça kararsız olduğunu göstermektedir. Burada, izotop profilinin en soğuk kısmı Heinrich olaylarıyla karakterize olmakta ve bu olayları takiben iklim sistemi ani olarak daha nemli ve ılık bir faza geçmekte, faz giderek daha soğuk zirvelerle (Dansgaard-Oeschger olayları) bir sonraki Heinrich olayıyla son bulmaktadır. Bu döngü, Bond Döngüsü olarak bilinmektedir.

**Figure 1.** Proxy records of the climate events for the last 200 ka. For the first 70 ka of the curve is from NGRIP ice core  $\delta^{18}O$  profile (NGRIP members, 2004) and the remaining part is from VOSTOK  $\delta D$  profile (Petit et al., 1999). OID: Oxygen isotope stage. T I and T II: Termination I and II. HE: Heinrich Events. DO: Dansgaard-Oeschger. High resolution NGRIP ice core  $\delta^{18}O$  profile show the instability of climate system during the Last Glacial. Some of the coldest parts of the profile are known as HE which followed by abrupt amelioration in climate that gradually being colder (DO events) and ends up with a new HE. These climate fluctuations are known as Bond cycle.

Adanın en eski jeolojik birimi olan Tersiyer tabakaları, adanın doğusunda yer alan Scotland Bölgesi'nde bir aşınma penceresi olarak açığa çıkmıştır ve yüzey topoğrafyasının yalnızca % 15'lik bir kısmını oluşturmaktadır (Şekil 3; Broecker vd., 1968). Barbados Adası'nın Tersiyer tabakaları Kuvaterner yaşlı mercan resifleriyle örtülüdür ve adanın % 85'i, kalınlığı yaklaşık 130 m olan bu resif örtüsüyle kaplıdır. Bu nedenle, Tersiyer tabakalarını uyumsuz olarak üzerleyen bu tabaka "mercan örtüsü" olarak adlandırılmaktadır (Mesoellela vd., 1969).

Barbados Adası'ndaki kenar resiflerinin (fringing reef) birikimi, Pleistosen boyunca, muhtemelen > 600 bin yıldan bu yana, meydana gelen glasyo-östatik kökenli yüksek deniz seviyeleri sırasında gerçekleşmiştir (Broecker vd., 1968). Yüksek deniz seviyeleri arasındaki düşük deniz seviyeleri sırasında ise, adanın tektonik olarak yükselmesi, bir önceki yüksek deniz seviyesi sırasında oluşmuş mercan resiflerinin daha yukarıda kalmasına neden olarak resif terasları serisinin oluşmasına yol açmıştır. Düşük deniz seviyesinden sonra meydana gelen transgresyonla ise, daha alçak bir seviyede stratigrafik olarak daha genç mercan resiflerinin gelişimi gerçekleşmiştir. Böylelikle, meydana gelen bir dizi mercan terası serisinin yaşı ve yüksekliği kıyıda yükseldikçe artmaktadır.

Barbados Adası'nın birçok kesiminde kenar resiflerinin orijinal depozisyonel topografyası korunmuştur; ancak bazı yerlerde dalga erozyonu orijinal topografyayı değiştirmiştir. Adadaki yükselmiş kenar resifi teraslarının fasiyesi ve biyolojik zonları genel olarak birbirine benzer durumdadır ve açık deniz tarafından kara tarafına doğru fasiyesler şu şekilde değişmektedir: (a) Resif-önü fasiyesi, (b) Resif fasiyesi, (c) Resif-gerisi fasiyesi (Şekil 4; Mesoellela, 1967; Humphrey, 1997; Schellmann ve Radtke, 2004).

Resif önü fasiyesi karakteristik olarak kalkerinitle temsil olur. Bunlar, genelde derinlikleri 5 metreden fazla *in-situ* mercan resiflerinin en derin ve deniz tarafına doğru olan kısmında depolanmıştır.

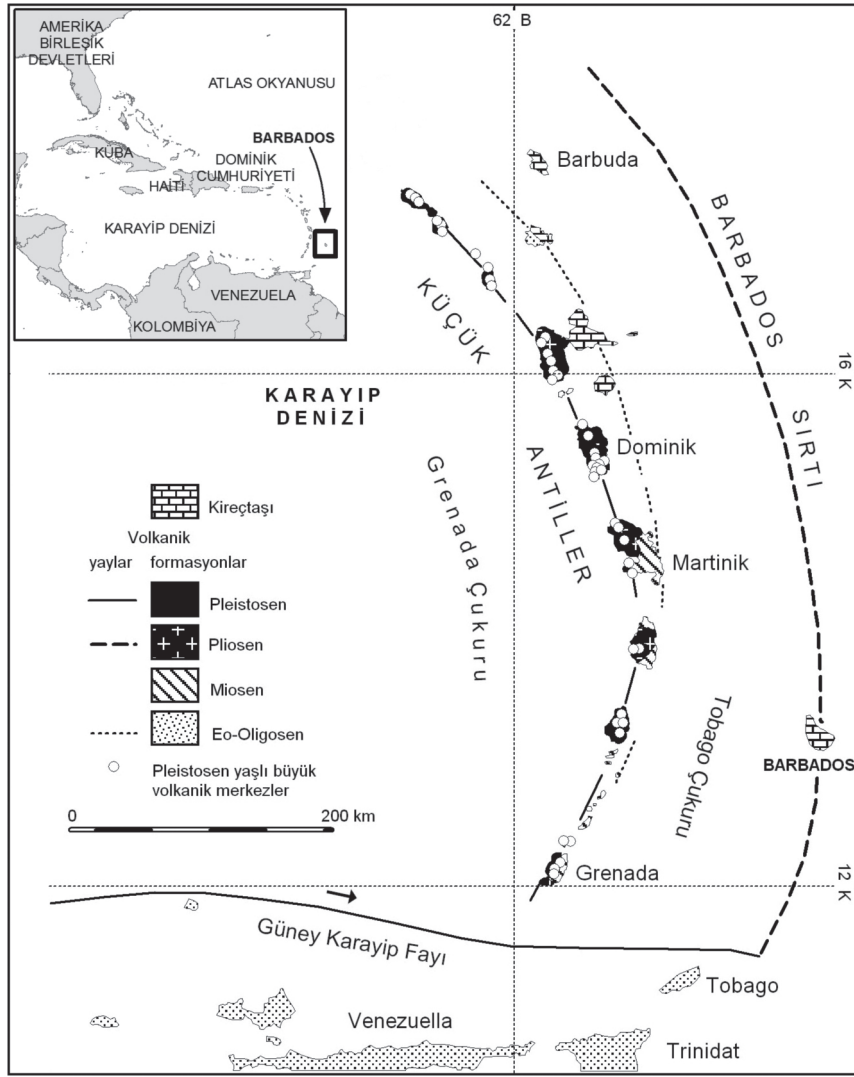
Resif fasiyesi, dayanıklı kireçtaşı ve bol miktarda hermatipik mercan ile mercan yosunlarından oluşmaktadır. Resif fasiyesi fauna bakımından bir zonlaşma gösterir ve bu zonlaşma, yükselmiş teras serileri boyunca gözlenir. Bu istif 4 büyük gruba ayrılmaktadır. Bunlar deniz tarafından kara tarafına doğru şu şekilde sıralanırlar (Mesoellela, 1967; Mesoellela vd., 1970): (a) Karışık üst mercan zonu, (b) *Acropora Cervicornis* zonu, (c) Resif üstü *Acropora palmata* zonu, (d) Geri bölge. Karışık üst mercan zonundaki hakim mercan türü *Montastrea annularis*'tir ve Holosen resif sistemlerinde genellikle 5 metreden daha derin kısımda gelişme gösterirler. Resif önü fasiyesinden kara tarafına doğru gidildikçe, karışık üst mercan zonu *Acropora cervicornis* zonuna geçiş göstermektedir. Geçişin tedrici olduğu yerlerde, *Acropora cervicornis* ile *Montastrea annularis* karışık bir şekilde bulunur. Bu zondaki hakim tür ortalama 2-2.5 cm çapa sahip *Acropora cervicornis*'tir ve zonun yaklaşık % 75-80'ini oluşturmaktadır. Resif fasiyesinin en üst kısmı (reef crest), göreceli olarak kötü boylanmış bir matriks içerisinde yer alan masif *Acropora palmata* türüyle karakterize olur. Bu tür, zonun yaklaşık % 70'ini oluşturmaktadır. Bu zon, genel olarak kırmızı mercan alglerinin en yoğun bulunduğu zondur. Bu ise, bu zonun yüksek enerjili sığ su ortamını göstermesi bakımından önem taşımaktadır. Hemen bütün Atlantik'te olduğu gibi, *Acropora palmata* türünün gelişme pozisyonu ortalama düşük gel-git seviyesiyle -2 metre (genel olarak <5 m) arasında değişmektedir (Mesoellela, 1967; Dodge vd., 1983). *Acropora palmata* zonu kara tarafına doğru geri bölgeye

geçmektedir. Bu bölge karışık mercanlar ve kıyı sedimanlarıyla karakterize olur. Buradaki mercan türleriyle karışık üst mercan zonundaki türler benzer olmakla birlikte koloniler daha ufaktır ve ayrıca daha seyrek olarak bulunurlar.

Barbados'taki mercan teraslarının büyük bir kısmı daha yaşlı ve topoğrafik olarak daha yüksek bir sonraki terastan bir lagünle ayrılmaktadır. Bu sığ resif gerisi bölge 800 metre kadar geniş olabilmektedir. Genel olarak lagüner sedimanlar kara tarafındaki terasın resif-önü depolarını örtmektedir.

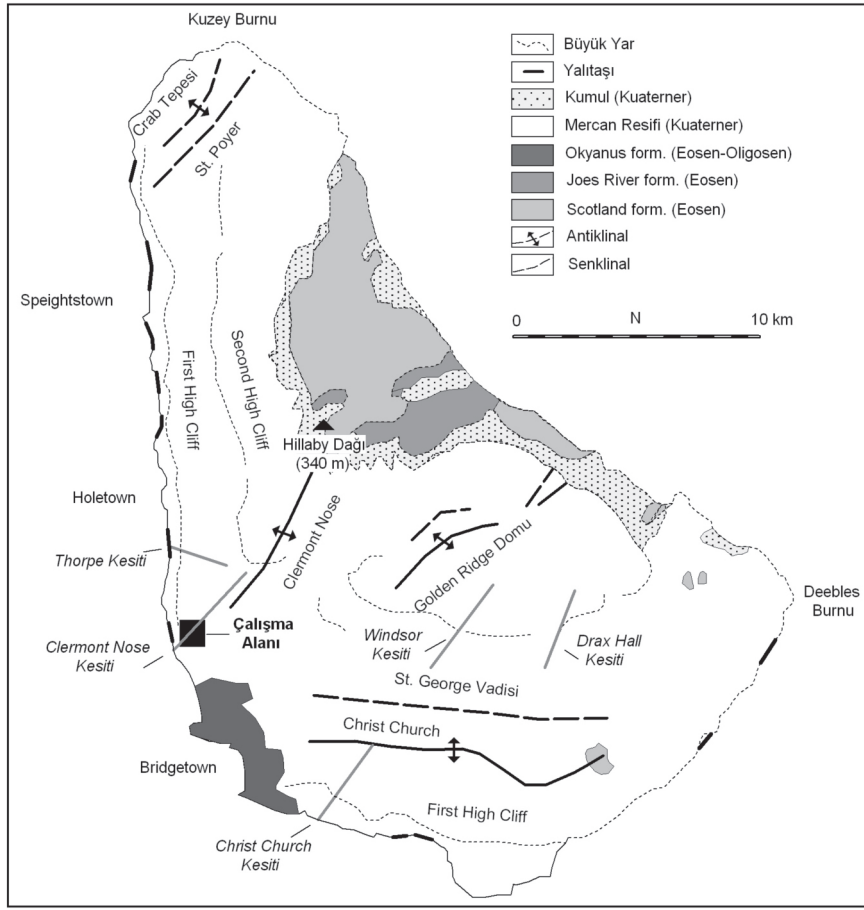
Bu çalışmada analiz edilen mercan resifleri, adadaki birkaç standart kesitten biri olan Clermont Nose'daki Randevous Hill terasından örneklenmiştir (Şekil 3 ve). Barbados'un güneybatısında bulunan bu kesit, buradaki antiklinal yapısı nedeniyle, adadaki en yüksek tektonik yükselim oranına sahiptir (Taylor ve Mann, 1991). Deniz seviyesinden 30 ila 60 m

yüksekte bulunan Randevous Hill terası kara tarafında Sondan Bir Önceki Buzularası Dönem (OİD 7) teras düzlüğü, deniz tarafında ise Erken Buzul Dönemi'ndeki interstadyal dönem (OİD 5c) teras düzlüğüyle sınırlanmaktadır. Bu teras, özellikle Gordon Cummins otoyolunun olduğu bölümdeki yol yarmaları nedeniyle çok iyi aflöre olmuştur (Şekil 5a ve 5b). Bu çalışmada incelenen ve 30-35 metrelerde yüzeylemiş sığ su mercanları (çoğunlukla *Acropora palmata*), mercan terası kompleksinin stratigrafik olarak en yaşlı birimini oluşturmaktadır ve de serinin en altında yer almaktadır (Speed ve Cheng, 2004; Şekil 5c ve 5d). OİD 6.5'e ait mercan türlerinin bulunduğu nokta, Dünya üzerinde bu döneme ait karada yüzeylemiş bilinen tek lokasyonu oluşturmaktadır (Scholz vd., 2007). Kesitin bu noktasından toplanan çok sayıda mercan resifi içerisinde toplam 9 örnek bu çalışmada TIMS U/Th metoduyla tarihlenmiştir.



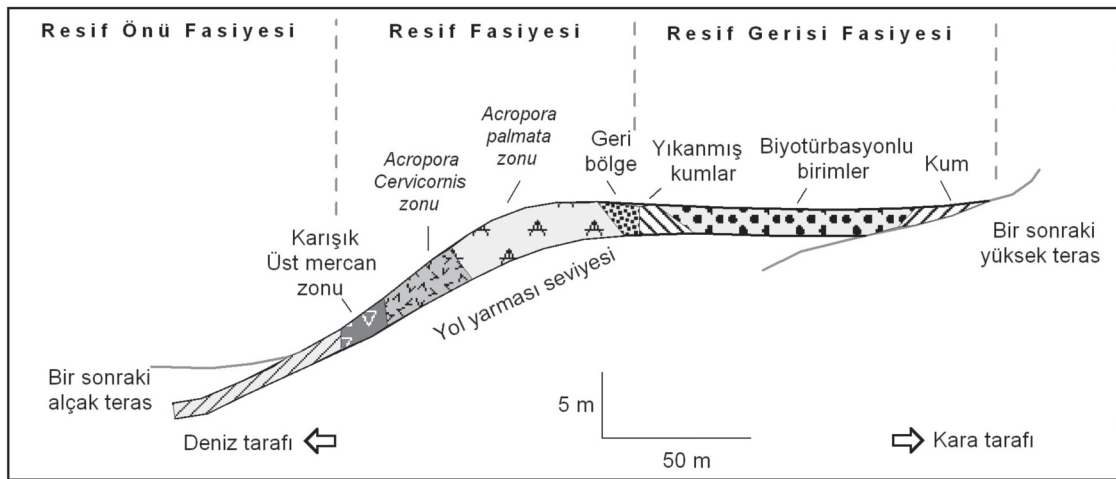
**Şekil 2.** Barbados Adası Doğu Karayip’lerde, Küçük Antiller Volkanik Yayı’nın yaklaşık 160 km doğusunda, 13°02’K-13°10’K paralelleri, 59°25’B-59°39’B meridyenleri arasında yer almaktadır. Bütünüyle tortul kayalardan meydana gelen ada, okyanusal Kuzey Amerika plakası ile batıdaki Karayip plakası arasındaki Geç Eosen’den beri süren çarpışma süreçleri sonucunda oluşmuştur (Schellmann ve Radtke, 2004).

