

Pergamon PH: S0277-3791(96)00028-S

**PALAEOLITHIC LANDSCAPES OF EUROPE AND ENVIRONS,
150.000-25.000 YEARS AGO: AN OVERVIEW**

T.H.VAN ANDEL, and P.C. TZEDAKIS,
Godwin Institute of Quaternary Research and Department of Earth Sciences, University of
Cambridge, Downing Street, Cambridge CB2 3EQ, U.K.
Godwin Institute of Quaternary Research and Department of Earth Sciences, University of
Cambridge, Downing Street, Cambridge CB2 3EQ, U.K.

(Quaternary Science Reviews, Vol.15, pp.481-500, Copyright 1996 Elsevier Science Ltd.
Printed in Great Britain'dan çeviri yapılmıştır.)

(Quaternary Science Reviews'a makale çevirisinin yayınlaması için vermiş olduğu
onaydan ötürü teşekkür ederiz.)

**BİR GENEL BAKIŞ: GÜNÜMÜZDEN 150.000 İLE
25.000 YILLAR ÖNCESİNDE PALEOLİTİK DÖNEME
DE KARŞILIK GELEN ZAMAN ARALIĞINDA
AVRUPA COĞRAFYASININ MANZARASI**

*Çeviren: M. Kaya UYSAL**

Özet

Neandertallerin ve günümüz insanının ilk atalarının evrimi ve göçleriyle ilgili değerlendirmelerde, yaşadıkları ortam çoğunlukla, son buzul çağında, buzulların ilerlemesinin en zirve değerinde, ortamda mevcut zor yaşam şartlarıyla resmedilir. Bu anlayış yanlıştır. Çünkü buzul çağının bu zirve değeri, Geç Pleistosen'de ancak çok kısa süren bir zaman aralığında ortamı etkilemiştir. Çalışmamızda, Avrupa fiziki coğrafyasının günümüzden 150.000–25.000 yıllar öncesi zaman aralığındaki tarihini incelemekteyiz. Bu araştırmada, buzulların yanında, denizel ve karasal tortullarda yapılan derin sondajlardan elde edilen buzul ve tortul malzemelere uygulanan ölçümlerden yararlanılmıştır. Ölçüm sonuçlarının ortaya çıkardığı, birbirini takip eden buzul ve buzul arası çağların ortaya koyduğu Avrupa Coğrafyası manzarası 4 ayrı haritada gösterilmektedir. Söz konusu zaman aralığındaki Avrupa Coğrafyasını gösteren bu haritalar, özellikle Paleolitik dönemin kritik bir safhasına karşılık gelen,

* Dr. Uzman, Ankara Üniversitesi Avrupa Toplulukları Araştırma ve Uygulama Merkezi

günümüzden 60.000- 25.000 yıllar öncesi zaman aralığının büyük kısmında, genelde düşünülenin aksine, buzulların ortamdaki egemenliğinin daha zayıf olduğunu göstermektedir. Ancak, birkaç bin yıllık süreçler halinde gelişen iklimsel değişiklikler saptanmıştır ki bu değişiklikler, belirgin biçimde insanın ve yaşadığı coğrafyanın bir arada evrimleşmesini güvenilir bir yaşlandırma ile yerine oturtmaktadır. Bundan da öte, söz konusu süre boyunca, buzulların etkili olduğu zaman aralıklarında, süreleri bir yüzyıldan birkaç bin yıla kadar değişen sürelerde devam etmiş ve ortamı etkileyen ani iklim değişiklikleri de saptanmıştır. Bu ani iklim değişimlerinin, ortama ve insan faaliyetlerine etkisini anlayabilmek için daha çok araştırma yapılması gerekmektedir.

Giriş

CLIMAP Projesi çalışanlarının, buzul dünyasının ilk nicel küresel iklim haritasını yapmalarından bu yana geçen 20 yılda (1976, 1981) daha pek çok yeni bilgiye ulaşıldı. Ancak son buzul çağının en üst sınırı ve sonrasında gelişerek günümüzde de devam eden buzul arası çağ üzerine bilgi eksikliğimiz halen devam ediyor. Bu büyük bir sorun. Çünkü gerçekleşen en son buzul-buzul arası-buzul çağlara geçişleri, günümüz insanının, yani bizlerin ortaya çıkışına, evrimine ve küresel dağılımına sahne oldu ve olmaya da devam ediyor. Yani, atalarımızın dünyaya yayılmasına, bununla aynı zaman süreci içerisinde de Neandertallerin ortadan kalkışlarına. Ortamların devamlı değişim üzerine kurulu düzenleri, çalışmalar nasıl yapılırsa yapılsın, insanlık tarihinin bu çok kritik ve kendiliğinden başlayarak biten kısmının ana oluşum unsurudur.

Bu araştırma, son buzul çağının en üst buzullaşma seviyesi öncesinde, Orta Paleolitik Avrupası'nın arkeolojik çalışmalara uygun manzaralarını ortaya koymak üzere kullanacağımız mevcut bilginin ne derece yeterli olduğunu değerlendirmek niyetiyle yapılmıştır. Makalede, araştırmanın ele almış tarzı sunulmaktadır. Orta Paleolitik'in bir kısmına ait uygulamalı çalışmalar ise devam etmektedir.

Paleolitik manzaranın canlandırılışıyla ilgili dayanakları oluşturan, ortamdaki elde edilmiş veri tabanı hala çok zayıf. İklimsel sınımlarla ilgili olarak yakın tarihte bulunan, kuvvetli olmakla birlikte az sayıdaki kanıtlar, en cesur sentezi yapacak çalışmacıyı bile kabul etmede duraksatmaktadır. Bu nedenle, son buzullaşmanın üst seviyesi ve takip eden buzul arası çağ dışında, farklı yöntemler kullanmakla birlikte, araştırma alanı bütün kuzey yarımküreyi kapsayan iki büyük sentez çalışma vardır. Bunlar: (Frenzel et.al., 1992) tarafından yapılmış son buzul arası çağdan (Eemian) Holosen'e kadar geçen zamandaki iklim ve bitki örtüsü haritaları grubu, diğeri de (Harrison et.al, 1995) tarafından yapılan iki modellenmiş son buzul arası çağın bitki örtüsünün yeniden yapılandırılması çalışmalarıdır.

Çalışmamızın ilk aşamasında modellemeden kaçındık ve beraberinde ciddi denetim sorunları getiren çok sayıda yerel bilginin derlenmesi yerine, uzun kayıtları küçük gruplar halinde düzenledik. Bu grupları daha sonra Üst Pleistosen stratigrafik birimleriyle birlikte ele aldık. Böylece çalışmamız basitleştirilerek kronolojiden ve denetimden doğabilecek sorunlar giderildiği gibi, kullanılan

malzemenin bir kısmının elenmesi sorunu ortadan kalktı. Ayrıca çalışmamızı geniş kapsamlı diğer bazı değişkenlerle de sınırladık. Bunlar, buz ve buzul örtüleri, deniz seviyesi ve buzun içinde hapsedilmiş iklim ve bitki örtüsüne ait bilgi veren malzeme, denizel tortul ve karasal polen sondajlarıdır.

Görüşlerimizin pek çok yönden itirazlara açık olduğunun bilincindeyiz. Fakat zamansal ve mekânsal boyutlarda, elde edilebilmiş en sınırlı bilgiler bile göz ardı edilmemelidir. Bu çalışmamızda ortaya koyduğumuz varsayımımızın, daha gelişmiş çalışmalara öncülük edeceğini ummaktayız. Yapmakta olduğumuz çalışma bir anlamda Tarih Bilimi. Frodeman'ın (1995) söylediği gibi, toplanan bilgilerin yetersizliği, geçmiş çalışmalarda elde edilmiş tecrübe ve görüşlerle bütünleştirilerek yapılacak yeni çalışmalar için itici bir güç oluşturur ve birbirini takip eden çalışmalarla, konu üzerine sahip olduğumuz bilgi dağarcığı ve anlayışımız giderek gelişir ki, bu da adeta dairesel bir hareket gibi bizi konu üzerine yeni çalışmalar yapmaya yöneltir. İşte, biz de, çalışmamıza başlarken bu anlayış içerisindeydik. Ümit ediyoruz ki, geleceği olduğuna inanmakla birlikte, destekleri henüz yeterli olmayan, dünyanın geçmişleriyle de ilgili bu çalışmamız, insanlık tarihi için de önemli, son buzul-buzul arası iklim değişimi üzerine bilgi arayışımızı hızlandıracak ve gelecekte daha tutarlı çalışmaların yapılmasında yardımcı olacaktır.

Çalışmanın Dayanakları

Pleistosen stratigrafisi, diğer bölgelerle denetirmeleri yapıldığında güvenilirliği çok zayıf, hatta aykırı görüntüler verebilen, birbirini tutmayabilen bol miktarda yerel ve bölgesel ölçekte yapılmış çalışmalarla doludur. Çalışmamızda, temel zaman ölçüsü olarak, SPECMAP eğrisi benimsenmiştir (Imbrie et al., 1984). Bu eğri, dünyamızın yörünge geometrisindeki dönemsel değişimlere uygun seyir izleyen oksijen izotopu değişimlerinin incelenmesinin ortaya çıkardığı stratigrafi çalışması ürünüdür. Altıya üç olarak gelişen oksijen izotop safhaları (Oxygen Isotope Stages-OIS), Kuzey Avrupa'nın Saalian Buzul-Eemien Buzul Arası-Würmian Buzul çağları geçişini incelemek üzere yapılan çalışmalardan elde edilmiş sonuçlardan oluşmaktadır (Şekil 1'e bakınız). Şekil 1'e bakıldığında, her bir buzul ve buzul arası çağın, küresel iklimde, çoğunlukla birkaç bin yıllık zaman aralıklarında tekrarlayacak şekilde, oksijen izotopu safhalarında büyük ölçüde değişikliklere neden olduğu görülür ki, bu kadar sık meydana gelen değişiklikler kaçınılmaz olarak insan faaliyetlerini de etkileyecektir. Ortamdaki bu büyük değişiklikleri gösteren çalışmaların Paleolitik araştırmalarda kullanılabilmesi için, iklimde en azından $\pm 2000-3000$ yılda bir ortaya çıkan değişim ve gelişimleri gösterebilecek duyarlılıkta kronolojik uyumları sağlaması gerekir. Böyle bir zamansal duyarlılığa, yaşlandırma süresi 40.000 yıl öncesine gidebilen C^{14} yaşlandırma yöntemini uygulayarak ulaşmak çok zor iken, 100.000, 120.000 yıllar öncesi için neredeyse imkansızdır (Mellars et al., 1993; Aitken et al., 1993; Bar-Yosef and Kra, 1994).

Ortamların Tarihi Boyunca Sık İklim Değişiklikleri

Genelleştirme ile ortaya konmuş eğrinin, geçen 150.000 yıllık süreçte insanlığı da etkileyen iklim değişimlerini çok güvenilir biçimde gösterdiğini tam olarak söyleyemeyiz. Yakın tarihte Grönland'da yapılan bir buzul sondajı çalışması, son buzul

çağı boyunca yüz yıllıktan bin yıllığa kadar değişen zaman aralıklarında gelişmiş iklim değişimlerini ortaya çıkarmıştır (Johnsen et al., 1992; Dansgaard et al., 1993; GRIP, 1993).

Buzul sondajlarından elde edilen sonuçlar, günümüzden 105.000 - 20.000 yıl öncesi arası zaman aralığı boyunca iklimin 20 kere ısındığını göstermektedir ki, ısınmanın olduğu her bir safhada sıcaklık, bunları takip eden soğuk safhalara oranla 7°C daha yüksek iken, Holosen ortalama sıcaklığından 2°C - 10°C daha aşağıdadır (Johnsen et al., 1992; Dansgaard et al., 1993; GRIP, 1993). (Şekil 2). Aynı sıklıktaki iklim değişimleri, Kuzey Atlantik (Bond et al., 1993; Keigwin et al., 1994; McManus et al., 1994) ve Kuzey Pasifik deniz tortularında (Kotilainen and Shackleton, 1995; Thunell and Mortyn, 1995; Behl and Kennett, 1996) yapılan çalışmalarla da saptanmıştır. Antarktika'da ise günümüzden 115.000 yıl ile 20.000 yıl öncesi zaman aralığında dokuz sıcak safha saptanmıştır ki, bunların, Grönland'da 2000 yıldan daha uzun süren aralıklarda tekrarlayan ve iklimde ısınmayı işaret eden safhalarla denetirmelerinin yapılabileceği görülmektedir (Bender et al., 1994). Bütün bu gözlemler, kuzey yarımkürede yüksek sıklıkta tekrar eden iklim değişimlerinin en azından bir kısmının dünya genelinde etkili olduğunu göstermektedir.

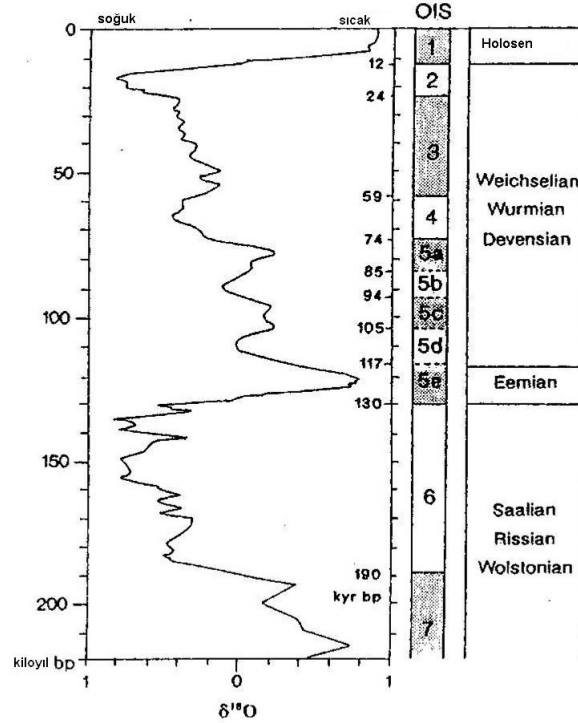
Henüz sonuçlandırılmamış olmakla birlikte bazı kanıtlar (GRIP, 1993; Johnsen et al., 1995), (Peel, 1995), iklimde, benzer şekilde kısa, ancak belirgin düzensizliklerin, Oksijen İzotop Safhası 5e'de de görüldüğünü işaret etmektedir (Eemien). Eğer bu doğrudur, Eemien'in, insan uygarlığının gelişimi için elverişli olarak düşünülen Holosen'in iklimsel olarak durağan konumuyla aykırı bir görüntüde olduğu ortaya çıkacaktır.

Hızlı iklim değişimine örnek olarak, uzun zamandan beri bilinen Erken Dryas (günümüzden 11.000-10.500 yıllar arası zaman aralığı) verilebilir. Son buzul gerilemesi devam ederken ve buna uyumlu olarak soğuk iklimlerde gelişen ormanlar, yukarı enlemlere doğru yayılırken, sadece yüz yıllık bir sürede gelişen ani bir soğumayla, ormanlar yeniden geriledi ve yerlerine tundralar geldi. Eğer bu ani iklim değişimleri insanlığın gelişiminde önemli ise ki neden olmasın?, insanlığın özellikle biyolojik ve erken kültürel gelişimini etkileyen önemli etkileri olmuştur. Gene de, insanlığın 3 ila 10 nesil arası yaşam süresine karşılık gelecek bir zaman süreci içinde, insan yerleşimi ve göçü ile iklimler ve ortamlar arasındaki ilişkiyi göstermeye yönelik bir çalışma yapmak zordur.

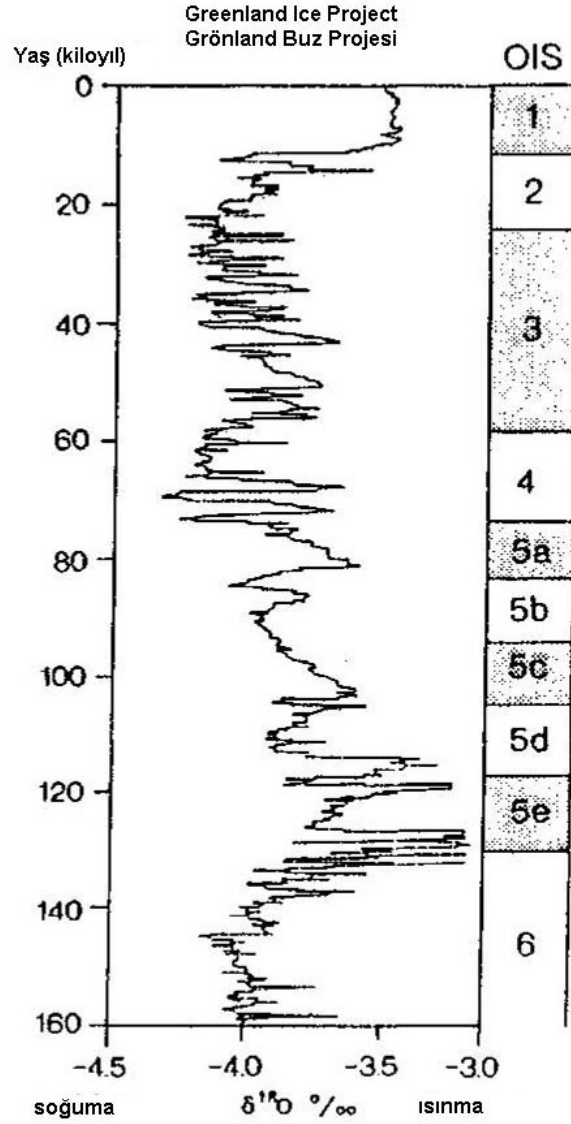
İlerleyen ve Gerileyen Buzullar, Buz Örtüleri, Alçalan ve Yükselen Okyanuslar

Okyanusların tabanları olan abislerde deniz suyu sıcaklığı, buzul ve buzul arası çağlar arasında ve süresince çok az değişmektedir (Mix and Ruddiman, 1984; Shackleton, 1987). Bu nedenle, böyle bir ortamda varlığını sürdüren ve karalarda biriken buzul hacmindeki değişimleri, yapılacak Oksijen 18 izotopu çalışmalarından elde edilecek sonuçlardan hazırlanacak eğri üzerinde gösterebilecek duyarlılıkta bir türe ait fosilin bulunmasına ve tahlil edilmesine gereksinim duyulmuştur ki bu tür, yaşam alanları okyanus tabanı olan bentik Foraminiferalardır. Günümüzden yaklaşık 130.000 yıl önce, Oksijen İzotop Safhası 6'da (OIS 6), buzullar erimeye başladı (Şekil 1).

Böylece, önceki buzul çağında ilerlemiş olan buzullar hızla gerileye başladı, belki de günümüzdeki buzul örtüsünün yayılma alanı sınırlarından çok daha dar bir alana gelene kadar geriledi (CLIMAP Project Members, 1984). OIS 5e Buzul arası çağ çok kısa sürdü. Bununla birlikte, onu takip eden buzul çağındaki soğumayla, buzul örtüleri, OIS 4'te zirve değerine ulaşacak kadar ilerlerken, bu ilerlemeyi de, son üst buzul ilerleme safhasının oluştuğu OIS 2 öncesinde gelişen buzul gerilemesi takip etti.



Şekil 1: Dünya yörüngesindeki dönemsel değişimler üzerine kurulu, son 200.000 yıl içindeki iklim değişimlerini gösteren küresel kronostratigrafi (SPECMAP – Mapping Spectral Variability in Global Climate Change – Küresel İklim Değişimini Gösteren Spektral Değişkenlik Haritası) (Imbrie et al., 1984). Zaman ölçeği 1000 yıllık aralıklara göre (1 kiloyıl=1000 yıl) düzenlenmiştir. Şeklin tabanındaki değerler, bentonik (deniz tabanında yaşayan canlılardan kalan fosiller üzerinde yapılan ^{18}O izotopu çalışmaları düzeltilmiş değerleridir. Oksijen izotop safhaları sınırları (şekilde küçük rakamlarla gösterilmektedir) (Martinson et al., 1987) çalışmasından alınmıştır. ^{18}O izotopu çalışmalarından elde edilen sonuçları gösteren eğrinin, buzul ve buzul arası çağlar arasındaki küresel iklimsel değişimlerini doğruya oldukça yakın şekilde gösterdiği söylenebilir. Şeklin yan tarafında noktalamayla doldurulmuş halde verilen aralıklar, iklimin ılık olduğu zaman aralıklarını belirtmektedir. Ayrıca şeklin en sağında yer alan isimler Avrupa coğrafyasının iklimsel değişim tarihi içinde belirlenmiş ve sıkça kullanılan stratigrafik isimlerdir (ayrıca bakınız Şekil 11).

