



İSTANBUL TEKNİK ÜNİVERSİTESİ



AVRASYA YERBİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ



TÜBİTAK

TÜRKİYE

KUVATERNERİ

ÇALIŞTAYI

IV



İÇİNDEKİLER

TÜRKİYE KUVATERNERİ ÇALIŞTAYI - IV	4
Okan Tüysüz	
KUATERNER'DE JEOLÖJİK SÜREÇLERİN HIZLARI: JEOLÖJİK GEÇMİŞİN YORUMUNA YARDIMCI MI ENGEL Mİ?	8
A.M.Celal Şengör	
EDREMIT KÖRFEZİNİN PLİYO-KUVATERNER TEKTONİK EVRİMİ	10
Cenk Yaltırak	
GANOS DAĞI KUZEYE EĞİMLİ KUZEY ANADOLU FAYI ÜZERİNDE BİR RAMPA MI OLUŞTURUYOR?	11
Aral I. Okay, Okan Tüysüz, Şinasi Kaya	
KUZEY MARMARA'DA PERİNTOS-HERAKLEİA (MARMARA EREĞLİSİ) LİMANLARINDA TARİHSEL DÖNEMLERDEKİ MORFOLOJİK DEĞİŞİMLER	12
T. Levent Erel, M. Namık Çağatay	
MERSİN KÖRFEZİ DENİZ TABANINDAKİ OLASI ÇAMUR VOLKANLARINDAN ALINAN KAROT ÖRNEKLERİNİN LİTOSTRATİGRAFİK, BİYOSTRATİGRAFİK VE JEOKİMYASAL İNCELEMESİ	14
Doğan Alaygut, Zühtü Batı, Tansel Tekin, Uğraş Işık, Nihal Akça, Abdullah Öner, Pelin Hoşhan, Özlem Korucu	
ALADAĞLAR'DA PLEİSTOSEN BUZULLAŞMASI VE JEOMORFOLOJİK SONUÇLARI	16
Bekir Necati Altın	
DÜNDARLI-ELEKGÖLÜ (NİĞDE) CİVARININ MORFOLOJİK ÖZELLİKLERİ VE ECEMİŞ FAYI'NIN ETKİLERİ	18
Dilek Şatır, Okan Tüysüz, Serdar Akyüz, Aykut Barka	
BİNGÖL-KARLIOVA-ERZİNCAN ÜÇGENİ İÇERİSİNDE MEYDANA GELEN 27 ŞUBAT 2003 PÜLÜMÜR (MW:6.1) VE 1 MAYIS 2003 BİNGÖL (MW:6.4) DEPREMLERİNİN DEĞERLENDİRİLMESİ	19
Ömer Emre, Erdal Herece, Ahmet Doğan, Oktay Parlak, Volkan Özaksoy, Rukiye Çıplak ve Selim Özalp	
DOĞU ANADOLU DEPREM PROJESİ: SONUÇLAR VE BÖLGENİN JEODİNAMİK YAPISININ YENİDEN YORUMLANMASINA OLAN KATKILARI	21
Niyazi Türkelli, Eric Sandvol, Ekrem Zor, Rengin Gök, Gonca Örgülü, Ali Al-Lazki, Tolga Bekler, Hayrullah Karabulut, Tuna Eken, Doğan Şeber, Muawia Barazangi, Mehmet Keskin	
İSTANBUL İLİ SİSMİK MİKROBÖLGELEME DAHİL AFET ÖNLEME / AZALTMA ÇALIŞMALARININ SONUÇLARI	22
Ali İskenderoğlu	
DOĞU MARMARA BÖLGESİ'NDE MULTİDİSİPLİNER BİR MORFOTEKTONİK ÇALIŞMASI	24
Ufuk Tarı, Okan Tüysüz, M. Korhan Erturaç	
ORTA MARMARA DENİZİ (BATI ÇUKURLUK- ORTA SIRT) HOLOSEN DÖNEMİ EKOLOJİK KOŞULLARI VE SAPROPEL OLUŞUMLARI	26
Sena Akçer, Mehmet Sakıncı, Namık Çağatay	
DOĞU KARADENİZ DENİZ TABANI ÖRNEKLERİNİN PALEOPALİNOLOJİSİ	28
Kaya Ertuğ, Zühtü Batı, R. Hayrettin Sancay	
KUZEY ANADOLU FAYI'NIN ORTA ANADOLU BÖLÜMÜNÜN GPS ÖLÇMELERİ İLE GÜNCEL TEKTONİK ÖZELLİKLERİNİN BELİRLENMESİ	32
Hakan Yavaşoğlu, Orhan Baykal, Serdar Bilgi, Rahşan Çakmak, Turan Erden, Semih Ergintav, Cankut D. İnce, Himmet Karaman, Ergin Tarı, Ufuk Tarı, Okan Tüysüz	
1 MAYIS 2003 BİNGÖL DEPREMİ	39
Okan Tüysüz, Serdar Akyüz, Haluk Eyidoğan	
MİKROPALEONTOLOJİ VE PALEOKLİMATOLOJİ	46
Mehmet Sakıncı, Sena Akçer	
KOZMOJENİK (36CL) YAŞ TAYİNİ YÖNTEMİNİN TÜRKİYE KUVATERNER BUZUL ÇÖKELLERİNE UYGULANMASI VE ÖN VERİLER	50
Attila Çiner, Marek Zreda, M. Akif Sarıkaya, Serdar Bayarı, Tuna Özverim	
ERCİYES VOLKANI GEÇ KUVATERNER BUZULLAŞMASI VE VOLKANİZMASI	57
M. Akif Sarıkaya, Erdal Şen, Attila Çiner, Marek Zreda, Erkan Aydar	
ALADAĞLAR'IN NEOTEKTONİK DÖNEM JEOMORFOLOJİK ŞEKİLLENMESİNİN DEĞERLENDİRİLMESİ	65
Bekir Necati Altın	
YELDEĞİRMENİ HÖYÜĞÜ VE ÇEVRESİNDE (ALTİNOVA-AYVALIK) KUVATERNER STRATİGRAFİSİ, ALÜVYAL JEOMORFOLOJİ VE JEOARKEOLOJİK DEĞERLENDİRMELER	70
İlhan Kayan	