**Figure 2.** Barbados Island (13°02’N-13°10’N, 59°25’W-59°39’W) is located in the Eastern Caribbean, 160 km east of the Lesser Antilles Volcanic Arc. The island is composed of sedimentary rocks and its tectonic setting is resulted from collision between oceanic North American plate and the Caribbean plate in the west since the Late Eocene (Schellmann and Radtke, 2004).



**Şekil 3.** Barbados Adası'nın genelleştirilmiş jeoloji haritası (Schellmann ve Radtke, 2004).

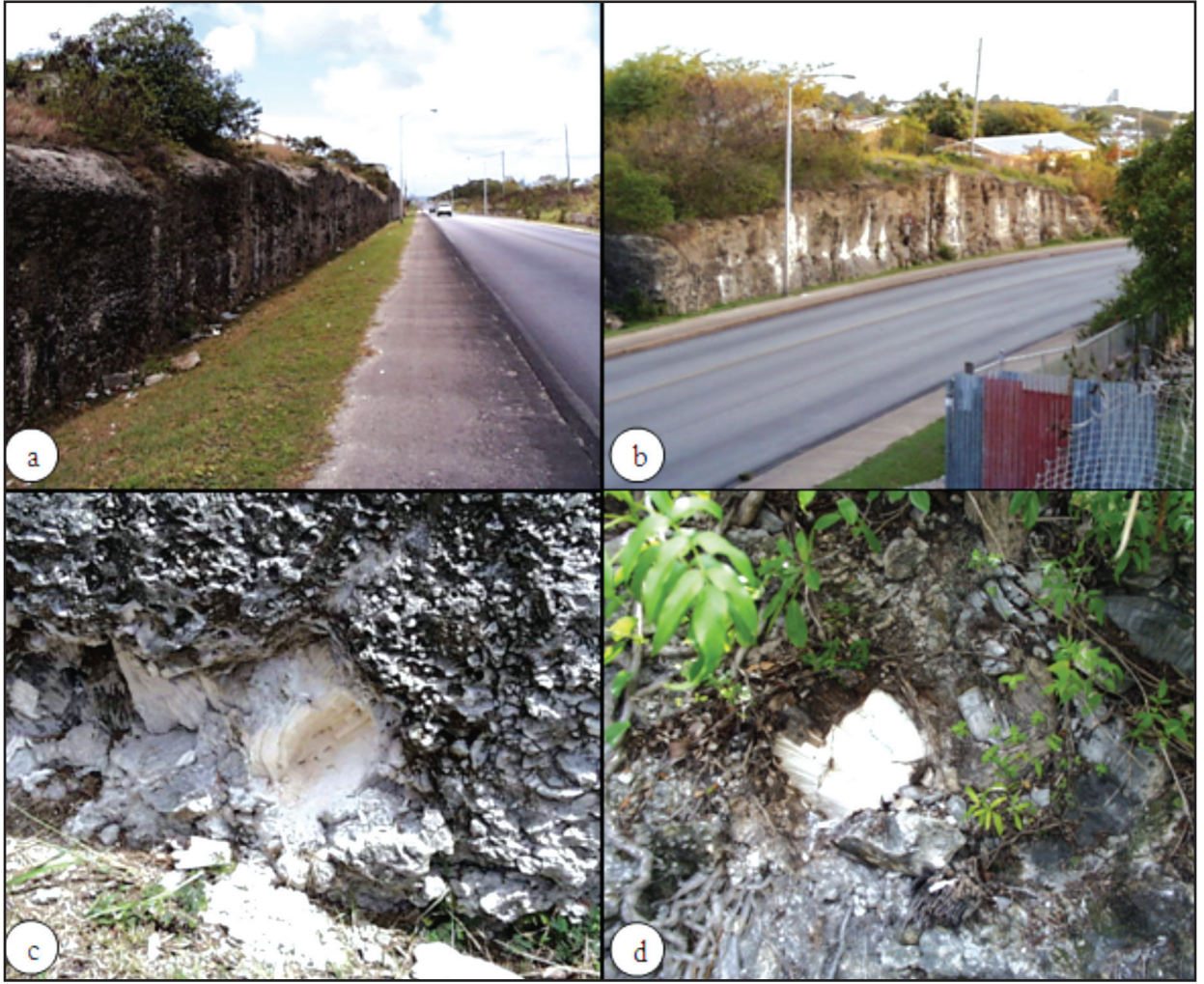
**Figure 3.** Geological map of the Barbados (Schellmann and Radtke, 2004).



**Şekil 4.** Barbados Adası'ndaki resif sistemlerinin şematik ve genelleştirilmiş stratigrafik yapısı (Mesoella, 1967).

**Figure 4.** Schematic and generalized stratigraphic coral reef zonation in Barbados (Mesoella, 1967).





**Şekil 5.** (a) Barbados Adası'nın Clermont Nose kesitinde bulunan Rendevous Hill teras düzlüğünden Karayip Denizi'ne doğru olan görünüm. (b) Randevous Hill terasının en aşağı kesiminde, yol yarmalarıyla açığa çıkmış mercan resifleri. OİD 6.5 dönemine ait mercan resifleri bu kesitten elde edilmiştir. (c-d) OİD 6.5 dönemine ait örneklenen mercan resiflerinin yakından görünüşü. Örnekler, açılan yol yarması nedeniyle açığa çıktığından yüzeyden örneklenmiştir. Her iki fotoğraftaki mercan türü *Acropora palmata*'dır.

**Figure 5.** (a) General view of the Randevous Hill terrace crest located on the Clermont Nose transect of SW Barbados. (b) Exposed coral reefs at the lowest part of the Randevous Hill terrace along the road cut. Corals dated to MIS 6.5 sampled from this section. (c-d) Close up view of the coral samples from the section shown in b. Due to the road cut, samples collected from the surface. Coral species are *Acropora palmata*.

## YÖNTEM

### U/Th Tarihlemesi

Yaklaşık on uranyum tarihleme tekniğinden biri olan  $^{238}\text{U}$ - $^{234}\text{U}$ - $^{230}\text{Th}$  tarihleme yöntemi,  $^{238}\text{U}$  izotopunun doğal olarak meydana gelen bozunma sistemini kullanmaktadır. Yarılanma ömrü  $4.49 \times 10^9$  yıl olan  $^{238}\text{U}$ , yavru izotopları olan  $^{234}\text{U}$  (yarılanma ömrü  $2.48 \times 10^5$  yıl) ve  $^{230}\text{Th}$  (yarılanma ömrü  $7.5 \times 10^4$  yıl) ile birlikte başta mercan resifleri ve diğer karbonatlar olmak üzere, Orta Pleistosen'den günümüze dek gerçekleşen olayların zamanlamasının belirlenmesi yönünden uygun bir jeokronolojik sistemdir.

$^{238}\text{U}$  ana izotopunun yarılanma ömrü, radyoaktif sistemde meydana gelen yavru izotopların her birinin yarılanma ömründen uzun olduğundan ötürü, doğal olarak oluşan minerallerin içerisindeki ana izotopun ve yavru izotopların aktiviteleri, birkaç milyon yıl içerisinde bir eşitlik durumuna erişecektir (secular equilibrium). Bununla birlikte, doğal süreçler bu eşitlik durumunu bozmaktadır. Böylelikle, U/Th tarihleme metodu uygulanabilir hale gelmektedir (Ivanovich ve Harmon, 1992).

Mercan resiflerinin U/Th yöntemiyle tarihlenmesini mümkün kılan bu eşitsizlik durumu, deniz suyunda iki şekilde meydana gelmektedir. Bunlardan birincisi, U ve Th'nin farklı kimyasal davranışlara sahip olmasıdır. Oksidasyonlu koşullar altında U deniz suyunda eriyebilir bir duruma geçerken, Th tetravalent durumda kalmakta ve genel olarak deniz suyunda erimemekte; özellikle biyolojik süreçlerle partiküllerin üzerine tutunarak deniz suyuna karışmamaktadır (Bourdon vd., 2003). Bunun sonucu olarak deniz suyunda kalma süresi birkaç yüz bin yıl olan U'nun deniz suyundaki konsantrasyonu (ortalama olarak 3.2 ppm) değişmeden kalmaktadır (Ku vd., 1977). Buna karşın Th elementinin deniz suyundaki

kalış süresi oldukça kısadır (yaklaşık 350 yıl) ve ayrıca yalnızca ppb düzeyinde (0.09-0.15 pg/g) var olmaktadır (Chen vd., 1986). İkincisi, deniz suyundaki  $^{234}\text{U}$  ve  $^{238}\text{U}$  arasındaki eşitsizliktir ve bu durum  $^{234}\text{U}$  bakımından zengin olan akarsuların deniz suyuna katılmasına atfedilmektedir (Ivanovich ve Harmon, 1992). Bu olay,  $^{238}\text{U}$  ana izotopunun  $^{234}\text{U}$  yavru izotopuna  $\alpha$  ve  $\beta$  ışınımıyla bozunurken kristal yapısına zarar vermesi ve günlenme süreçleri sırasında  $^{234}\text{U}$ 'nun kolaylıkla mobilize olmasıyla meydana gelmektedir ( $\alpha$ -recoil etkisi). Bunun neticesinde, yeraltı sularının ve akarsuların  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$  izotop oranı, genellikle eşitlik değerinden daha fazla olmaktadır.

Resif yapan mercanlar karbonatlı iskeletlerini oluşturan elementleri deniz suyundan aldıklarından ötürü, bünyelerinde ortalama olarak 3 ppm U almakta, ancak neredeyse hiç Th almamaktadır. Örneğin, güncel mercanlardaki  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ ,  $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$  ve  $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$  oranları sırasıyla ortalama olarak  $6.3 \times 10^{-5}$ ,  $1.5 \times 10^{-5}$  ve  $10^{-9}$  olarak ölçülmüştür (Edwards vd., 1987a). Böylelikle, mercan resifinin oluşumundan beri geçen sürede radyoaktif bozunma sürecinin kapalı sistemde gerçekleşmesi (sistemin radyoaktif bozunma yoluyla oluşandan başka hiç U ya da Th alışverişine konu olmaması) ve ayrıca başlangıç durumundaki  $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$  oranının sıfır olması ön şartlarıyla, mercanın içerisindeki mevcut  $^{230}\text{Th}$  miktarı yalnızca sistemdeki ana izotop olan  $^{234}\text{U}$ 'nun bozunmasıyla oluşacaktır. Yani, mercanın bünyesindeki  $^{230}\text{Th}$  miktarı, kapalı sistem davranışı gösteren radyoaktif sistemdeki bozunmada zamanın bir fonksiyonu olarak gelişecektir (Kaufman ve Broecker, 1965):

$$\left(\frac{^{230}\text{Th}}{^{238}\text{U}}\right)_{\text{act}} - 1 = e^{-\lambda_{230} T} - (\delta^{234}\text{U}(0)/10^3)(\lambda_{230}/\lambda_{230} - \lambda_{234})(1 - e^{-(\lambda_{234} + \lambda_{230})T}) \quad (1)$$

Burada, T numunenin  $^{230}\text{Th}$  yaşı,  $\lambda$  bozunma sabiti,  $\delta^{234}\text{U}(0)$  ölçülen  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$  atomik oranıdır.  $\delta^{234}\text{U}(0)$ ,  $^{230}\text{Th}$  denkleminde çözülmesi gereken bir ifadedir ve şu şekilde belirlenmiştir (Edwards vd., 1987b):

$$\delta^{234}\text{U} = \left[ \left( \frac{^{234}\text{U}/^{238}\text{U}}{(^{234}\text{U}/^{238}\text{U})_{\text{eq}}} \right) - 1 \right] \times 10^3 \quad (2)$$

$(^{234}\text{U}/^{238}\text{U})_{\text{eq}}$  eşitlik durumundaki atom oranıdır ve şuna eşittir  $\lambda^{238}/\lambda^{234}=5.472$

### Analitik Teknikler

Barbados Adası, Clermont Nose kesitindeki Gordon Cummins otoyolu boyunca açılan yol yarmalarından toplanan birbirinden farklı yüzey tipi mercan resifleri, The Australian National University'de (ANU) TIMS (thermal ionisation mass spectrometry) U/Th metoduyla tarihlenmiştir.

Toplanan mercan örnekleri ilk olarak gün ışığında makroskopik olarak incelenmiş; mercanların renk bozulmasına uğrayan ya da bozuk dokusal özellik gösteren kısımları keski ve elmas uçlu mekanik delici ile temizlenmiştir. Mercan örnekleri olabildiğince materyalin alterasyona uğramamış, saf aragonit mineralojisine sahip, taze görümlü iç kısımlarından alınmıştır. Örneklenen mercanlar, mercanların türüne göre, yaklaşık 1 gramlık parçalar halinde keski ya da elmas delici ile ayıklanmıştır. *Acropora palmata* gibi sert yapıdaki türler genellikle keski ucuyla temizlenerek ayrılırken; *Faviidae* gibi süngerimsi doku özelliği gösteren türler elmas delici ile hazırlanmıştır. Süngerimsi yapıdaki mercanlar genel olarak iki farklı kısımdan oluşmaktadır: (1) duvar kısmı, (2) süngerimsi iç kısım. Daha önce yapılan deneysel çalışmalar (örn. Henderson vd., 1993; Stirling vd., 1995), mercanların süngerimsi iç kısımlarının genellikle alterasyona uğradığını

(genellikle yüksek  $\delta^{234}\text{U}_i$  ve  $^{232}\text{Th}$  oranlarından ve mineralojik bozulmalardan belli olmaktadır) göstermiştir. Örneğin, Stirling vd.'nin (1995) yaptığı testlerde, tüm mercan parçasının (duvar + süngerimsi kısım)  $^{232}\text{Th}$  konsantrasyonunun 3.4 ppb ve kalsiyum içeriğinin %4 olmasına rağmen, aynı örneğin duvar kısmındaki  $^{232}\text{Th}$  oranının sadece 0.3 ppb ve kalsiyum oranının ise  $<1\%$  olduğu tespit edilmiştir. Bu durum açıkça, süngerimsi iç kısmın duvar kısmından ayrıştırılmasının ikincil kalsit oluşumunu, yüzey kontaminasyonunu ve detritik madde birikimini temizlemede çok etkin olduğunu;  $\delta^{234}\text{U}_i$  oranının yüksek çıkmasına sebep olan diyajenez süreçlerinin daha çok mercanın süngerimsi iç kısmında gerçekleştiğini göstermektedir. Bu nedenle, açık sistem davranışına ve diyajenez etkisine karşı daha hassas olan süngerimsi yapıdaki mercanların duvar kısımları elmas delici ile iç kısımlarından ayrılarak temizlenmiş ve analizler sadece bu tür mercanların duvar kısımlardan elde edilen parçalar üzerinde gerçekleştirilmiştir. *Acropora palmata* gibi süngerimsi bir yapıya sahip olmayan sert ve sık yapılu türler ise, mercan kütesinin iç kısmından alınan parçaların en temiz kısımlarının seçilmesi yoluyla hazırlanmıştır. Son aşamada ise, temizlenen mercan parçaları mikroskop altında renk, tekstür ve doku yönünden incelenerek en temiz olanları kimyasal analizlerde kullanılmıştır.