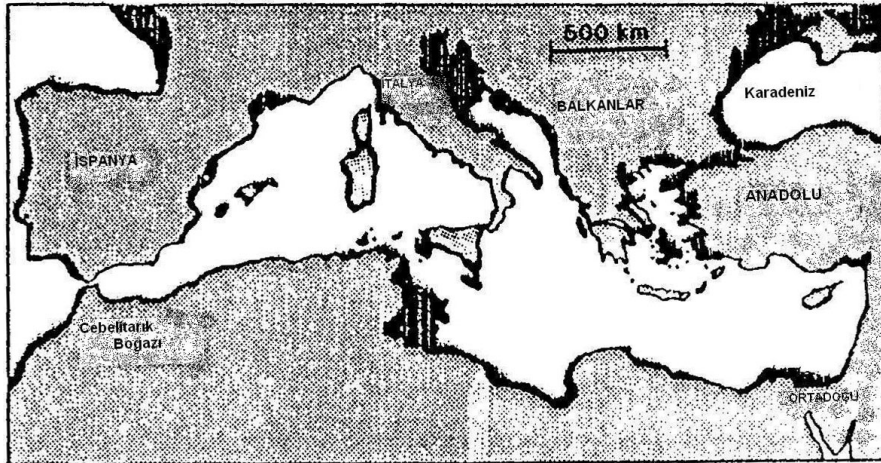


Şekil 2: Grönland'da yapılan buzul sondajlarından elde edilen GRIP Projesi, (GRIP: Greenland Ice Project – Grönland Buz Projesi, 1993: Şekil 1) yüksek sıklıkta ve kümelenmeler gösteren iklimsel olaylara ait kayıtlar. OIS 5e safhasında oluşan yüksek sıklıktaki iklimsel olaylar kısmen buz akışının yarattığı deformasyonun sonucu olabilir (Peel, 1995).

Bu bentik (bentik canlı: yaşam alanı (habitat) deniz tabanı olan canlı) canlılığının fosilleri üzerinde uygulanan Oksijen 18 izotopu çalışmalarından elde edilen eğri, bize, okyanusların su bütçesinden eksilerek, karalarda buzul halinde biriken suyun hacmi hakkında oldukça iyi bilgi sağlamakla birlikte, aynı buzul örtülerinin coğrafi alandaki yayılma sınırını göstermede yetersiz kalmaktadır. Buzulların coğrafi alandaki yayılma sınırları yanında, yüzey şekillerine etkilerini saptayabilmek için, bizzat buzullar tarafından oluşturulan morenler ve diğer buzul ortamı yeryüzü şekillerinden yararlanmak mümkündür. Bununla beraber, buzulların oluşturduğu bu yeryüzü şekilleri, sonradan gelişebilecek bir buzul ilerlemeleri sonucu, önceki buzul ilerlemesinin yaptığı yüzey şekillerinin bozulmalarına, silinmelerine neden olabildiğinden, kuvvetli kanıtlar sağlayamayabilmekte, hatta ortadan kaldırmabilmektedir.

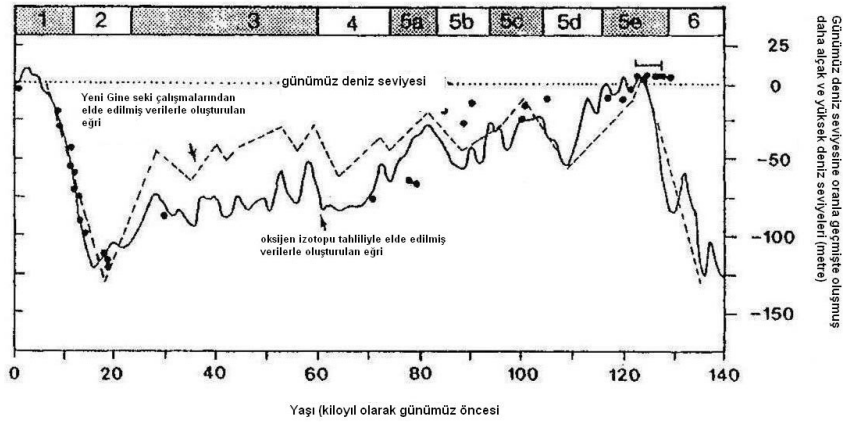
Sonuç olarak, OIS 2'nin en üst seviyesi öncesindeki buzul ilerlemelerinde oluşan buzul ilerlemesinin ulaştığı sınırlar, değişik oranlarda belirsizliğini korumaktadır ve bunlar içinde gene en belirgin olanlar, OIS 2'nin buzul örtüsü yayılma sınırının ötesine uzanabilmiş buzul örtüsü ilerlemelerinden kalmış yeryüzü şekilleridir.

Denizel tortulların biriktiği dar kıta sahanlıkları, deniz seviyesinin düşmesiyle geniş kıyı ovaları haline gelebilmektedirler. Günümüzde, kıyı ovası haline gelmiş bu yeryüzü şekillerinin çok azı deniz seviyesinin üzerindedir. Geçtiğimiz 150.000 yıllık süreçte deniz seviyesi, kıtalar arasında büyük köprüler halinde bağlantı oluşturacak ya da mesafeleri önemli miktarda daraltacak kadar düşmediyse de, Endonezya ve Avustralya gibi, sulak kıyı ovalarının oluştuğu ve geliştiği her yerde (Şekil 3) eski insanlar için önemli yerleşim ve göç alanları ortaya çıkmıştır (Shackleton et al., 1984; van Andel, 1989 a,b).



Şekil 3: OIS 2 safhasında buzullaşma faaliyetinin en kuvvetli olduğu zaman aralığında, deniz seviyesinin ulaştığı en düşük seviyede, Akdeniz'in kara haline gelen alanlarında gelişmiş geniş kıyı ovaları (van Andel, 1989a:Şekil 3).

Buzul yayılmasının küresel ölçekte ilerleyişi ve gerileyişi, büyük deniz seviyesi değişikliklerine, bütün okyanuslarda kıyıları boyunca etkisini gösteren bu hareketler, deniz seviyesinin en üst yükselme değeri ile en alt alçalma değeri arasında yaklaşık 165 metrelik fark oluşturacak kadar büyük hacimde suyun kara ile deniz arasında hareketlenerek yer değiştirmesine yol açmıştır. Bununla birlikte, buzul örtülerinin izotopik terkipleri, büyüklüklerinin ve buldukları yerin enlemsel konumuna göre değiştiği için (Mix and Ruddiman, 1984), buzullarda yapılan Oksijen 18 izotop çalışmasından elde edilen eğri, deniz seviyelerindeki değişmelerin sadece genel temayülünü gösterir (Şekil 4).



Şekil 4: OIS 1 safhasından OIS 6 safhasına kadar deniz seviyesi değişiminin tarihçesi. Şekildeki kesintisiz çizgi, planktonik (yüzücü) ve bentik (deniz tabanında yaşayan) foraminifera fosilleri üzerinde yapılan $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ izotop oranına göre ortaya çıkan deniz seviyesi değişim eğrisini göstermektedir (bakınız Shackleton, 1987: Şekil 6). Kesikli çizgi Yeni Guyana'da saptanan ve yükselmiş denizel sekilerinin yaşsal ve seviyesel konumlarının çalışılmasıyla ortaya çıkarılan deniz seviyesi değişim eğrisidir (Chappell and Shackleton, 1986). Şekildeki siyah noktalar, Barbados'ta ve Bahama'da bulunan mercan sekileri üzerinde yapılan ve yüksek doğrulukta yaş verebilen U/Th (Uranyum/Toryum) yaşlandırma yöntemiyle elde edilmiş değerleri göstermektedir (Chen et al., 1991). OIS 5e safhasındaki yüksek deniz seviyesinin üzerinde bulunan barem Stirling tarafından hazırlanan zamansal sınıflandırmadır (Stirling et al., 1995).

Deniz seviyesi değişimlerinin daha doğru ve güvenilir kanıtlara ulaşmak amacıyla, Oksijen 18 izotopu eğrisi, geçmiş deniz seviyesi değişimlerinin izlerini gösteren, günümüz deniz seviyesinin üstünde yer alan eski resifler ya da eski kıyı seviyesini gösteren kıyı sekileri veya artık günümüzde deniz seviyesinin altında kalmış, kıta sahanlığı haline gelmiş alanlar üzerinde yapılan çalışmalardan elde edilmiş sonuçlarla karşılaştırılmalıdır (e.g. Pirazzoli and Pluett, 1991). Deniz seviyesi değişimlerinin konumlarını bulmak üzere yapılan çalışmalarda dikkat edilecek diğer bir husus, yerin izostatik dengesidir. İklim değişimlerinin karasal ortamları etkileyiş şekline göre, karalardaki buzul örtüsü ağırlığının azalması veya artması yanında okyanusların kıta

sahanlıkları ve tabanları üzerindeki su hacminin azalması veya artmasına bağlı olarak izostatik denge yeniden değişir ve yeniden oluşur (Lambeck, 1995). Buzulların ve suyun hacmindeki değişikliklere göre yeniden oluşan izostatik denge, artan ya da azalan buzul örtüsü ya da su hacminin, izostatik dengenin değişimine neden olacağı alana olan uzaklığı yanında, bu artış ve azalışın devam etme süresine bağlı olarak, yerin yükselmesi veya alçalması şeklinde hareketler halinde, farklı büyüklüklerde gelişebilecektir. İzostatik denge değişimiyle ilgili bütün çalışmalarda, deniz seviyesinin altındaki ve üzerindeki bütün yer şekillerinin oluşumunda etkin rol oynayan diğer bir güç olan tektonik hareket ve kontrol altında gelişen yükselme ve alçalmalar da dikkate alınmalıdır. Mevcut bilginin sınırları içinde, en iyi zaman/derinlik ölçüsünde deniz seviyesi değişimi eğrisinin bile (Şekil 4), buzul-buzul arası çağlar süresince gelişen deniz seviyesi değişim tarihini ancak yaklaşık değerlerle verebileceğini söylemek fazla şaşırtıcı olmaz. Bununla birlikte yaklaşık değerler, amacımıza yeterince hizmet edecek kadar tutarlıdır.

Eski Ortamlara Ait Kayıtlar

Buz örtülerinin yayılışı ve deniz seviyesi değişimleri dışında, son 150.000 yıl içinde gelişen iklim değişimlerini çalışabilmemizi sağlayan belli başlı 4 farklı yöntem daha vardır. Bunlar:

— Okyanusların yüzey suları yanında, yüzey suları ve derin su döngüleriyle birlikte taşınan değişik tane boyutlarındaki tortulların devamlı birikmesiyle oluşan denizel tortullar,

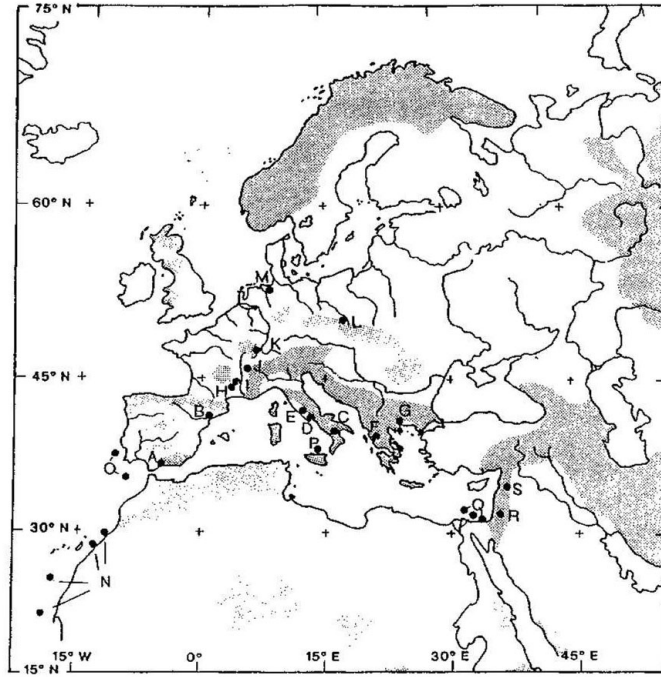
— CO₂ gibi atmosferik gazlar ve rüzgârla birlikte sürüklenen atmosferdeki tozları ya da parçacıkları bünyelerinde tutarak hapsedmeleri dışında, sahip oldukları buzulların bizzat yapısal özellikleri, tarihi aydınlatabilecek kanıtlar sunan Antarktika ve Grönland buzulları ve bu buzullarda yapılan sondajlar,

— Birden fazla buzul-buzul arası çağ geçişlerini gösterecek devamlılığa sahip polen serileri,

— Kıta genişliğinde alanlarda gelişen karasal ortam iklim değişimlerini gösteren kanıtlar sunan Avrupa ve Asya'daki lös istifleri.

Avrupa Fiziki Coğrafyası'nın tarihsel gelişimi ile ilgili yapmış olduğumuz yorumlara ulaşmamızı sağlayan kanıtların elde edildiği temel malzeme, birikimleri uzun süre boyunca devam eden ve sondajlarla örnek alınan tortullardır (Şekil 5). Tortullarda yapılan bu sondajlardan, buzul-buzul arası çağlar süresince devam eden iklim değişimleri döngüsüne eşlik eder şekilde, gelişen, gerileyen ve değişen bitki örtüsü içindeki mevcut türlere ait fosiller bulunmuştur ki, farklı alanlarda yapılan tortul sondajlarından elde edilen bu fosillerden hareket ederek, tarihlendirme doğrulukları yüksek deneştirmeler yapılmıştır. Merkez Avrupa ve Akdeniz Avrupası'ndaki pek çok tektonik, karstik havzalarda ve volkanik göllerde (maarlar), uzun polen serileri oluşturulabilecek kadar bol veri toplanan tortullar ve volkanik malzeme birikimleri bulunmuştur. Buna karşın, buzulların bulunduğu ortamlarda, gerek buzulun kapladığı alanda gerekse buzulun önünde, buzul egemenliğinde gelişen yeryüzü şekilleri ve

tortullar, gene buzul hareketleriyle tekrar aşındırılarak silinebilmektedir. Bu nedenle, çalışmalar, sonuç alma konusunda en çok güvenilen alanlarda yapılabilmektedir. Mevcut olduğu yerlerde ve SPECMAP yaş kontrolü düzeneğine uyumlu olduğunun görülmesi durumunda, denizel tortullarda yapılan çalışmalarda bulunan polen serilerinden yararlanılmıştır ve ayrıca bu çalışmamız, manyetik kutup değişim oranları yanında, volkan külü birikimlerinde yapılan çalışmalarda bulunan verilerle de desteklenmiştir.



Şekil 5: Şekil 6, 9, 13 ve 14'te gösterilen çalışma alanlarının coğrafi konumlarını gösteren harita. Haritada, dağlar ve yüksek platolar (haritadaki gölgeli alanlar) ve belli başlı ırmaklar gösterilmektedir. Uzun fosil kayıtlarının elde edildiği belli başlı alanlar: **A.** Padul (Pons and Reille, 1988); **B.** Banyoles (Pérez-Obiol and Juliá, 1994); **C.** Monticchio (Watts, 1985); **D.** Valle di Castiglione (Follieri et al., 1988); **E.** Vico (Leroy, 1994; Follieri et al., in press); **F.** Ioannina (Tzedakis, 1994); **G.** Tenaghi Philippon (Wijmstra, 1969; Wijmstra and Smith, 1976); **H.** Bouchet (Reille and de Beaulieu, 1990); **I.** Ribains (de Beaulieu and Reille, 1992a); **J.** Les Echets (de Beaulieu and Reille, 1984); **K.** La Grande Pile (Woillard, 1978; de Beaulieu and Reille, 1992b); **L.** Samerberg (Grüger, 1979); **M.** Oerel (Behre and van der Plicht, 1992); **N.** and **O.** NW Africa (Kuzeybatı Afrika) (Dupont, 1993 and Hooghiemstra et al., 1992); **P.** Tyrrhenian Sea (Tiran Denizi) (Rossignol-Strick and Planchais, 1989); **Q.** SE Mediterranean (Güneydoğu Akdeniz) (Cheddadi and Rossignol-Strick, 1995); **R.** Ghab valley (Ghab Vadisi), Syria; **S.** Lake Huleh (Huleh Gölü) İsrail (van Zeist and Bottema, 1991).

Çalışmamızda yer verilen polen kayıtlarında yapılan incelemeler sonucu ulaştığımız yorumlar, bize, iklim değişiminin, gerek zamansal gerek mekânsal boyutlarda belirlenen ortamsal değişimlerin ana etkeni olduğunu düşündürmektedir (e.g. Webb, 1986, 1988; Huntley and Webb, 1989). Yöntem, bu yorumsal kurgusu nedeniyle eleştiriler almıştır (e.g. Davis, 1981; Birks, 1981, 1986). Eleştiriler arasında, bitki örtüsü gelişimi tarihinin, biyotik öğelerden de etkilendiği ve değişimlerinin, iklim değişimi hızına göre daha yavaş bir hızda değişebileceği, bundan da öte, polenlerden elde edilen verilerle hazırlanan iklimsel değişim yapılandırmasının güvenilirliğinin ortadan kalkmasına neden olabilecek şekilde, buldukları alanda değişikliklere neden olabilecek yer içi güçlerin etkileri gibi görüşler vardır. Bütün bunları da dikkate alarak, polenlere bağlı olarak hazırlanan iklimsel yapılandırma çalışmasının güvenilir olduğunu savunmaktayız. Güvenilir bir polen çalışmasına örnek olarak, Avrupa'daki farklı birkaç polen serisine uygulanan ve söz konusu serilerin denştirilmesi sonucu paleobiyoklimatik benzerliklerin saptandığı çalışma verilebilir (Guiot, 1990; Guiot et al., 1993). Bu çalışmada uygulanan yöntem, güncel polen türleri ile eski polen türleri arasındaki benzerliklerin çalışılmasıdır. Bu bölümlenme ve karşılaştırma, daha sonra, iklimsel değişkenlere verdikleri tepkilere göre değerlendirilmiş ve bu değerlendirmede bitki örtüsü dinamiğine göre oluşturulan en tutarlı davranış biçimi ile bütün taxa'yı kapsayan eigenvector'ü kullanılmıştır. Çalışmada yapılan hesaplar ve sonuçları, makrofosiller ve böcek kanıtları ile de desteklenebilir (e.g. Guiot et al., 1993). Günümüzde yaşamayan bitkisel ve hayvansal birliklerin yaşadıkları ortamın manzarası ile birlikte resmedilmesi, buzul ve geç buzul çağlarında yaşamış olanlarına göre buzul arası çağlarda yaşayanlarında daha başarılıdır.

Avrupa Fiziki Coğrafyasında Ortam Değişimi Tarihi

Çalışmamızda, Avrupa'daki eski ortamların iklim değişimlerine bağlı oluşum ve gelişim tarihleri, en eskiden yeniye doğru birbirini izleyecek şekilde hazırlanan 4 harita üzerinde gösterilmiştir. Bu haritalar, çalışmamızın tarihsel sınırları ve derinliği içinde sırasıyla şu zaman dilimlerini göstermektedirler:

- 1) OIS 6'nın gösterdiği, günümüzden 150.000 yıl öncesindeki buzullaşma,
- 2) OIS 5e'nin gösterdiği, günümüzden 125.000 yıl öncesi buzul arası çağın optimum seviyesi,
- 3) OIS 4'ün gösterdiği, günümüzden 65.000 yıl öncesi büyük buzullaşma,
- 4) OIS 3'ün gösterdiği, günümüzden 39.000–36.000 yıllar öncesinde gelişen, son buzul çağı öncesi ılıman safha.

OIS 2 safhası ve onun gösterdiği, buzulların giderek çekilmesi sonucu iklimin ılımanlaşmasıyla kendisini gösteren iklimsel değişim, pek çok çalışmada anlatılmış olması nedeniyle (bakınız CLIMAP Project Members, 1976, 1984; Peterson et al., 1979; COHMAP Members, 1988; [Cooperative Holocene Mapping Project – Bütünleştirilmiş Holosen Haritalaması Projesi] Wright et al., 1993) çalışmamızın dışında tutulmuştur.