İTÜ AVRASYA YERBİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ
KUVATERNER ÇALIŞTAYI IV 2003

BERDAN NEHRİ'NİN KUVATERNER'DEKİ EVRİMİ VE TARSUS'UN TARİHÇESİNE JEOLojİK BİR YAKLAŞIM.....	81
Kemal Gürbüz	
SOMA VE KIRKAĞAÇ GRABENLERİNİN KUVATERNER JEOLojİSİ, BATI ANADOLU.....	87
Uğur İnci, Ali Koçyiğit, Erdin Bozkurt, İbrahim Arpalıyigit	
DOĞU ANADOLU LİTOSFER MEKANİĞİNE YENİ BİR YAKLAŞIM.....	104
A.M.C. Şengör, Sinan Özeren, Ekrem Zor, Tuğrul Genç	
MUĞLA YÖRESİNDE DEPREM AKTİVİTESİ VE RİSKİ.....	114
Lütfi İlhan Sezer	
AYDIN-NAZİLLİ FAYININ PALEOSİSMOLOJİK ÖN BULGULARI.....	124
Mehmet Utku, Hasan Sözbilir	
ADAPAZARI OVASI FAN DELTASI.....	134
Musa Uludağ	
KÜME ANALİZİ İLE TÜRKİYE'DE İKLİM BÖLGELERİNİN YENİDEN BELİRLENMESİ.....	137
Yurdanur Ünal, Mehmet Karaca	
BÜYÜKÇEKMECE GÖLÜ BATISI ALANDA İŞLETİLEN TAŞ OCAKLARINDAKİ ÜRETİM ATIMLARININDAN KAYNAKLANAN SARSINTILARIN İNCELENMESİ.....	142
Cengiz Kuzu, Erkin Nasuf, Yüksel Örgün, Tolga Yalçın, Atilla Öztürk	
İSTANBUL-ÇATALCA-MURATBEY CİVARINDA YAPILAN MADENCİLİK FAALİYETLERİNİN BÜYÜK ÇEKMECE GÖL HAVZASINDA YERALAN YERALTI YÜZEY SULARINDA VE ÇEVREYE OLAN ETKİSİ.....	148
Yüksel Örgün, Tolga Yalçın, Erkan Bozkurtoğlu, Hakan Duman, Erdinç Yiğitbaş, Cengiz Kuzu, Erkin Nasuf, Atilla Öztürk	
B.ÇEKMECE GÖLÜ HAVZASINDAKİ CS-137 KULLANIMINA DAYALI EROZYON ARAŞTIRMALARINA AİT İLK NOT.....	155
Sevilay Hacıyakupoğlu, T.Ahmet Ertek, Nilgün Çelebi, Gürsel Karahan, Fatih Öztürk, A. Evren Erginal, Hakan Kaya	
İSTANBUL BOĞAZI BÜYÜKÇEKMECE ARASI ŞELF VE KARA ALANINDA GENÇ FAYLARA AİT İZLERİN SIĞIŞIM VE MORFOLOJİK VERİLER YARDIMIYLA İNCELENMESİ.....	162
Erkan Gökaşan	
İSTANBUL İÇİN DEPREM SENARYOLARININ HAZIRLANMASINDA COĞRAFİ BİLGİ SİSTEMLERİNİN KULLANIMI.....	168
Okan Tüysüz	
MARMARA DENİZİNDE TARİHSEL DEPREMLER: YERLERİ, BÜYÜKLÜKLERİ, ETKİ ALANLARI VE GÜNCEL KIRILMA OLASILIKLARI.....	178
Cenk Yaltırak, M. Korhan Erturaç, Okan Tüysüz, Kezban Saki-Yaltırak	
ULUABAT –MANYAS GÖLLERİ VE YAKIN ÇEVRESİNİN JEOMORFOLOJİK GELİŞİM MODELLEMESİ.....	185
Barış Mater, Hüseyin Turoğlu, Musa Uludağ, İsa Cürebal, Cengiz Yıldırım	
YAŞAYAN FOSİL SEQUOİADENDRON GİGANTEUM (AĞAÇLI LİNYİTLERİ):KSİLOLOJİ, PALİNOLOJİ VE YAŞI.....	191
Aliye Aras, Necmi Aksoy, Zühtü Batı, Mehmet Sakıncı, Mustafa Erdoğan	
BEYÜZÜMÜ DELTA KOMPLEKSİNİN (BEYÜZÜMÜ-VAN) FASİYES ÖZELLİKLERİ VE GELİŞİM MODELİ.....	201
Serkan Üner, Türker Yakupoğlu, Muzaffer Şenol	
COMPARISON of THE MEDITERRANEAN COASTAL DUNES withTHE CALIFORNIAN DUNES FROM THE POINT OF COASTAL MORPHOLOGY.....	207
Levent Yılmaz	

ORGANİZASYON KOMİTESİ

Prof. Dr. Namık Çağatay	Ar. Gör. M. Korhan Erturaç
Prof. Dr. Nüzhet Dalfes	Ar. Gör. Yasemin Ezber
Prof. Dr. Mehmet Karaca	Ar. Gör. Tayfun Kındap
Prof. Dr. Aral İ. Okay	Ar. Gör. Haluk Selim
Yrd. Doç. Dr. Nilgün Okay	Ar. Gör. Dilek Şatır
Prof. Dr. A.M. Celal Şengör	Ar. Gör. Ufuk Tarı
Prof. Dr. Okan Tüysüz	Ar. Gör. Erkan Toraman
Prof. Dr. Mehmet Sakıncı	Ar. Gör. Gülsen Uçarkuş
Ar. Gör. M. Burak Yıkılmaz	Ar. Gör. Umut Barış Ülgen

Türkiye'deki diğer bilim dalları gibi yerbilimleri tarihini de çok gerilere götürmek ne yazık ki pek mümkün görülüyor. Ülkemizde modern bilimsel üretimin Cumhuriyet ile yaşıt başladığı bugün bilim camiası tarafından genel kabul gören bir gerçek. Bu gerçek ışığında bilim üretiminde gelişmiş ülkelerle olan farkımızın, iyimser bir yaklaşımla, bilimin gelişimi için yaşanması gereken sürecin ülkemizde geç başlamasından kaynaklandığı söylenebilir. Cumhuriyet döneminde yetişen ve bilimde geride olmanın olumsuz etkilerini yeterince kavrayan sorumluluk sahibi bilim insanları bu farkı kapatma yolunda önemli adımlar attılar ve atmaya da devam ediyorlar.

Bugünkü yerbilimcilerin de bu geç kalıştan nasibini almış olmaları yadsınamaz. Ancak bugünkü yerbilimcilerin bir avantajı ülkemizde yerbilimlerinin temellerini atan nesil ile tanışmak oldu. En azından yaşı 40 ların üstünde olan yerbilimciler, ülkemizde bu bilimin kurucuları olan kişilerin ışığından faydalanma, hatta bazıları onlarla bir arada çalışma şansına kavuştular. Onların bilime bakış açılarını anlayabilen ve bu bakışı günümüz bilimine uygulayabilen kişiler bugünün yerbilim camiasında önemli yer tutan kişiler oldular.

Türkiye Kuvaternerine en çok emek veren kişilerin başında kuşkusuz rahmetli hocamız Prof. Dr. Sırrı Erinç gelir. O, yerbilimlerinde sadece ülkemizde değil dünyada önemli kilometre taşlarından biridir. Ardında bıraktığı eserleri ile ölümsüzlüğe kavuşmuş olan Erinç'in dünya ölçeğindeki başarısının ardında yatan gerçek onun yerbilimine olan bütüncül yaklaşımıdır. O Yer'i bir sistemler bütünü olarak algılamış, bugün suni olarak yaratılmış ayırtların anlamsızlığını görerek bilimsel sentezlerini bu sistemin bütünü içerisinde gerçekleştirmiştir.

Bugün ülkemiz yerbilimlerindeki temel problemlerden biri bilim camiasındaki kişilerin çoğunluğunun Erinç'in yaklaşımına sahip olmamasıdır. Bu yaklaşımın gerekliliği, hatta mecburiyeti, özellikle Kuvaterner araştırmalarında kendisini çok daha fazla hissettirmektedir. Bugün Yer'i çekirdeğinden atmosferine kadar bir sistemler bütünü olarak ele almadan problemlerin doyurucu sonuçlarla çözülemeyeceği gerçeğinin ülkemiz bilim ve eğitim sisteminde henüz yeterince algılandığını söylemek ne yazık ki mümkün görülmemektedir.

Bu yıl dördüncüsünü gerçekleştirdiğimiz Türkiye Kuvaterneri Çalıştayı Yer sistemini bir bütün olarak gözlemlene şansına sahip olduğumuz bir dönemin topluca ele alındığı ülkemizdeki tek örnektir. Bu fırsatın ülkemiz yerbilimlerinin geleceği ve gelişimi açısından yeterince değerlendirileceği umdu ile çalıştaya bildiri vererek ya da dinleyici olarak katılan tüm araştırmacılara, toplantının gerçekleşmesini sağlayan İTÜ Rektörlüğü'ne ve TÜBİTAK'a organizasyon komitesi adına teşekkür ediyor, saygılar sunuyorum.

Prof. Dr. Okan Tüysüz

BİLDİRİ ÖZETLERİ

**KUATERNER'DE JEOLJİK SÜREÇLERİN HIZLARI: JEOLJİK
GEÇMİŞİN YORUMUNA YARDIMCI MI ENGEL Mİ?**

A. M. C. Şengör¹

Modern jeolojinin doğmasını sağlayan en temel fikir hiç şüphesiz aktüalizm (güncelcilik) yöntemidir. Bu yöntemin temeli, geçmişte olup zabitları günümüze ulaşabilmiş süreçlerin günümüzde sürmekte olan süreçlerle aynı türden olduğu varsayımdır. 18. yüzyılın son çeyreğinde James Hutton tarafından vurgulanan bu yöntemin türevlerinden biri de Sir Charles Lyell'in savunduğu üniformitariyanizm (tekdüzecilik) görüşüdür. Tekdüzecilik geçmişte olan jeolojik olayların tempolarının da günümüzde olanlar gibi olduğunu savunur. Gerek Hutton ve gerekse Lyell, vazettikleri fikirleri çok geniş sınırlar içinde düşünmüşlerdir. Örneğin Hutton, Cebelitarık boğazının herhangi bir nedenden ötürü tıkanması halinde tüm Akdeniz'in kuruyacağını jeolojik olayların imkânları dahilinde düşünmüş, Lyell da, Kuzey Amerika'daki Büyük Göllerin âfet şeklinde boşalmaları halinde tüm kıt'anın seller altında kalması ihtimalini tekdüzeciliğin çerçevesi içinde bırakmıştır.