Mekanik temizlemeyle hazırlanan mercan numuneleri, üzerlerindeki kirlenici, yağ, toz vb. maddelerden arındırılmaları için ilk önce temiz su, daha sonra aseton ve en son olarak ise yine temiz suyla ultrasonik temizlemeye tabi tutulmuştur.

Sıcak plaka üzerinde kurutulan mercan numuneleri, daha sonra kolon kimyası için fasilalarla  $\text{HNO}_3$  eklenerek çözülmüştür. Elde edilen çözelti içine spike adı verilen ve doğal olarak oluşan U ve Th izotoplarının ölçülmesinde kullanılan  $^{229}\text{Th}$  ve  $^{233}\text{U}$  izotopları

belirlenen miktarlarda eklenmiştir. Spike-çözelti dengelenmesini sağlamak amacıyla, numuneler sıcak plaka üzerinde buharlaştırıldıktan sonra, her bir çözeltiye 3N HNO<sub>3</sub> eklenerek çözelti tekrar solüsyon hale getirilmiş ve böylelikle örnekler kolon kimyasına hazır hale getirilmiştir. Solüsyonlar içerisindeki U ve Th parçaları, kolon kimyasında kullanılan UTEVA 100-150 µm'lik resinle Douville vd. (2010) tarafından ifade edilen prosedür takip edilerek çözülden ayrıştırılmıştır. Bu yöntem oldukça hızlı ve kesin bir şekilde çözülden U ve Th'yi ayırmakta olduğundan konvansiyonel Fe çökeltme yönteminden (Edwards vd., 1987a) belirgin biçimde avantajlıdır.

Ayrıştırılan U ve Th parçaları, mikroskop altında grafit sandviç metoduyla filament üzerine yerleştirilerek ısı iyonizasyonlu kütle spektrometresinde (TIMS), Esat (1995) tarafından geliştirilen teknik prosedür takip edilerek ölçülmüştür.

### Deniz Seviyesi Rekonstrüksiyonu

Barbados Adası'nın Clermont Nose kesitinde, Randevous Hill terası içine açılan ve Gordon Cummins otoyolu boyunca aflöre olan OİD 6.5'e ait mercan numuneleri bugünkü deniz seviyesinden 30-35 m yükseklikte bulunmaktadır (metin boyunca geçen deniz seviyesi yükseklikleri günümüz deniz seviyesi baz alınarak verilmiştir). Barbados gibi tektonik olarak yükselen kıyılardaki eski kıyı çizgilerinin östatik seviyelerinin belirlenmesi için doğrusal yükselim doğrulaması (linear uplift correction) modeli uygulanmaktadır (Broecker vd., 1968; Bard vd., 1990; Gallup vd., 1994; Gallup vd., 2002; Schellmann ve Radtke, 2004). Burada, tektonik olarak durağan bölgelerde östatik seviyesi  $4 \pm 2$  metre olarak tespit edilen (örn. Stirling vd., 1998) Son Buzularası Dönem yüksek deniz seviyesinin ürünü olan mercan resifi

teraslarının bugünkü yükseltisi ve tespit edilen yaşı temel alınmaktadır.

$$U_m = \Delta H / T_{5e} \quad (3)$$

Burada  $U_m$ , yükselme oranı (mm/yıl);  $\Delta H$ , yükselen deniz seviyesi izinin yükselme miktarı (m);  $T_{5e}$  ise Son Buzularası Dönemi'ndeki deniz seviyesi göstergesinin yaşıdır.

$$\Delta H = H_{5e} - \delta H_{5e} \quad (4)$$

Burada ise  $\Delta H$ , yükselen deniz seviyesi izinin yükselme miktarı (m);  $H_{5e}$ , Son Buzularası Dönem deniz seviyesi göstergesinin tespit edilen seviyesi (m);  $\delta H_{5e}$  ise Son Buzularası Dönem deniz seviyesinin östatik değeridir (m).

Barbados Adası'nın Clermont Nose kesitindeki Son Buzularası Dönemi'ne ait mercan resiflerinin üst yüzeyi bugünkü deniz seviyesinin 60 metre üzerinde yer almaktadır ve TIMS U/Th metoduyla günümüzden 128.4 bin yıl öncesine tarihlenmiştir (Bekaroğlu, 2011). Dolayısıyla, kesitin Geç Kuvaterner ölçeğindeki doğrusal tektonik yükselim oranı  $0.43 \text{ m}/10^3$  yıldır.

TIMS U/Th metoduyla bu çalışmada tarihlenen mercan numunelerinin bugünkü deniz seviyesinden olan pozisyonları ile yaşları kullanılarak yukarıdaki tektonik yükselim oranıyla doğrulanmıştır. Böylelikle, kesitteki tektonik etki sıfırlanarak numunelerin iklimsel değişimler etkisindeki deniz seviyesi oynamalarını yansıtması sağlanmıştır.

### BULGULAR

Mercan resifleri üzerinde uzun bir süredir uygulana gelen, avantajları ve sorunları iyi belirlenmiş

bir tarihlleme metodu olan U/Th eşitsizlik tekniğiyle elde edilen yaşların güvenilir olarak değerlendirilebilmesi için iki temel varsayımsal ön koşulun sınanması gerekmektedir.

Bunlardan birincisi, mercan resiflerinin gelişim döneminde deniz suyundaki  $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$  aktivite oranının sıfır olması; ikincisi ise, mercanın bünyesindeki tüm izotopik değişimlerin zamanın bir fonksiyonu olarak radyoaktif sistemdeki bozunmayla gerçekleşmesidir (Scholz ve Mangini, 2007). Birinci varsayımsal önkoşul tropik bölgelerdeki birçok güncel yüzey tipi mercan resifi üzerinde yapılan analizlerle sınanmıştır (Edwards vd., 2003). Th elementinin deniz suyunda erimemesi ve partiküller üzerine tutunarak deniz suyundan çekilmesi olarak bilinen jeokimyasal davranışı nedeniyle, mercan oluşumu sırasında deniz suyundaki  $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$  oranı sıfır olarak kabul edilmektedir. Buna karşın, mercanların bünyelerindeki izotopik oranların, kapalı bir izotopik sistemde, sadece sistemin içerisindeki izotopların radyoaktif bozunumuyla meydana geldiğinin testi zordur. Örneğin, buzularası dönemlerdeki yüksek deniz seviyelerine bağlı olarak oluşan mercan resifleri, buzul dönemlerinde deniz seviyesinin düşmesi ve/veya karanın tektonik olarak yükselmesi neticesinde on binlerce sene meteorik sularla temas ederler ve bu durum aragonitten oluşan mercan mineralojisinin açık sistem davranışı göstermesi bakımından bir risk oluşturur. Bu bakımdan, mercan resiflerinin açık sistem davranışı gösterip göstermediği mercanlardan elde edilen izotop oranlarının kritik bir biçimde gözden geçirilmesini gerektirir.

Okyanus adalarında yaşayan güncel mercan resifleri normal olarak  $\leq 0.5$  ppb oranında  $^{232}\text{Th}$  içermektedirler (Edwards vd., 1987a). Bu izotop kıtasal kabukta yaygın olarak bulunduğu için  $>1$  ppm), fosil mercanların bünyelerinde fazla oranda bulunan  $^{232}\text{Th}$

konsantrasyonu, radyoaktif bozunma sürecine dışarıdan eklenen fazladan U ve  $^{230}\text{Th}$ 'nin bir göstergesi olup, ölçülen yaşların daha farklı çıkmasına sebep olmaktadır. Bu çalışmada analiz edilen 9 mercan numunesinden biri hariç (WI-1-25) hepsi (Çizelge 1; Şekil 6a) oldukça düşük  $^{232}\text{Th}$  oranlarına sahiptir (0.15-0.05 ppb). Bu durum, mercanların gelişim döneminde deniz suyundaki  $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$  aktivite oranının oldukça düşük olduğunu ve de radyoaktif bozunma sürecinde sisteme harici Th izotoplarının dahil olmadığını göstermesi bakımından oldukça önemlidir.  $^{232}\text{Th}$  oranı 3.52 ppb olan WI-1-25 no'lu numune detritik doğrulamaya (Chen vd., 1991) tabi tutularak mercanın içerdiği  $^{230}\text{Th}$  izotoplarına  $^{232}\text{Th}$  kirlenmesiyle eklenenler elemine edilmiştir.

Sığ su mercan resiflerinin güncel türleri, mercan türüne göre değişmekle birlikte, ortalama olarak 1.5–4 ppm ( $\mu\text{g/g}$ )  $^{238}\text{U}$  içerdiklerinden, bu limitlerin dışında U konsantrasyonuna sahip mercanların açık sistem davranışı göstermesi söz konusu olmaktadır (Scholz ve Hoffmann, 2008). Bu çalışmada analiz edilen mercan resiflerinin sahip olduğu  $^{238}\text{U}$  konsantrasyonları 2.30-3.58 ppm arasında değişmektedir (Çizelge 1; Şekil 6b). Bu bakımdan, tüm numuneler normal  $^{238}\text{U}$  konsantrasyonuna sahiptir. Numuneler içerisinde, *Acropora palmata* türü çoğunluğu oluşturmaktadır ve bu türün güncel örnekleri 3.24 ppm ( $\pm 0.2$ , n=16, Cross ve Cross, 1983)  $^{238}\text{U}$  konsantrasyonuyla diğer yüzey tipi mercanlara göre daha fazla U oranına sahiptir. Bu çalışmada analiz edilen *Acropora palmata* mercanlarının  $^{238}\text{U}$  değerleri bu oranın içerisinde kalmaktadır (Çizelge 1). Bu durum, analiz edilen mercanların  $^{238}\text{U}$  konsantrasyonlarının kabul edilebilir sınırlar içerisinde yer aldığını ve  $^{238}\text{U}$  kaybı/kazanımı gibi radyoaktif bozunmayı harici olarak etkileyen bir sürece maruz kalmadığını göstermektedir.

**Çizelge 1.** Bu çalışmada analiz edilen mercan numunelerinin U/Th tarihlleme sonuçları  
**Table 1.** *U/Th dating results of coral samples analyzed in this study.*

Örnek No	Mercan türü <sup>a</sup>	yükseklik (m) <sup>b</sup>	<sup>232</sup> Th (ppb)	<sup>238</sup> U (ppm)	$\delta^{234}\text{U}$ (i) ‰	$\delta^{234}\text{U}$ (i) $\pm$ ‰	<sup>230</sup> Th yaşı (bin yıl) <sup>c</sup>	Deniz seviyesi (m) <sup>d</sup>
WI-1-02	Ap	30.6	0.021	3.24	187.2	1.04	177.4 $\pm$ 0.8	-45.6
WI-1-03	Ap	30.2	0.061	3.44	193.3	0.90	175.9 $\pm$ 0.7	-45.4
WI-1-04	Ap	30.1	0.159	3.58	198.3	0.82	168.8 $\pm$ 0.7	-42.4
WI-1-13	M	33.1	0.100	2.52	136.1	0.84	148.8 $\pm$ 0.8	-30.8
WI-1-17	P	33.3	0.088	2.96	118.6	1.21	182.9 $\pm$ 1.0	-45.3
WI-1-19	M	34.4	0.113	2.30	162.1	0.89	174.2 $\pm$ 0.8	-40.4
WI-1-23	Ap	34.8	0.059	2.96	132.7	1.93	183.6 $\pm$ 1.1	-44.1
WI-1-25	Ap	34.6	3.529	3.42	176.5	1.1	174.8 $\pm$ 0.8	-40.5
WI-1-26	Ap	34.5	0.147	3.26	69.10	0.71	203.3 $\pm$ 1.3	-52.9

<sup>a</sup> Ap - *Acropora palmata*, M - *Montastrea annularis*, P – *Porites*

<sup>b</sup> Mercan numunelerinin yükseklik değerleri, bugünkü deniz seviyesinden olan yükseklikler olarak metre cinsinden belirtilmiştir.

<sup>c</sup> U/Th yaşlarının hata payı 2 $\sigma$  seviyesindedir.

<sup>d</sup> Deniz seviyesi, tektonik yükselim doğrulaması sonucu, örneklerin geliştiği dönemde deniz seviyesinin günümüz seviyesine olan konumunu metre cinsinden göstermektedir.

Mercanlar, gelişim dönemlerinde karbonatlı iskeletlerini oluştururken deniz suyundan uranyum da aldıklarından ötürü, deniz suyundaki  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$  ( $\delta^{234}\text{U}$ ) eşitsizlik oranının, mercanların bünyelerinde ölçülen  $\delta^{234}\text{U}_{(m)}$  (= ölçülen  $\delta^{234}\text{U}$ ) oranının radyoaktif süreçler göz önüne alınarak zamanın bir fonksiyonu olarak geri hesaplanması sonucu bulunan  $\delta^{234}\text{U}_{(i)}$  (=  $\delta^{234}\text{U}$ 'nun başlangıç oranı) oranıyla benzer olması beklenmektedir. Deniz suyunun ortalama  $\delta^{234}\text{U}$  oranından belirli ölçülerdeki sapmalar, mercanların açık sistem davranışı gösterdiğinin, yani diyajeneze maruz kalmış olduklarının bir kanıtını meydana getirmektedir. Bugünkü açık deniz suyundaki  $\delta^{234}\text{U}$  oranının ‰ 149 civarında olduğu daha önceki ölçümlerle belirlenmiştir (Stirling vd., 1998; Delanghe vd.,

2002). Holosen'den önceki dönemlerde de deniz suyunun  $\delta^{234}\text{U}$  konsantrasyonunun güncel deniz suyunun  $\delta^{234}\text{U}$  oranından önemli ölçüde sapma göstermediği kısmen ortaya konduğundan ötürü (örn. Henderson, 2002), deniz suyundaki  $\delta^{234}\text{U}$  oranının en az yarım milyon yıldır zamansal ve mekansal olarak hemen hemen değişmediği *a priori* olarak kabul edilmektedir (Ku vd., 1977; Chen vd., 1986; Gallup vd., 1994; Robinson vd., 2004). Bununla beraber, son yıllarda meydana gelen iki önemli gelişme, deniz suyunun  $\delta^{234}\text{U}$  konsantrasyonu ile ilgili bilinenleri önemli ölçüde değiştirmiştir. Bunlardan birincisi, glasyal (Yokoyama vd., 2001), interglasyal (Stirling vd., 1998), interstadyal (Potter vd., 2004) ve bin yıllık ölçekteki (Yokoyama vd., 2001) hızlı deniz seviyesi değişimlerini kaydeden fosil mercanlardan

ölçülen  $\delta^{234}\text{U}_{(i)}$  konsantrasyonlarının  $\sim\%$  10-15 oranında sistematik değişimler gösterdiğinin ve deniz suyundaki  $\delta^{234}\text{U}$  oranındaki değişimlerin deniz seviyesi değişimleriyle paralel olarak gerçekleştiğinin keşfidir (Esat ve Yokoyama, 2006a; 2010). İkinci önemli gelişme ise, yarı kapalı Arktik Okyanusu'nda, kıta kenarlarından binlerce kilometre uzaktaki yüzey sularının yüksek  $\delta^{234}\text{U}$  oranlarını barındırdığının keşfidir (Andersen vd., 2007). Bu nedenle, söz konusu bulgular, U/Th tarihlemeli mercan numunelerinin değerlendirilmesinde deniz suyundaki zamansal ve mekansal  $\delta^{234}\text{U}$  değişkenliklerinin göz önüne alınmasını gerektirmektedir.