Çalışmamızın Tarihsel Derinliğinin Alt Sınırını Oluşturan 150.000 Yıl Öncesinde Gelişmiş Buzullaşma

OIS 6 safhasına (Saalian/Warthe Karmaşası) karşılık gelen süreçte buzullar, bütün Pleistosen boyunca kuzey yarım küredeki en geniş yayılımlarını gerçekleştirdiler (Şekil 6) ve günümüze yakın tarihte gelişen buzullaşmaya oranla (OIS 2), varlıklarını çok daha uzun bir zaman süresince koruyabildiler. Kuzey Atlantik'ten, OIS 6 buzullaşma safhasıyla ilgili tatmin edici miktarda ölçümler elde edilmemekle birlikte, söz konusu safha süresince buzulların, OIS 2 buzullaşma safhasının ulaştığı enlemlerin ancak 2° - 3° daha altındaki enlemlere kadar yayılabilmiş olmaları nedeniyle, Atlantik Okyanusu ve Akdeniz'in koşulları, OIS 2 safhası boyunca egemen olan koşullara bakarak uyarlanmıştır.

Kızıl Deniz'de de OIS 6 ve OIS 2 safhalarında iklim koşulları birbirine benziyordu. Son buzullaşmanın en üst seviyesi süresince, deniz yüzey suyu sıcaklığı, günümüzdeki değerinin 5°C altındaydı (Ivanova, 1985). Deniz yüzey suyu sıcaklığının düşmesi yanında küresel olarak deniz seviyesinin de 100 metreden daha fazla alçalması sonucu, Aden Körfezi ile Kızıl Deniz arasındaki deniz suyu hareketleri, özellikle Bab el Mendeb Boğazı boyunca çok sınırlı bir hale geldi (Rohling, 1994a). Bunun sonucunda, Okyanustan Kızıl Deniz'e giren suya oranla Kızıl Deniz'deki suyun daha fazla buharlaşmasıyla, özellikle Kızıl Deniz merkezinde deniz suyunun tuzluluk oranı % 0.47'ye kadar yükseldi ki bu oran günümüzde % 0.38–0.41 değerleri arasındadır (Locke and Thunell, 1988).

OIS 6 safhası boyunca, deniz seviyesinin OIS 2 safhasında görülenden daha fazla düşmesinin nedeni buzulların daha fazla ilerlemiş olmasından kaynaklanabilir. Ancak, oksijen izotop çalışmalarından elde edilen eğri (Şekil 4), daha geniş alanlara yayılma ve deniz seviyesi düşmesinin daha yüksek değerlerde olduğu savlarını desteklemiyor. Gene de OIS 6 safhası süresince, deniz seviyesinin 140–150 metre kadar düşmüş olması iklimi düşünüldüğünde daha az etkilemiş olabilir. Bunun nedeni, deniz altı topografyası içerisinde, 100–120 metre derinliklerden itibaren kıtasal yamaç eğiminin dikleşmesidir. OIS 6 ve OIS 2 buzullaşma safhalarında etkin olan buzullaşma sonucu kara haline gelen alanların genişlikleri hemen hemen aynı miktarlarda olmalıdır.

Uzun polen dizilerinden elde edilen bilgiler, OIS 6 safhasının başlangıcında, Avrupa'daki orman örtüsünü zaman zaman gerileyen ve ilerleten birbiri ardınca etkili soğuk ve ılıman iklimsel salınımlar olduğunu göstermektedir. Bu başlangıcın hemen sonrasında, çok daha soğuyan ve sertleşen iklimsel koşulların egemenliğinde, orman örtüsünün hemen hemen ortadan kalktığı bir ortam manzarası ortaya çıkmaktadır (Şekil 6). Bu anda, buzulların kaplamış olduğu alanın güneyinde kutup çölü oluşmuştur ve Avrupa'nın geride kalan kısmında birbirinden ayrı, geniş alanlarda yayılır şekilde, devamlılık göstermeyen, parçalar halinde otların egemenliğinde bitki örtüleri vardır.

Alplerin kuzeyinde egemen bitki örtüsü, step ve tundra bitki örtüsüydü. Tundraları oluşturan bitki örtüsü içinde çeşitli otlar, ayak otu (*Carex romans*), kazayağı (*Chenopodium*), pelinler (*Artemisia*) vardı. Bu tundra ve step karışımı bitki türlerine ait

bulunan polenlerin gösterdiği bitki örtüsünün, günümüzdeki tundra ve step bitki örtüleriyle benzerliği yoktur. Aslında farklı ortamlarda yaşayan bu bitki türlerine ait polenlerin bir arada bulunmasının nedeni, büyük olasılıkla, tortulanma koşulları sonucu aynı tortul içinde birikmiş olmalarıdır. Buzul çağları süresince, Avrupa'nın kuzeyinde 45° kuzey enlemine kadar üzerinde tundra bitki örtüsünün gelişmesine elverişli permafrost (donuk toprak), (van Vliet-Lanoe, 1989) ve yaz mevsiminde, toprağın ancak üst kısmının eriyebildiği alçak araziler vardı. Aynı buzul çağının buzullaşma koşulları içinde, otluk step bitki örtüsü ise, nispeten daha iyi su akışı olan yüksek arazilerde gelişmiş olabilir. Grande Pile'de bulunan ve bu buzul çağından kalan böcek fosilleri, günümüz tundralarında yaşayan çok sayıda böcek türü ile az sayıdaki ılıman iklim böcek türlerine karşılık gelmektedir (Ponel, 1995).

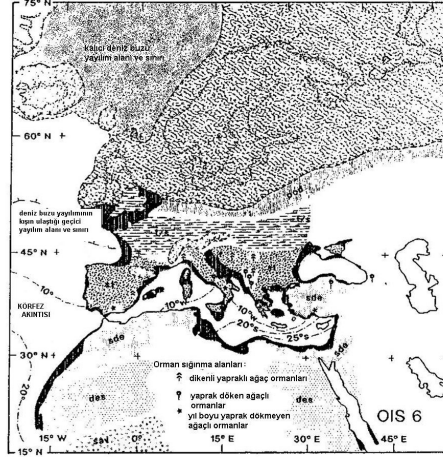
Alplerin güneyinde ise, pelinler (*Artemisia*), kaz ayakları (*Chenopodium*-aynı zamanda ortamdaki kurak şartların da göstergesi olarak kabul edilmektedir) ve otların egemenliğinde, ortamda geniş alanlarda devamlılık göstermeyen, parçalar halinde yayılmış step bitki örtüsü vardı. Yunanistan'ın Makedonya Bölgesinde Tenaghi Philippon'da, soğuk safhadan kalmış istiflerde bulunan kazayağı (*Chenopodium*) polenleri üzerinde yapılan ayrıntılı çalışmalar (Smit and Wijmstra, 1970), günümüzde Merkezi Asya'daki step ve yarı kurak ortamlarda yetişen *Eurotia ceratoides* ve *Kochia laniflora* türlerini işaret etmektedir ki bu durum, araştırmacıları, soğuk ve kurak iklim koşullarının egemen olduğu bir ortam manzarası çizmeye itmiştir. Soğuk ve kurak özellikteki sert iklim koşullarından daha korunaklı olan yerlerde başlıca, Batı Balkanlar'da ve İtalya'nın dağlarında, sıcaklık değişiminin çok fazla olmadığı ve yeterli yağış alan yerlerde, ılıman iklime uyumlu orman örtüleri, sığındıkları yerlerde parçalar halinde varlıklarını korumuşlardır (Bennett et al., 1991; Tzedakis, 1993). İberyaya Yarımadası'nda, kuraklığın büyük olasılıkla diğer bölgelerde egemen olması nedeniyle, orman örtüleri yarımada'nın en çok güneyinde bulunmaktadır. Levant'ı, yarı kurak ortamlara uyumlu bitki örtüsü kaplarken, Toros Dağları'nın bazı alanları, ılıman şartları seven bazı ağaç türlerinden oluşan orman örtüsünün sığınmasını sağlayacak uygun ortam koşullarına sahip olabilir (Cheddadi and Rossignol-Strick, 1995).

Avrupa'nın güneyindeki ılıman ormanlar, günümüzdekinden farklı biçimde çeşitli ağaç türlerinin karışımından oluşuyorsa da, enlemlere uyumlu bir bitki örtüsü dağılımı göstermek mümkündür. İğne yapraklı ağaçlardan oluşan ormanlar başlıca, Kuzey Balkanlar'da, Kuzey İtalya'da ve kısmen de İspanya'nın kuzeydoğusunda yayılırken, geniş yapraklı ağaç türlerinden oluşan orman örtüleri daha güneyde, yıl boyunca yaprak dökmeyen diğer ağaç türlerinin oluşturduğu orman örtüleriyle birlikte en güneydeki alçak kıyı ortamlarında yayılmaktadırlar.

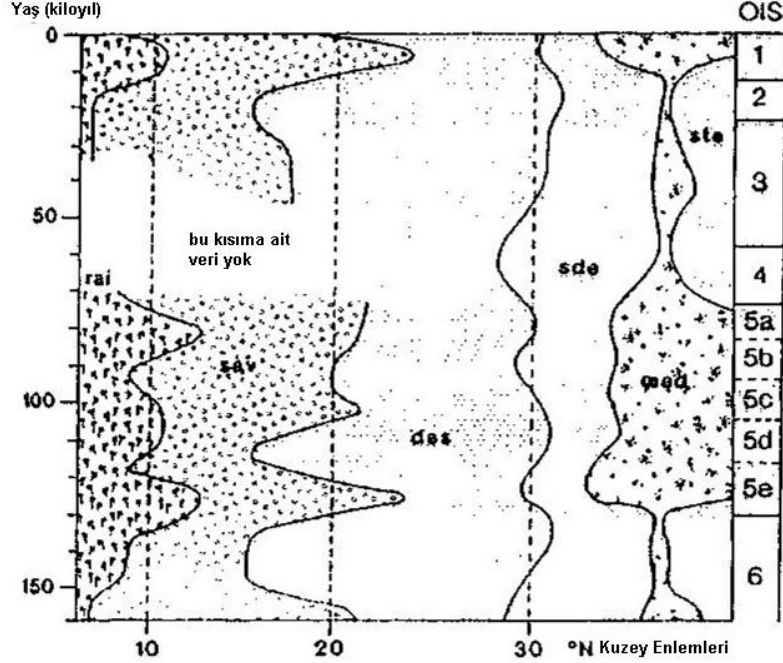
Fransa'da bulunan polenler üzerinde uzun diziler halinde yapılan çalışmalarla, o zamanın yıllık sıcaklık ve yağış değerleri ortaya konmuştur (Guiot et al., 1989.1993). La Grande Pile'de (Voges), yıllık sıcaklık ortalaması 1°C - 2°C (günümüzde 9.5°C) iken, bu sıcaklık değeri sadece Temmuz ayı için 10°C - 12°C idi ve yıllık 300 mm yağış alıyordu (günümüzde 1080 mm). Güney Merkezi Fransa'daki Les Echets Bölgesinde yıllık sıcaklık ortalaması 1.5°C (günümüzde 9.5°C) ve yıllık yağış miktarı 200 mm (günümüzde 830 mm) değerlerindedir. Bizce, bütün bu değerler, hatta

ılımanlığı gösteren yaz sıcaklığı makuldur, çünkü orta enlemlerdeki bu ortamlar, öğle vakti bol güneş ışığı alır ve yazlar yeterince uzun olur.

Kuzeybatı Afrika'da karasal ortamlarda yapılan araştırmalar çok azdır. Bununla birlikte, okyanus tortullarında yapılan sondajlardan elde edilen malzemeden çıkarılan polenler, bize geçmişteki bitki örtüsü hakkında fikir veriyor (Lézine and Casanova, 1991; Hooghiemstra et al., 1992; Dupont, 1992, 1993). Sondajlar, Portekiz ile Fas arasında, Afrika'nın batı kıyısı açıklarında yapıldı (Şekil 5). Kuzey Afrika'dan rüzgârlarla taşınarak okyanus üzerinde bırakılmış ve sondajlarla çıkarılan denizel tortullar içinde bulunan bu polen fosilleri, bizlere Batı Afrika ikliminin uzun ve neredeyse kesintisiz biçimde kaydının oluşturma olanağını sağladı (Şekil 7). Buna göre, OIS 6 safhasının başlangıcında, çalılırların egemen olduğu step bitki örtüsü, Akdeniz'in meşe ağaçlarından oluşan orman örtüsünün yerini aldı. Bu meşe ormanları ancak dağların elverişli kısımlarında, birbirinden ayrı ve parçalanmış küçük ormanlar şeklinde kaldılar. Bunun hemen sonrasında, Sahra Çölü ile birleşecek kadar ilerleyen ve kuzeye doğru da genişleyen yarı çöl ortamı egemenliği vardı (Hooghiemstra et al., 1992) ve genişleyen çöl, savanlar ile tropik yağmur ormanlarının daha güneye doğru gerilemelerine neden oldu.



Şekil 6: Günümüzden 150.000 yıl önce, OIS 6 safhasında Avrupa'nın manzarası. Buzul yayılma sınırını göstermek amacıyla yararlanılan kaynaklar: (Donner, 1995, Şekil 3.2.; Nilsson, 1983, Şekil 12.3; P.Gibbard, kişisel görüşme, 1995). Deniz üstünde buz örtüsü yayılma sınırı ve okyanus yüzey suyu eş sıcaklık eğrilerini (izoterm) göstermek amacıyla yararlanılan kaynak: (CLIMAP Project Members, 1984). OIS 2 safhasına ait ölçümlere göre Akdeniz yüzey suyu sıcaklığı eş sıcaklık eğrisini göstermek amacıyla yararlanılan kaynaklar: (Thiede, 1978, 1980; Thunell, 1979; Thunell and Williams, 1983). Gulfstream'in (Körfez akıntısı) konumunu göstermek amacıyla yararlanılan kaynak: (Keffer et al., 1988). Günümüzdeki deniz seviyesinin 100 metre altına (-100 metre) karşılık gelecek şekilde oluşan kıyılar. Haritada bulutsu desenlemenin olduğu yerler buzul örtülerini, siyah renkler gelişmiş kıyı ovalarını, göstermektedir. **Ortam isimleri:** pod:kutup çölü; t/s:tundra ve soğuk step karışımı; st:kurak ve soğuk stepler; med: Akdeniz'in yıl boyu yaprak dökmeyen meşe ormanları; sde: yarı çöl; des: çöl.



Şekil 7: Açık kıyıda yapılan tortul sondajlarından elde edilen polen malzemesinin araştırılmasıyla ortaya çıkarılan, son 150.000 yıllık süre içerisinde Kuzeybatı Afrika bitki örtüsünün tarihsel değişimi. Şekildeki düzenleme Dupont tarafından yapılmıştır (Dupont et al., 1993, Şekil 4a). Sondaj yerlerini görmek için Şekil 5'e bakınız. Ortamlar: med:Akdeniz ormanları; sde:yarı çöl; des:çöl; sav:Sahelian savanı ya da park ormanları; rai:Afrika yağmur ormanları.

Kuzey Afrika'da bitki örtüsünün buzul çağlarındaki hareketleri, geniş ölçüde, buzul çağları boyunca egemen olan kuru hava karakterli subtropik yüksek basınç alanının daha alt enlemlere doğru hareketlenmesinden etkilenmiştir (Dupont and Beug, 1991; Hooghiemstra et al., 1992; Dupont, 1993; Frédoux, 1994). Buna karşın, Kuzeydoğu Afrika ve Güneydoğu Asya'da yağış ve yağışa bağlı olarak da bitki örtüsü gelişimi ve dağılımı, Milankovitch tarafından ortaya atılan, Dünya'nın döngüsel yörünge hareketi değişimlerinden etkilenen muson ikliminin denetimindedir (Kutzbach and Street-Perrott, 1985; Kutzbach, 1987; Kutzbach and Gallimore, 1988).

Buzul arası çağlar boyunca, kuzey yarımküre yazının gezegenimizin güneşe en yakın mesafesinde bulunduğu konumuna tesadüf eden zamanda, Hint Okyanusu ile karasal ortamların iç kısımları arasındaki sıcaklık farkları en üst seviyeye çıkmaktadır. İşte bu mevsimsel dönemde muson iklimi ve onun karakteristik özelliği muson yağmurları, Kuzeydoğu Afrika ve Güneybatı Asya'yı, kendi kuzeybatı yönlü hareketi boyunca en geniş ve kuvvetli biçimde etkilemektedir (van Campo et al., 1982; Prell and

van Campo, 1986; Prell and Kutzbach, 1987). Buzul çağları boyunca, örneğin OIS 6 safhasında bu bölgelerdeki muson iklimi egemenliği zayıftır ve kuru hava karakterli subtropik yüksek basınç alanının güneye doğru etkisini artırması nedeniyle Kuzeybatı Afrika'ya kurak iklim egemen olmuştur.

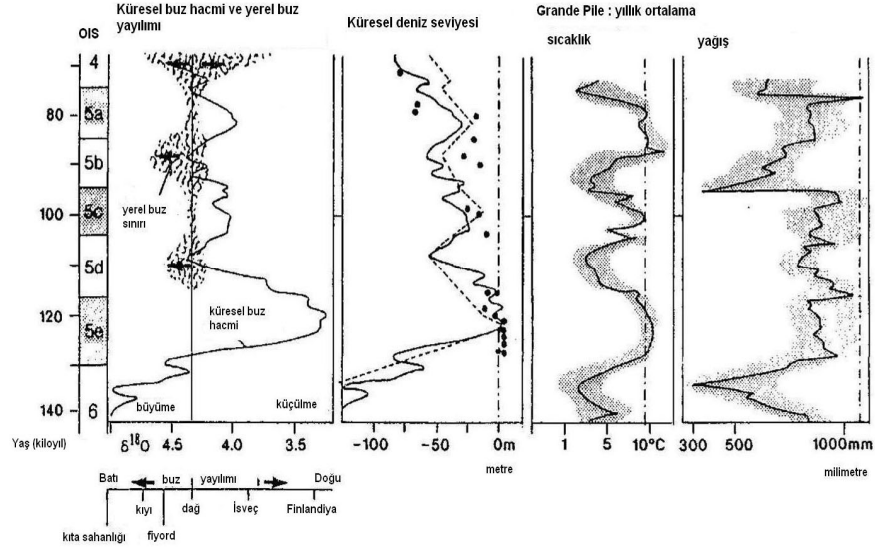
Günümüzden 130.000–117.000 Yıllar Öncesi Zaman Aralığında Gelişen Buzul Arası Çağ

Günümüzden 130.000–117.000 yıllar öncesi zaman aralığında gelişen buzul arası çağda, Holosen'e göre (içinde bulunduğumuz buzul arası çağ) buzulların çok daha yukarı enlemlere doğru gerilediği ve gene Holosen'deki deniz seviyesinin 2–12 metreler arası daha yukarısına gelecek kadar yükseldiği düşünülür. Acaba mevcut bilgimiz bu görüşü ne kadar destekliyor?

OIS 6 safhasını bitiren hızlı buzul gerilemesine karşılık gelen ilk 10.000 yıllık sürede iklim hızla ısınırken, bu ısınmayı, hafif bir soğumanın görüldüğü zaman aralığı izledi (Şekil 8). OIS 5e safhasında, okyanus yüzey suyu sıcaklığı, günümüz okyanus yüzey suyu sıcaklığından biraz daha farklıydı (CLIMAP Project Members, 1984) ve kabul edilebilir hata sınırları içinde saptandığı söylenebilecek birkaç anomali dışında, örneğin Norveç Denizi'nin su sıcaklığı, günümüzdeki değerinin üzerindeydi (Duplessy et al., 1988).