Ancak, her şeye rağmen gerek aktüalizm gerekse de üniformitariyanizm ne dereceye kadar sağlıklı kılavuzlardır? Hattâ bu iki görüşün asla kılavuz kabul edilmemesini gerektiren durumlar var mıdır? Bir diğer deyişle, jeolojik geçmişte hiç günümüzdekilere benzemeyen olaylar veya günümüzdekiden çok değişik hızlarda cereyan eden olaylar var olmuş mudur? Bu sorular değişik jeologlarca değişik şekillerde cevaplanmıştır. Örneğin, faylanma ve kıvrımlanma olaylarının belirli fazlara bağlı olaylar değil de sürekli cereyan eden olaylar oldukları bugün hemen tüm jeologlarca kabul gören bir fikirdir. Ancak güncel fay ve kıvrımlar üzerinde yapılan jeodezik gözlemler, bu hareketlerin, yalnızca birkaç milyon yıl sürmeleri durumunda dahî gerçekçi olmayan boyutlarda yapılar üretmelerinin kaçınılmaz olduğunu göstermiştir. Dolayısıyla bugünkü faaliyeti geçmişe doğru uzatmak imkânsız görünmektedir. Bu durum, kopeojenik (yani litosferi kesen) tektonik olayların etüdünde olduğu gibi, falkojenik (yani litosferi yalnızca büken) olayların incelenmesinde de aynıdır.

Sedimentasyon olaylarında ise bambaşka türden bir sorunla karşılaşmaktayız: Birbirine çok benzeyen sedimentasyon ortamlarında sedimentasyon hızları birbirlerine en ufak bir benzerlik göstermemektedirler: Örneğin geniş akaçlama havzlarını aşındıran Huang-ho (Sarı Nehir) deltasını yılda 268 metre büyütürken, dev Mississippi deltasını yılda 91 metre, koca Tibet platosunu aşındıran Yangtze ise yalnızca 23 metre büyütebilmektedir. Firth of Clyde da çökme hızı yılda 300 metre kadarken, Alabama eyaleti sahilinde aynı ortamı barındıran Mobile Bay yılda 3 kilometreye yakın çökel biriktirmektedir. Yalnızca bugün dahi aralarında büyük farklılıklar gösteren bu ortamlar, geçmişte nasıl davranmışlardır? Örneğin, dünya okyanuslarında kıvrıntılı çökmesinin Kretase'den sonra büyük bir artış gösterdiğini biliyoruz. Çok benzer farklılıklar, aynı iklimde, aynı eğimde toprak erozyon hızları arasında da görülmektedir.

¹ İTÜ Avrasya Yerbilimleri Enstitüsü ve Maden Fakültesi Jeoloji Bölümü, Ayazağa 34469 İstanbul

Peki jeolog günümüzün süreç hızlarını geçmişe bir kılavuz olarak kullanabilir mi? Bu sorunun cevabı, jeolojinin karakterini de aydınlatan bir derstir: Jeolog asla tüm sistemi içermeyen yorumlara itibar edemez. Bir sürecin hızı, onu etkileyen tüm süreçlerin cins ve hızları bilinmeden değerlendirilemez. Bu nedenle jeolojik geçmiş hakkındaki baştan kurma denemeleri her zaman çok büyük hata payları taşır. Herhangi bir bölge nesiller boyu, pek çok değişik bakış açısı ve yöntem ışığında incelenmedikçe, orasının jeolojik tarihçesi hakkında kabaca bile olsa tatminkar bir sonuç elde edilemez. Bu nedenle jeolog olabildiğince bir coğrafyacı gibi düşünmek, kendisinin geçmişin coğrafyacısı olduğunu unutmamak zorundadır. Coğrafi yöntemi benimsememiş Werner, Elie de Beaumont, Stille, Peter Vail gibi jeologların düştükleri büyük hatalar jeoloji tarihçesinde karşımızda ibret alınacak vesikalar olarak durmaktadır. Aynı şekilde bir Kuaterner jeoloğu da aslında bir coğrafyacı olmak zorunda olduğunu unutmamalıdır.

EDREMİT KÖRFEZİNİN PLİYO-KUVATERNER TEKTONİK EVRİMİ

Cenk Yaltırak^{1,2}

Edremit Körfezi, kuzeydoğu Ege’de Kuzey Anadolu Fayı’nın orta ve güney kolları arasında yer alan, kuzey sahili KDD-GBB, doğrultulu normal fayların denetiminde tektonik olarak aktif bir genç havzadır. Bu havzanın oluşumunu denetleyen ana unsur olan fay sanıldığı gibi karada veya kıyıda değil kıyının 3-5 km açığında bulunur. Bu hatta paralel bir çok hat karada ana faya doğru basamak faylar olarak gelişmektedir. Söz konusu fayların hiçbir D-B doğrultulu değildir. Çalışma alanı dahilinde Edremit Körfezi çevresi ve içinde iki ana aktif fay paterni gözlenir. Bunlar, körfezin oluşumunda en etkin olan K65D doğrultulu ve bu faylara 112 derece açıyla KB-GD doğrultusunda bulunan normal faylardır.

Edremit Körfezi’nin oluşumu ile ilgili yapısal veriler Küçükuyu Formasyonu’nda görülen deformasyonlar ve Hasanboğuldu Formasyonu çökel kayıtlarıdır. Bu kayıtlara göre Küçükuyu Formasyonu içinde ölçülen küçük ölçekli normal faylar K65B olan ana tektonik eksene paralel gelişmiştir. Çalışma sahasında derin ve sık sismik kayıtlardan yapılan fay haritaları ve çökel kalınlık haritaları da ana tektonik eksenin K65B olduğunu ortaya koymaktadır. Bu eksen çalışma sahası dışında kalan KAF kollarının arasında onların sağ yanal makaslama hareketine uygun bir açılma eksenini de vermektedir. Körfez ve çevresinde hakim olan iki ana doğrultu atımlı fay ve Körfez içinde gözlenen fay takımları ile uyum içinde ancak bir tek koşulda çalışabilir. Bu da sağ yanal fayların arasında kalan bloğun, rotasyonel olarak, saatin ters yönünde GB göçüyle mümkündür. Bu durumda Edremit Körfezi’nin açılması sanıldığı gibi kuzey güney bir gerilme ile oluşan bir normal fay sistemi ile değil, KD-GB doğrultu atımlı fayların Edremit Körfezi bloğunun saatin ters yönünde döndürmesi ile oluşan lokal bir K-G gerilme ile sağlanmaktadır. Edremit Körfezi kuzey sahili de bu sistemin oluşturduğu kademeli K65D yönlü faylarla yükselmekte körfez orta kesimi de aynı şekilde çökmektedir.

Edremit Körfezi’nde açılmasında etkin olan kuzey-güney gerilme sadece rotasyondan kaynaklanmaktadır. Bu sistemin Ege gerilme sisteminden çok Kuzey Anadolu Fayı’nın yön değiştirmesinden dolayı oluştuğu ve bu sistemle birlikte geliştiği, bu yön değiştirmenin bölge tektoniğinde hakim imza olduğu kolaylıkla söylenebilir.

¹ *İstanbul Teknik Üniversitesi Maden Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü*

² *İstanbul Teknik Üniversitesi Avrasya Yerbilimleri Enstitüsü*

GANOS DAĞI KUZEYE EĞİMLİ KUZEY ANADOLU FAYI ÜZERİNDE BİR RAMPA MI OLUŞTURUYOR?

Aral I. Okay¹, Okan Tüysüz¹, Şinasi Kaya²

Trakya'nın güneybatısında Tekirdağ ile Şarköy arasındaki alanda yer alan Ganos Dağı morfolojik bir anomali oluşturur. Ortalama yüksekliği 110 metre olan Trakya aşınım düzlüğü dağa yakın kesimlerde yükselir, Tersiyer tabakaları dikleşir ve 924 metre yükseklikteki Ganos Dağı'nı oluşturur. Ganos Dağı 10 km genişlikte ve 35 km uzunlukta genç bir yükselim oluşturur. Dağın oluşumunun bölgeden geçen Kuzey Anadolu Fayı ile yakın ilişkili olduğu uzun süredir bilinmektedir, fakat Kuzey Anadolu Fayı'nın Ganos Dağı'nı nasıl bir mekanizma ile yükselttiği, dağdaki jeolojik yapıların bu yükselme ile ilişkili olup olmadıkları, topografya ile jeoloji arasındaki ilişki iyi anlaşılmamış konulardır. Yürütülen çalışmada Ganos Dağı'nın doğu kesimindeki jeolojik yapılar ayrıntılı çalışılmış, Ganos Dağı'nı da içine alan geniş bir bölgenin ayrıntılı bir sayısal arazi modeli çıkarılmış (DEM) ve topografya ile jeoloji arasındaki ilişkiler irdelenmiştir.