Bu çalışmada analiz edilen mercan numunelerinin sahip olduğu  $\delta^{234}\text{U}_{(i)}$  değerleri Çizelge 1'de gösterilmektedir. Buna göre, numunelerin  $\delta^{234}\text{U}_{(i)}$  oranı geniş bantta ( $\%$  69-198) oynamakta ve hiçbir numune, deniz suyunun güncel  $\delta^{234}\text{U}$  oranını yansıtmamaktadır (Şekil 6c). Bu durum, numunelerin belirli ölçüde açık sistem davranışı gösterdiğini ifade etmektedir. Ancak, mercanların  $\delta^{234}\text{U}_{(i)}/^{230}\text{Th}$  yaş ilişkilerinde herhangi bir sistematik eğilim görülmemektedir. Halbuki, en azından,  $\delta^{234}\text{U}_{(i)}$  oranı bugünkü deniz suyunun sahip olduğu orandan oldukça fazla numunelerin sistematik olarak yaşlı görünmeleri U/Th tarihleme sistematığı bakımından beklenen bir durumdur (Bard vd., 1991). Analiz edilen 9 mercan numunesinin  $\delta^{234}\text{U}_{(i)}$  oranları bu tip bir sistematik eğilim göstermese de,  $\delta^{234}\text{U}_{(i)}$  oranı bugünkü deniz suyunun sahip olduğu orandan az olan numuneler ile fazla olan numuneler arasında belirgin bir eğilim farkı da vardır.  $\delta^{234}\text{U}_{(i)}$  oranları bugünkü deniz suyunun sahip olduğu orandan ( $\%$  149) az olan 4 numuneden 3 tanesi (WI-1-17, WI-1-23, WI-1-26) eski, sadece 1 numune ise (WI-1-13) genç görünmektedir. Bu durum, daha eski tarihleri gösteren söz konusu 3 mercan numunesinin muhtemelen  $^{234}\text{U}$  oranı yüksek bir

kirleticiyle radyoaktif bozunma sürecinin son aşamalarında kirletildiğini, daha genç bir tarihi gösteren diğer numunede ise muhtemelen U kaybı sürecinin gerçekleşmiş olduğunu göstermektedir. Sonuç olarak,  $\delta^{234}\text{U}_{(i)}$  oranları bugünkü deniz suyunun sahip olduğu orandan az olan mercanların tümü açık sistem davranışı gösteren güvenilir olmayan numunelerden oluşmaktadır.

Diğer yandan  $\delta^{234}\text{U}_{(i)}$  oranları bugünkü deniz suyunun sahip olduğu orandan ( $\%$  149) fazla,  $\%$  162-198 aralığında oynayan 5 mercan numunesinin (WI-1-2, WI-1-3, WI-1-4, WI-1-19, WI-1-25)  $^{230}\text{Th}$  yaşları 177-168 bin yıl aralığına toplanmaktadır. Birbirinden oldukça farklı  $\delta^{234}\text{U}_{(i)}$  oranlarına sahip bu 5 mercan numunesinin benzer bir yaş aralığına toplanması dikkat çekicidir. Ayrıca, söz konusu numunelerin toplandığı yaş aralığı, OİD 6.5 sırasındaki iklimsel kararsızlığın zamanlamasıyla (Martinson vd., 1987) ve de önceki iki çalışmada (Gallup vd., 2002; Scholz vd., 2007) analiz edilen mercan resiflerinin  $^{230}\text{Th}$  tarihleme sonuçlarıyla oldukça uyumludur. Bu uyumluluk, bu 5 mercan numunesinin benzer bir diyajenez sürecine maruz kalmış olabileceğine işaret etmektedir.  $\delta^{234}\text{U}_{(i)}$  oranı yüksek olan mercanların gerçek ya da gerçeğe çok yakın bir yaşa sahip olabilmeleri, bu örneklerin radyoaktif bozunma sürecinin başlarında (ilk 10 bin yıl içerisinde)  $\delta^{234}\text{U}_{(i)}$  oranı yüksek olan bir kirleticiyle anlık olarak kontamine olmalarını ya da benzer özellikteki bir kirleticiyle zaman içerisinde devamlı olarak kontamine olmalarını gerektirmektedir (Hamelin vd., 1991). Bu tip bir açık sistem davranışı sergileyen numuneler, her ne kadar yüksek  $\delta^{234}\text{U}_{(i)}$  oranına sahip olsalar da, aynı zamanda oluşmuş fakat radyoaktif olarak kapalı sistem özelliği gösteren bir başka numunenin yaşına (gerçek yaş) çok yakın yaşlara sahip olurlar.  $\delta^{234}\text{U}_{(i)}$  yüksek olan bu 5 mercan numunesinin gösterdiği özellikler dikkate alındığında (farklı

$\delta^{234}\text{U}_{(i)}$  oranlarına sahip olmalarına rağmen benzer yaş aralığında toplanmaları, OİD 6.5'in zamanlamasıyla ve de daha önce analiz edilen mercanların  $^{230}\text{Th}$  yaşlarıyla uyumlu olmaları) bu numunelerin,  $^{230}\text{Th}$  yaşlarında anomali yaratmayan bir açık sistem davranışına maruz kalmış olabileceğini ve bu yüzden de deniz seviyesi rekonstrüksiyonunda kullanılacak numuneler olabileceğini göstermektedir. Dolayısıyla, bundan sonraki kısımlarda, analiz edilen toplam 9 mercan numunesi içerisinde sadece bu 5 mercan numunesi dikkate alınacaktır.

Bu çalışmada analiz edilen toplam 9 mercan numunesinden güvenilir oldukları düşünülen 5 mercan numunesi, Sondan Bir Önceki Buzul Dönemi sırasında, deniz seviyesinin 177-168 bin yıl önce -40/-50 metrelerde olduğunu göstermektedir (Şekil 6d). Tipik bir buzul dönemi sırasında deniz seviyesinin oldukça düşük ( $> -80$  m) olduğu göz önüne alındığında, söz konusu zaman aralığında deniz seviyesinin buzul dönemi içerisinde yüksek bir seviye meydana getirmiş olduğu ortaya çıkmaktadır.

## TARTIŞMA

### OİD 6.5 Sırasında Deniz Seviyesi Değişimi

~190-130 bin yıl öncesinde yaşanan Sondan Bir Önceki Buzul Dönemi sırasındaki iklim kontrollü deniz seviyesi değişimlerine ait  $^{230}\text{Th}$  tarihlemeli mercan resifi kayıtları oldukça az ve parçalıdır. Bu dönemdeki deniz seviyesi değişimlerine ait kanıtların bir bölümü Sondan Bir Önceki Buzul Erimesi Dönemi'ne (~140-130 bin yıl), diğer bölümü ise, bu çalışmanın da konusunu oluşturan OİD 6.5'e aittir.

Yeryüzünde, OİD 6.5'e ait mercan resiflerinin yüzeleendiği tek yer olan Barbados Adası'nın Clermont Nose kesitinden elde edilen mercanların  $^{230}\text{Th}$  tarihleme sonuçları Şekil 7'te

sunulmuştur. Bu çalışmalar içerisinde, Gallup vd.'nin (2002) güvenilir olarak sunduğu 3 mercan numunesi, 175-168 bin yıl aralığında deniz seviyesinin -40 metrelerde olduğunu göstermektedir. Scholz vd.'nin (2007) güvenilir 4 numunesi ise, 176-169 bin yıl aralığında deniz seviyesinin yaklaşık olarak -45 metrelerde olduğuna işaret etmektedir. Bu çalışmadan elde edilen  $^{230}\text{Th}$  tarihlemeli mercan resifi numuneleri, daha önce elde edilen verilerle oldukça uyumlu olarak, deniz seviyesinin 177-168 bin yıl aralığında -40/-45 metrelerde olduğunu göstermektedir.

İtalya'daki Argentarola mağarasından elde edilen kayıtlar, Sondan Bir Önceki Buzularası Dönem'in (OİD 7) bitimiyle günümüzden ~190 bin yıl önce başlayan OİD 6'nın başlangıcından yaklaşık olarak 140 bin yıl öncesine kadar olan zaman aralığında, deniz seviyesinin sürekli olarak -20 metrenin altında kaldığını göstermektedir (Dutton vd., 2009). Tahiti açıklarında yapılan derin mercan sondajından elde edilen kayıtlar ise, OİD 6 sırasında, deniz seviyesinin 153-145 bin yıl aralığında -110 metrelerde, yani buzul maksimumu seviyesinde olduğunu göstermektedir (Thomas vd., 2009). Deniz seviyesinin Sondan Bir Önceki Buzul Dönemi sırasındaki değişkenliğinin alt ve üst sınırını belirlemeye yarayan bu çalışmalar, OİD 6.5 sırasındaki deniz seviyesi değişimini gösteren verilerle birlikte değerlendirildiğinde şu belirlemelere ulaşılabilir:

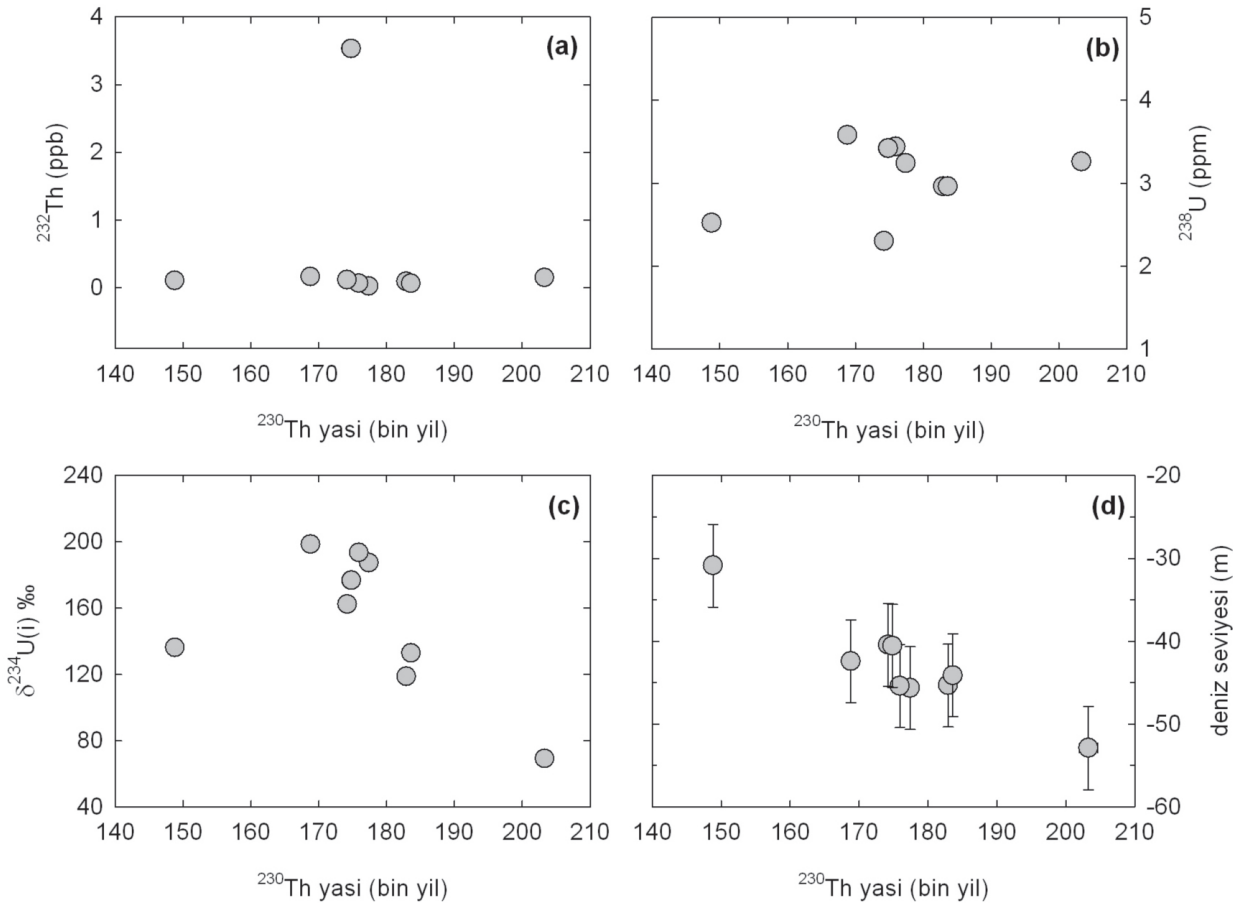
- OİD 6'nın başlamasından yaklaşık 15 bin yıl sonra, ~175 bin yıl önce deniz seviyesi yükselerek -40/-50 metrelere erişmiştir.
- Deniz seviyesi en az 168 bin yıl öncesine kadar bu yüksek seviyesini korumuştur.
- 168 bin yıldan sonra deniz seviyesi tekrar düşerek en geç 153 bin yıl önce buzul maksimumu seviyesine (-110 m) gerilemiştir.



Bununla birlikte, OİD 6.5'e ait mercan tarihlerinin 175 ve 170 bin yıl öncesine toplandıkları dikkate alındığında (Şekil 7), bu iki tarih arasında deniz seviyesinin bir salınım yapıp yapmadığı tartışılabilir olsa da, bu zaman aralığında bin yıllık ölçekte gerçekleşmiş muhtemel bir salınımı değerlendirebilecek kanıtların varlığı henüz söz konusu değildir.