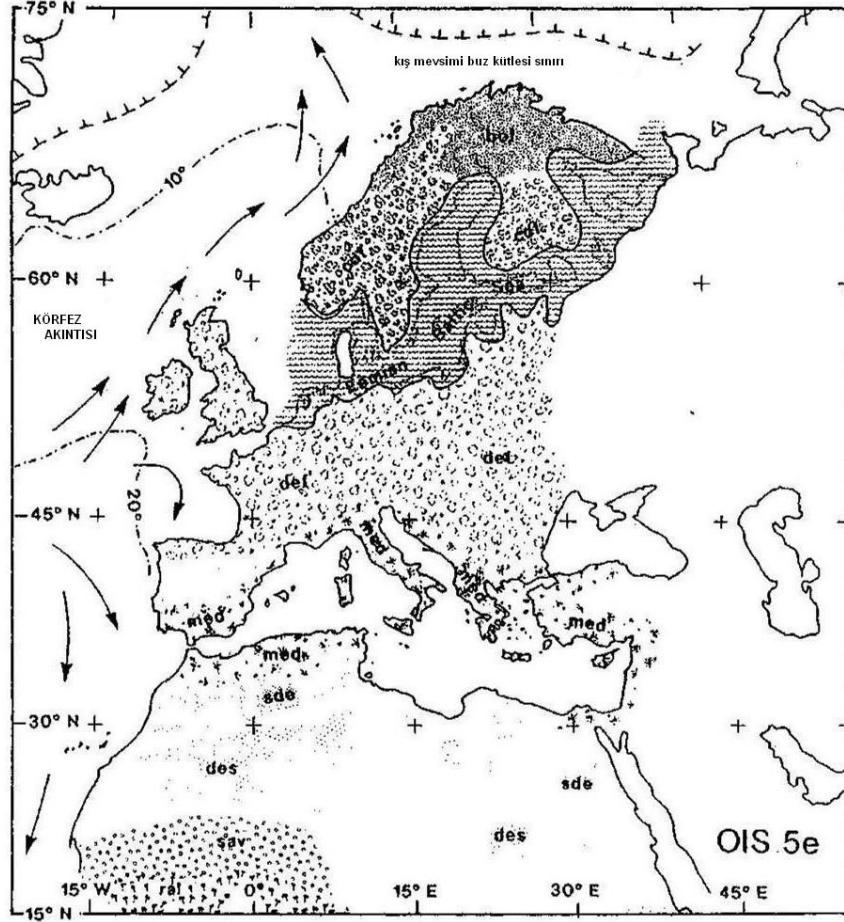
Dünyanın pek çok yerinde, tektonik olarak fazla hareketli olmayan ve izostatik denge değişim değerleri yüksek olmayan kıyıları yanında, okyanuslardaki adalarda yapılan çalışmalar, günümüzden 140.000-122.000 yıllar öncesi zaman aralığında, deniz seviyesinin bugünkünden daha yüksek olduğunu göstermektedir (Kaufman, 1986; Edwards et al., 1987; Bard et al., 1990; Ku et al., 1990; Chen et al., 1987; Gallup et al., 1994). Çalışılan bu buzul arası çağın yaklaşık olarak günümüzden 126.000-125.000 yıllar öncesinde, deniz seviyesi yükselmesinin en üst değerine ulaştığı zamandan yaklaşık 10.000 yıl kadar önce başladığı görülmektedir ki bu sonuç, SPECMAP yaşlandırmasıyla çelişmektedir (Smart and Richards, 1992; Crowley, 1994; Crowley and Kim, 1994; Gallup et al., 1994). Bununla birlikte çok daha doğru yaşlandırma yapılmasını sağlayan U/Th (Uranyum/Toryum) yaşlandırma ölçümleri (Stirling et al., 1995), deniz seviyelerinde görülen yükselmenin başlangıç zamanını günümüzden en geç 130.000 yıl öncesine yerleştirir.

Aynı deniz seviyesi yükselmesi değerleri, Kanada Arktığı, Grönland ve Batı Antarktika buzullarının, hacim ve yayılma olarak, günümüzdeki hacimsel azalış ve gerileme değerlerinin çok daha üstünde azaldıkları ve gerilediklerinin kanıtıdır (CLIMAP Project Members, 1984, pp.205–212; Funder, 1989; Koerner, 1989). Bununla birlikte Lambeck ve Nakada (1992), azalan ve hafifleyen buzul kütlelerine bağlı olarak izostatik dengenin değişmesi sonucu, bu buzul arası çağ boyunca, deniz seviyesinin, günümüz değerlerine yakın bir seviyede oluştuğunu savunurlar. Bu sonuç, Stirling tarafından da kabul edilmektedir (Stirling et al., 1995 ve bakınız Şekil 4). Stirling çalışmasında ayrıca, deniz seviyesinin yüksekliğini koruduğu sürenin kısalığının, SPECMAP araştırmasının ortaya koyduğu 130.000-117.000 yıllar öncesi zaman aralığına oturttuğu buzul arası çağ süresini hükümsüz kılmadığını, mantonun, kabul edilebilir zaman sınırlarında hafif bir sükunet döneminin bu süreyi uzatmış olabileceğini savunmuştur (Stirling et al., 1995 v bakınız Şekil 5).



Şekil 8: Günümüzden 130.000 yıl öncesinden itibaren, OIS 6'dan (buzul arası safha) OIS 4 safhasına kadar geçen dönemde ortamsal değişiklikler. Küresel buz hacminin alındığı kaynak: (Shackleton, 1987, Şekil 1). Gölgeleme tipindeki desenle gösterilen İskandinavya buz örtüsünün ilerlemesinin alındığı kaynak (Mangerud, 1991a). Şeklin sol alt köşesinde yer alan çizim ana coğrafi yönler ve buzul ilerlemesini gösterir. Şekilde deniz seviyesi değişimlerini gösteren grafik Şekil 4'ten alınmıştır. Geçmişteki deniz seviyelerini belirten, grafikte siyah noktalar halinde gösterilen mercanlar üzerinde yapılan ölçüm sonuçlarının alındığı kaynaklar: Barbados mercan ölçümleri; (Bard et al. 1990; Gallup et al., 1994) Bahama mercan ölçümleri; (Chen et al., 1991). Merkezi Avrupa yıllık ortalama sıcaklık ve yağış değerlerinin alındığı kaynak (Guiot et al., 1989, Şekil 3). Sıcaklık ve yağışla ilgili grafiklerdeki gölgelendirmeli kısımlar eğrilerin güvenilirlik aralıklarıdır.

Tortul birikiminin özellikle hızlı olduğu yerler hariç tutulduğunda, OIS 5e zaman aralığında oluşmuş kıyı seviyelerinin hemen hepsini günümüz kıyı seviyeleri değerleriyle aynı olarak kabul edebiliriz. Ancak benzer eşitlemeyi yapamayacağımız bir coğrafya var. Burası Kuzey Avrupa'da, Baltık Denizi'nin bulunduğu yerde söz konusu zaman aralığında gelişmiş olan Eemien Denizi'nin kıyılarıdır (Bakınız Şekil 9). Eemien kıyıları, günümüzdeki Kuzey Denizi ve Baltık Denizi'nin kıyılarından çok daha farklıydı (Mangerud et al., 1979, 1981; Nilsson, 1983, pp.205-212; Miller and Mangerud, 1986; Mangerud, 1989). Eemien Denizi'ni oluşturan deniz seviyesi yükselmesi, yaklaşık 20m/ky'dır (20 metre/1000 yıl) (Zagwijn, 1983; Streif, 1991). Bu hız, Holosen'in başındaki deniz seviyesi yükselme hızından iki kat daha fazladır ve OIS 6 ile OIS 5e sınırında, benzeri görülmeyecek kadar hızlı bir buzul gerilemesini işaret eder.



Şekil 9: OIS 5e safhasında, günümüzden 125.000–120.000 yıllar öncesinde hüküm süren buzul arası safhanın optimum iklimsel koşullarının ortaya çıkardığı Avrupa coğrafyası manzarası. Kuzey Atlantik Körfez Akıntısı'na (Gulfstream) bağlı gelişen eş sıcaklık eğrileri (izoterm) coğrafi sınırlarının alındığı kaynak: (CLIMAP Project Members, 1984 – CLIMAP: Climate/Long Range Mappings and Predictions Project – İklimin Uzun Zaman Aralığında Araştırılmasına Yönelik Haritalama ve Tahmin Projesi); Eemien Baltık Denizi coğrafi sınırlarının alındığı kaynak: (Donner, 1995, Şekil 6.1). Ortamlar: bof:boreal (soğuk iklim kuşağı) ormanlar; cdf:iğne ve geniş yapraklı ağaç türlerinin karışımından oluşan ormanlar; dec: geniş yapraklı ağaç türlerinden oluşan ormanlar; med: Akdeniz'in yıl boyu yaprak dökmeyen ormanları; sde:yarı çöl; des:çöl; sav:Sahelian savanı ya da park ormanı; rai:Afrika yağmur ormanları.

Günümüzden yaklaşık 126.000–116.000 yıllar öncesi zaman aralığında, Eemien Denizi, en yüksek seviyesine ulaştı (bakınız Şekil 8, Streif, 1991) ve yaklaşık olarak günümüzden 110.000 yıl önce çekildi. İşte bu deniz, Kuzey Denizi boyunca, kıyılarda sadece belli başlı ırmakların ova ve vadilerini istila ederken, esas etkisini Baltık Denizi kıyılarında göstererek, bütün Baltık havzasını kaplayacak şekilde ilerledi ve yükseldi. Bunun sonucunda, Kuzey Denizi ile Beyaz Deniz (Kuzey Kutup Denizi) birleşirken, Fennoscandia (İskandinavya) bir ada halini aldı (Zans, 1936; Gross, 1967; Forsström et al., 1988). Eemien Denizi'nin batısında deniz suyunun, günümüzdeki Kuzey Denizi'nin su sıcaklığından daha fazla olması, daha güneydeki sıcak suya uyumlu faunanın (hayvan varlığı) buralara gelerek yerleşmesine ve yaşamasına olanak sağladı. Bununla beraber, daha soğuk suya uyumlu faunanın izine kuzeydoğu yönünde rastlanması, Arktik Okyanusu ile olan bağlantının varlığını göstermektedir. Kuzey Denizi bölgesinde yaz mevsimi sıcaklık değerleri buzul arası çağın başlangıcına karşılık gelen 10°C değerinden, en üst değer olan 22°C'a kadar yükseldi ki, bu sıcaklık günümüzde Baltık Denizi çevresindeki sıcaklık değerinin bir hayli üzerindedir (Zagwijn, 1961, 1983; Müller, 1974; Larsen et al., 1995). Geniş karasal alanları baştanbaşa kaplayan bu denizin kıyılarındaki ortamlara egemen ılıman iklim koşulları ve bu koşullara bağlı olarak zenginleşen doğal kaynaklar, ilk andan itibaren, yerleşmek amacıyla insanları buraya çekmiş olabilir.

Sıcaklığın yükseldiğini gösteren kanıtlar, Akdeniz'de yapılan çalışmalarda da bulunmuştur. Girit Adası'nın doğusunda yapılan sondajlardan çıkarılan tortullar içinde bulunan planktonik foraminifera fosilleri üzerinde yapılan incelemeler, iklimdeki sıcaklık yükselişinin günümüzden 127.000 yıl önce başladığını ve sıcaklığın hızla, günümüzdeki sıcaklık değerinin de 3°C üzerine çıktığını göstermiştir (Thunell and Williams, 1983). Batı Akdeniz'de sıcaklığın, günümüz Akdeniz sıcaklığının 3°C üzerinde olduğunu gösteren kanıt, Tiran Denizi'nin yükselmiş kıyılarından kalan tortullarda bulunan Strombus bubonius fosilleri üzerinde yapılan ¹⁸O izotopu çalışmasından elde edilmiştir ki, bu tür, günümüzde, Guyana Körfezi'nin bulunduğu enlemin daha kuzeyinde herhangi bir yerde bulunmamaktadır (Cornu et al., 1993). Sıcaklık hesapları maalesef çok güvenilir değil. Çünkü yüzey suyu tuzluluk değerleri dikkate alınarak yapılıyor (Thunell and Williams, 1983, 1989). Akdeniz'de OIS 6 ve OIS 5e safhaları sınırında büyük ölçüde ¹⁸O izotopu yitimi olduğu saptanmıştır ki, bunun nedeni büyük olasılıkla Karadeniz'den Akdeniz'e katılan yüksek miktarda erimiş su girdisi (Thunell and Williams, 1983) yanında, artan Muson yağmurlarıyla birlikte Nil Irmağı'nın Akdeniz'e daha çok su boşaltması (Rossignol-Strick, 1983) ve bir olasılık da Anadolu ve Orta Doğu'da artış gösteren yaz mevsimi yağmurlarının (Rohling, 1994b; Rohling and Hilgen, 1991) hep birlikte oluşturduğu etkidir. Akdeniz'in aksine Kızıl Deniz'in tuzluluk ve sıcaklığı günümüz değerleriyle aynı seviyedeydi (Ivanova, 1985).

Kuzeybatı Afrika'ya bakıldığında, OIS 6 safhasındakine göre, buzul arası çağ bitki örtüsü dağılımının oluşturduğu sınırların farklı olduğu görülür (bakınız Şekil 7) (Dupont, 1993; Hooghiemstra, et al., 1992). Akdeniz tipi çalılıklar, makiler ve meşe ormanları, Kuzeybatı Afrika kıyılarından Atlas Dağı'nın güney yamaçlarına kadar bütün araziyi örtmekte, yarı kurak ortam, sadece çok dar bir alanda bir geçiş ortamı

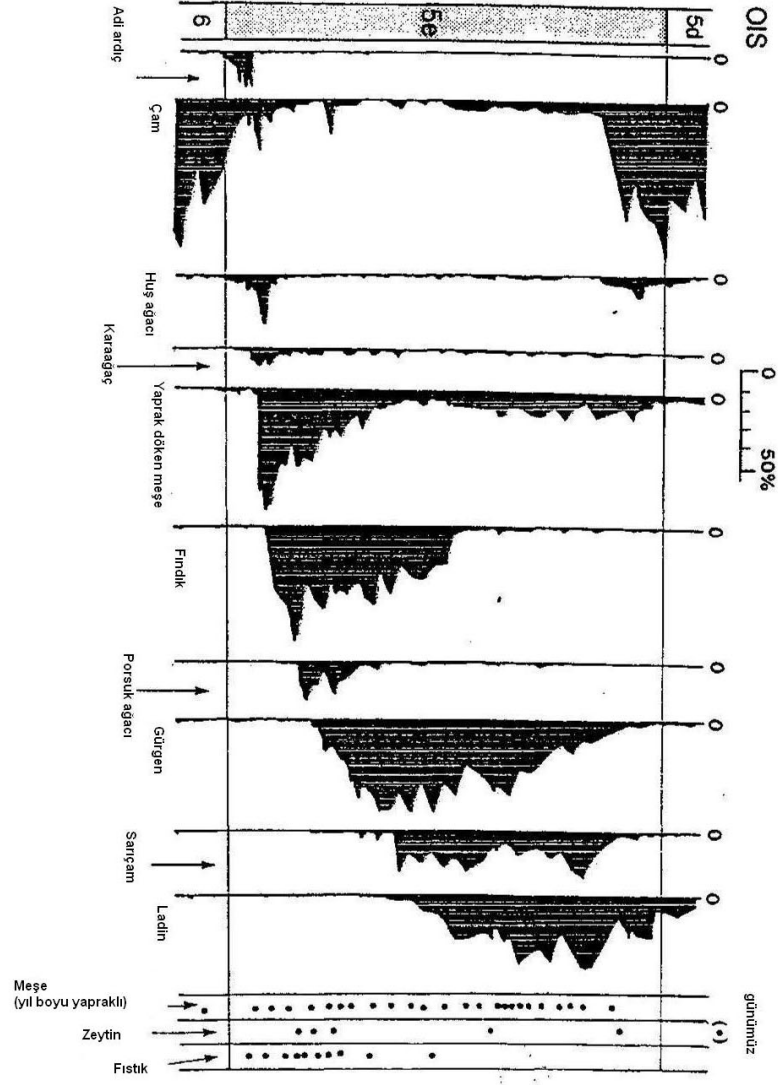
oluşturur şekilde Sahra Çölü'ne doğru uzanmaktadır. Sahra Çölü'nün yayılma alanlarında da değişimler görülmektedir. Tropik yağmur ormanlarının genişlemesiyle uyumlu olarak kuzeye doğru hareket eden Sahelian Savan'ı, Sahra Çölü'nün küçülmesine neden olmuştur. Daha doğuda yer alan Tunus'un güneyinde bulunan tortullarda Causse (Causse et al., 1989) tarafından yapılan U/Th (Uranyum/Toryum) yaşlandırma çalışması, günümüzden yaklaşık olarak 191.000-136.000 yıllar öncesi zaman aralığında burada derin seviyeli bir göl olduğunu ortaya çıkarmıştır ki, bu tarih her ne kadar OIS 6 safhasına karşılık gelse de günümüzden yaklaşık 150.000 yıl kadar önce bu gölü çevreleyen ortamda nemli iklim şartlarının egemenliğini işaret etmektedir. Bu çalışmanın güvenilir olmama nedeni, yaşlandırma çalışmasında kullanılan mollusk (omurgasız canlılardan yumuşakçalar) fosillerinin, U/Th analizlerinde fazla güvenilir sonuç vermemesinden kaynaklanmaktadır (Kaufman, 1986).

Kuzeydoğu Afrika ve Güneybatı Asya'da yer alan pek çok gölün Pleistosen tortullarında yapılan çalışmalar, bu göllerin bulunduğu ortamlarda yağışların fasillalı olarak arttığını göstermiştir. Mısır'ın batısındaki çölde bulunan bazı göllerdeki marn tortulları üzerinde yapılan U/Th yaşlandırma çalışmaları, bu göllerdeki yüksek su seviyesinin bulunduğu zaman dilimi olarak OIS 5e safhasını gösterirken (Wendorf et al., 1994, p.165; Szabo et al., 1995), diğer bazı göl tortulları günümüzden 155.000 yıl öncesini göstermiştir ki bu yaş, çalışmamızın başlangıç tarihinde egemen olan buzul çağı şartlarını işaret eder (Szabo et al., 1995).

Avrupa'da buzul arası çağın başlamasıyla birlikte, ağaçlar, buzul çağında sığındıkları dar bölgelerden dışarıya doğru yayılarak; iklimsel değişimin, biyotik etkinin ve toprak gelişiminin ortak etkisiyle birbiri ardınca gelişen bitki popülasyonları halinde geniş ve açık arazileri baştan başa kapladılar.

Bütün Avrupa boyunca bitki örtüsü dağılımındaki değişiklikler Şekil 10'da görülmektedir. Değişim, meşe (*Quercus*) ve karaağaçla (*Ulmus*) başladı. Sonrasında fındık (*Corylus*) ve ondan sonra da porsuk ağacı (*Taxus*) Alplerin kuzeyinde egemen orman örtüsünü oluşturdu (Şekil 10). Bu orman örtülerini, gene bütün Avrupa'ya yayılan gürgen (*Carpinus*) ormanları takip ederken, hemen sonra köknar (*Fir*), ladin (*Picea*) ve çam (*Pinus*) ağaçlarından oluşan ormanlar yayıldı. Bu buzul arası çağda yayılan köknar ormanları, günümüz köknar ormanları yayılma alanının çok daha ötesinde bir alanı kaplamıştır ve hemen bütün Avrupa'da kayın (*Fagus*) bulunmamaktadır (Tzedakis, 1994). Ancak kayın ağacının yokluğunun iklimden mi yoksa ağaç türleri arasındaki rekabetten mi kaynaklandığı bilinmemektedir. Örneğin kayın ağaçlarının yokluğu, gürgen ağaçlarının yayılma nedeni olabilir (Huntley and Birks, 1983).

OIS 5e safhasının sonlarına doğru bazı alanlarda ve iki kere, köknar ormanları yayılmasının çam ormanları yayılmasıyla kesildiği görülmüştür ki bunun nedeni, Eemien sonunda iklimde görülen düzensizlikler olabilir (Tzedakis et al., 1994).



Şekil 10: OIS 5e safhası boyunca Batı Avrupa orman gelişimi. Değerler Ribains'te yapılan tortul sondajlarından elde edilen polenlerden hazırlanan bitki sınıflandırması (taxa) göstermektedir (de Beaulieu and Reille, 1992a: Şekil 2). Şeklin en sağında yer alan noktalar ve aralarındaki boş kısımlar, hemen altlarında isimleri yazılı ağaç türlerinin varlığı ya da yokluğunu belirtmektedir.