Ganos Dağı stratigrafik olarak Trakya havzasını da oluşturan Eosen-Oligosen yaşta kalın bir kumtaşı-şeyl istifinden yapılmıştır. Bu istif alttan üste doğru Gaziköy, Keşan, Mezardere ve Osmancık formasyonlarına ayrılmıştır. Ganos Dağı'nda tabakalar genel olarak kuzey-kuzeybatıya doğru eğimlidir, ve buna bağlı olarak istif faya yakın kesimlerden başlayarak kuzey-kuzeybatıya doğru gençleşir. Yapısal açıdan Ganos Dağı'nın doğu kesimi bir monoklinal oluşturur. Monoklinalin yayvan kanadı şeyllerden oluşan Mezardere Formasyonu içindedir. Bu kanatta tabaka eğimleri yataya yakındır, monoklinal esenine yakın kesimlerde dik, simetrik, açık kıvrımlar gözlenir. Monoklinalin dik kanadı büyük ölçüde Keşan Formasyonu içindedir. Bu kanatta tabakalar dik, ve sık sık güneye doğru devriktir. Monoklinal eksenini, Trakya düzlüğünün dağa geçtiği morfolojik çizgi ile çakıştır, bu durum monoklinalin aktif bir yapı olduğunu göstermektedir.

Ganos Dağı'nın arazi eğim haritası en dik eğimlerin, ve böylece günümüzde en hızlı yükselmenin dağın Kuzey Anadolu Fayı'na bakan kesimlerinde olduğunu gösterir. En yaşlı formasyonların da Kuzey Anadolu Fayı'na yaslanmış olarak yer almaları, günümüzde ve geçmişte Ganos Dağı'nın yükseliminin Kuzey Anadolu Fayı boyunca gerçekleştiğini gösterir. Bu gözlem jeolojik yapı ile birleştirildiğinde Ganos Dağı'nın kuzeye doğru dalan Kuzey Anadolu Fayı üzerinde bir rampa oluşturduğuna işaret eder. Ganos Dağı'ndaki jeoloji ve topografya Kuzey Anadolu Fayı'nın yaklaşık 45° bir açı ile dağın altına daldığını, ve eğimli fay düzleminin yaklaşık 8 km derinlikte bir sıyrılma (dekolman) seviyesinde sonlandığına işaret etmektedir.

¹ İTÜ Avrasya Yerbilimleri Enstitüsü, Ayazağa, 34469, İstanbul

² İTÜ, İnşaat Fakültesi Jeodezi ve Fotoğrametri Mühendisliği Bölümü

**KUZEY MARMARA'DA PERİNTHOS–HERAKLEİA (MARMARA
EREĞLİSİ) LİMANLARINDA TARİHSEL DÖNEMLERDEKİ
MORFOLOJİK DEĞİŞİMLER**

T. Levent Erel¹, M. Namık Çağatay²

Kuzey Marmara kıyısındaki antik Perinthos–Herakleia liman–kenti, günümüz Marmara Ereğlisi İlçe merkezi ile çakışır. Doğusundaki İstanbul Boğazı'na kuş uçuşu 93 km. Batıdaki Tekirdağ İl merkezine ise 36 km uzaklıktadır. Eski Çağda adı Perinthos olan kent Marmara Havzası'nın önde gelen limanlarından. Stratejik, siyasi ve ekonomik alanlarda yüzyıllar boyunca Byzantion (İstanbul) ile rekabet etmiştir. Ancak yakın yüzyıllarda kentin sönükleşerek, önemini kaybettiği gözlenmiştir. Bu gerilemenin en önemli nedeni, kentin candamarı olan limanların devre dışı kalmasıdır. Perinthos limanlarının devre dışı kalmasında öncelikle, doğal faktörler grubunda yer alan depremler, deniz akıntıları, tektonik yükselme ve alüvyonla örtülme etkili olmuştur. Diğer taraftan tarihi–coğrafya faktörleri olarak nitelendirebileceğimiz istilalar, yağmalar, kara ve deniz ticaret yollarının değişmesi ve kentler arasındaki rekabet gibi nedenler de zaman zaman kent yaşamını olumsuz yönde etkilemiştir.

Perinthos liman kenti, Kuzey Marmara'da Flandriyen transgresyonu sonrasında oluşan denizciliğe uygun ria'lı kıyı şeridinde kurulmuştur. Ria'lı kıyı morfolojisi yarımada ile ayrılmış körfezler, akarsu ağızlarından kara içine sokulan haliçler, koylar, koylar önünde ada sıralarıyla karakterize olur. Perinthos denizciliğe uygun bu morfolojiden yararlanarak çağlar boyunca zenginliğini korumuştur. Bu durumun 16. yüzyıla kadar devam ettiği, bu yüzyıldan itibaren kıyı morfolojisinde değişmelerin başladığı, tarihi belgelerden anlaşılmaktadır. Günümüzde de gözlenen yeni süreçte ria'lı kıyıları yerini fırtınalara açık limanlamaya elverişsiz düz kıyılara bırakmaktadır.

Filolojik belgeler, Perinthos yerleşmesinin Neolitik dönemden (M.Ö. 6000–5500) beri mevcut olduğunu ortaya koyar. Yerleşme, M.Ö. 600 yıllarında Samos'lu (Sisam) denizciler tarafından kolonize edilmiştir. İlk Çağın önemli tarihi olaylarında kentin adı geçmektedir. Pers Kralı Dareios'un İskit seferine çıktığı M.Ö. 513–512 yıllarında, Marmara kıyısında tanınan bir limandı. Yine Persler M.Ö. 480 deki Yunanistan seferinde Perinthos limanlarından ikmal yeri olarak yararlanmışlardır. Ksenophon, askerleriyle ülkesine dönerken Trakya'nın sert kışına yakalınca, ordusunu Perinthos'tan deniz yoluyla Asya tarafına geçirmeyi düşünmüştür.

Kent çekirdeği (Akrapol veya Yukarı Şehir), doğu–batı yönde 1500 metre uzunlukta, 60 metreye yaklaşan yükseklikte bir yarımada üzerine kurulmuştur. Yarımada aslında yakın zamanlarda dar bir eşikle karaya bağlanmış bir ada yani eski bir tombolodur. Hinterlandı, kara içine doğru, Ergene Havzası'na kadar sokuluyordu. Ege'den gelen, Marmara kıyısını izleyerek Karadeniz'e yönelen deniz ticaret yolu üzerinde yer alıyor, diğer taraftan Marmara Havzası'ndaki Fırg ve Bithynia limanlarıyla alışveriş yapıyordu.

¹ İTÜ, Maden Fakültesi, Genel Jeoloji Bölümü, Misafir Öğretim Üyesi

² İTÜ Maden Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü Genel Jeoloji Anabilimdalı

Roma İmparatorluk döneminde, Trakya Eyaleti'nin idari merkeziydi. Adriyatik kıyısından gelen, İstanbul'a (Byzantion) giden dönemin meşhur "Via Egnatia" karayolu ile kara içinden Edirne-Çorlu yönünden gelen "Ordu Yolu" kentin hemen kuzeyinde birleşmekteydi. İç ve dış limanlar, dış limandaki mendirek, kara ve deniz surları, doğu ve batı nekropoller (mezarlık) dönemin büyük kentlerine özgü anfitiyatro, stadion, su kemeri gibi yapılar sistematik kazılarla belgelenmiştir. Roma çağında, yerleşim akrapol dışına taşmış, yarımadaı adaya bağlayan tombolo üzerinde, iç limana komşu düzlükte "Aşağı Şehir" ortaya çıkmıştır.

Roma döneminde, bugünkü Geren Ovası düzlüğü yerindeki korunaklı iç liman, büyük filoları barındıracak kapasiteye sahipti. İç liman, imparatorluğun doğu donanmasının merkez üssüydü. Bizans İmparatorluğu zamanında, Herakleia adını alan şehrin limanları açık ve işler durumdaydı. 12. ve 13. yüzyıllarda italyan tüccar-denizciler limanları kullanıyorlardı.