## OİD 6.5 Sırasında İklim Sistemindeki Değişiklikler

Küresel iklim sisteminin hemen tüm dolaylı kayıtları ~190 bin yıl önce tam buzul dönemi koşullarının başladığını göstermektedir (Şekil 8). Bu sırada, ~196 bin yıl önce zirve yapan 65°K insolasyon değerleri düşmeye (Berger ve Loutre,



**Şekil 6.** Bu çalışmada TIMS U/Th metoduyla analiz edilen mercan resiflerinin izotop verileri. (a) Numunelerin  $^{232}\text{Th}$ - $^{230}\text{Th}$  yaş diyagramı, (b) Numunelerin  $^{238}\text{U}$ - $^{230}\text{Th}$  yaş diyagramı, (c) Numunelerin  $\delta^{234}\text{U}(i)$ - $^{230}\text{Th}$  yaş diyagramı, (d) OİD 6 sırasındaki deniz seviyesi değişimi (tüm numuneler gösterilmiştir).

**Figure 6.** TIMS U-series dated coral isotope data. (a)  $^{232}\text{Th}$ - $^{230}\text{Th}$  age diagram of samples, (b)  $^{238}\text{U}$ - $^{230}\text{Th}$  age diagram of samples, (c)  $\delta^{234}\text{U}(i)$ - $^{230}\text{Th}$  age diagram of samples, (d) Sea-level during the MIS 6.5 (all samples included).

1991; Şekil 8b), küresel buzul hacimlerinin bir fonksiyonu olan derin deniz sedimanlarının sabit oksijen ( $\delta^{18}\text{O}$ ) oranları ise (Imbrie vd., 1984; Lisiecki ve Raymo, 2005) ağırlaşmaya başlamıştır (Şekil 8c). Antarktika'daki EPICA DC buzul karotundan elde edilen  $\delta\text{D}$  kayıtları (Şekil 8d), ~190 bin yıl öncesi itibarıyla Güney Yarımküre'nin yüksek enlemlerinde sıcaklıkların oldukça düştüğüne,  $\text{CH}_4$  oranlarındaki azalma tropikal bölgenin kuraklaşıp soğuduğuna (Şekil 8d), toz konsantrasyonundaki artış atmosfer sirkülasyonunun şiddetlenerek daha fırtınalı olmaya başladığına (Şekil 8e) ve  $\text{CO}_2$  oranlarındaki düşüş küresel sıcaklıklardaki azalmaya işaret etmektedir (Şekil 8e; Jouzel vd., 2007). Yine bu geçiş döneminde deniz seviyesi -20 metrenin altına inmiş (Dutton vd., 2009) ve Asya'daki muson aktivitesi oldukça zayıflamıştır (Şekil 9a; Kelly vd., 2006). Tam buzul dönemleri için tipik olan bu olayların karakteri belirli dalgalanmalarla Son Buzularası Dönemi'ne (OİD 5e) dek devam etmiş ve büyük ölçüde değişmemiştir.

Bununla beraber, OİD 6.5, Sondan Bir Önceki Buzul Dönemi içerisinde belirgin bir iklimsel dalgalanmanın yaşandığı ayırt edici bir alt dönem olarak görünmektedir. Bu alt döneme ait bir dizi dolaylı kayıt, küresel ve bölgesel ölçekte, iklim sistemindeki kararsızlığın birbirinden farklı coğrafi bölgelerde izlenebilmesini mümkün kılmaktadır.

Küresel buzul hacimlerinin bir dolaylı kaydı olan derin deniz sedimanlarının analizleri, bu alt dönem sırasında,  $\delta^{18}\text{O}$  oranlarının buzul dönemi maksimum değerlerine oranla belirgin bir biçimde hafiflediğini göstermektedir (Şekil 8c; Imbrie vd., 1984; Lisiecki ve Raymo, 2005). Hem deniz suyu sıcaklıklarındaki artışı, hem de küresel buzul hacimlerindeki azalışı yansıtan bu kayıtlar, iklim sistemindeki ısınma eğilimini göstermesi bakımından dikkat çekicidir.

Antartika'da kronolojik olarak en eskiye giden buzul karotu olan EPICA DC'den (Jouzel vd., 2007) elde edilen ve atmosferin kimyasal kompozisyonundaki değişimleri yansıtan veriler, OİD 6.5 sırasında atmosferdeki  $\text{CO}_2$  konsantrasyonunun buzularası dönem seviyesinden 70-90 ppm düşük olduğunu göstermektedir. Ancak, buradaki kar birikim oranı, Grönland'daki buzul karotlarındaki birikim oranına oranla oldukça düşük olduğundan ötürü (her iki kutup bölgesinde de 3000 metreyi aşan karotlarla kronolojik olarak Grönland'da son 120 bin yıla kadar inilebilirken, Antarktika'da son 800 bin yıl izlenebilmektedir), kayıtlar genel olarak düşük çözünürlüklüdür ve kısa süreli ölçeklerde meydana gelen değişimlerin izlenebilmesi için yeterli olmamaktadır. Dolayısıyla, buzul-buzularası dönemler ölçeğinde, atmosferdeki toz konsantrasyonunda yaşanan değişimlerle ters orantılı değişen  $\text{CO}_2$  oranlarının, atmosferdeki toz konsantrasyonu bu dönemde minimum değerler sergilemesine karşın, buzul minimumu seviyesi göre bir plato yapmaması,  $\text{CO}_2$  kaydının bu zaman ölçeğinde muhtemelen yeterli bir çözünürlüğe sahip olmadığına işaret etmektedir. Buzul dönemlerinde daha güçlenen ve fırtınalı bir özellik gösteren atmosfer sirkülasyonunun önemli göstergelerinden biri olan atmosferik toz konsantrasyonu buzul dönemlerinde maksimum, buzularası dönemlerde ise minimum değerler göstermektedir. Buzul karotundaki toz zerreciklerinin OİD 6.5 sırasında buzularası dönem oranlarına yaklaşarak minimum değerler sergilemesi (Şekil 8e), atmosfer sirkülasyonunun zayıflayıp daha az fırtınalı bir karaktere kavuştuğuna işaret etmesi bakımından önemlidir. Atmosferdeki toz konsantrasyonu yine atmosferdeki  $\text{CO}_2$  konsantrasyonu arasındaki bilinen ters orantı (Martin, 1990; Petit vd., 1999), bu dönemde  $\text{CO}_2$  değerlerinin biraz daha fazla olmuş ve de küresel sıcaklıkların belirli bir ölçüde artmış olabileceğine

işaret etmektedir. Yere yakın katmanlarda homojen bir dağılışa sahip CO<sub>2</sub>'nin bir sera gazı olması ve küresel sıcaklık artışlarında önemli bir geri-besleme fonksiyonuna sahip olması bakımından bu husus oldukça önemlidir.

Çoğunlukla tropikal ve yüksek enlem bölgelerindeki sulak alanlarda üretilen CH<sub>4</sub> gazının atmosferdeki konsantrasyonu buzul-buzularası dönem ölçeğinde > 300 ppb oranında değişime uğramaktadır (Şekil 8d). EPICA DC karotundan elde edilen kayıtlar, sıcak dönemlerde CH<sub>4</sub> oranlarının atmosferde maksimum değerlere, soğuk dönemlerde ise minimum değerlere ulaştığını göstermektedir (Şekil 7d). OİD 6.5 sırasında atmosferdeki CH<sub>4</sub> konsantrasyonu, buzul minimumu seviyesine göre yaklaşık olarak 100 ppb yüksek seyretmiştir (Şekil 8d). Bir sera gazı olan ve geri-besleme süreçlerinde önemli bir rol oynayan CH<sub>4</sub>'un OİD 6.5 sırasında yaptığı bu plato, özellikle tropikal bölgenin ısınması ve daha nemli bir karakter kazanmasıyla ilgilidir.

Tropikal bölgedeki güneyli ve kuzeyli komponentlere sahip ticaret rüzgarlarının karşılaşma kuşağında (TAYK -Tropiklerarası Yaklaşım Kuşağı [ITCZ – Intertropical Covergence Zone]) gerçekleşen mevsimsel enlem kaymaları, kuzeybatı Afrika'daki muson sistemini büyük ölçüde etkilemektedir. Sıcak mevsimde kuzeye doğru genişleyen subtropikal sıcak ve kuru hava, TAYK'ın kuzeye çekilmesine (~20° K) ve güneyli ticaret rüzgarlarının kıta üzerinde muson yağışlarını gerçekleştirmesine sebep olmaktadır. Soğuk mevsimde ise, güneye çekilen TAYK (~5° K) ile güneye sarkan subtropikal kuru hava, Sahra Çölü'nden Atlas Okyanusu'na doğru komponentli rüzgarlarla yoğun toz taşınmasına, okyanusun bu kısmında suyun yüzeylenmesine (upwelling) ve böylelikle de okyanus suyunun besin açısından zenginleşmesini sağlamaktadır (Tisserand vd., 2009). Afrika'nın kuzeybatısı açıklarında, Atlas

Okyanusu'nun doğusunda yapılan derin deniz sondajından (karot MD03-2705) elde edilen denizel sedimanların analizi, Sondan Bir Önceki Buzul Dönemi ve OİD 6.5 sırasında Afrika'daki muson etkinliğinde yaşanan değişimler açısından önemli kanıtlar sunmaktadır (Tisserand vd., 2009). MD03-2705 karotunun element analizi, sedimanlar içerisindeki Ti/Al oranının OİD 6.5 sırasında minimum değerler sergilediğini ortaya koymaktadır (Şekil 9b). Bu bulgu, karasal kökenli detritik maddelerin Afrika çöllerinden okyanusa daha az taşındığını ve rüzgar şiddetinin azaldığını göstermektedir. Öte yandan, karottaki planktonik ve bentik foraminiferlerin δ<sup>18</sup>O oranları arasında önemli oranda DYS (deniz yüzeyi sıcaklığı) bileşeninden kaynaklanan fark, OİD 6.5 sırasında DYS'nin 2.4 °C arttığını ifade etmektedir (Şekil 9c; Tisserand vd., 2009). Ayrıca, aynı karottaki planktonik foraminiferlerin δ<sup>13</sup>C değerlerinde OİD 6.5 sırasında gözlenen düşüş, yüzey sularının verimliliğindeki azalmaya, yani buradaki okyanus suyunun yüzeylenmesinde yaşanan kesintiye işaret etmektedir. Kıtanın doğu tarafındaki Arap Denizi'nden elde edilen verilerle de (Malaize vd., 2006) desteklenen bu bulgular, OİD 6.5 sırasında, 180-168 bin yıl arasında, TAYK'ın kuzeye doğru genişleyerek bölgede muson etkinliğinin arttığını ifade eden kanıtları desteklemektedir.

Afrika'da OİD 6.5 sırasında yaşanan muson etkinliğindeki artış, buzul karotlarında gözlenen CH<sub>4</sub> artışıyla uyumlu olduğu gibi, aynı zamanda, nemli bölgenin sınırını kuzeye doğru genişleterek Nil nehri başta olmak üzere Doğu Akdeniz'e olan tatlı su akışını arttırdığına da işaret etmektedir (Pachur vd., 1987). Nitekim, Doğu Akdeniz'de, organik içerik bakımından zengin bir sapropel tabakasının (S6) OİD 6.5 sırasında oluşmuş olması oldukça dikkat çekicidir (Şekil 9b; Kallel vd., 2000). Sadece sıcak dönemlerde (buzularası-interstadyal) gözlenen Doğu

Akdeniz'deki sapropel oluşumunun bir buzul dönemi içerisinde gözlenmesi, OİD 6.5 sırasında kuzey Afrika'nın nemli bir karaktere kavuştuğunu destekleyen bir diğer kanıt olarak dikkate alınabilir. Bu nedenle, Doğu Akdeniz'e boşalan tatlı yüzey sularındaki artışla deniz suyunun tuzluluk oranını azalmış, derin su tabakasının oluşumunu engellenmiş, su sirkülasyonu kesintiye uğramış ve bunun sonucunda oksijensiz deniz tabanına organik madde yağışı gerçekleşerek bir sapropel tabakasını meydana getirmiştir.

Tropikal bölgede OİD 6.5 sırasında yaşanan nemli koşulların sinyalleri Akdeniz havzasındaki iki önemli yerdeki mağara sedimanları tarafından da kaydedilmiştir (Şekil 9a). Bunlardan birincisi, İsrail'deki Soreq Mağarası'ndaki dikitin  $^{230}\text{Th}$  tarihlemeli  $\delta^{18}\text{O}$  kayıdır (Bar-Matthews vd., 1997; Ayalon vd., 2002). Bu mağara sedimanı kaydı, Sondan Bir Önceki Buzul Dönemi'nde ‰ -3 civarında seyreden  $\delta^{18}\text{O}$  değerlerinin OİD 6.5'in zamanlamasına oldukça yakın bir zaman aralığında, 181-177 bin yıl önce ‰ -6 gibi daha ağır değerlere eriştiğini göstermektedir (Şekil 9a). İkincisi ise, İtalya'daki Argentarola Mağarası'ndaki dikitin  $^{230}\text{Th}$  tarihlemeli  $\delta^{18}\text{O}$  kayıdır (Bard vd., 2002). Argentarola dikit kaydı, 180-170 bin yıl önce,  $\delta^{18}\text{O}$  oranlarının ‰ 2-3 oranında daha negatif değerler gösterdiğine işaret etmektedir (Şekil 9a). Tüm bu gözlemler, Akdeniz havzasında OİD 6.5 sırasında yaşanan plüvyal (serin-nemli) koşullara işaret etmektedir.