Güney Avrupa'daki meşe/karaağaç geçişini, yabani zeytinin (*Olea*) ve yaprak dökmeyen meşelerin Akdeniz'de oluşturduğu orman örtüsü yayılımı takip eder. Hatta, zeytin ormanları bu dönemde bütün Akdeniz çevresini kaplayacak şekilde çok daha geniş alanlara yayılmıştır (Tzedakis, 1994) ve Doğu Akdeniz'deki deniz tortullarında yapılan sondajlarda (Cheddadi and Rossignol-Strick, 1995) çıkarılan tortullar üzerindeki araştırmalar, bu geniş yabani zeytin ormanı yayılması tarihini günümüzden yaklaşık olarak 126.000-125.000 yıllar öncesi olarak vermiştir (Sapropel S5; Muerdter et al., 1984). Bu tarih gerçekten de gerek buzul arası çağda gerekse son 150.000 yıllık süreçte, güneşlenmenin en üst düzeyde olduğu (günümüz değerlerinin %12-13 üzerinde) bir zaman aralığıdır (Berger, 1978).

Akdeniz'de zeytin ağacı ormanları yayılması, Avrupa'nın geri kalan kısmında görülen porsuk ağacı ormanlarının yayılmasıyla eş zamanlıdır. Çünkü günümüz Fransasında Masif Central diye bilinen bölgede bulunan Ribains'de incelenen tortullarda, bu tarihi gösteren zeytin (ve ayrıca fıstık-Pistacia) ve yaprak dökmeyen meşelere ait polenler bulunmuştur (de Baulie and Reille, 1992a). Bu polenler Alplerin kuzey ve güney starigrafilerini birbirine uyumlu olarak bağlamaktadır.

Portekiz'in batı kıyılarında yapılan denizel tortul sondajı çalışmalarında elde edilen polenler üzerinde yapılan çalışma ve ¹⁸O izotopu ölçümleri (Turon, 1984), gürgen ormanları yayılmasının son anına kadar ve köknar/ladin/çam orman örtüsü yayılma safhaları boyunca, Batı Avrupa'daki sıcaklıkların yüksek değerlerini koruduğunu göstermektedir. Ancak buzullar da bir yerlerde yeniden genişlemeye başlıyor olmalıdır. Çünkü Hollanda'da yapılan çalışmalardan çıkan sonuçlara göre, OIS 5e safhasının sonuna doğru (Şekil 8) Eemien Denizi'nin seviyesi düşmeye başlamıştır (Zagwijn, 1983). Bunun sorumlusu da Kuzey Amerika'daki buzul örtüsü olabilir. Çünkü Batı Norveç'te Fjøsanger'de aynı zaman aralığında bulunan orman örtüsü (Mangerud et al., 1981; Mangeud, 1989), İskandinavya'da bir buzul örtüsünün varlığını olanak dışı bırakmaktadır (Mangerud, 1991a; ayrıca bakınız Cortijo et al., 1994). Bu durum, başka bir soruyu sormamıza neden olmaktadır. Acaba Avrupa'daki iklim değişimleri, iklim sisteminin, sadece bir merkezden dışarıya doğru adeta itilerek genişlemesi mi, yoksa kısmen de olsa iç güçlerin etkisiyle mi oluşmaktadır? Bu soruya daha tatminkâr cevaplar bulabilme ve daha ayrıntılı çalışmak için yer küreyle ilgili çok daha doğru ve kapsamlı kronolojik bilgiye gereksinim duyulmaktadır.

Ilıman iklim koşullarından hoşlanan canlılardan kalan bol miktarda polen ve makroskopik bitki artıkları, Eemien Denizi'nin en üst seviyesinde karasal ortamlarda iklimin Holosen'den çok daha sıcak olduğunu gösteren yeterli kanıt sağlamaktadır. Montpellier akça ağacı (*Acer monspessulanum*) ve ateş dikenini (*Pyracantha coccinea*) gibi Akdeniz kökenli çalılar ve bodur ağaçlar, sarmaşık (*Hedera helix*), çobanpüskülü (*Ilex*), *Marisus serratus* ve Britanya dâhil olacak şekilde daha alt enlemlerde günümüzde bulunmayan su kestanesi (*Trapa natans*), Lesser Najad (*Najas minor*) ve *Salvinia natans* gibi bitkiler, yazın sıcak ve kurak, kışın ılık geçtiği bir mevsimi göstermektedir (Phillips, 1974).

Ostrobothnia'da OIS 5e safhasında iklimin optimum sıcaklık değeri, sıcağı seven canlı türlerine ait fosillerin bulunmasıyla ortaya konmuştur (Forsström et al., 1988). Avrupa'da, Holosen'in ılıman iklim kuşağı kuzey yarımküre sınırlarının çok ötesine yayılacak şekilde, İsveç'in Laponya Bölgesinde 67° 38' kuzey enlemine karşılık gelen alanda, Eemien Denizi'nden kalan tortullarda sıcağa uyumlu fauna ve florayı oluşturan canlılara ait fosiller bulunmuştur (Lundqvist, 1971). Aynı alandaki tortullarda bulunan polenler üzerinde yapılan incelemeler, fındık (*Corylus*) ve kızılgağaçlar (*Alder*) arasındaki yakınlığı, ayrıca bitki makrofosilleri ve böcek artıkları OIS 5e safhası boyunca yıllık ortalama sıcaklığın, Holosen sıcaklık ortalamasının 4°C üzerinde olduğunu göstermektedir.

Bu değişimle fazla uyuşmayacak şekilde daha güneyde, La Grande Pile'de (Vosges; Ponel, 1995) bulunan porsukağacı (*Taxus*) yayılmasına denk düşen safhayı gösteren tortullardan çıkarılan böcek kalıntılarından, iklimde (Şekil 8) yıllık sıcaklık ortalamasının 10-12°C kadar olduğu anlaşılmıştır ki, bu sıcaklık değeri, günümüzde aynı bölgede ölçülmüş 9.5°C'lık sıcaklık ortalaması değerinin çok üzerinde değildir. Temmuz ayına ait ortalama sıcaklık (16-18°C:Guiot et al., 1993) ve Atlantik Okyanusu su sıcaklığı değerleri de günümüz değerlerinden farklı değildir (CLIMAP Project Members, 1984). Buradan hareketle, acaba Avrupa'nın alt ve üst enlemleri boyunca ve/veya denizel ve karasal ortamları arasında iklimsel farklar olduğunu mu görmekteyiz, yoksa gördüğümüz, yapılan hesaplardaki hata sınırının, kabul edilebilirliğin üstünde olması mı?

Bu aşamada bize, genel atmosfer dolaşım modeline göre hazırlanmış, OIS 5e safhasındaki buzul arası çağın en üst etkinlik seviyesindeki güneşlenme etkinliği üzerine kurulu iklim ve bitki örtüsü modeli yardımcı olmaktadır (Harrison et al., 1995). Dünyanın güneş etrafında dönmekte olduğu yörüngesinde, yörünge ekseninin eğikliği, yörünge presesyonu ve yörünge dış merkezliliğinde görülen değişimler nedeniyle (Berger, 1978), günümüzden yaklaşık 125.000 yıl önce, güneşlenme en üst seviyesine ulaşmış ve özellikle de Avrupa'nın orta ve üst enlemlerini etkileyecek şekilde, yaz mevsimi hava sıcaklığı ortalamaları günümüz değerlerinin 4°C kadar üzerine çıkmıştır. Buna karşılık ve tersine bir gelişimle, daha alt enlemlerde ise kış mevsimi boyunca daha şiddetli soğuklar yanında, Avrasya'nın kara içi ortamlarında mevsimler arası iklimsel farkların daha şiddetli olduğu görülmektedir. Arktik Bölgede, özellikle İskandinavya'nın kuzeyinde, sıcaklık değerleri günümüzdekinin 2-8 °C daha üstünde iken, deniz üstündeki buz örtüleri, mevsimsel değişimlerin daha sert olması nedeniyle bir yıl içinde günümüzdükine oranla daha geniş alanlarda ilerlemekte ve gerilemektedirler.

Bu model, ne Eemien Denizi'nin Arktik Deniz ile olan bağlantısını ne de okyanus atmosfer ilişkisini dikkate almıyorsa da, burada özetleyerek verilen diğer bilgilerle uyum göstermesi nedeniyle, tasarımı titizlikle yapılmış bir model olarak araştırmacıların kullanma isteğini artırmaktadır.

Günümüzden 116.000–74.000 Yıllar Öncesi Zaman Aralığı: Buzul Çağına Doğru

Günümüzden 116.000–74.000 yıllar öncesi zaman aralığında, OIS 4 safhası olarak adlandırılan ve Avrupa'yı etkisi altına alacak büyük buzul ilerlemesi öncesinde, iklimde birbirini takip eden ısınma ve soğuma aralıkları saptanmıştır. Bu sürecin başlangıcında, OIS 5e'nin sonundan OIS 5d'nin sonuna kadar, deniz seviyesi düşüş değeri 50 metreye ulaşır (Herning ya da Melisey I soğuma aralığı). Deniz seviyesindeki düşüş değeri her ne kadar başka ölçümlerle doğrulanmamışsa da dikkate almaya geçecek miktarda küresel buzul kütlesi artışı ortaya koyar (Şekil 8). Bununla birlikte, söz konusu aralıkta İskandinavya buzul örtüsünde henüz ilerleme yoktur (Mangerud et al., 1981; Mangerud, 1991a, b) ve Norveç Denizi'nde, buzulların taşıyarak getirmesi ve yığılması gereken tortul malzemeye rastlanmaması (Baumann et al., 1995), buzul cephesinin bu aralıkta Norveç kıyılarına ulaşmadığını gösterir. İskandinavya Dağları'nın doğusunda, Laponya ve Kuzey Finlandiya buzullarla kaplanmış olabilir. Fakat diğer yerlerde buzul ilerlemeleri ancak dağ yamaçlarıyla sınırlı kalmış olmalıdır (Mangerud 1991a).

Bir sonraki aralıkta (OIS 5c: Brørup, St. Germain I ısınma aralığı), oldukça ılıman iklim şartları görülmektedir ve ılıman iklim şartları altında, İskandinavya buzul örtüsünün büyük bir kısmı eriyerek ortadan kalkmış olabilir (Mangerud 1991a; bu ölçümlerin alındığı kaynak ise; Donner, 1995, Chapter 8). Buzullardaki gerilemiş ve ortadan kalkışı, deniz seviyesinin düşüklük değerini –20 metre olarak gösteren U/Th yaşlandırma sonucu da desteklemektedir (Pickett et al., 1985; Bard et al., 1990; Smart and Richards, 1992). Bitki örtüsüyle ilgili olarak bulunan kanıtlar da, Geç Eemien'deki koşullara benzerlikler olduğunu işaret etmektedir.

OIS 5b aralığında deniz seviyesi yeniden düşer (Rederstall ya da Melisey II soğuma aralığı). Ancak, mercanlar üzerinde yapılan çalışmalardan elde edilen veriler, bu düşüşün günümüz deniz seviyesinin sadece 25 metre altına (-25 metre) karşılık geldiğini gösterir ki, bu da, küresel buzul ilerlemesinin çok büyük değerlere ulaşamayacağını gösterir (Şekil 8). Buzullar, Norveç'in batı kıyılarının ötesine geçecek kadar ilerlemişlerdir (Mangerud, 1991a) ve Norveç Denizi'nde bulunan mercan kalıntıları, su erimesi ve buz dağlarının (iceberg) varlığını açığa çıkaran kanıtlar sağlamıştır. Bununla birlikte, buzulların sürükleyerek buralara bıraktığı malzeme az miktardadır (Baumann et al., 1995). İskandinavya Dağları'nın doğusu ve Baltık Denizi'nin güneyi hakkında bildiklerimiz azdır. Ancak buralardaki iklim şartları da büyük olasılıkla OIS 5d'deki iklim şartlarına benzemektedir.

OIS 5a süresince (Odderade ya da St. Germain II ısınma aralığı), deniz seviyesi yeniden yükselmekle birlikte OIS 5c'deki seviye yüksekliğine ulaşmamaktadır. İskandinavya buzul örtüsünün ilerlediğini gösterir doğrudan bir kanıt yoksa da (Mangerud, 1991a), küresel ölçekte buzul yayılma sınırı, bir önceki soğuma aralığında buzulların ulaştığı ilerleme sınırının ötesine geçecek kadar ilerlemiştir.

OIS 5d-a aralıkları boyunca gelişmiş iklim değişimleri polen dizilerine göre ele alındığında, bitki örtüsünün, söz konusu aralıklar boyunca bir diğerini takip eden açık çayır ve kapalı orman yayılmaları görülmektedir. Isınma aralıklarında, günümüze göre,

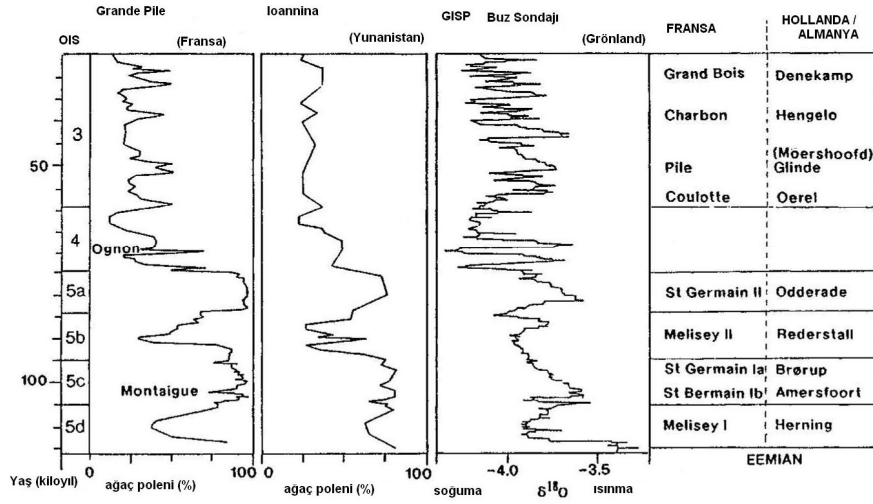
kuzey-güney yönlü olarak orman örtüsünü oluşturan ağaç türlerindeki değişimler daha fazladır. Örneğin, aynı ısınma aralığında, İskandinavya'nın kuzeyinde tundra bitki örtüsü egemenken, güneyinde huş ağacının (*Betula*) egemenliğinde gelişmiş ormanlar bulunmaktadır. Çam, ladin, köknar, karaçam ve huş ağacından oluşan iğne yapraklı ormanlar, Kuzey Almanya, Danimarka, Hollanda ve Britanya'yı kaplarken, Güney Merkezi Avrupa ve Fransa'da, ılıman iklim koşullarını seven geniş yapraklı ağaç türlerinin karışımından oluşan orman örtüleri yer almaktadır (Behre, 1989; Emontspohl, 1995). Alplerin güneyinde, Akdeniz unsurlu geniş yapraklı ağaç türlerinden oluşan orman örtüsü vardır (Wijmstra, 1969; Pons and Reille, 1988; Tzedakis, 1994; Follieri et al., in press). Sıcaklık ve yağışla ilgili yapılan hesaplamalar (Şekil 8), soğuma aralıklarında ortamın soğuk ve kurak, ısınma aralıklarında ise OIS 5e'ye göre daha karasal karakterde olduğunu göstermektedir.

Doğu Akdeniz'de soğuk ve kurak bitki örtüsünü oluşturan kazayağı (*Chenopodium*) ve pelin (*Artemisia*) bulunmaktadır ve bunu takip eden ısınma aralığında, yerlerini, Akdeniz'in, bir kısmı yıl boyunca yaprağını dökmeyen geniş yapraklı ağaç türlerinin oluşturduğu orman örtülerine bırakmaktadır. Isınma aralıklarında ortamın manzarası, OIS 5e safhasındaki ortamın manzarasına göre daha açıklık bitki örtüsü gelişimini gösterir. Bununla birlikte bu ısınma aralıklarında, yarı kurak ve kurak ortamlara uyumlu bitki topluluklarının varlığı da bulunmuştur (Cheddadi and Rossignol-Strick, 1995).

Fransa'da La Grande Pile'de (Vosges) bulunan polenlerin çalışılmasıyla elde edilen polen kayıtları ile Woillard tarafından yapılan denizel tortul oksijen izotop stratigrafisi çalışmasından elde edilen sonuçlar (Woillard, 1978; Woillard and Mokk, 1982) karşılaştırılmış ve deneştirilmiştir. Bu deneştirme, Avrupa'nın güneyi ve kuzeyi arasında da başarıyla yapılmıştır. Her bir ısınma aralığında, orman örtüsü bütün bölgelerde hızla yayılmaktadır ve bu da Melisey I'e oranla Melisey II'de iklimin daha soğuk olmasına rağmen, soğuma aralarında orman örtülerinin sığındıkları alanların, yayıldıkları ve genişledikleri alanlara yakınlığını gösterir. Güney Avrupa'da bitki örtüsü değişimini, kazayağı ve pelinlerin oluşturduğu step bitki örtüsü gelişimi ve egemenliğinin ortaya koyduğu kuraklık artışı gösterir (Follieri et al., in press).

Daha erken bir zamanda gelişen St.Germain I ısınma aralığında, ılık iklim koşullarında gelişen orman örtüsü, kısa bir süre etkili olan Montaigu olayıyla kesintiye uğramıştır (Reille et al., 1991). Montaigu olayının etkisiyle 500–1000 yıl kadar süren zaman aralığında soğuk step bitki örtüsünün egemenliği görülmüş, sonradan orman örtüsü geri gelmiştir (Beaulieu and Reille, 1992a). Bu olayın geçtiği zaman aralığı, Genç Dryas ile benzerlikler gösterir ve bütün Fransa ve Güney Avrupa boyunca bulunan kayıtlarla tanımlanmıştır.

Kuzey Afrika'daki OIS 5a-d süresince mevcut koşullar, Afrika'nın bu bölgesinin sadece kuzeybatı kısmında yeterli ve kapsamlı çalışılmıştır (Şekil 7). Bunun dışında kalan yerlerde yapılan kronolojik çalışma sonuçları fazla güvenilir değildir. Buna göre, çöl ile Sahelian Savan'ı sınırındaki bazı alanlar dışında, soğuma ve ısınma aralıklarında gelişen bitki örtüsü değişim miktarı azdır (Dupont, 1993). Akdeniz orman örtüsünde bir miktar fakirleşme görülmektedir (Hooghiemstra et al., 1992) ve bu fakirleşme ısınma aralarında bile (OIS 5a, 5c) belirgindir. Yarı kurak ortamlarda kuzeye doğru hafifçe genişleme görülmektedir.

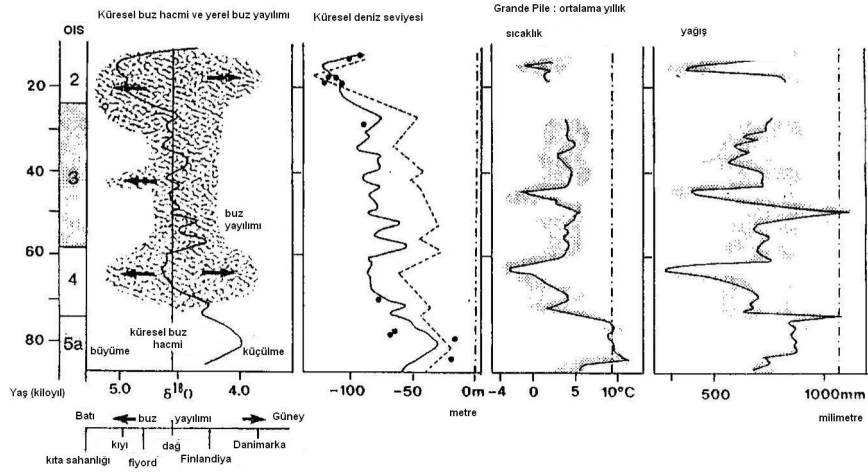


Şekil 11: OIS 5d safhasından OIS 3 safhasına kadar, GRIP araştırmasında (GRIP: Greenland Ice Project – Grönland Buz Projesi) (GRIP 1993, Şekil 1) buzul sondajlarından ortaya çıkan yüksek sıklıktaki iklimsel değişimlerle de karşılaştırılması yapılan, Fransa ve Kuzeybatı Yunanistan'da bulunan toplam ağaç polenleri (yüzdelerine göre). Avrupa'nın Geç Kuvaterner bitki örtüsü tarihi. Ölçekte ve yaşlandırmada karşılaşılan sorunlar nedeniyle, üç kayıt arasındaki denestirmeler takribidir.