Osmanlı İmparatorluğu döneminde şehir artık ana kara ve deniz yollarına sapa kalmıştı. Edirne-Çorlu üzerinden gelen ana yol Silivri'nin hemen batısında Marmara'ya iniyor ve kıyıdan İstanbul'a ulaşıyordu. Deniz ulaşımında da İstanbul'dan denize açılan tekneler Marmara Ereğlisi'ni doğrudan geçerek ilk demirlemeyi Gelibolu limanında yapıyorlardı.

Kent için vazgeçilmez olan iç limanın dolarak devre dışı kalmasında, depremlerle birlikte oluşan tektonik yükselmenin büyük payı vardır. 1509 depreminde Silivri kalesi, Büyük Çekmece köprüleri gibi ordunun geçişinde görev yapan sağlam yapılar kullanılmaz hale gelmiştir. 1752 depreminde Tekirdağ, Havza, Edirne'deki yapılar zarar görmüştür. Bu depremlerle ilgili kayıtlarda Ereğli'nin adı geçmez.

Yakın jeolojik geçmişteki Flandriyen transgresyonu ve bunu izleyen tarihi dönemlerde kıyı morfolojisinde değişimleri belirlemek amacıyla iki sondaj çalışması yapılmıştır. Birinci sondaj, eski iç limanın yerini alan Geren Ovası düzlüğünün ortasında, diğer sondaj ise eski iç limanın doğu kenarında, bugünkü P.T.T. binası yakınında açılmıştır. Bu çalışmalar tarihi-coğrafya verileri ve arkeolojik yapıların konumlarıyla birlikte değerlendirilmiştir.

**MERSİN KÖRFEZİ DENİZ TABANINDAKİ OLASI ÇAMUR
VOLKANLARINDAN ALINAN KAROT ÖRNEKLERİNİN
LİTOSTRATİGRAFİK, BİYOSTRATİGRAFİK VE JEOKİMYASAL
İNCELEMESİ**

Doğan Alaygut¹, Zühtü Batı, T Tekin, Uğraş Işık, Nihal Akça, Ahmet Öner, Pelin Hoşhan, Özlem Korucu

Çamur volkanı, basitçe, “volkanik ya da petrol kökenli gazlar tarafından oluşturulan, genellikle koni şekilli çamur ve kaya yığılması” şeklinde tanımlanabilmektedir. Dünya üzerinde, kıta içlerinden okyanus tabanlarına, delta ortamlarından, dalma-batma zonlarındaki yığılma prizmalarına kadar değişen ortamlarda, çok sayıda çamur volkanına rastlanmaktadır. Değişik mekanizmalarla sıvılaşarak harekete geçen şeyil ya da tuz katmanlarının diyapirleşmesi ve yüzeye ulaşmasıyla oluşan çamur volkanlarına çoğu kez sıvı ya da gaz halindeki hidrokarbonlar da eşlik etmektedir. Bu açıdan bakıldığında çamur volkanları ve bu volkanlarla ilgili araştırmalar hidrokarbon aramacılığı açısından anlam kazanmaktadır.

Bu çalışmada, Akdeniz’de, önceki sismik çalışmalarda “çamur volkanı” olarak yorumlanan anomalilerden alınmış karot örnekleri mineralojik, paleontolojik, organik ve inorganik jeokimyasal açıdan irdelenmiştir. İncelenen örnekler Mersin-Taşucu limanının 25-40 deniz mili G-GB’sındaki üç farklı anomali alanından “gravity core” yöntemiyle alınmış 18 adet karot örneğidir. Karot örnekleri 285 m ile 665 m arasında değişen su derinliklerinden, su/sediman ara yüzeyinden alınmış olup, kurtarımları 100 cm ile 240 cm aralığında değişmektedir. 18 adet karottan derlenen toplam 54 adet dip sedimanı örneği üzerinde mineralojik (XRD-tüm kaya ve kil analizleri), biyostratigrafik (palinoloji, mikropaleontoloji ve nannoplankton analizleri), organik jeokimyasal (piroliz+toplam organik karbon ve kerojen analizleri) ve kimyasal (ICP-OES ile ana element oksit ve iz element analizleri) analizler gerçekleştirilmiştir. Örnekler ayrıca, taramalı elektron mikroskopunda (SEM) da morfolojik olarak incelenmiştir. Pliyosen ve/veya daha genç yaşlı fosil toplulukları ile organik fasiyesler dijital görüntüleme sistemi ve/veya SEM’de çalışılmış, bazı fosil taksonlarının detay tanımlamaları yapılmıştır.

İncelenen örneklerin tüm kaya mineral bileşimindeki baskın minerallerin kalsit ve kuvars; kil fazındaki hakim mineralin ise Fe-klorit olduğu saptanmıştır. Baskın minerallerin yanısıra örneklerin mineral bileşimlerinde feldispat, aragonit, Mg-kalsit, dolomit, halit ve markasit ile illit, kaolinit, smektit, I/S ve I/C mineralleri de yer almaktadır. Örneklerin toplam organik karbon bakımından zengin olmadıkları, TOC değerlerinin %0.09 ile %0.74 değerleri arasında değiştiği, ısısal olgunlaşma seviyelerinin ise “olgunlaşmamış” düzeyde oldukları belirlenmiştir. Organik madde tipi ise Tip III niteliğindedir. Örneklerin ana element oksit ve iz element çözümlenmeleri sonucunda, deniz tabanı standart örneklerine göre, bağıl olarak, daha yüksek oranlarda MnO, MgO, CaO, Na₂O ile Cr, Ni, Pb ve Sr elementleri içermektedirler. Buna karşılık, örneklerin SiO₂, Al₂O₃, K₂O ile Ba, Nb, V, Zn ve Zr kapsamları, standart örneklerden, bağıl olarak daha düşüktür.

¹ Türkiye Petrolleri A.O., Araştırma Merkezi – 06520, Ankara

Çalışılan örneklerde yürütülen biyostratigrafik analizlerde farklı yaş konaklarından taşınmış çok sayıda palinomorf ve nannoplankton taksonu, Pliyosen ve/veya daha genç yaşlı taksonlarla birarada bulunmuştur. Özellikle palinomorf topluluğu içinde yer alan skelokodontlar ve planktik Crustacean organizmalara ait kavkı parçaları bolluk değerleri ve dağılımları açısından dikkat çekicidir.

Çalışmada elde edilen bulgular, Akdenizde, İtalya'nın batısı ile Kıbrıs'ın batısı arasında yoğunlaşmış çamur volkanlarından elde edilen literatür bulgularıyla karşılaştırılarak değerlendirilmiştir.

**ALADAĞLAR'DA PLEİSTOSEN BUZULLAŞMASI VE
JEOMORFOLOJİK SONUÇLARI**

Bekir Necati Altın¹

Akdeniz ve İç Anadolu bölgeleri arasında yüksek, doğal bir sınır oluşturan ve Orta Toroslar'ın doğuya uzanımında yer alan Aladağlar, Anadolu'nun tektonik evriminde olduğu kadar Pleistosen glasiyasyonu açısından da tipik lokal alanlardan birini oluşturmaktadır.

Şimdiye kadar yaptığımız çalışmalarda Aladağlar'da Würm ve öncesine ait iki büyük ana glasiyasyonun gerçekleştiğine işaret eden morfolojik verilere rastlanılmıştır. Ayrıca bölgede birkaç defa interglasiyal dönemler halinde kısa süreli iklimik değişimlerin yaşandığı da morfolojik gözlemlerden anlaşılmaktadır.

Glasiyal şekillerde görülen tektonik deformasyonlar bölgede neotektonik ve hatta genç tektonik hareketlerin küçümsenmeyecek derecede etkin rol oynadığına işaret etmektedir. Aladağlar'da preglasiyal ve postglasiyal dönemler şeklinde değerlendirdiğimiz yerçekli jenerasyonları, bölgede Pliosen ve sonrasında çok kısa sürelerde ve aralıklı olarak etkin morfoklimatik-morfodinamik denüdasional değişikliklerin yaşandığını göstermektedir.