Orta kuşakta OİD 6.5 sırasında yaşanan iklimsel değişimlerin izleri, uzun polen kayıtlarında da görülmektedir. Yunanistan'ın kuzeydoğusundaki Tenaghi Philippon lokasyonundan elde edilen derin sedimant sondajının polen analizi, OİD 6.5 sırasında (~172 bin yıl) ağaçsıl (arboreal) polen türlerinde %25 oranında bir artışın yaşandığını ortaya koymaktadır (Tzedakis vd., 2003). *Pinus* (çam)

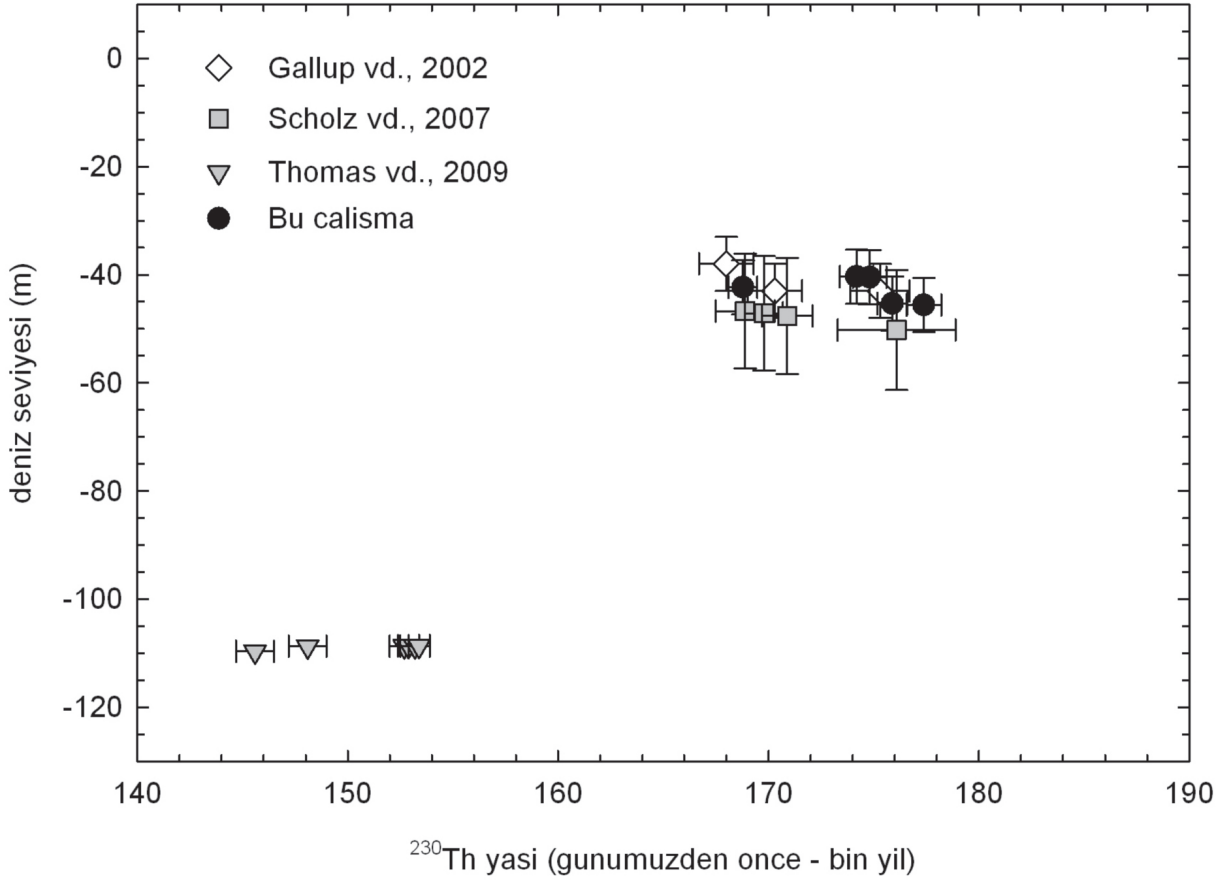
türlerinin hakim olduğu bu artış içerisinde ılıman ağaçsıl türler daha nadir olarak bulunmaktadır ve bu, OİD 6.5 sırasında orta kuşakta serin ve nemli bir iklimin geliştiğini gösteren oldukça önemli bir diğer kanıtı meydana getirmektedir.

OİD 6.5 sırasında iklim sisteminde yaşanan dalgalanmanın kanıtları, tropikal bölge ve orta enlem bölgelerinden ayrı olarak Kuzey Yarımküre'nin yüksek enlemlerinde de tespit edilmiştir. Sibirya'nın Arktik bölgesindeki yükselmiş bir dizi denizel depo, Sondan Bir Önceki Buzul Dönemi'nde yaşanan iklimsel dalgalanmaya işaret etmektedir. Denizel depolar içerisindeki mollusklerin ESR (electron spin resonance) metoduyla analizi, yükselmiş denizel birimlerden birinin OİD 6.5'in zamanlamasıyla uyumlu olarak ~172 bin yıl önce oluştuğunu ortaya koymaktadır (Molodkov ve Bolikhovskaya, 2009). Yükselmiş denizel depolar ile aynı bölgeden elde edilen polen kayıtlarının karşılaştırması, buzul döneminde fakir bir vejetasyon örtüsüne sahip; hatta buzullaşma nedeniyle bitki örtüsünden mahrum olan bölgelerde (Sibirya'nın Arktik kısımları), OİD 6.5 sırasında, çam türü yoğunluklu periglasyal orman örtülerinin geliştiğine işaret etmektedir (Molodkov ve Bolikhovskaya, 2009). Bu, OİD 6.5 sırasında gözlenen iklimsel dalgalanmanın sınırının alçak ve orta enlemlerle sınırlı olmadığını göstermesi bakımından dikkat çekicidir.

Kuzey Atlas Okyanusu'nda ~40°K enlemine kadar olan alandaki denizel sedimanlar içerisinde belirli dönemlerde tespit edilen detritik madde yoğunluğundaki artış, Kuzey Yarımküre'deki büyük buzul örtülerinden kopan büyük parçalarının okyanus boyunca güney enlemlere sürüklenerek taşıdıkları kırıntılı ve kaba taneli sedimanların deniz tabanında birikmesinin bir sonucudur. IRD (ice rafted debris) olarak bilinen ve genellikle denizel çamurlar arasındaki

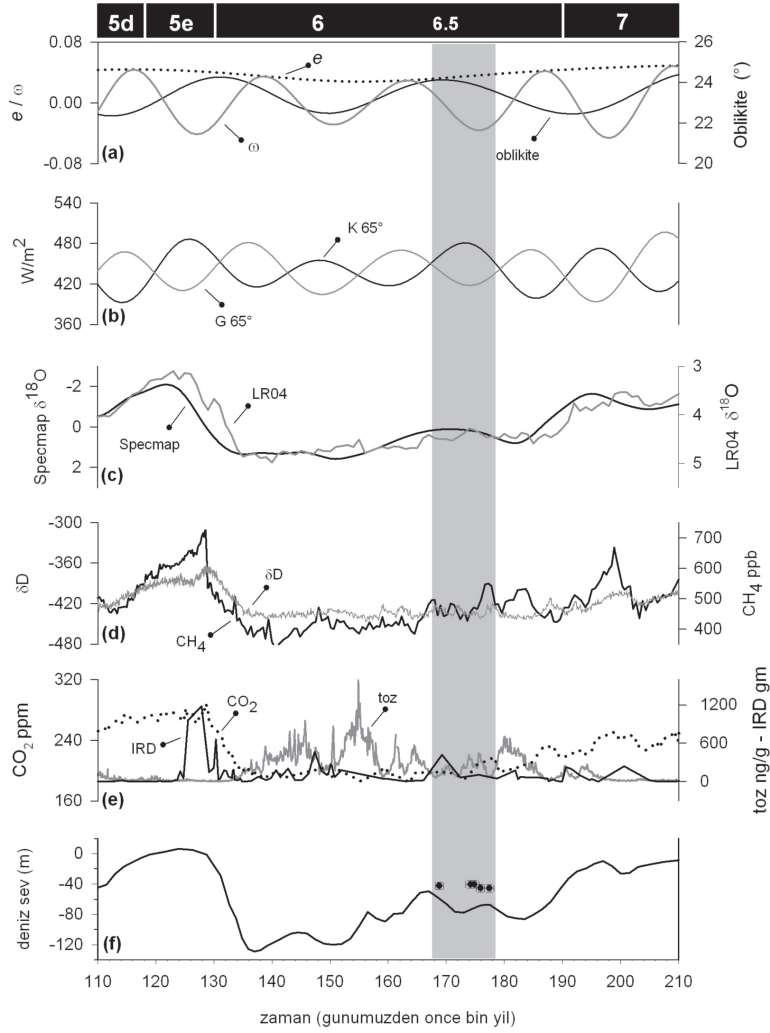
detritik madde yoğunluğuyla karakterize olan bu kırıntılı sedimanlar, buzul erimelerinin ve/veya çökmelerinin bir göstergesidir. Kuzey Atlantik'deki ODP 980 lokasyonundaki derin deniz sondajının IRD kaydı, detritik madde

birikiminin OİD 6.5 sırasında zirve yaptığına işaret etmektedir (Şekil 8e; McManus vd., 1999). Kuşkusuz bu kayıt, OİD 6.5 sırasında buzul erimelerine bağlı olarak meydana gelen yüksek deniz seviyesinin bir kanıtını teşkil etmektedir.



**Şekil 7.** Sondan Bir Önceki Buzul Dönemi sırasındaki deniz seviyesi değişimi. Deniz seviyesi değişimlerinin mercan resifi kayıtları, OİD 6.5 sırasında, 177-168 bin yıl önce deniz seviyesinin -40/-50 metrelerde bir yüksek seviye oluşturduğunu göstermektedir. OİD 6.5 sırasındaki deniz seviyesinin rekonstrüksiyonunda Barbados'tan elde edilen güvenilir numuneler kullanılmıştır.

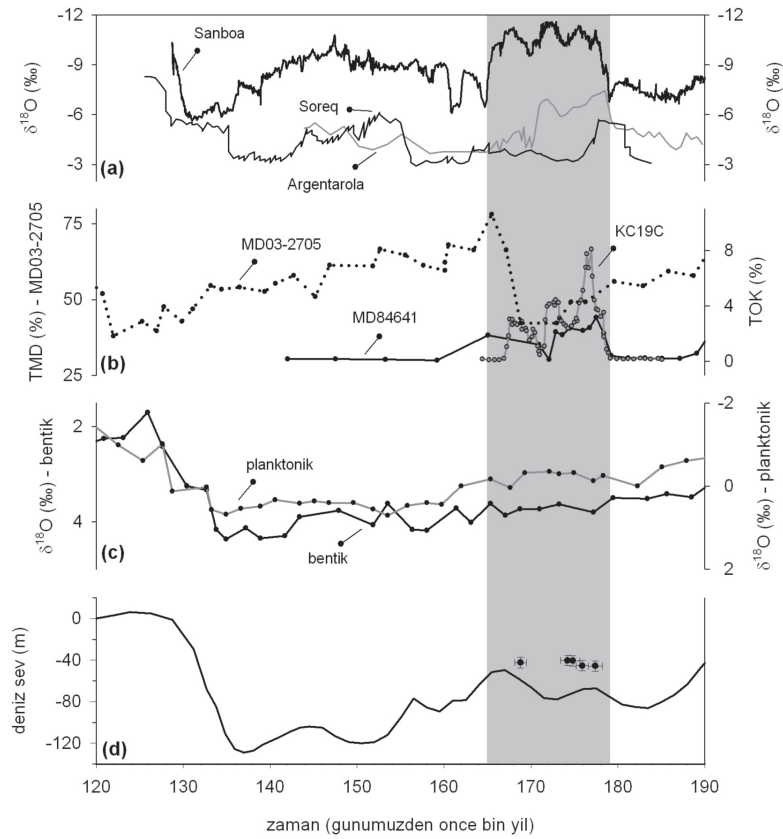
**Figure 7.** Sea-level change during the Penultimate Glacial Period. Coral records of sea-level change suggest that sea-level constituted a high sea-stand between 40 to 50 m below present sea-level during the MIS 6.5, between 177-168 ka BP. In the sea-level reconstruction only reliable coral samples used from Barbados.



**Şekil 8.**

Sondan Bir Önceki Buzul Dönemi sırasındaki iklim sisteminin dolaylı kayıtları. Gri gölgeli kısım ÖİD 6.5 alt dönemini göstermektedir. (a) Yörünge parametreleri (Berger ve Loutre, 1991).  $e$ - eksantrisite,  $\omega$ - presesyon. (b)  $65^{\circ}\text{K}$  ve  $65^{\circ}\text{G}$  paralellerine ait insolasyon eğrileri (Berger ve Loutre, 1991). (c) Derin deniz sedimanlarının  $\delta^{18}\text{O}$  profilleri. SPECMAP eğrisi (Imbrie vd., 1984), LR04 eğrisi (Lisiecki ve Raymo, 2005). (d) Antarktika'daki EPICA DC karotundan elde edilen  $\delta\text{D}$  ve  $\text{CH}_4$  profilleri (Jouzel vd., 2007). (e) Antarktika'daki EPICA DC karotundan elde edilen  $\text{CO}_2$  ve toz konsantrasyonu profilleri (Jouzel vd., 2007) ile Kuzey Atlantik'teki ODP 980 sondajından elde edilen IRD profili (McManus vd., 1999). (f) Küresel deniz seviyesi eğrisi (Waelbroeck vd., 2002). ÖİD 6.5 sırasındaki deniz seviyesinin pozisyonunu gösteren noktasal veriler, bu çalışmada analiz edilen güvenilir mercan örnekleridir.

**Figure 8.** Proxy records of the climate during the Penultimate Glacial Period. Gray shaded area shows sequence of events during MIS 6.5. (a) orbital parameters (Berger and Loutre, 1991).  $e$ - eccentricity,  $\omega$ - precession. (b)  $65^{\circ}\text{N}$  ve  $65^{\circ}\text{S}$  insolation curves (Berger and Loutre, 1991). (c)  $\delta^{18}\text{O}$  profiles of deep-sea sediments. SPECMAP curve from Imbrie et al., 1984; LR04 curve from Lisiecki and Raymo, 2005. (d)  $\delta\text{D}$  and  $\text{CH}_4$  profiles derived from Antarctic EPICA DC ice core (Jouzel et al., 2007). (e)  $\text{CO}_2$  and dust profiles derived from Antarctic EPICA DC ice core (Jouzel et al., 2007). IRD record from North Atlantic ODP 980 core (McManus et al., 1999). (f) Global sea-level curve (Waelbroeck et al., 2002). Black squares showing the sea-level during the MIS 6.5 are from reliable coral samples analyzed in this study.



**Şekil 9.** OİD 6.5 sırasındaki iklimsel dalgalanmayı gösteren karasal ve denizel kayıtlar. (a) Speleothem  $\delta^{18}O$  eğrileri. Çin'deki Sanbao Mağarası (Kelly vd., 2006), İtalya'daki Argentarola Mağarası (Bard vd., 2002) ve İsrail'deki Soreq Mağarası'ndan (Ayalon vd., 2002) elde edilen speleothem  $\delta^{18}O$  eğrileri, OİD 6.5 sırasında nemli koşulların yaşandığına işaret etmektedir. (b) Ekvatorial Atlantik'teki MD03-2705 karotu, OİD 6.5 sırasında, kıta Afrika'sından okyanusa taşınan terijen madde oranındaki (TMD=terijen madde değişimi) düşüşü göstermektedir (Tisserand vd., 2009). Doğu Akdeniz'deki KC19C ve MD84641 sondajları, OİD 6.5 sırasında Doğu Akdeniz'de toplam organik karbon (TOK) oranındaki artışı ve buna bağlı olarak oluşan sapropel tabakasını göstermektedir (Kallel vd., 2000). (c) Ekvatorial Atlantik'teki MD03-2705 karotundan elde edilen benthik ve planktonik  $\delta^{18}O$  değerleri arasındaki fark, OİD 6.5 sırasında söz konusu bölgedeki deniz yüzeyi sıcaklıklarının  $2.4^{\circ}C$  arttığına işaret etmektedir (Tisserand vd., 2009). (d) Küresel deniz seviyesi eğrisi (Waelbroeck vd., 2002). OİD 6.5 sırasındaki deniz seviyesinin pozisyonunu gösteren noktasal veriler, bu çalışmada analiz edilen güvenilir mercan örnekleridir.