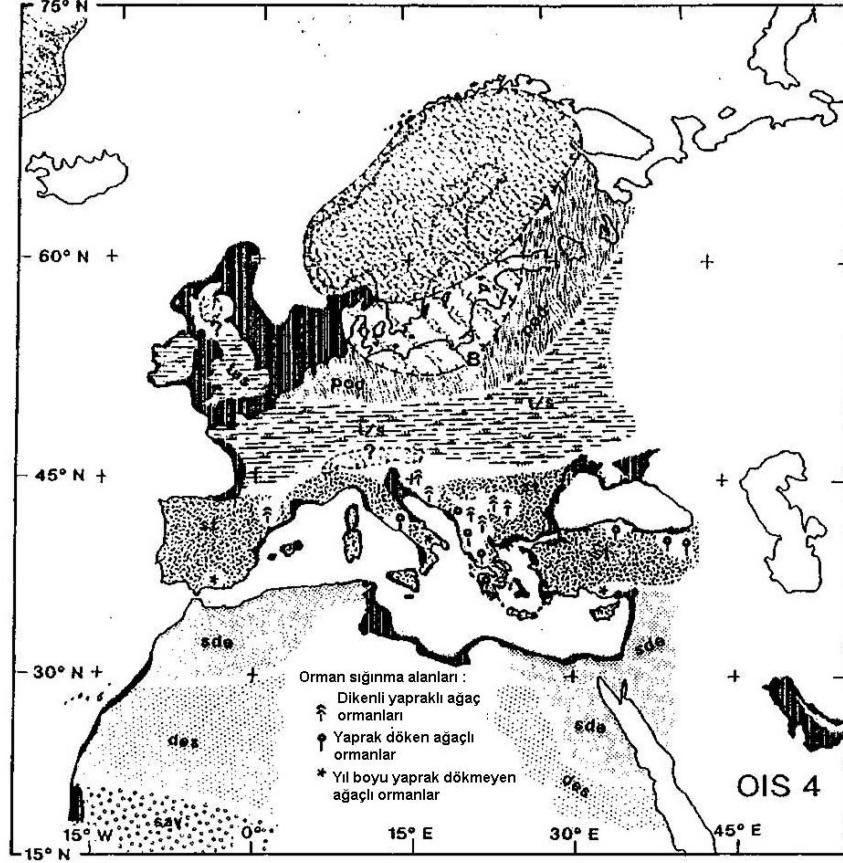
Günümüzden 74.000–59.000 Yıllar Öncesi Zaman Aralığı: Büyük Buzul İlerlemesi

OIS 4 safhasıyla birlikte, iklimdeki uzun süren yavaş soğuma eğilimi, yerini, buzulların egemenliğinin arttığı büyük ve daha geniş alanda etkili soğumaya bırakır (Şekil 12). İskandinavya buzul örtüsü bir hayli ilerler. Ancak bu ilerleyişin bıraktığı yer şekilleri ve diğer izler, daha sonra gelişen OIS 2 safhasının buzul örtüleri tarafından aşındırılmış ya da bu safhada oluşan buzul ortamı tortulları tarafından örtülmüştür. OIS 4 safhasında olduğu düşünülen buzul ortamı tortulları sadece İskandinavya'da değil; Danimarka (Strand Strand-Petersen and Kronborg, 1991), Polonya (Mojski, 1991), Estonya (Liivrand, 1991), ve Almanya'nın kuzeybatısında (Benda, 1995, Chapter 8,

pp.106–108; Menke, 1991) bulunmuştur. Ancak bütün bu çalışmaların sonucu tartışmalıdır. Maalesef, OIS 4 safhası tortulları ^{14}C yaşlandırma yöntemini kullanamayacağımız kadar eskidir ve bu nedenle de, OIS 4 ve OIS 2 safhasındaki buzul ilerlemelerinin bıraktığı tortulların bu yaşlandırma yöntemiyle birbirlerinden ayrılması, güvenilir bir seçenek değildir (Donner, 1995, pp.70–73, Table 9.1). Termolüminesans yaşlandırma yöntemi de kullanılmıştır (e.g.Strand-Petersen and Kronborg, 1991). Fakat elde edilen sonuçlar OIS 4 safhası başlangıcının tarihsel yerleşimini SPECMAP'in (Mojski, 1991) bulduğu yaşı 15.000–20.000 yıl öncesine koymaktadır ki bu zamansal fark, büyük dikkat isteyecek çalışmalarla düzeltme yapılmasını gerektirmektedir. Netice olarak, Andersen ve Mangerud (1989, Şekil 9) OIS 4 safhası için iki buzul sınırı verirken (Şekil 13), Donner (1995, Şekil 8.4), bunları hep birlikte ve Baltık-aşırı buzul yayılmasının iki ucu olarak değerlendirmiştir. Ancak açık olan, OIS 4 safhasındaki buzul ilerlemesinin, OIS 2 safhasında görülen buzul ilerlemesinden daha küçük olduğudur.



Şekil 12: Günümüzden 75.000–25.000 yıllar öncesi zaman aralığında, OIS 4 ve OIS 3 safhaları süresince ortamda görülen değişiklikler. En soldaki grafikte gölgelendirmeye yapılmış, buzulların sola doğru ilerleyişi İskandinavya'nın batısına, sağa doğru ilerleyişi ise İsveç/Finlandiya ile Danimarka yönünde buzul ilerleyişini göstermektedir. Alındığı kaynak: (Mangerud, 1991 Şekil 5). Şeklin sol alt köşesinde yer alan çizim ana coğrafi yönlere göre buzul ilerlemesini gösterir. Deniz seviyesi değişimlerini gösterir grafik Şekil 4'ten alınmadır. Siyah noktalar, yaşlandırmaları yapılmış Barbados mercan sekilerini göstermektedir (Bard et al, 1990). Merkezi Avrupa yıllık ortalama sıcaklık ve yağış tarihini gösteren grafiğin alındığı kaynak: (Guiot et al., 1989, Şekil 3). Sıcaklık ve yağışla ilgili grafiklerdeki gölgelendirmeli kısımlar eğrilerin güvenilirlik aralıklarıdır. Noktalı-çizgili hat, günümüz değerlerini göstermektedir.



Şekil 13: Geç OIS 4 safhasında Avrupa coğrafyasının manzarası. (A) asgari ve (B) azami olmak üzere, İskandinavya buzul örtüsünün yayılma sınırını göstermektedir (Andersen and Mangerud, 1989). Kuzey Atlantik üzerindeki buz örtüsü yayılma ve eş sıcaklık eğrileri (izoterm) sınırları bilinmemektedir. Bu safhadaki deniz kıyısı seviyesi, günümüz deniz kıyısı seviyesinin 75 metre altındadır (-75 metre). **Bu safhadaki ortamlar:** bulutsu desen:buzul örtüleri; siyah renkli yerler:deniz seviyesinin düşmesiyle birlikte genişleyen kıyı ovaları; pod:kutup çölü; t/s:tundra ve soğuk step karışımı; st:kurak ve soğuk step; sde:yarı çöl; des:çöl; sav:Sahelian savanı ya da park ormanı.

OIS 4 safhası boyunca egemen olan buzul yayılması ve özellikle İskandinavya buzullarının ilerlemesine, bitki örtüleri, karmaşık seriler halinde gelişen yayılmalar oluşturur şekilde tepki vermişlerdir. OIS 5a-OIS 4 safhası geçişinde, kısa bir süre için alanda açık bitki örtüsü egemenliği görülürken, bu açıklığı, ılık bir safhamın etkisinde (Ognon ılık safhası) (Şekil 11), Fransa ve Almanya'nın güneyinde gelişen orman örtüsü takip eder (Woillard, 1978). Aynı anda, Alplerin güneyinde ardıçlar yayılmıştır. Sadece OIS 4 safhasının sonuna doğru, İskandinavya buzul örtüsünün ilerlemesi sonucunda sıcaklığın düşmesiyle birlikte, açık bitki örtüsünün geniş alanlarda egemen olduğu görülür (Şekil 12, 13, 14). Daha güneyde tundra ile soğuk-kurak ortam step bitki örtüleri genişlemekte, ılık iklim koşullarına uyumlu ağaç türlerinden oluşan orman örtüleri, örneğin, Yunanistan'ın kuzeybatısındaki sığınma alanlarında bile gerilemektedirler (Tzedakis, 1993).

Fransa'da polenlerin incelenmesi üzerine kurulu iklim değişimi çalışmaları (Guiot et al., 1989), günümüzdekine göre sıcaklığın 12-13°C daha az olduğunu, 650-800 mm yıllık yağış değeri de, yağışın günümüzdekinden daha az olduğunu göstermektedir (Şekil 12).

Denizel tortullardaki sondajlardan elde edilen polenler üzerinde yapılan incelemeler, Yakın Doğu'da da aynı gelişim sürecinde oluşacak şekilde, OIS 4 safhasının başlangıcında, yıl boyu yaprak dökmeyen meşe ağaçlarından oluşan orman genişlemesini gösterir ki, bu da, iklimde ısınmanın görüldüğü Ognon aralığına karşılık gelmektedir. Ancak sonrasında, ormanların ortadan kalktığı ve ortamı yarı çöl karakterli bitki örtüsünün kapladığı görülür. Kuzeybatı Afrika'da (Şekil 7), Akdeniz ormanları hemen tümüyle ortadan kalkmış ve yarı çöl ortamı kuzeye doğru ilerlemiştir (Dupont, 1993). Kazayağı (Chenopod) fosilleri, çölün genişlediğini göstermektedir (Hooghiemstra et al., 1992).

Günümüzden 59.000–24.000 Yıllar Öncesi Zaman Aralığı: Uzun Süren Orta Buzul Çağı

OIS 3 safhasının başında, Norveç Denizi'nde bulunan buzullar tarafından taşınarak bırakılmış tortulların kanıt oluşturduğu geçici bir buzul ilerlemesi ve soğuma vardır (Baumann et al., 1995). Buzul örtüsü OIS 2 safhasının başlangıcına kadar İskandinavya'nın bir kısmında kalırken, coğrafi sınırları (Şekil 14), OIS 4 safhasındaki buzul örtüsü sınırlarından farklıydı (Andersen and Mangerud, 1989; Mangerud, 1991a; Donner, 1995). Bazı alanlarda elde edilen sonuçlar, OIS 3 safhasının hemen başında İskandinavya'nın alçak arazisinde buzul gerilemesinin neredeyse tamamlandığını gösterir (Donner, 1995, pp.69–74). Buna karşın, çalışmada elde edilen yaşlar fazla güvenilir değildir.

OIS 3 safhasının başlamasıyla, önceki ısınma aralığında azalan küresel buz hacmi, bu andan itibaren geçecek 30.000 yıllık sürede yavaşça arttı (Şekil 12). Bu safhada, deniz seviyesi de günümüzdeki deniz seviyesinin 50 metre (-50 metre) kadar altına inerken, OIS 3 safhasının sonlarına doğru, en alt seviyesi olan -80 metreye kadar düştü (Bard et al., 1990). Deniz seviyesindeki alçalmaların izlerine Akdeniz'in pek çok kıyısında rastlanmıştır (Şekil 12, Şekil 14), ancak daha büyük buzul çağlarındaki kadar etkili olmamıştır.



Şekil 14: Günümüzden 39.000-36.000 yıllar öncesinde, Avrupa OIS 3 safhasının ılıman iklim koşullarının hüküm sürdüğü aralığında Avrupa manzarası. Bu aralığın zamansal uzunluğu büyük olasılıkla OIS 3 safhası boyunca geçen zamanın yarısına karşılık gelmektedir. (A) asgari ve (B) azami olmak üzere, İskandinavya buzul örtüsünün yayılma sınırı göstermektedir (Andersen and Mangerud, 1989). Kuzey Atlantik üzerindeki buz örtüsü yayılım ve eş sıcaklık eğrileri (izoterm) sınırları bilinmemektedir. Bu safhadaki deniz kıyısı seviyesi günümüz deniz kıyısı seviyesinin 50 metre altındadır (-50 metre). Bu aralıktaki ortamlar: bulutsu desen:buzul örtüleri; siyah renkli yerler:deniz seviyesinin düşmesiyle birlikte gelişen kıyı ovaları; stu:bodur tundra; cow:çam ormanı; cdf:çam ve geniş yapraklı orman karışımı; sde:yarı çöl; des:çöl; sav:Sahelian savanı ya da park ormanı.

Batı Norveç'te OIS 3 safhasının ortasında gelişen kısa süreli soğuma aralığı (Şekil 12) (Mangerud, 1991a; Baumann et al., 1995), Donner'a göre, yerel şartlardan kaynaklanmış olabilir (Donner, 1995, pp. 79-80). Donner, bu soğuma aralığının, İskandinavya'nın doğusunda ve güneyinde fazla belirgin olmadığına inanmaktadır. Ona göre, bu soğumada gerçek bir buzul ilerlemesi olup olmadığı tam olarak belli olmamakla birlikte, polen kayıtları, bu aralıkta, arktik step ve tundra bitki örtüsünün genişlediğini göstermektedir.

OIS 3 safhası boyunca, kısa süreli (100 ile 1000 yıl arasında devamlılık gösteren) ve başlangıç-bitiş sınırları ani geçişlerden oluşan iklimsel salınımların varlığı, Grönland'da yapılan GISP2 ve GRIP sondajlarından çıkarılan malzeme üzerinde yapılan çalışmalar sonucunda bulunmuştur (Şekil 11). Bond (Bond et al., 1993), iklimsel salınımların varlığını gösteren sondaj sonuçlarını, Kuzey Atlantik'te yapılan derin deniz sondajlarından elde edilen malzemenin ortaya koyduğu, aynı safha boyunca görülen deniz suyu sıcaklığı değişim değerleriyle denestirmiştir. Söz konusu iklimsel salınımlar, 10.000-15.000 yıllık sürelerde, varlığını, birbirini takip eden soğuma ve ısınma aralıklarıyla, Kuzey Amerika (Bond et al., 1992, 1993; Bond and Lotti, 1995), Norveç buzul örtülerinde sürdürmekte ve buz dağlarının denize boşaldığı Heinrich olayıyla sonuçlanmaktadır. Birbirini takip eden soğuma ve ısınma aralıklarının neden olduğu buzul örtüsü ilerlemeleri ve gerilemeleri, atmosferin alt kısımlarındaki jet akımlarının hareketlerinin enlemsel olarak aşağıya ve yukarıya doğru değişmesinden kaynaklanıyor olabilir (MacAyeal, 1993; Keigwin et al., 1994; Hafliadason et al., 1995). Nihayet, kutup cephesinin kuzeye doğru gerilemesi ve Kuzey Atlantik termohalin devrinin daha yukarı enlemlere kayması, ılıman iklim şartlarının kuzeye doğru ilerlediğini gösterir (Bond, 1995; Broecker, 1994a, b). Eğer bu varsayım doğruysa, birbiri ardınca gelişen bütün bu iklimsel değişimlerin, Avrupa'nın karasal ortamlarını etkilemiş olması gerekir ve bu etki, buz ve polen sondajlarından elde edilen sonuçların denestirilmesinde de görülmelidir (Thouveny et al., 1994).

OIS 3 safhasıyla ilgili olarak Avrupa'nın kuzeybatısında yapılan çalışmalarla oluşturulan polen kayıtları, iklimde ısınmanın etkin olduğu aralıkları ortaya çıkarmıştır (Şekil 11). Örneğin, Oerel ve Glinde olayları gibi (Behre and Lade, 1986; Behre, 1989). Bu olaylar, yazıldıkları sıraya göre, günümüzden 58.000 – 54.000 ile 51.000 – 48.000 yıllar öncesi zaman aralıklarında oluşmuşlar (Behre and van der Plicht, 1992) ve La Grande Pile'de saptanan Goulotte ve Pile aralıklarına karşılık gelirler (Woillard and Mook, 1982). OIS 3 safhasının erken döneminde, günümüzden 49.000 – 41.000 yıllar öncesi zaman aralığında sürmüş ılıman iklim koşullarının egemen olduğu bir aralık saptanmıştır ki, (Moerhoofd; Zagwijn, 1961) bu da, Glinde aralığına karşılık gelmektedir (Ran, 1990). Ancak bu değerlendirmeler, Behre ve van der Plicht tarafından (1992) kuşkuyla karşılanmaktadır, çünkü bitki örtüsü dağılımına bakıldığında, her iki alan arasında farklılıklar olduğu görülmektedir. Ayrıca stratigrafik konumlamalar görecelidir ve yaşlandırma için kullanılan ¹⁴C yöntemi de yaşı 40.000 – 35.000 yıl olan bir malzemenin yaşlandırılması çalışmasında fazla güvenilir sonuçlar vermeyeceği gibi SPECMAP yaşlandırma sonuçlarıyla da çelişmektedir.

Hollanda'da iklimde ısınmanın görüldüğü diğer aralıklar, Hengelo (39.000 - 36.000 yıllar) ve Denekamp (32.000 - 28.000 yıllar) aralıklarıdır. (van der Hamen et al., 1967; Ran and van Huissteden, 1990). La Grande Pile'de, bu aralıklara benzeyen Charbon ve Grand Bois aralıkları olmakla birlikte, Hollanda'daki aralıklarla zamandaşlıkları kesinlik kazanmamıştır. Benzer iklimsel değişim aralıkları, Güney Avrupa'nın, Alplerin kuzey ve güneyinde tanımlanmıştır (e.g.Leroy, 1994), ancak, bu tanımlamaların başka verilerle de kuvvetlendirilmesi gerekmektedir.

Güney Avrupa'da yapılan çalışmalardan elde edilen uzun polen kayıtları, ¹⁴C yaşlandırma ve tephrokronoloji yöntemlerinin de kullanımıyla bölgelerarası denetim yapılmıştır (e.g.Follieri et al., in press). Bu sayede, diğer bölgelerdeki malzemeden elde edilen diğer kayıtlarla, karşılaştırmalı polen incelemesi üzerine kurulu sağlam bir stratigrafi oluşturulabilir. GRIP ve GISP2 buzul sondajları ve Kuzey Avrupa polen kayıtlarının ortaya koyduğu şiddetli ve ani iklim değişimlerinin denetirilmesi (Şekil 11) sayesinde, OIS 3 safhası süresince gelişmiş iklimsel değişimlerin ortamdaki görünümünün ayrıntılı olarak canlandırılması sağlanabilir. Bununla birlikte, Avrupa buzul ortamının iklimsel ve bitki örtüsü gelişimini ortaya koymak için kronolojik çalışmaların daha fazla geliştirilmesi gerekmektedir.

OIS 3 safhası içinde 39.000-36.000 yıllar öncesi zaman aralığındaki iklim karakteri, öncesinde ve sonrasında gelişmiş pek çok ılık iklim aralıklarından birisidir (Şekil 14). Bu ve benzeri bütün iklim aralıkları hep birlikte, OIS 3 safhası süresince geçmiş zamanın yarısında etkili olmuşlardır. Safha boyunca, bitki örtüsü dağılımında görülen değişim miktarı, bu çalışmanın kapsadığı zaman dilimi içinde, kuzey-güney yönlü olarak gelişmiş en ani değişimlerden birisidir. Kuzey Almanya'daki çalışmalardan elde edilen polen kayıtları, cüce huş (Betula nana), söğüt (Salix) ve ardıçla (Juniperus) karakterize edilen bodur tundra örtüsünü gösterir (Behre, 1989). Hollanda'dan Baltık doğusundaki St. Petersburg'a kadar olan alanda ladin (Picea) yayılması egemendir (Liivrand, 1991). Fransa'nın doğusunda ve Alplerin önündeki açık arazide, çam, ladin ve huş ağacı ormanları vardır. Ancak, Alplerin kuzeyine doğru, geniş yapraklı ağaçlardan oluşan ormanlar bulunmamaktadır (de Bealieu and Reille1984, 1991a, b; Gröger, 1989; Reille and de Beaulieu,1990). La Grande Pile'de (Şekil 12) ve Les Echets'de (Guiot et al., 1989) polenler üzerinde yapılan hesaplamalar, günümüze göre, yıllık ortalama sıcaklığın 4°C daha düşük olduğunu ve yıllık yağışın da, günümüz yıllık yağış değerinin 200-400 mm altında yer aldığını ortaya çıkarmıştır (Şekil 12). La Grande Pile'de bulunan böcek fosilleri, 32.000 yıl önce gelişen Grand Bois ılımanlaşma olayından hemen önce, ortamda en sıcak aylarda ortalama sıcaklığın 8°C, en soğuk aylarda -5°C olduğunu göstermiştir (Ponel, 1995).