KKD-GGB uzanımlı Aladağlar kompleksini D-B doğrultusunda yaran Madendere, Cimbardere, Yalakdere ve Emlidere vadileri bu vadilerin kolları ile özellikle Cevizlik Mahallesi-Pınarbaşı Köyü arasında Aladağlar'ın batı yamaçları boyunca Ecemiş Çayı'na paralel olarak uzanan glasiyal sedimanlardan oluşan dolgu sahası, dağlık alanı yaran vadilerde bulunan glasiyal aşınım ve birikim şekillerinin çeşitliliği ve bunların kendi içlerinde gösterdikleri farklılaşmalar nedeniyle yukarıda kısaca işaret ettiğimiz Pleistosen dönemi denüdasional değişimlerin tanıklığını yapan zengin jeolojik ve jeomorfolojik tip alanlar bulunmaktadır.

Bugünkü görünümünün genel karakteristik şeklini Pliosen döneminde kazanan Aladağlar üzerinde geniş alanlı paleokarstik şekiller Pleistosen glasiyasyonunda ilk büyük ana glasiyallere geniş alanlı çanak alanları olarak yataklık etmişlerdir. Böylelikle bugün 3200 m seviyesi düzlük alanlarını çevreleyen doruk hatları arasında ana sirk alanları gelişmiştir. Ana sirk alanlarında gelişen daha dar alanlı ve birbirinden seviye uygunluğu göstererek daha alçak sırt ve yüzeylerle ayrılan ikincil sirkler ise daha sonra yaşanan ikinci büyük bir glasiyasyonun eseri olarak değerlendirilmektedir.

Aladağlar genelinde buzul tekne vadilerinin dayandığı bu ikincil çanak alanlar ve vadilerin iç içe tekne profilleri sunmaları, vadi içlerinde rastlanılan cephe moren depolarının genel konumlarına dayanılarak iki ana glasiyalın ve bunlar arasında interglasiyal dönemlerin gerçekleştiği kolayca anlaşılmaktadır. Ayrıca daha eski depolar üzerinde gerçekleşen ancak daha dar alanlı olarak gözlenen glasiyal şekiller de çok yakın bir dönemde yaşanan Küçük Buzul Çağı'na (little ice age) ait birimler olarak değerlendirilmektedir.

¹ Niğde Üniversitesi Eğitim Fakültesi

Dikkat edilmesi gereken noktalardan biri de genel vadi profillerinin aşağı kesimlerinde yarma vadi özellikleri kazanmaları ve tektonikle kırılarak yatay ve düşey olarak blokal hareketler şeklinde oynamaları ve hatta genç akarsu kuruluşlarında da bu genç tektonik hareketlerin etkilerinin gözlenmesidir. Aynı şekilde Emlî vadisine doğru sokulan ve biri daha genç olarak diğerinin üzerinde yer alan geniş yelpazeyi (sandur alanı) keserek Emliderenin akışını güneye çeviren genç tektonik çizgide açılan Kırcaali boğazı da bunun bir göstergesidir. Emlidere vadisinin tabanının Kırcaali boğazı civarında sandur yelpazesi yüzeyinden yaklaşık 70 metre aşağıda bulunmaktadır. Yalakdere vadisi ile Emlidere vadisi arasında ilk büyük glasiyal dönemin eseri olarak değerlendirdiğimiz bu geniş sandur alanı Emlidere vadisinin orta kesiminde gözlenmeye başlayan ikinci büyük buzul dönemi glasiyal depolarından bağımsız olarak gelişmiştir.

Söz konusu sandur alanı batıya doğru yelpaze şeklinde açılarak Ecemiş Çayı'nın batıya doğru ötelenmesine neden olmuştur. Ecemiş Çayı vadi tabanı boyunca gözlenen alçak ve yüksek seki sistemleri kendisine dağlık alandan gelerek bağlanan akarsu vadilerindeki seviye değişimlerini ve genç tektonik etkileri yansıtacak şekilde yer almaktadırlar. Sekilerde gözlenen depoların özelliklerine dayanılarak bunlar glasiyeler ile ilişkilendirilmektedir.

Aladağlar'ın genel uzanımını dikine kesen D-B uzanlı vadilerin güney yamaçlarının kuzeye bakışlı olması vadilerde yamaç ve sırtların kazandığı asimetric konum glasiyal etkilerinin kuzeye ve güneye bakan yamaçlarda bakı faktörünün önemini ortaya çıkarmaktadır. Bununla birlikte sırtların güneşlenme faktörünün önüne geçerek sürekli gölgede kalan yamaçlar oluşturmaları vadi içlerinde şekillenmelerin kısa mesafelerde değişimler göstermelerine neden olmaktadır. Kaldı vadisi, Büyük Mangırcı vadisi, gibi kuzey-güney uzanlı vadiler glasiyal etkilerin daha uzun süreli ve kalıcı glasiyal aşınım ve birikim şekil topluluklarının bulunduğu alanları oluşturmuşlardır.

**DÜNDARLI-ELEKGÖLÜ (NİĞDE) CİVARININ MORFOLOJİK
ÖZELLİKLERİ VE ECEMİŞ FAYI'NIN ETKİLERİ**

Dilek Şatır¹, Okan Tüysüz¹, Serdar Akyüz², Aykut Barka

Orta-Üst Miyosen'de Arap-Afrika Levhası ile Anadolu Levhası arasında meydana gelen kıta-kıta çarpışması sonucunda Türkiye'de neotektonik dönem başlamış, Anadolu Levhası Kuzey Anadolu Fayı (KAF) ve Doğu Anadolu Fayı (DAF) boyunca batıya doğru kaçarken Orta Toroslar bölgesi K-G yönlü sıkışmalı tektonik rejiminin etkisinde kalarak yükselmiştir. Neotektonik dönemin önemli elemanlarından bir de Kuzeyde Erciyes Dağı (Kayseri) ile güneyde Mersin ili arasında uzanan Ecemiş Fayı'dır. Bu çalışmada K20D doğrultulu, yaklaşık 300 km uzunlukta ve 80 ± 10 km toplam atıma sahip olan Ecemiş Fayı'nın DüNDARLI-Elekgölü (Niğde) arasındaki kesimi incelenmiş, fay ve çevresinin morfolojik özellikleri ile bölgedeki alüvyal yelpazelerin gelişimi araştırılmıştır.

DüNDARLI ve Elekgölü köyleri arasında kalan alan içerisinde, Ecemiş Fayı tarafından etkilenen 3 ayrı drenaj havzası için DEM (Dijital Yükseklik Modeli) ve morfolojik analiz programları kullanılarak bölgenin morfolojik gelişimi yorumlanmaya çalışılmıştır. Bu çerçevede her bir drenaj alanının hipsometrik eğrisi, vadi tabanı genişliğinin vadi yüksekliğine oranı ve akarsu uzunluğu-gradient indisleri hesaplanmış ve yorumlanmıştır. Üzerinde morfolojik çalışma yapılan Körköprü Dere, Minas Dere ve Fenk Dereye ait drenaj havzalarının morfolojik sonuçları; alanın son derece genç bir topoğrafyaya sahip olduğunu, aktif bir yükselme etkisinde olduğunu ve bu yükselmeyi sağlayan tektonik aktivitenin halen etkin olduğunu göstermektedir.

Hava fotoğrafı ve uydu görüntüleri yanısıra sahada da bariz bir yapısal unsur olarak izlenen Ecemiş Fayı morfolojide de belirgin izler geliştirmiştir. İnceleme alanının özellikle DüNDARLI-Elekgölü köyleri arasında kalan kesiminde izlenen büyük alüvyal yelpazeler, sıralı tepeler, asılı vadiler, taraçalar, ötelenmiş ya da dönmüş vadiler, üçgen yüzeyler ve çöküntü havzaları gibi unsurlar bu morfolojik izlerden başlıcalarıdır. Bu yapılardan en belirgin olan alüvyal yelpazelerin gelişiminde 3 ana evre ayırtlanmıştır. Birinci evrede Aladağların bir ana fay ile yükseltilip hızla aşındırılması sonucunda BKB ya bakan, kaba malzemeli, çoğunlukla yakınsak, yer yer iyi çimentolanmış yelpaze çökelleri oluşmuştur. Bu evrede etkili olan bir diğer sistem ise olasılıkla buzulların erimesi sonucu üretilen yüksek taşınma oranı ve izostazik dengelenme olmuştur. İkinci evrede gelişen ve ilk evre çökellerini yersel uyumsuzlukla üzerleyen yelpaze çökelleri tutturulmamış çakıllarla temsil edilir. İkinci evre ile yaşlı gelişmiş faylar ilk evre çökellerini kesmiş, bunlar üzerinde sıralı tepeler, ötelenmiş dereler ve belirgin çizgisellikler geliştirmişlerdir. Bu iki evrede gelişen faylarda doğrultu atımının yanısıra önemli oranda düşey atım gelişmiş, bu da gerek Aladağların yükselmesinde gerekse Ecemiş çukurluğunun şekillenmesinde etkili olmuştur. Üçüncü ve son evredeki yelpaze çökelleri ise halen aktif gelişimini sürdürmektedir. Bölgedeki en genç fay olan Çukurbağ Fayı daha yaşlı yapı ve litolojileri kesmiş ve yakın çevresinde belirgin doğrultu atımlı fay morfolojisi geliştirmiştir.