**Figure 9.** Terrestrial and marine proxies showing the climatic fluctuation during the MIS 6.5. (a) Speleothem  $\delta^{18}O$  records from Sanbao Cave in China (Kelly et al., 2006), Argentarola Cave in Italy (Bard et al., 2002) and Soreq Cave in Israel (Ayalon et al., 2002) show prevailing wet conditions during the MIS 6.5. (b) MD03-2705 core from equatorial Atlantic show decrease in the ratio of terrigenous materials carried from continental Africa (Tisserand et al., 2009). KC19C and MD84641 cores from Eastern Mediterranean point out the occurrence of sapropel formation during the MIS 6.5 in the Eastern Mediterranean characterized by increase in total organic carbon in the deep sea sediments (Kallel et al., 2000). (c) Difference between benthic and planktonic  $\delta^{18}O$  profiles in the MD03-2705 core from equatorial Atlantic indicates  $2.4^{\circ}C$  increase in SSTs during MIS 6.5 (Tisserand et al., 2009). (d) Global sea-level curve (Waelbroeck et al., 2002). Black squares showing the sea-level during the MIS 6.5 are from reliable coral samples analyzed in this study.

## SONUÇ

Son Buzul Dönemi'yle karşılaştırıldığında Sondan Bir Önceki Buzul Dönemi'ne ait iklimsel kayıtlar oldukça parçalı ve düşük çözünürlüklü olsa da, OİD 6.5 sırasında yaşanan kısa süreli iklimsel değişimlerin kanıtları, Sondan Bir Önceki Buzul Dönemi'nin de iklimsel kararsızlık dönemleriyle karakterize olduğunu ortaya koymaktadır.

OİD 6.5 sırasında meydana gelen iklimsel dalgalanmanın kayıtları, bu dönem sırasında hem küresel ve hem de bölgesel ölçekte birbiriyle ilişkili ve uyumlu bir dizi değişimin meydana geldiğini göstermektedir. Paleoiklimsel kayıtların ortaya koyduğu gözlemler, bu alt dönem sırasında küresel buzul hacimlerinde ve atmosfer sirkülasyonunun şiddetindeki azalmaya, deniz suyu sıcaklıklarında ve sera gazı konsantrasyonunda ise artışa işaret etmektedir (Şekil 8c-e). Bölgesel kayıtlar ise, tropik ve subtropik bölgede muson etkinliğinin arttığını ortaya koyarken, orta kuşakta plüvyal koşulların hakim olduğunu ve yüksek enlem bölgelerinde ısınmaya bağlı periglasyal ormanların geliştiğini göstermektedir (Şekil 9a).

Deniz seviyesi değişimlerinin mercan resifi kayıtları, OİD 6.5 sırasında, 177-168 bin yıl arasında deniz seviyesinin -40/-50 metrelere yükselerek buzul dönemi içerisinde bir yüksek seviye meydana getirdiğini göstermektedir (Şekil 7). Derin deniz sedimanlarının  $\delta^{18}\text{O}$  değerlerinin bu dönem sırasında hafiflemesi (Şekil 8c) ve de Kuzey Atlas Okyanusu havzasında IRD birikimlerinin zirve yapması (Şekil 8e; McManus vd., 1999), OİD 6.5 sırasında özellikle Kuzey Yarımküre buzul örtülerinin çökmesine ve buna bağlı bir deniz seviyesi yükselimine işaret etmekte; deniz seviyesi yükselimine ait bu çalışmada ortaya konan kanıtları desteklemektedir.

OİD 6.5 sırasında meydana gelen olaylar ve olayların sıralaması, 186 bin yıl önce artmaya

başlayan ve 173 bin yıl önce zirve yapan  $65^\circ\text{K}$  insolasyonun (Şekil 8b; Berger ve Loutre, 1991) bu alt dönem sırasında yaşanan değişimlerin tetikleyicisi ve ana kontrol edici faktörü olduğunu göstermektedir. Kuzey Yarımküre'de artan güneş radyasyonuna bağlı olarak meydana gelen olaylar, buzul dönemi karakteristiğini bozarak OİD 6.5 sırasında coğrafi bölgelere göre değişen farklı iklimsel koşullarının yaşanmasını sağlamıştır. OİD 6.5 sırasındaki minimum presesyon ve maksimum oblikite değerleri ise (Şekil 8a; Berger ve Loutre, 1991), muhtemelen, tropik bölgede gözlenen muson etkinliğindeki artışı ve de yüksek enlemlerdeki ısınmayı sağlayan ana yörünge parametreleri olarak öne çıkmaktadır (Tuender vd., 2003).

Deniz seviyesinin buzularası dönemlerde günümüzdeki seviyesinde (Bekaroğlu, 2011), OİD 5 sırasındaki interstadyal dönemlerde -20 metrelerde (Potter vd., 2004), buzul dönemi maksimumlarında ise  $\geq -120$  metrelerde (Fairbanks, 1989; Yokoyama vd., 2000) seyrettiği göz önüne alındığında, ~177-168 bin yılları arasında deniz seviyesinin -40/-50 metrelerde bir yüksek seviye oluşturması, iklim değişimlerinin diğer doğal arşivlerinin bu dönemdeki değişkenliklerinin büyüklüğü de dikkate alındığında, Sondan Bir Önceki Buzul Dönemi içerisindeki ayırt edici bir alt dönem olan OİD 6.5'in bir yarı-interstadyal karakterinde olduğunu ortaya koymaktadır.

## EXTENDED SUMMARY

*The timing, magnitude and the duration of the orbital scale climate changes during the Quaternary have been one of the major interests since the earlier developments in ocean and sea level studies, which confirmed that variations in the solar insolation (caused by changes in the Earth's orbital parameters) received at  $65^\circ\text{N}$*



*latitude control the climate cycles (Milanković, 1998). The idea of orbital forcing of climate change further reinforced by growing body of evidences which mainly come from  $\delta^{18}\text{O}$  analyses of deep sea sediments, ice cores in Greenland and Antarctica, and the radiometric dating of coral reef terraces (Hays et al., 1976; Imbrie et al., 1984; Dansgaard et al., 1993; Petit et al., 1999; Mesolella et al., 1969). Coral records of sea level change as being good recorders of change in ice volume, are particularly important among them because periodic exchange of mass between ice sheets and oceans causes eustatic sea level changes, glacial periods being times of sea level lowstands and interglacial periods being times of sea level highstands (Lambeck and Chappell, 2001). Moreover, high resolution U/Th dating of coral reef terraces (Edwards et al., 1987a) provides absolute but discontinuous records for the timing, duration and the stability of the climate cycles.*

*Coral records of sea-level change during the Penultimate Glacial (MIS 6) are very scarce and rare. Reefs formed during this period are exposed on land along the Clermont Nose transect on the island of Barbados which is the only location worldwide where MIS 6.5 corals have been found (Scholz vd., 2007). Both in previous studies (Gallup vd., 2002; Scholz vd., 2007) and in this study, corals from this transect have been radiometrically dated and results show that sea-level constituted a high stand during this substage. In relation to causes and timing of the pronounced sea-level high stand during the Penultimate Glacial, this paper has two aims. First is to find out timing and magnitude of the sea-level fluctuation during this climatic instability and second is to determine causes of this climatic instability that can be either forced by orbital scale changes or by*

*resulted from internal changes within the Earth's climate system.*

*Samples analysed in this study were collected from Clermont Nose traverse, one of the standart traverses located on the southwest leeward coast of Barbados (Figure 2 and 3). This part, known as UWI Section, has the highest uplift rate on the island ( $0.43 \text{ m/ka}^{-1}$ ) compare to other traverses found elsewhere on the west and south coasts, due to the existence of an anticline structure (Taylor and Mann, 1991). A distinct advantage in the study of reefs in this rapidly uplifting traverse is that successive reef communities, formed in step with rising sea level, can be observed on land when they are exposed as those of the reef crest. Here, careful examination of the deposits within the MIS 6.5 reef units is possible due to the artificial erosional windows opened along the Gordon Cummins Highway below the University of West Indies. Coral species within the reef units that are well exposed along the highway as roadcuts and surface exposures are composed largely of reef facies, which displays a faunal zonation consisting of mixed head coral zone, *A. cervicornis* zone, *A. palmata* zone and backreef zone at the rear (Figure 4; Mesolella, 1967). Corals within the reef units extending from ~30 to 35 m above present sea level (apsl) along the highway mainly belong to reef crest species *A. palmata* (Speed and Cheng, 2004) which is frequently used in the sea level reconstructions since it is a shallow water species whose living depth is between 2 to 5 m below the sea level.*

*U-series dating results of the analyzed MIS 6.5 coral samples including previous studies from Clermont Nose traverse are presented in Figure 7. Among previous dating results, Gallup et al. (2002) reported that the sea-level was -40 m between 175-168 ka BP while Scholz et al. (2007)*

determined only four coral samples as reliable and concluded that the sea-level was about -45 m between 176-169 ka BP. In this study, U-series dating of corals from the same outcrop are very compatible with previous findings and show that between 177-168 ka BP sea-level was -40/-45 m (Figure 7).

By taking into account the fact that the sea-level started to fall by the end of the Penultimate Interglacial (MIS 7) and stayed lower than -20 m until the TII (Dutton et al., 2009) and also during the maximum glaciation within the MIS 6 period submerged Tahitian corals show that the sea-level was around -110 m between 153 and 145 ka BP (Thomas et al., 2009), it is possible to constrain sea-level variation during MIS 6 by having three main inferences: First, by the end of the MIS 7, sea-level fell down below -20 m and by ~175 ka BP it constituted a high sea stand at an elevation of -40/-50 m. Second, this sea-level high stand lasted until 168 ka BP and third, after MIS 6.5 high stand, sea-level again fell down to its glacial level and during the maximum glaciation around 153-145 ka, it was 110 m below present sea-level.

Proxy records of climate during pronounced sea-level high stand suggest that this time interval is also characterized by a series of global and regional climatic instabilities (Figure 8 and 9). During MIS 6.5 paleoclimate records ( $\delta^{18}O$  records of deep sea sediments, speleothems, pollen records,  $CO_2$ ,  $CH_4$ ,  $\delta D$ , dust records derived from Antarctic ice cores) show the enhancement of monsoonal activity in tropical regions (Tisserand et al., 2009), occurrence of an organic rich sapropel formation in the Mediterranean due to the halt of the deep water formation (Kallel et al., 2000), prevailing wet climatic conditions (Bard et al., 2002; Ayalon et al., 2002) and the expansion of arboreal vegetation in mid-latitudes (Tzedakis et al., 2003) and decrease in ice-volumes in polar

regions (Figure 8 and 9; McManus et al., 1999; Jouzel et al., 2007).

Sequence of events during the sea-level high stand within the Penultimate Glacial suggest that the main trigger and the forcing factor of climatic fluctuations in this period is the increasing  $65^\circ N$  insolation whose rising limb peaked at around 173 ka BP (Figure 8b; Berger and Loutre, 1991). High insolation values at northern latitudes and related events resulted to interrupt full glacial age climatic characteristics and caused different environmental conditions in different geographical regions and also rising in sea-levels within the glacial period.

## KATKI BELİRTME

Yazar, TÜBİTAK-BİDEB 2214 kodlu yurtdışı araştırma burs programı tarafından desteklenmiştir. Türkiye Jeoloji Bülteni'nin editörü Prof. Dr. Orhan Tatar'a ve makalenin hakemlerinden Dr. Naki Akçar'a eleştiri, öneri ve yardımlarından dolayı çok teşekkür ederim.

## DEĞİNİLEN BELGELER

- Andersen., M.B., Stirling, C. H., Porcelli, D., Halliday, A. H., Andersson, P. S., Baskaran, M., 2007. The tracing of riverine U in Arctic seawater with very precise  $^{234}U/^{238}U$  measurements. Earth and Planetary Science Letters, 259, 171-185.
- Ayalon, A., Bar-Matthews, M., Kaufman, A., 2002. Climatic conditions during the marine oxygen isotope stage 6 in the eastern Mediterranean region from the isotopic composition of speleothems of Soreq Cave, Israel. Geology, 30, 303-306.
- Bar-Matthews, M., Ayalon, A., and Kaufman, A., 1997. Late Quaternary paleoclimate in the Eastern Mediterranean region from stable isotope analysis of speleothems at Soreq Cave, Israel. Quaternary Research, 47, 155-168.
- Bard, E., Hamelin, B., Fairbanks, R. G., 1990. U-Th ages obtained by mass spectrometry in corals from Barbados: sea level during the past 130,000 years. Nature, 346, 456-458.

- Bard, E., Fairbanks, R. G., Hamelin, B., Zindler, A., Hoang, C., T., 1991. Uranium-234 anomalies in corals older than 150,000 years. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55, 2385-2390.
- Bard, E., Delaygue, G., Rostek, F., Antonioli, F., Silenzi, S., Schrag, D.P., 2002. Hydrological conditions over the western Mediterranean basin during the deposition of the cold sapropel 6 (ca. 175 kyr BP). *Earth and Planetary Science Letters*, 202, 481-494.
- Bekaroğlu, E., 2008. Doğu Akdeniz'de Geç Holosen'de yükselmiş kıyı çizgileri üzerine bir değerlendirme. *Coğrafi Bilimler Dergisi*, 6, 1-21.
- Bekaroğlu, E., 2011. Son Interglasyal'deki deniz seviyesi değişimleri, Sage, Ankara.
- Berger, A., 1988. Milankovitch theory and climate. *Reviews of Geophysics*, 26, 624-657.
- Berger, A., Loutre, M.F., 1991. Insolation values for the climate of the last 10 million years. *Quaternary Science Reviews*, 10, 297-317.
- Bond, G., Broecker, W., Johnsen S., McManus, J., Labeyrie, L., Jouzel, J., Bonani, G., 1993. Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice. *Nature*, 365, 143-147.
- Bourdon, B., Turner, S., Henderson, G.M., Lundstrom, C.C., 2003. Introduction to U-series Geochemistry. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 52, 1-21.
- Broecker, W.S., 1994. Massive iceberg discharges as triggers for global climate change. *Nature*, 372, 421-424.
- Broecker, W.S., 2003. Does the trigger for abrupt climate change reside in the ocean or in the atmosphere? *Science*, 300, 1519-1522.
- Broecker, W. S., Thurber, D. L., Goddard, J., Ku, T. L., Matthews, R. K., Mesolella, K. J., 1968. Milankovitch hypothesis supported by precise dating of coral reefs and deep sea sediments. *Science*, 159, 297-300.
- Broecker, W.S., Denton, G.H., 1989. The role of ocean-atmosphere reorganisations in glacial cycles. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53, 2465-2501.
- Chappell, J., 1974. Geology of coral terraces, Huon Peninsula, New Guinea: a study of Quaternary tectonic movements and sea-level changes. *Geological Society of America Bulletin*, 85, 553-570.
- Chen, J.H., Edwards, R.L., Wasserburg, G.J., 1986.  $^{238}\text{U}$ ,  $^{234}\text{U}$  and  $^{232}\text{Th}$  in seawater. *Earth and Planetary Science Letters*, 80, 241-251.
- Chen, J. H., Curran, H. A., White, B., Wasserburg, G. J., 1991. Precise chronology of the Last Interglacial period:  $^{234}\text{U}$ - $^{230}\text{Th}$  data from fossil coral reefs in the Bahamas. *Geological Society of America Bulletin*, 103, 82-97.
- Cross, T.S., Cross, B.W., 1983. U, Sr and Mg in Holocene and Pleistocene corals *A. Palmata* and *M. annularis*. *Journal of Sedimentary Petrology*, 53, 587-594.
- Dansgaard, W., Johnsen, S.J., Clausen, H.B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N.S., Hammer, C.U., Hvidbergi, C.S., Steffensen, J.P., Sveinbjörnsdottir, A.E., Jouzel, J., Bond, G. 1993. Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature*, 364, 218-220.
- Delanghe, D., Bard, E., Hamelin, B., 2002. New TIMS constraints on the uranium-238 and uranium-234 in seawaters from the main ocean basins and the Mediterranean Sea. *Marine Chemistry*, 80, 79-93.
- Dodge, R. E., Fairbanks, R. G., Benninger, L. K., Maurrasse, F., 1983. Pleistocene sea levels from raised coral reefs of Haiti. *Science*, 219, 1423-1425.
- Douville, E., Sallé, E., Frank, N., Eisele, M., Pons-Branchu, E., Ayrault, S., 2010. Rapid and accurate U-Th dating of ancient carbonates using inductively coupled plasma-quadrupole mass spectrometry. *Chemical Geology*, 272, 1-11.
- Dutton, A., Bard, E., Antonioli, F., Esat, T.M., Lambeck, K., 2009. Phasing and amplitude of sea-level and climate change during the penultimate interglacial. *Nature Geoscience*, 2, 355-359.
- Edwards, L.R., Chen, J.H., Wasserburg, G.J., 1987a.  $^{238}\text{U}$ - $^{234}\text{U}$ - $^{230}\text{Th}$ - $^{232}\text{Th}$  systematics and the precise measurement of time over the past 500 000 years. *Earth and Planetary Science Letters*, 81, 175-192.
- Edwards, R. L., Chen, J. H., Ku, T. L., Wasserburg, G. J., 1987b. Precise timing of the Last Interglacial period from mass spectrometric determination of thorium-230 in corals. *Science*, 236, 1547-1553.
- Edwards, R.L., Gallup, C.D., Cheng, H., 2003. Uranium-series dating of marine and lacustrine carbonates. In *Uranium-series Geochemistry* (Eds. B. Bourdon, G.M. Henderson, C.C. Lundstrom, S.P. Turner) Mineralogical Society of America, Washington, DC.
- Esat, T., 1995. Charge collection thermal ion mass spectrometry of thorium. *International Journal of Mass Spectrometry and Ion Processes*, 148, 159-170.
- Esat, T.M., Yokoyama, Y., 2006a. Variability in the uranium isotopic composition of the ocean over glacial-interglacial timescales. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70, 4140-4150.