İklimin ılık olduğu aralıklarda, Akdeniz çevresinde, Katalanya bölgesinde yayılmış bazı meşe ormanları dışında çam ormanları egemendir (Pérez-Obiol and Juliá, 1994). İspanya'nın güneyinde ise çam ve ardıç yanında, yıl boyunca yaprak dökmeyen geniş yapraklı meşe ormanları yayılmaktadır (Pons and Reille, 1988). İtalya'nın orta ve güney kısımlarında meşe (Quercus), fındık (Corylus), kayın ağacı (Fagus), ihlamur (Tilia), karaağaç (Ulmus) ağaçlarından oluşan ormanlar yayılmıştır (Follieri et al., 1988, in press; Leroy, 1994; Rossignol-Strick and Planchais, 1989; Watts, 1985). Benzer

yayılm, Yunanistan'ın kuzeyinde de varken (Wijmstra, 1969; Tzedakis, 1994), güneyinde, yıl boyunca yaprak dökmeyen meşe, çam ve ardıç ormanları bulunmaktaydı. OIS 3 safhasında, Akdeniz ormanları açıklıklar halinde gelişmiş ormanlardı. Bununla birlikte, Yunanistan'ın kuzeybatısı ve İtalya'nın iç kısımlarında, toprak yapısının uygun ve nemin yeterli olduğu yerlerde sık ağaçlı ormanların varlığı da bulunmuştur.

Yakın Doğu'da yıl boyu yaprak dökmeyen ağaçların oluşturduğu ormanlar, başlıca, yarı çöl ortamındaki alanların içine doğru yayıldı (van Zeist and Bottema, 1991; Cheddadi and Rossignol-Strick, 1995). Kuzeybatı Afrika'nın güneyine doğru yapılan sondajların yetersiz sayıda olması nedeniyle, ortamın, OIS 4 safhası ve OIS 3 safhasının erken dönemi boyunca, ortamın iklimini gösteren kanıtlar halen birbirinden kopuk parçalar halindedir (Şekil 7). Çöl ve yarı çöl ortamlar en geniş sınırlarını korumaktadırlar ve tropik yağmur ormanları, güneyde, o zamana gelene kadar gösterdikleri en büyük çekilmeyle en dar alanlarına gerilemişlerdir (Hooghiemstra et al., 1992). Afrika'nın kuzeydoğusunda tam çöl şartları egemendir ve pluviyal (yağışlı) iklim şartları ortadan kalkmıştır (Szabo et al., 1995).

Sonsöz

Çalışmamızda verilen bütün bilgi ve tartışmalarda iki temel nokta vurgulanmıştır.

Birincisi, bin yıl ya da daha kısa süreli zaman süreçlerinde değiştikleri görülen eski ortamlardan kalmış malzemenin incelenmesinden elde edilen kayıtlarla yapılacak karşılaştırmalı çalışmalar öncesinde, insanlık tarihi üzerine yapılan çalışmaların kronolojisinin daha da geliştirilmesi yanında, incelenen zaman aralığı boyunca en üst değerlerin görüldüğü çok kısa süreler dışında, buzul çağlarında iklimin ortama etkisinin daha az şiddetli olduğudur.

İkinci olarak, birkaç yüzyıl ile birkaç bin yıl arası süren iklimsel değişimler ve aralarındaki keskin geçişler dikkate alınmalıdır. Bu geçişler, buzul ortamının şekillenmesi yanında, Paleolitik boyunca insan faaliyetlerini yüksek oranda etkilemiş olmalıdır. Küçük buzul çağı (Grove, 1988) ve günümüzde insan uygarlığının önemli konularından birisi olan küresel ısınmanın etkileri buna en yakın örneklerdir. Ancak, belki de insanlığın erken Paleolitik döneminde, avcı ve toplayıcı toplumlar, bu değişimleri fark etmemiş ya da etkilerini, yavaş süren göçlerle telafi etmiş olabilirler. Bilgilerimiz daha çok artana kadar, iklimsel değişimlerin bütün bu özellikleri, orta-yüksek enlemlerdeki kısa süreli ama etkileri güçlü olaylar ve insan faaliyetlerine etkileri üzerine yürütülen fikirler spekülasyondan öteye geçmeyecektir.

Esas gayretimiz, çalışmamızın zamansal sınırları içerisinde, Avrupa'nın mekân ve zaman boyutlarında eski ortamsal manzarasını ve sınırlarını açığa çıkarmaktır. Çalışmada, insanlığın ve uygarlığın aynı zaman dilimi içinde gelişim gösterdiği diğer coğrafyalara yer verilmemiştir. Ayrıca, burada değinilmeyen bazı yerel ayrıntılar, çalışmamızın geniş bakış açısına oranla, örneğin arkeologlar için daha ilgi çekici olabilir.

Haritalar ikna edici. Varlıklarıyla, önemli bir bilgi boşluğunu dolduruyorlar. Ancak güvenilirlik dereceleri her okur tarafından aynı ölçüde kabul edilmeyebiliyor.

Haritalar, ortamları hareketsiz gösterir. Haritaların gösterdiği değişimler, birbiri ardınca, sanki birbirinin devamı değilmiş gibi gelişen ve değişen ortamları gösterir. Aslında iklimsel değişimler arasındaki geçişler, çok kısa bir zamansal süreye karşılık gelir. Ancak kabilelerin göç yönünü belirleyen bazı ortamsal güçleri oluşturmuş veya harekete geçirmiş olabilirler.

KAYNAKLAR

- Aitken, M.J., Stringer, C.B. and Mellars, P.A. (eds) (1993). *The Origin of Modern Humans and the Impact of Chronometric Dating*. Princeton University Press, Princeton, NJ.
- Andersen, B.G. and Mangerud, J. (1989). The last inter-glacial-glacial cycle in Fennoscandia. *Quaternary International*, 3-4, 21-29.
- Bard, E., Hamelin, B. and 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, 456-459.
- Bar-Yosef, O. and Kra, R.S. (eds) (1994). *Late Quaternary Chronology and Paleoclimates of the Eastern Mediterranean*. Radiocarbon, Tucson, Arizona.
- Baumann, K.-H., Lackschewitz, K.S., Mangerud, J., Spielhagen, K.F., Wolf-welling, T.C.W., Henrich, R. and Kassens, H. (1995). Reflection of Scandinavian ice-sheet fluctuations in Norwegian Sea sediments during the past 150,000 years. *Quaternary Research*, 43, 185-197.
- Behl, R.J. and Kennett, J.P. (1996).. Brief interstadial events in the Santa Barbara basin, NE Pacific, during the past 60 kyr. *Nature*, 379, 243-246.
- Behre, K.-E. (1989). Biostratigraphy of the last glacial period in Europe. *Quaternary Science Reviews*, 8, 25-44.
- Behre, K.-E. and Lade, U. (1986). Eine Folge von Eem und 4 Weichsel-Interstadialen in Oerel/Niedersachsen und ihr Vegetationsablauf. *Eiszeitalter und Gegenwart*, 36, 11-36.
- Behre, K.-E. and van der Plicht, J. (1992). Towards an absolute chronology for the last glacial period in Europe: Radiocarbon dates from Oerel, northern Germany. *Vegetation History and Archaeobotany*, 1, 111-117.
- Benda, L. (ed.) (1995). *Das Quartär Deutschlands*. Borntraeger, Berlin.
- Bender, M., Sowers, T., Dickson, M.-L., Orcharto, J., Grootes, P., Mayewski, P.A. and Meese, D.A. (1994). Climate correlations between Greenland and Antarctica during the past 100,000 years. *Nature*, 372, 663-666.
- Bennett, K., Tzedakis, P.C. and Willis, K. (1991). Quaternary refugia of north European trees. *Journal of Biogeography*, 18, 103—115.
- Berger, A.L. (1978). Long-term variations of daily insolation and Quaternary climatic changes. *Journal of Atmospheric Sciences*, 16, 390-403.
- Birks, H.J.B. (1981). The use of pollen analysis in the reconstruction of past climates. //: Wigley, T.M.L., Ingram, M.J. and Farmer, G. (eds). *Climate and History; Studies in Past Climates and their Impact on Man*, pp. 111-138. Cambridge University Press, Cambridge.
- Birks, H.J.B. (1986). Late Quaternary biotic changes in terrestrial and lacustrine environments with particular reference to north-west Europe. In: Berglund, B.F. (ed.), *Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology*, pp. 3-65. John Wiley, Chichester.
- Bloom, A. and Yonekura, N. (1985). Coastal terraces generated by sea-level change and tectonic uplift. In: Woldenberg, N.J. (ed.). *Models in Geomorphology*, pp. 139-154. Allen and Unwin, Winchester, MA.

- Bond, G.C. (1995). Climate and the Conveyor. *Nature*, 377, 383-384.
- Bond, G.C, Heinrich, H., Broecker, W., Labeyrie, L., McManus, J., Andrews, J.T., Huon, S., Jantschik, R., Clasen, S., Simet, C., Tedesco, K., Klas, M., Bonani, G. and Ivy, S. (1992). Evidence for massive discharge of icebergs into the North Atlantic Ocean during the last glacial period. *Nature*, 360, 245-249.
- Bond, G.C, Broecker, W.D., Johnsen, S., McManus, J., Labeyrie, L., Jouzel, J. and Bonani, G. (1993). Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice. *Nature*, 365, 143-147.
- Bond, G.C. and Lotti, R. (1995). Iceberg discharges into the North Atlantic on millennial limescales during the last glaciation. *Science*, 267, 1005-1010.
- Broecker, W.S. (1994). Ocean circulation: An unstable super-conveyor. *Nature*, 367, 414-415.
- Broecker, W.S. (1994). Massive iceberg discharges as triggers for global climate change. *Nature*, 372, 421-424.
- Causse, C., Coque, R., Fontes, J.Ch., Gasse, F., Gibert, E., Ben Oezdou, H. and Zouarie, K. (1989). Two high levels of continental waters in the southern Tunesian Chotts at about 90 ka and 150 ka. *Geology*, 17, 922-925.
- Chappell, J. and Shackleton, N.J. (1986). Oxygen isotopes and sea level. *Nature*, 324, 137-140.
- Cheddadi, R. and Rossignol-Strick, M. (1995). Eastern Mediterranean Quaternary paleoclimates from pollen and isotope records of marine cores in the Nile Cone area. *Paleoceanography*, **10**, 291-306.
- Chen, J.H., Curran, H.A., White, B. and Wasserburg, G.J. (1991). Precise chronology of the last interglacial period: $^{214}\text{U}/^{210}\text{Th}$ Data from fossil coral reefs in the Bahamas. *Bulletin of the Geological Society of America*, **103**, 82-97.
- CLIMAP Project Members (1976). The surface of the Ice-age earth. *Science*, 191, 1131-1137.
- CLIMAP Project Members (1981). Seasonal reconstructions of the earth's surface at the last glacial maximum. *The Geological Society of America, Map and Chart Series*, MC36, McIntyre, A. and Cline, R. (eds).
- CLIMAP Project Members (1984). The last interglacial ocean. *Quaternary Research*, 21, 123-224.
- COHMAP Members (1988). Climatic changes of the last 18.000 years: Observations and model simulations. *Science*, 241, 1043-1052.
- Cornu, S., Patzold, J., Bard, E., Meco, J. and Cuerda-Barcelo, J. (1993). Paleotemperatures of the last interglacial period based on ^{818}O of *Strombus bubonius* from the western Mediterranean Sea. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **103**, 1-20.
- Cortijo, E., Duplessy, J.-C., Labeyrie, L., Leclaire, H., Duprat, J. and van Weering, T.C.E. (1994). Eemian cooling in the Norwegian Sea and North Atlantic Ocean preceding continental ice-sheet growth. *Nature*, 372, 446-449.
- Crowley, T.J. (1994). Potential reconciliation of Devils Hole and deepsea Pleistocene chronologies. *Paleoceanography*, 9, 1-5.
- Crowley, T.J. and Kim, K.-Y. (1994). Milankovitch forcing of the last interglacial sea level. *Science*, 265, 1566-1568.
- Dansgaard, W., Johnsen, S.J., Clausen, H.B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N.S., Hammer, C.U., Hvidberg, C.S., Sleffensen, J.P., Sveinbjornsdottir, H., Jouzel, J. and Bond, G. (1993). Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature*, 364, 218-220.

- Davis, M.B. (1981). Quaternary history and the stability of forest communities. In: West, D.C., Shugarth, H.H. and Botkin, B.G. (eds), *Forest Succession*, pp. 132-177. Springer, Berlin.
- de Beaulieu, J.-L., Monjuvent, G. and Nicoud, G. (1991). Chronology of the Würmian glaciation in the French Alps: A survey and new hypotheses. In: Frenzel, B. (ed.), *Klimageschichte Uche Probleme der letzten 130,000 Jahre*, pp. 435-449. Gustav Fischer, Stuttgart.
- de Beaulieu, J.L. and Reille, M. (1984). A long upper Pleistocene pollen record from Les Echets near Lyon, France. *Boreas*, 13, 111—132.
- de Beaulieu, J.L. and Reille, M. (1992). Long Pleistocene pollen sequences from the Velay Plateau (Massif Central, France), 1. Ribains Maar. *Vegetation History and Archaeobotany*, 1, 223-242.
- de Beaulieu, J.L. and Reille, M. (1992). The climatic cycle at Grande Pile (Vosges, France): A new pollen profile. *Quaternary Science Reviews*, 11, 431-438.
- Donner, J. (1995). *The Quaternary of Scandinavia*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Duplessy, J.C., Labeyrie, L. and Blanc, P.L. (1988). Norwegian sea deep water variations over the last climatic cycle. In: Wanner, H. and Siegel, U. (eds), *Long and Short-Term Variability of Climate*, pp. 83—116. Springer, New York.
- Dupont, L. (1992). Marine palynology of interglacial-glacial transitions. In: Kukla, G.J. and Went, E. (eds), *Start of a Glacial*, pp. 137-155. Springer, Heidelberg.
- Dupont, L.M. (1993). Vegetation zones in NW Africa during the Brunhes Chron reconstructed from marine palynological data. *Quaternary Science Reviews*, 12, 189-202.
- Dupont, L.M. and Beug, H.-J. (1991). Marine palynological studies off NW Africa. *Palaeoecology of Africa and the Surrounding Islands*, 22, 135-155.
- Edwards, L.R., Chen, J.H., Ku, T.-L. and Wasserburg, G.J. (1987). Precise timing of the last interglacial period from mass-spectrometric determination of Thorium-230 in corals. *Science*, 236, 1547-1553.
- Ehlers, J., Gibbard, P.L. and Rose, J. (eds) (1991). *Glacial Deposits in Great Britain and Ireland*. Balkema, Rotterdam.
- Emontspohl, A.-F. (1995). The northwest European vegetation at the beginning of the Weichselian glacial (Brörup and Odderade Interstadials): New data from northern France. *Review of Paleobotany and Palynology*, 84, 243-262.
- Follieri, M., Magri, D. and Sadori, L. (1988). 250,000-year pollen record from Valle di Castiglione (Roma). *Pollen et Spores*, 30, 329-356.
- Follieri, M., Giardini, M., Magri, D. and Sadori, L. (1996). Palynostratigraphy of the last glacial period in the volcanic region of Central Italy. *Quaternary International (in press)*.
- Forsström, L., Aalto, M., Eronen, M. and Gronlund, T. (1988). Stratigraphic Evidence for Eemian crustal movements and relative sea-level changes in eastern Fennoscandia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 68, 317-335.
- Fredoux, A. (1994). Pollen analysis of a deep-sea core in the Gulf of Guinea: Vegetation and climatic change during the last 225,000 years B.P. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 109, 317-330.
- Frenzel, B. (1991). Über einem frühen letzteiszeitlichen Vorstos des Rheingletschers in das deutsche Alpenvorland. In: Frenzel, B. (ed.), *Klimageschichtliche Probleme der letzten 130,000 Jahre*, pp. 377-399. Gustav Fischer, Stuttgart.
- Frenzel, B., Pecs, M. and Velichko, A.A. (1992). *Atlas of Paleoclimates and Paleoenvironments of the Northern Hemisphere, One Pleistocene-Holocene*. Gustav Fischer, Jena.

- Frodeman, R. (1995). Geological reasoning: Geology as an interpretive and historical science. *Bulletin of the Geological Society of America*, **107**, 960-968.
- Fronval, T., Jansen, E., Bloemendal, J. and Johnsen, S. (1995). Evidence for coherent fluctuations in the Fennoscandian and Laurentide ice sheets on millennial timescales. *Nature*, **374**, 443-446.
- Funder, S. (1989). Quaternary geology of the ice-free areas and adjacent shelves of Greenland. In: Fulton, R.J. (ed.), *Quaternary Geology of Canada and Greenland*, pp. 743-792. The Geology of North America K-1. The Geological Society of America, Boulder, Colorado.
- Gallup, CD., Edwards, R.L. and Johnson, R.G. (1994). The timing of high sea levels over the past 200,000 years. *Science*, **263**, 796-800.
- GRIP (Greenland Ice-core Project) Members (1993). Climate instability during the last interglacial period recorded in the GRIP ice core. *Nature*, **364**, 203-207.
- Grotes, P.M., Stuiver, M., White, J.W., Johnsen, S. and Jouzel, J. (1993). Comparison of oxygen isotope records from the GISP2 and GRIP Greenland ice cores. *Nature*, **366**, 552-554.
- Gross, H. (1967). Geochronologie des letzten Interglazials im nordlichen Europa mit besonderer Berücksichtigung der USSR. *Schripte der Naturwissenschaftliche Vereinigung Schleswig-Holsteins*, **37**, 111-125.
- Grove, J.M. (1988). *The Little Ice Age*. Methuen, London.
- Grüger, E. (1979). Spatzisz, Risz/Wiirm und fruh-Wiirm am Samerberg in Oberbayern T ein vegetationsgeschichtlicher Beitrag zur Gliederung des Jungpleistoztins. *Geologica Bavarica*, **80**, 5-64.
- Grüger, E. (1989). Palynostratigraphy of the last interglacial/glacial cycle in Germany. *Quaternary International*, **3-4**, 69-79.
- Guiot, J. (1990). Methodology of the last climatic cycle reconstruction in France from pollen data. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **80**, 44-69.
- Guiot, J., de Beaulieu, J.L., Cheddadi, R., David, F., Ponce, P. and Reille, M. (1993). The climate in western Europe during the last glacial/interglacial cycle derived from pollen and insect remains. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **103**, 73-94.
- Guiot, J., Pons, A., de Beaulieu, J.L. and Reille, M. (1989). A 140,000-year continental climate reconstruction from two European pollen records. *Nature*, **338**, 309-313.
- Haflidason, H., Sejrup, H.P., Klitgaard Kristensen, D. and Johnsen, S. (1995). Coupled response of the late glacial climatic shifts of northwest Europe reflected in Greenland ice cores: Evidence from the northern North Sea. *Geology*, **23**, 1059-1062.
- Harrison, S.P., Kutzbach, J.E., Prentice, I.C., Behling, P.J. and Sykes, M.T. (1995). The response of northern hemisphere extratropical climate and vegetation to orbitally induced changes in insolation during the last interglacial. *Quaternary Research*, **43**, 174-184.
- Hooghiemstra, H., Stalling, H., Agwu, C.O.C. and Dupont, L.M. (1992). Vegetational and climatic changes at the northern edge of the Sahara, 250,000-5000 yrs B.P.: Evidence from 4 marine pollen records located between Portugal and the Canaries Islands. *Review of Palaeobotany and Palynology*, **74**, 1-54.
- Huntley, B. and Birks, H.J.B. (1983). *An Atlas of Past and Present Pollen Maps for Europe: 0-13,000 years ago*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Huntley, B. and Webb III, T. (1989). Migration: Species' response to climatic variations caused by changes in the earth's orbit. *Journal of Biogeography*, **16**, 5-19.
- Imbrie, J., Hays, J.D., Martinson, D.G., McIntyre, A.C., Mix, A.C., Morley, J.J., Pisias, N.G., Prell, W.L. and Shackleton, N.J. (1984). The orbital theory of Pleistocene climate: Support from a revised chronology of the marine S¹⁸O record. In: Berger, A.L., Imbrie, J., Hays,