¹ İTÜ Avrasya Yer Bilimleri Enstitüsü 34469 Maslak /İSTANBUL

² İTÜ Maden Fakültesi Jeoloji Müh. Böl. 34469 Maslak İSTANBUL

**BİNGÖL-KARLIOVA-ERZİNCAN ÜÇGENİ İÇERİSİNDE MEYDANA
GELEN 27 ŞUBAT 2003 PÜLÜMÜR (MW:6.1) VE 1 MAYIS 2003 BİNGÖL
(MW:6.4) DEPREMLERİNİN DEĞERLENDİRİLMESİ**

Ömer Emre¹, Erdal Herece, Ahmet Doğan, Oktay Parlak, Volkan Özaksoy, Rukiye Çıplak ve Selim Özalp

27 Ocak 2003 Pülümür (Mw:6.1) ve 1 Mayıs 2003 Bingöl (Mw:6.4) depremleri Kuzey Anadolu (KAF) ve Doğu Anadolu (DAF) fayları tarafından sınırlandırılmış Anadolu levhasının doğu ucunu meydana getiren Bingöl-Karlıova-Erzincan üçgeni içerisinde gerçekleşmiştir. Bu üçgen, yapısal olarak doğudaki Karlıova üçlü birleşmesi ile KAF boyunca gelişmiş Erzincan çek-ayır havzası ve DAF boyunca yer alan Gökdere sıkışmalı yükselimi arasında kalan bölgeyi tanımlar. Üçgen içerisinde KAF ve DAF'larına paralel uzanan KD-GB ve KB-GD doğrultularında birbirine çapraz (konjugeyt) aktif fay sistemleri, Anadolu levhasının batıya kaçısındaki levha içi deformasyon yapılarını temsil ederler.

27 Şubat 2003 Pülümür depremi bu üçgenin kuzeybatısındaki Pülümür fayı üzerinde meydana gelmiştir. Pülümür fayı, 13 Mart 1992 Erzincan depreminden iki gün sonra, 15.2.1992 tarihinde gerçekleşen Ms:5.8 büyüklüğündeki Pülümür depremine kaynaklık eden ve KAF'na paralel uzanan Dağyolu Fayı'nın konjugeyti niteliğindedir. Bu nedenle 27 Ocak 2003 Pülümür depreminin 1992 Erzincan depremi tarafından tetiklenmiş olması büyük olasılıktır. Pülümür Fayı'nın doğrultusu, 1784 yılından bu yana üzerinde yüzey yırtılmasıyla sonuçlanan büyük bir deprem meydana gelmemiş olan KAF'nın Yedisu segmentine ekstra deformasyon enerjisi aktarabilecek geometridedir.

1 Mayıs 2003 Bingöl Depremi Bingöl-Karlıova-Erzincan üçgeninde belirtilen doğrultulardaki çapraz fay sistemlerinin en yoğun olduğu Bingöl kuzeyinde meydana gelmiştir. Depremi ana şok merkez üstü ve artçı şokların yoğun kümелendiği bölgede DAF'nın uzanımına paralel sol yönlü doğrultu atımlı Kilisedere ve Çevrîmpınar fayları ile bunlara dik olarak KB-GD doğrultusunda uzanan sağ yönlü doğrultu atımlı Sudüğünü Fay Zonu bulunur. Sancak beldesi ile Göltepe köyü arasında uzanan Sudüğünü fay zonunun haritalanabilen toplam uzunluğu yaklaşık 20 km'dir. Yapılan kısa süreli arazi incelemesinde bu iki çapraz fay sistemi boyunca heyelan ve benzeri kütle hareketleri dışında yüzey faylanmasına yorumlanabilecek yapısal kökenli yüzey deformasyonlarına rastlanmamış olup bu bildiri özetinin yazıldığı tarihte yazarlarca bölgede arazi çalışmaları sürdürülmektedir. Bununla birlikte, TUBİTAK-MAM tarafından depremin akabinde bölgeye yerleştirilen sismik ağdan elde edilen ilk verilerdeki artçı şok dağılımı, tarafımızca haritalanmış olan sağ yönlü doğrultu atımlı Sudüğünü fayının doğrultusuna birebir uyumludur. Jeolojik ve sismolojik bilgilerin ortak yorumu 1 Mayıs 2003 Bingöl Depremi'nin Sudüğünü fayından kaynaklanmış olabileceğini göstermektedir. Bu fay ve Bingöl-Karakoçan fay zone çapraz fay sistemi içerisinde 1971 Bingöl depreminin geliştiği DAF Göynük segmentinin sağ yönlü eşleniği niteliğindedir.

Gerek 27 Ocak Pülümür, gerekse 1 Mayıs 2003 Bingöl depremleri bölgede bulunan çapraz fay sistemlerinin birbirini tetikleyebildiğini göstermiştir. Bu nedenle yakın gelecekte Bingöl-Karlıova-Erzincan üçgeni içerisinde son depremlerin tetikleyebileceği diğer faylarda yeni depremlerin meydana

¹ MTA Genel Müdürlüğü, Jeoloji Etütleri Dairesi, 06520, Ankara

İTÜ AVRASYA YERBİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

KUVATERNER ÇALIŞTAYI IV 2003

gelmesi büyük olasılıktır. Bölgede, KAF'nın Yedisu segmenti, DAF'nın Genç segmenti, Sancak-Uzunpazar ve Bingöl-Karakoçan fay zonları magnitüdü 6'dan büyük deprem üretebilecek fayların başlıcalarıdır.

DOĞU ANADOLU DEPREM PROJESİ: SONUÇLAR VE BÖLGENİN JEODİNAMİK YAPISININ YENİDEN YORUMLANMASINA OLAN KATKILARI

Niyazi Türkelli¹, Eric Sandvol, Ekrem Zor, Rengin Gök, Gonca Örgülü, Ali Al-Lazki, Tolga Bekler,
Hayrullah Karabulut, Tuna Eken, Doğan Şeber ve Muawia Barazangi, Mehmet Keskin

Kıta-kıta çarpışmasının Dünya üzerindeki güzel örneklerinden birisi olan Doğu Anadolu Platosunun; Depremsellik, hız ve kabuk yapısının daha iyi anlaşılabilmesi için Doğu Anadolu ve Güneydoğu Anadolu Bölgelerini kapsayan alanda Ekim 1999 Ağustos 2001 döneminde 29 adet geniş bandlı deprem istasyonu kurulmuştur. Mardin-Çıldır (Ardahan) doğu ve Mardin-Mesudiye (Ordu) batı profilleri üzerinde ortalama her 30 km ve her 50 km. aralıklarla kurulan deprem istasyonlarının oluşturduğu V şeklinin içine de deprem iç merkezlerinin duyarlılıkla belirlenebilmesi için 9 adet istasyon yerleştirilmiştir.