- Esat, T.M., Yokoyama, Y., 2006b. Growth patterns of the last ice age coral terraces at Huon Peninsula. *Global and Planetary Change*, 54, 216-224.
- Esat, T.M., Yokoyama, Y., 2010. Coupled uranium isotope and sea-level variations in the oceans. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 74, 7008-7020.
- Fairbanks, R. G., 1989. A 17,000-year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. *Nature*, 342, 637-642.
- Gallup, C. D., Edwards, R. L., Johnson, R. G., 1994. The timing of high sea levels over the past 200,000 years. *Science*, 263, 796-800.
- Gallup, C. D., Cheng, H., Taylor, F. W., Edwards, R. L., 2002. Direct determination of the timing of sea during termination II. *Science*, 295, 310-313.
- Hamelin, B., Bard, E., Zindler, A., Fairbanks, R.G., 1991.  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$  mass spectrometry of corals: how accurate is the U-Th age of the last interglacial period? *Earth and Planetary Science Letters*, 106, 169-180.
- Hays, J.D., Imbrie, J., Shackleton, N. J., 1976. Variation in the Earth's orbit: pacemaker of the ice ages. *Science*, 194, 1121-1132.
- Heinrich, H., 1988. Origin and consequences of cyclic ice rafting in the Northeast Atlantic Ocean during the past 130,000 years. *Quaternary Research*, 29, 142-152.
- Henderson, G. M., 2002. Seawater  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$  during the last 800 thousand years. *Earth and Planetary Science Letters*, 199, 97-110.
- Henderson, G.M., Cohen, A.S., O'Nions, R.K., 1993.  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$  ratios and  $^{230}\text{Th}$  ages for Hateruma Atoll corals: implications for coral diagenesis and seawater  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$  ratios. *Earth and Planetary Science Letters*, 115, 65-73.
- Humphrey, J.D., 1997. Geology and hydrogeology of Barbados. *Geology and Hydrogeology of Carbonate Islands. Developments in Sedimentology* 54. Ed: Vacher, H.L., Quinn, T. 381-406.
- Imbrie, J., Hays, J.D., Martinson, D.G., McIntyre, A., Mix, A.C., Morley, J.J., Pisias, N.G., Prell, W.L., Shackleton, N.J., 1984. The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine  $\delta 18\text{O}$  record. In: Berger, A., Imbrie, J., Hays, J., Kukla, G., Saltzman, B. (Eds.), *Milankovitch and Climate*. InD. Reidel Publishing Company, Dordrecht.
- Ivanovich, M., Harmon, R.S., 1992. *Uranium series disequilibrium: Applications to Earth, Marine and Environmental Sciences*. Clarendon Press, Oxford.
- Jouzel, J., Masson-Delmotte, V., Cattani, O., Dreyfus, G., Falourd, S., Hoffmann, G., Minster, B., Nouet, J., Barnola, J.M., Chappellaz, J., Fischer, H., Gallet, J.C., Johnsen, S., Leuenberger, M., Loulergue, L., Luethi, D., Oerter, H., Parrenin, F., Raisbeck, G., Raynaud, D., Schilt, A., Schwander, J., Selmo, E., Souchez, R., Spahni, R., Stauffer, B., Steffensen, J.P., Stenni, B., Stocker, T.F., Tison, J.L., Werner, M., Wolff, E.W., 2007. Orbital and Millennial Antarctic Climate Variability over the Past 800,000 Years. *Science*, 317, 793-797.
- Kallel, N., Duplessy, J-C., Labeyrie, L., Fontugne, M., Paterne, M., Montacer, M., 2000. Mediterranean pluvial periods and sapropel formation over the last 200,000 years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 157, 45-58.
- Kaufman, A., Broecker, W.S., 1965. Comparison of Th-230 and C-14 ages for carbonate materials from lakes Labontan and Bonneville. *Journal of Geophysical Research*, 70, 4039-4054.
- Kelly, M.J., Edwards, R.L., Cheng, H., Yuan, D., Cai, Y., Zhang, M., Lin, Y., An, Z., 2006. High resolution characterization of the Asian Monsoon between 146,000 and 99,000 years BP from Dongge Cave, China and global correlation of events surrounding Termination II. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 236, 20-38.
- Ku, T. L., Knauss, K. G., Mathieu, G. G., 1977. Uranium in open ocean: concentration and isotopic composition. *Deep-Sea Research*, 24, 1005-1017.
- Lambeck, K., Chappell, J., 2001. Sea-level change through the Last Glacial Cycle. *Science*, 292, 679-686.
- Lambeck, K., Esat, T. M., Potter, E. K., 2002. Link between climate and sea levels for the past three million years. *Nature*, 419, 199-206.
- Lisiecki, L.E., Raymo, M.E., 2005. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic  $\delta 18\text{O}$  records. *Paleoceanography*, 20, DOI:10.1029/2004PA001071.
- Malaize, B., Joly, C., Venec-Peyre, M.T., Bassinot, F., Caillon, N., Charlier, K., 2006. Phase lag between Intertropical Convergence Zone migration and subtropical monsoon onset over the northwestern Indian Ocean during marine isotopic substage 6.5 (MIS 6.5). *Geochim. Geophys. Geosyst.*, 7, Q12N08, doi:10.1029/2006GC001353.
- Martin, J.H., 1990. Glacial-interglacial  $\text{CO}_2$  change: the iron hypothesis. *Paleoceanography* 5, 1-13.
- Martinson, D. G., Pisias, N. G., Hays, J. D., Imbrie, J., Moore, T. C., Shackleton, N. J., 1987. Age dating and the orbital theory of the ice ages: development of a high-resolution 0 to

- 300,000-year chronostratigraphy, *Quaternary Research*, 27, 1-29.
- McManus, J.F., Oppo, D.W., Cullen, J.L., 1999. A 0.5-Million-year record of millennial-scale climate variability in the north Atlantic. *Science*, 283, 971-975.
- Mesolella, K.J., 1967. Zonation of uplifted Pleistocene coral reef in Barbados, West Indies. *Science*, 156, 638-640.
- Mesolella, K. J., Matthews, R. K., Broecker, W. S., Thurber, D. L., 1969. The astronomical theory of climatic changes: Barbados data. *Journal of Geology*, 77, 250-274.
- Mesolella, K.J., Sealy, H.A., Matthews, R.K., 1970. Facies geometries within Pleistocene reefs of Barbados, West Indies. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 54, 1899-1917.
- Milanković, M., 1998. Canon of insolation and the ice-age problem. *Zavod za udzbenike i nastavna sredstva, Beograd*. 619 pp.
- Molodkov, A., Bolikhovskaya, N. 2009. Climate change dynamics in Northern Eurasia over the last 200 ka: Evidence from mollusc-based ESR-chronostratigraphy and vegetation successions of the loess-palaeosol records. *Quaternary International*, 201, 67-76.
- NGRIP members., 2004. High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period. *Nature*, 431, 147-151.
- Pachur, H.J., Kropelin, S., 1987. Wadi Howar: paleoclimatic evidence from an extinct river system in the South-Eastern Sahara. *Science*, 237, 289-300.
- Petit, J.R., Jouzel, J., Raynaud, D., Barkov, N.I., Barnola, J.M., Basile, I., Bender, M., Chappellaz, J., Davis, M., Delaygue, G., Delmotte, M., Kotlyakov, V.M., Legrand, M., Lipenkov, V.Y., Lorius, C., Pepin, L., Ritz, C., Saltzman, E., Stievenard, M., 1999. Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature*, 399, 429-436.
- Pisias, N.G., Martinson, D.G., Moore, J.r.T.C., Shackleton, N.J., Prell, W., Hays, J., Boden, G., 1984. High resolution stratigraphic correlation of benthic oxygen isotopic records spanning the last 300.000 years. *Marine Geology*, 56, 119-136.
- Potter, E. K., Esat, T. M., Schellmann, G., Radtke, U., Lambeck, K., McCulloch, M. T., 2004.
- Suborbital-period sea-level oscillations during marine isotope substages 5a and 5c. *Earth and Planetary Science Letters*, 225, 191-204.
- Robinson, L. F., Belshaw, N. S., Henderson, G.M., 2004. U and Th concentrations and isotope ratios in modern carbonates and waters from Bahamas. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 68, 1777-1789.
- Ruddiman, W.F., 2006. Orbital changes and climate. *Quaternary Science Reviews* 25, 3092-3112.
- Schellmann, G., Radtke, U., 2004. A revised morpho- and chronostratigraphy of the Late and Middle Pleistocene coral reef terraces on Southern Barbados (West Indies). *Earth-Science Reviews*, 64, 157-187.
- Scholz, D., Mangini, A., 2007. How precise are U-series coral ages? *Geochimica Cosmochimica Acta*, 71, 1935-1948.
- Scholz, D., Mangini, A., Meischner, D., 2007. U-redistribution in fossil reef corals from Barbados, West Indies, and sea-level Reconstruction for MIS 6.5. *The Climate of the Past Interglacials, Developments in Quaternary Science*, 7, 119-139.
- Scholz, D., Hoffmann, D.L., 2008. <sup>230</sup>Th/U-dating of fossil corals and speleothems. *Quaternary Science Journal*, 57, 52-77.
- Speed, R.C., Cheng, H., 2004. Evolution of marine terraces and sea level in the last interglacial, Cave Hill, Barbados. *Geological Society of America Bulletin*, 116, 219-232.
- Stirling, C.H., Esat, T.M., McCulloch, M.T., Lambeck, K., 1995. High-precision U-series dating of corals from Western Australia and implications for the timing and duration of the Last Interglacial. *Earth and Planetary Science Letters*, 135, 115-130.
- Stirling, C.H., Esat, T.M., Lambeck, K., McCulloch, M.T., 1998. Timing and duration of the Last Interglacial: evidence for a restricted interval of widespread coral reef growth. *Earth and Planetary Science Letters*, 160, 745-762.
- Stirling, C.H., Andersen, M.B., 2009. Uranium-series dating of fossil coral reefs: Extending the sea-level record beyond the last glacial cycle. *Earth and Planetary Science Letters*, 284, 269-283.
- Taylor, F.W., Mann, P., 1991. Late Quaternary folding of coral reef terraces, Barbados. *Geology* 19, 103-106.
- Thomas, A.L., Henderson, G.M., Deschamps, P., Yokoyama, Y., Mason, A.J., Bard, E., Hamelin, B., Durand, N., Camoin, G., 2009. Penultimate deglacial sea-level timing from uranium/thorium dating of tahitian corals. *Science*, 324, 1186-1189.
- Tisserand, A., Malaize, B., Jullien, E., Zaragosi, S., Chalier, K., Grousset, F., 2009. African monsoon enhancement during the penultimate glacial period (MIS 6.5 ~170 ka) and its atmospheric impact. *Paleoceanography*, 24, PA2220.
- Tuenter, E., Weber, S.L., Hilgen, F.J., Lourens, L.J., 2003. The response of the African summer monsoon to remote and

- local forcing due to precession and obliquity. *Global and Planetary Change*, 36, 219 – 235.
- Tzedakis, P.C., McManus, J.F., Hooghiemstra, H., Oppo, D.W., Wilmstra, T.A., 2003. Comparison of changes in vegetation in northeast Greece with records of climate variability on orbital and suborbital frequencies over the last 450.000 years. *Earth and Planetary Science Letters*, 212, 197-212.
- Waelbroeck, C., Labeyrie, L., Michel, E., Duplessy, J. C., McManus, J. F., Lambeck, K., Balbon, E., Labracherie, M., 2002. Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records. *Quaternary Science Reviews*, 21, 295-305.
- Winograd, I.J., Landwehr, J.M., Ludwig, K.R., Copen, T.B., Riggs, A.C., 1997. Duration and structure of the past four interglaciations. *Quaternary Research*, 48, 141-154.
- Yokoyama, Y., Esat, T. M., Lambeck, K., 2001. Coupled climate and sea level changes deduced from Huon Peninsula coral terraces of the last ice age. *Earth and Planetary Science Letters*, 193, 579-587.
- Yokoyama, Y., Lambeck, K., Deckker, P. D., Johnston, P., Fifield, L. K., 2000. Timing of the Last Glacial Maximum from observed sea-level minima. *Nature*, 406, 713-716.
- 
- Makale Geliş Tarihi** : 8 Ocak 2012  
**Kabul Tarihi** : 26 Mart 2013
- Received* : 8 January 2012  
*Accepted* : 26 March 2013