- J.D., Kukla, G.J. and Saltzman, B. (eds), *Milankovitch and Climate*, pp. 269-306. Reidel, Dordrecht.
- Ivanova, E.V. (1985). Late Quaternary biostratigraphy and paleotemperatures of the Red Sea and Gulf of Aden based on planktonic Foraminifera and Pteropods. *Marine Micropalaeontology*, 9, 335-364.
- Johnsen, S.J., Clausen, H.B., Dansgaard, W., Fuhrer, K., Gundestrup, N., Hammer, C.U., Iversen, P., Jouzel, J., Stauffer, B. and Steffensen, J.P. (1992). Irregular glacial interstadials recorded in a New Greenland ice core. *Nature*, 359,311-313.
- Johnsen, S.J., Clausen, H.B., Dansgaard, W., Gundestrup, N.S., Hammer, C.U. and Tauber, H. (1995). The Eemian stable isotope record along the GRIP ice core and its interpretation. *Quaternary Research*, 43, 117-124.
- Kaufman, A. (1986). The distribution of $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ ages in corals and the number of last interglacial highstands. *Quaternary Research*, 25, 55-62.
- Keffer, T., Martinson, D.G. and Corliss, B.M. (1988). The position of the Gulf Stream during Quaternary glacialions. *Science*, 241, 440-442.
- Keigwin, L.D., Curry, W.B., Lehman, S.J. and Johnsen, S.J. (1994). The role of the deep ocean in North Atlantic climate change between 70 and 130 kyr ago. *Nature*, 371, 323-326.
- Koerner, R.M. (1989). Ice core evidence for extensive melting of the Greenland ice sheet in the last interglacial. *Science*, 244, 964-968.
- Kotilainen, A.T. and Shackleton, N.J. (1995). Rapid climatic variability in the North Pacific Ocean during the past 95,000 years. *Nature*, 377, 323-326.
- Ku, T.L., Ivanovich, M. and Luo, S. (1990). U-series dating of last interglacial high sea stands: Barbados revisited. *Quaternary Research*, 33, 129-147.
- Kutzbach, J.E. (1987). The changing pulse of the monsoon. In: Fein, J.S. and Stephens, P.L. (eds), *Monsoons*, pp. 247-268. John Wiley, New York.
- Kutzbach, J.E. and Gallimore, R.G. (1988). Sensitivity of a coupled atmosphere/mixed layer model to changes in orbital forcing at 90(H) years B.P. *Journal of Geophysical Research*, 93,803-821.
- Kutzbach, J.E. and Street-Perrott, J.A. (1985). Milankovitch forcing of fluctuations in the level of tropical lakes from 18 to 0 kyr B.P. *Nature*, 317, 130-134.
- Lambeck, K. (1995). Late Pleistocene and Holocene sea-level change in Greece and southern Turkey: A separation of eustatic, isostatic and tectonic contributions. *Geophysical Journal International*. 122. 1022-1044.
- Lambeck, K. and Nakada, M. (1992). Constraints on the age and duration of the last interglacial period and on sea-level variations. *Nature*. 357, 125-128.
- Larsen, E., Sejrup, H.P., Johnsen, S.J. and Knudsen, K.L. (1995). Do Greenland ice cores reflect NW European interglacial climate variation?. *Quaternary Research*, 43, 125-132.
- Leroy, S.A.G. (1994). The last glacial-interstadial periods of the Vico Maar Sequence (Latium, Italy) by palynology in the scope of the long continental sequences and the ice cores. *Terra Nostra*. 1.94. 104-110.
- Lezine, A.M. and Casanova, J. (1991). Correlated oceanic and continental records demonstrate past climate and hydrology of North Africa (0-140 ka). *Geology*. 19, 307-310.
- Liivrand, E. (1991). *Biostratigraphy of the Pleistocene Deposits in Estonia and Correlations in the Baltic Region*. University of Stockholm, Department of Quaternary Geology, Report 19, Stockholm.

- Locke, S.M. and Thunell, R.C. (1988). Paleooceanographic record of the last glacial/interglacial cycle in the Red Sea and Gulf of Aden. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **64**, 163-187.
- Lundqvist, J. (1971). The interglacial deposit at Leveaniemi mine, Svappavaara. Swedish Lapland. *Sveriges Geologiska Undersökning*, **C-658**, 1-163.
- MacAyeal, D.R. (1993). Growth/purge oscillations of the Laurentide icesheet as a cause of the North Atlantic Heinrich events. *Paleoceanography*, **8**, 775-784.
- Mangerud, J. (1989). Correlation of the Eemian and Weichselian with deep-sea oxygen isotope stratigraphy. *Quaternary International*, **3-4**, 1—4.
- Mangerud, J. (1991a). The Scandinavian ice sheet through the last interglacial/glacial cycle. In: Frenzel, B. (ed.), *Klimageschichtliche Probleme der letzten 130,000 Jahre*, pp. 307-330. Gustav Fischer, Stuttgart.
- Mangerud, J. (1991b). The last interglacial/glacial cycle in northern Europe. In: Shane, L. and Cushing, E. (eds), *Quaternary Landscapes*, pp. 38-75. University of Minnesota Press, Minneapolis.
- Mangerud, J., Søstegaard, E. and Sejrup, H.P. (1979). Correlation of the Eemian (interglacial) stage and the deep-sea oxygen isotope stratigraphy. *Nature*, **277**, 189-192.
- Mangerud, J., Søstegaard, E., Sejrup, H.P. and Haldorsen, S. (1981). A continuous Eemian-early Weichselian sequence containing pollen and marine fossils at Fjøsanger, western Norway. *Boreas*, **10**, 137-208.
- Martinson, D., Pisias, N.G., Hays, J.D., Imbrie, J., Moore, T.C., Jr. and Shackleton, N.J. (1987). Age dating and the orbital theory of the Ice Ages: Development of a high-resolution 0-300,000 Year chronostratigraphy. *Quaternary Research*, **27**, 1-29.
- McManus, J.F., Bond, G.C., Broecker, W.S., Johnsen, S., Labeyrie, L. and Higgins, S. (1994). High-resolution climate records from the North Atlantic during the last interglacial. *Nature*, **371**, 326-329.
- Mellars, P.A., Aitken, M.J. and Stringer, C.B. (1993). Outlining the problem, *hi*: Aitken, M.J., Stringer, C.B. and Mellars, P. A. (eds), *The Origin of Modern Humans and the Impact of Chronometric Dating*, pp. 3-111. Princeton University Press, Princeton, New Jersey.
- Menke, B. (1991). Zur stratigraphischen Stellung der ältesten Weichsel-Moränen in Schleswig-Holstein. In: Frenzel, B. (ed.), *Klimageschichtliche Probleme der letzten 130,000 Jahre*. pp. 343-352. Gustav Fischer, Stuttgart.
- Miller, G. and Mangerud, J. (1986). Aminostratigraphy of European marine interglacial deposits. *Quaternary Science Reviews*, **4**, 215-278.
- Mix, A.C. and Ruddiman, W.F. (1984). Oxygen-isotope analyses and Pleistocene ice volumes. *Quaternary Research*, **21**, 1-20.
- Mojski, J.E. (1991). The main Vistulian glacial events in Poland. In: Frenzel, B. (ed.), *Klimageschichtliche Probleme der letzten 130,000 Jahre*, pp. 353-362. Gustav Fischer, Stuttgart.
- Muerdter, D.R., Kenneit, J.P. and Thunell, R.C. (1984). Late Quaternary sapropel sediments in the Eastern Mediterranean Sea: Faunal variation and chronology. *Quaternary Research*, **21**, 385-403.
- Müller, H. (1974). Pollen-analytische Untersuchungen und Jahreschichtenzahlungen an der Eemzeitlichen Kieselgur von Bisplingen/Luhe. *Geologisches Jahrbuch*, **A21**, I 149-169.
- Nilsson, T. (1983). *The Pleistocene: Geology and Life in the Quaternary Age*. Reidel, London.

- Peel, D.A. (1995). Ice cores: profiles of the past. *Nature*, 378, 234-235.
- Pérez-Obiol, R. and Julia, R. (1994). Climatic change on the Iberian Peninsula recorded in a 30,000-year pollen record from Lake Banyoles. *Quaternary Research*, 41, 91-97.
- Peterson, G.M., Webb H.I., T., Kutzbach, J.E., van der Hammen, T., Wijmstra, T.A. and Street, F.A. (1979). The continental record of environmental conditions at 18,000 yr B.P.: An initial evaluation. *Quaternary Research*, 12, 47-82.
- Phillips, L. (1974). Vegetational history of the Ipswichian/Eemian interglacial in Britain and continental Europe. *New Phytologist*, 73, 589-604.
- Pickett, J.W., Thompson, C.H., Kelly, R.A. and Roman, D. (1985). Evidence of high sea level during Isotope Stage 5c in Queensland, Australia. *Quaternary Research*, 24, 103-114.
- Pirazzoli, P.A. and Pluett, J. (1991). *World Atlas of Holocene Sea-Level Changes*. Elsevier, Amsterdam.
- Pokras, A.M. and Mix, A.C. (1985). Eolian evidence for spatial variability of late Quaternary climates in tropical Africa. *Quaternary Research*, 24, 137-149.
- Ponel, P. (1995). Rissian, Eemian and Wiirmian coleoptera assemblages from the Grande Pile (Vosges, France). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 114, 1-41.
- Pons, A. and Reille, M. (1988). The Holocene and upper Pleistocene pollen record from Padul (Granada, Spain): A new study. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 66, 243-263.
- Prell, W.L. (1984). Monsoonal climate of the Arabian Sea during the late Quaternary: A response to changing solar radiation. In: Berger, A.L., Imbrie, J., Hays, J.C., Kukla, G.J. and Saltzman, B. (eds), *Milankovitch and Climate*, pp. 349-366. Reidel, Hingham, MA.
- Prell, W.L. and Kutzbach, J.E. (1987). Monsoon variability over the past 150,000 years. *Journal of Geophysical Research*, 92, 8411-8425.
- Prell, W.L. and van Campo, E. (1986). Coherent response of Arabian Sea upwelling and pollen transport to late Quaternary monsoonal winds. *Nature*, 323, 526-528.
- Ran, E.T.N. (1990). Dynamics of vegetation and environment during the Middle Pleniglacial in the Dinkel Valley (the Netherlands). *Mededelingen van de Rijks Geologische Dienst*, 44, 141-199.
- Ran, E.T.H. and van Huissteden, J. (1990). The Dinkel Valley in the Middle Pleniglacial: Dynamics of a tundra river system. *Mededelingen van de Rijks Geologische Dienst*, 44, 209-220.
- Reille, M. and de Beaulieu, J.L. (1990). Pollen analysis of a long upper Pleistocene continental sequence in a Velay Maar (Massif Central, France). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 80, 35-48.
- Reille, M., Guiot, J. and de Beaulieu, J.-L. (1992). The Montagu Event: An abrupt climatic change during the early Wiirm in Europe. In: Kukla, G.J. and Went, E. (eds), *Start of a Glacial*, pp. 85-95: NATO ASI Series 13. Springer, Berlin.
- Richards, D.A., Smart, P.I. and Edwards, R.L. (1994). Maximum sea levels for the last glacial period from U-series ages of submerged speleothems. *Nature*, 367, 357-360.
- Rohling, E.J. (1994). Glacial conditions in the Red Sea. *Paleoceanography*, 9, 653-660.
- Rohling, E.J. (1994). Review and new aspects concerning the formation of eastern Mediterranean sapropels. *Marine Geology*, 122, 1-28.
- Rohling, E.J. and Hilgen, F.J. (1991). The eastern Mediterranean climate at times of* sapropel formation: A review. *Geologic en Mijnbouw*, 70, 253-264.

- Rossignol-Strick, M. (1983). African monsoons and immediate climate response to orbital insolation. *Nature*, 304, 46-49.
- Rossignol-Strick, M. and Planchais, N. (1989). Climate patterns revealed by pollen and oxygen isotope records of a Tyrrhenian Sea Core. *Nature*, 342, 413-416.
- Schlüchter, C. (1991). Fazies und Chronologie des Letzteiszeitlichen Eisaufbaus im Alpenvorland der Schweiz. In: Frenzel, B. (ed.), *Klimageschichtliche Probleme der letzten 130,000 Jahre*, pp. 401-408. Gustav Fischer, Stuttgart.
- Shackleton, J.C., van Andei, T.H. and Runnels, C.N. (1984). Coastal paleogeography of central and western Mediterranean during the last 125,000 years and its archaeological implications. *Journal of Field Archaeology*, 11, 307-314.
- Shackleton, N.J. (1987). Oxygen isotopes, ice volume and sea level. *Quaternary Science Reviews*, 6, 183-190.
- Smart, R.L. and Richards, D.A. (1992). Age estimates for the late Quaternary high sea-stands. *Quaternary Science Reviews*, 11, 687-696.
- Smit, A. and Wilmstra, T.A. (1970). Application of transmission electron microscope analysis to the reconstruction of former vegetation. *Pollen et Spores*, 13, 615-621.
- Stirling, C.H., Esat, T.M., McCulloch, M.T. and 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.
- Strand-Petersen, K. and Kronborg, C. (1991). Late Pleistocene history of the inland glaciation in Denmark. In: Frenzel, B. (ed.), *Klimageschichtliche Probleme der letzten 130,000 Jahre*, pp. 331-342. Gustav Fischer, Stuttgart.
- Streif, H.-J. (1991). Zum Ausmaß und Ablauf eustatischer Meeresspiegelschwankungen im südlichen Nordseegebiet seit Beginn des Letzten Interglazials. In: Frenzel, B. (ed.), *Klimageschichtliche Probleme der letzten 130,000 Jahre*, pp. 231-250. Gustav Fischer, Stuttgart.
- Sutherland, D.G. and Gordon, D.E. (1993). The Quaternary in Scotland. In: Gordon, D.E. and Sutherland, D.G. (eds), *Quaternary of Scotland*, pp. 11-48. Chapman and Hall, London.
- Szabo, B.J., Haynes, C.V. and Maxwell, T.A. (1995). Ages of Quaternary pluvial episodes determined by Uranium series and radiocarbon dating of lacustrine deposits of eastern Sahara. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 113, 217-220.
- Thiede, J. (1978). A glacial Mediterranean. *Nature*, 276, 680-683.
- Thiede, J. (1980). The late Quaternary marine paleo-environment between Europe and Africa. *Palaeoecology of Africa and Surrounding Islands*, 12, 213-225.
- Thouveny, N., de Beaulieu, J.-L., Bonifay, E., Creer, K.M., Guiot, J., Icole, M., Johnsen, S., Jouzel, J., Reille, M.L., Williams, T. and Williamson, D. (1994). Climate variations in Europe over the past 140 kyr deduced from rock magnetism. *Nature*, 371, 503-508.
- Thunell, R.C. (1979). Eastern Mediterranean Sea during the last glacial maximum: An 18,000 yrs BP reconstruction. *Quaternary Research*, 11, 353-372.
- Thunell, R.C. and Mortyn, P.G. (1995). Glacial climate instability in the northeast Pacific Ocean. *Nature*, 376, 504-506.
- Thunell, R.C. and Williams, D.F. (1983). Paleotemperature and paleosalinity history of the eastern Mediterranean during the late Quaternary. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 44, 23-39.
- Thunell, R.C. and Williams, D.F. (1989). Glacial-Holocene salinity changes in the Mediterranean Sea: Hydrographic and depositional effects. *Nature*, 338, 493-496.

- Troelstra, S.R., van Hinte, J.E. and Ganssen, G.M. (eds). 1996. *The Younger Dryas*. Koninklijke Nederlandse Akademie van Wetenschappen, Verhandeling van de Afdeling Natuurkunde, Vol. 44, Amsterdam.
- Turon, J.L. (1984). Direct land/sea correlations in the last interglacial complex. *Nature*, 309-, 673-676.
- Tzedakis, P.C. (1993). Long-term tree populations in northwest Greece through multiple Quaternary climate cycles. *Nature*, 364, 437-440.
- Tzedakis, P.C. (1994). Vegetation change through glacial-inter-glacial cycles: A long pollen sequence perspective. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, B345, 403-432.
- Tzedakis, P.C, Bennett, K.D. and Magri, M. (1994). Climate and the pollen record. *Nature*, 370, 513.
- van Andel, T.H. (1989). Late Quaternary sea-level changes and archaeology. *Antiquity*, 63, 733-745.
- van Andel, T.H. (1989). Late Pleistocene changing sealevel and the human exploitation of the shore and shelf of southern South Africa. *Journal of Field Archaeology*, 16, 133-155.
- van Campo, E., Duplessy, J.-C. and Rossignol-Strick, M. (1982). Climatic conditions deduced from a 150-kyr oxygen isotope-pollen record from the Arabian Sea. *Nature*, 296, 56-59.
- van der Hammen, T., Maarleveld, G.C., Vogel, J.C. and Zagwijn, W.H. (1967). Stratigraphy, climatic succession and radiocarbon dating of the last glacial in the Netherlands. *Geologie en Mijnbouw*, 46, 74-95.
- van Vliet-Lanoë B. (1989). Dynamics and extent of the Weichselian permafrost in Western Europe (Substage 5E to Stage 1). *Quaternary International*, 3-4, 109-113.
- van Zeist, W. and Bottema, S. (1991). *Late Quaternary Vegetation of the Near East*. Ludwig Reichert, Wiesbaden.
- Watts, W.A. (1985). A long pollen record from Laghi di Monticchio, southern Italy: A preliminary account. *Journal of the Geological Society of London*, 142, 491-499.
- Webb III, T. (1986). Is the vegetation in equilibrium with climate? How to interpret late-Quaternary pollen data. *Vegetatio*, 67, 75-91.
- Webb III, T. (1988). Eastern North America. In: Huntley, B. and Webb II, T. (eds), *Handbook of Vegetation Science 7: Vegetation History*, pp. 385-414.
- Wendorf, F., Schild, R., Close, A.E., Schwarcz, H.P., Miller, G.H., Grtin, R., Bluszcz, A., Stokes, S., Morawska, L., Huxtable, J., Lundberg, J., Hill, C.L. and McKinney, C. (1994). A chronology for the Middle and Late Pleistocene wet episodes in the eastern Sahara. In: Bar-Yosef, O. and Kra, R. (eds), *Late Quaternary Chronology and Paleoclimates of the Eastern Mediterranean*, pp. 147-168. Radiocarbon, Tucson, Arizona.
- Wijmstra, T.A. (1969). Palynology of the first 30 metres of a 120m deep section in northern Greece (Macedonia). *Acta Botanica Neerlandica*, 25, 297-312.
- Wijmstra, T.A. and Smit, A. (1976). Palynology of the middle part of the 120m-deep section in northern Greece (Macedonia). *Acta Botanica Neerlandica*, 25, 297-312.
- Woillard, G.M. (1978). Grande Pile peat bog: A continuous pollen record for the last 140,000 years. *Quaternary Research*, 9, 1-21.
- Woillard, G.M. and Mook, W.G. (1982). Carbon-14 dates at Grande Pile: Correlation of land and sea chronologies. *Science, US*, 159-161.

- Wright, Jr., H.E., Kutzbach, J.E., Webb 111, T, Ruddiman, W.F., Street-Perron, F.R. and Bartlein, P.J. (eds) (1993). *Global Climates since the Last Glacial Maximum*. University of Minnesota Press, Minneapolis.
- Zagwijn, W.H. (1961). Vegetation, climate and radiocarbon dat-ings in the late Pleistocene of the Netherlands: Part I. Ee mi an and early Weichselian. Mededelingen van de *Geologische Stichting, Nieuwe Serie*, 14, 15-45.
- Zagwijn. W.H. (1983). Sea-level changes in the Netherlands during the Eemian. *Geologic en Mijnbouw*, 62. 437-450.
- Zans. V. (1936). Das letztinterglaziale Portlandia-Meer des Balticums. *Bulletin de la Commission Geologique Finlande*. 115, 231-250.