Deprem iç merkez dağılımları, alıcı fonksiyonlar analizi (receiver function analysis), deprem mekanizma çözümleri, deprem dalgalarının yayını ve soğurulması, hız tomografisi ve makaslama dalgasının ayrışması (shear wave splitting) metodlarıyla yapılan çalışmalar sonucu :

Bölgedeki sismik aktivitenin genel olarak yer kabuğunun yüzeyden itibaren ilk 10 km’de meydana geldiği bununla beraber Doğu Anadolu Fay Zonu üzerinde 32 km’ye varan derinlikte depremlerin görüldüğü,

Deprem dış merkezlerinin dağılımının bölgedeki yüzey faylarıyla uyumlu olduğu fakat yüzey faylanması görülmeyen bölgelerdeki sismik aktivitenin muhtemel örtülü (gizli) faylarla açıklanabileceği,

Mekanizma çözümlerinin bölgedeki yanal atımlı fay mekanizmalarına uyumlu olduğu sadece Palu’da bir ters fay çözümü görüldüğü,

Bölgedeki kabuk kalınlığının daha önceden bilinenlerin aksine çok kalın olmadığı, Arap plakasından itibaren kuzeye Avrasya plakasına doğru gittikçe kısmi bir kalınlaşmadan söz edilebileceği,

Çalışma bölgesini kapsayan alanda Sn dalgasının yayınmadığı, Lg dalgasının özellikle Arap plakasında ve Doğu Anadolu bölgesinde gayet iyi yayındığı,

Doğu Anadolu Bölgesindeki Pn hızının çok düşük olduğu (7.8 km/s),

Bölgedeki sismik anizotropinin, Avrasya litosferi ile kuzeydoğu veya güneybatı yönlü astenosferik akımlar arasındaki yatay diferensiyel hareketlerle açıklanabileceği,

Bölgede litosferik mantonun hiç olmadığı ve kabuğun ince ve neredeyse astenosferik manto üzerinde oturduğu,

Astnosferin sığ derinliklere yükselmesi sonucunda ortaya çıkan basınç serbestleşmesinin, teorik olarak ergimelere ve büyük miktarlarda magma oluşumuna neden olduğu görüşlerine varılmıştır.

¹ Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi

İstanbul’u tehdit eden *potansiyel deprem* tehlikesi ile başa çıkabilmek için, orta ve uzun vadeli uygulamalar göz önüne alınarak; depremin etkileyeceği bölgelerin sismik afet önleme/azaltma planı, acil kurtarma planı ve yeniden yapılanma planı hazırlanmalıdır.

Afet önleme kavramı arazi kullanımını da kapsayan imar kanununda yer almalıdır. Meydana gelebilecek bir depremde oluşacak hasarların en aza indirgenmesi için *Afet Yasaları* afet öncesi azaltma konularını içermelidir. Acil Yardım Yönetmeliği sivil toplum örgütlerini ve afet bilgilendirmeleri ile ilgili halkla ilişkileri kapsamalıdır. İstanbul’da bulunan Sivil Toplum Örgütleri, özellikle de Kadıköy Belediyesi, afet yönetim organizasyonları açısından incelenmiştir. Farklı yapılarda ki organizasyonlar için çeşitli önerilerde bulunulmuştur. İstanbul’da olabilecek deprem felaketi konusunda, toplumun bilinci ve eğitimi değerlendirilmiş ve çeşitli aktiviteler önerilmiştir.

İlgili kurumlar ve araştırmacılar ile yapılan görüşmeler, Kuzey Anadolu Fay hattı üzerine yapılmış çok sayıdaki araştırma çalışmalarına dayalı olarak, afet önleme planlaması için uygun hasar hesaplamalarını gerçekleştirmek üzere dört (4) deprem senaryosu belirlenmiş olup, ikisi değerlendirilmiştir.

Sıvılaşma potansiyeli dolgu ve Kuvaterner çökellerde değerlendirilmeye alınmıştır.

Her bir 50 m’lik hücrenin eğim stabilitesi, Siyahi’nin (1998), en yüksek zemin ivme değerini ve zemin kuvvetini değerlendirmeye aldığı, denklemi kullanılarak hesaplanmıştır.

Sonuçlar, “Yüksek Riskli”, “Çok Yüksek Riskli” ve “Stabil Olmayan” şekilde sınıflandırılmıştır.

Bina envanterinin veri tabanı 2000 yılında mahalle bazında yapılan bina sayımı sonuçlarından toplanarak hazırlanmıştır. Her tip bina için “Ağır”, “Orta” ve “Az” hasarlı durumu hesaplanmıştır.

Türkiye’de meydana gelmiş tarihsel depremlerin sonuçlarına dayalı olarak bina hasarları ve ölüm değerleri arasındaki ilişki incelenmiştir. Ağır yaralı sayısını hesaplamak için ölü sayısı ve ağır yaralı sayısı arasındaki deneysel ilişki adapte edilmiştir. Coburn ve Spence (1992) bütün dünyada meydana gelen depremler için bina hasarları ve can kaybı ile yaralı sayısı arasındaki ilişkileri toparlamışlardır. İstanbul için hesaplanmış hasar oranları bu bilgiler ile karşılaştırılmıştır. Depremin hemen ardından, ocaklara, ısınma sistemine, elektrik kaçağına, kısa devreye, ve benzer sebeplere dayalı yangınlar başlar. Ahşap binaların mahallelerin tümünde kapladığı alan %10’dan daha azdır, bu da yangının yayılma ve felakete dönüşme olasılığının düşük olduğunu gösterir. Su boru hatları, kanalizasyon boru hatları, doğal gaz boru hatları, gaz servis kutuları ve elektrik kablolarında meydana gelebilecek hasar hesaplanmıştır.

Katayama (1975) yöntemi kullanılarak 480 köprü üzerinde yıkılma ihtimali ile ilgili değerlendirme yapılmıştır.

¹ İBB Zemin ve Deprem İnceleme Müdürlüğü, Laleli/İSTANBUL

Deprem felaketi gözönünde bulundurularak, hasar görececek köprülerin ve yolların, tüm yol ağını nasıl etkileyeceği değerlendirilmiştir. Tahmin edilen bina hasar sonuçlarına dayanarak, binalardan düşecek enkazların kapatacağı yollar da hesaplanmış ve değerlendirilmiştir. Yapılan değerlendirmenin sonucuna göre köprülerin depreme karşı güçlendirilmesi ve gelecekte yapılması planlanan yolların önceliklerinin kademelenmesi incelenmiş ve değerlendirilmiştir.

Acil durumlarda limanların çeşitli işlevleri yüklenmesi beklenmektedir. Depreme dayanıklı performans oluşturulması ve güçlendirilmesi için yöntem, afet önleme üssü olarak fonksiyonları, ve limanlar arasında işbirliği sistemi önerilmiştir. Kentin deprem afetine karşı hasar görebilirliği, mevcut istatistiki verilerden çalışılarak bina ve kentsel yapının hasar görebilirlik analizi yapılmıştır. İyileştirme konuları ve bölgeleri tanımlanmış ve bina ve kentsel yapının hasar görebilirliği sonuçları içinde birleştirilmiştir. Analiz prosedürleri iş akış şemasında gösterilmiştir. Acil durum operasyonlarını yürütebilmek ve tahliye alanları oluşturabilmek amacıyla yeni park ve açık alanların yapılması için arazi elde edilebilirliğini belirlemek mutlak suretle gerekmektedir. Her mahalledeki arazi elde edilebilirliği yapılaşmış alan oranı ve ortalama taban alanı katsayısına dayalı olarak değerlendirilmiştir.

Belirlenmiş arkeolojik ve tarihi sit alanlarının da güçlendirilmesi ve mevcut kent ve bina yapılarının iyileştirilmesi doğrultusunda güçlendirme tedbirleri alınması gerekmektedir. Bu yüzden öncelikle özel mülkiyete ait binalar için ön sismik dirençli yapı teşhisi önerilmiştir. Bu teşhis sonucuna dayalı olarak, takviye ya da güçlendirme gibi gerekli tedbirler tartışılmalıdır. Depreme dayanıklı kentsel ve bina yapılarının gerçekleştirilebilmesi için vergi azaltımı, düşük ödemeli deprem sigorta oranı, uzun ve düşük ödemeli kredi, vb. teşvikler tartışılmalı ve hazırlanmalıdır.

Deprem felaketini azaltmak için gerekli olan tedbirler, temelde projeden yola çıkarak, kısa, orta ve uzun vadeli bakış açılarıyla ortaya konmuştur. Kısa vadeli tedbirler en kısa zamanda hayata geçirilip uygulamaya sokulmalıdır, orta ve uzun vadeli tedbirler ise 5 ile 10 yıl ya da daha uzun vadelerde gerçekleştirilmelidir.

**DOĞU MARMARA BÖLGESİ'NDE MULTİDİSİPLİNER BİR
MORFOTEKTONİK ÇALIŞMASI**

Ufuk Tari^{1,2}, Okan Tüysüz², M. Korhan Erturaç²

Morfotektonik araştırmalarında son yıllarda bilgisayar teknolojisindeki gelişmelere paralel olarak yeni yaklaşımlar kullanılmaya başlanılmıştır. Bu yeni yaklaşımlar başlıca bilgisayar temelli morfometrik analizler ile farklı veri gruplarının (saha verileri, uydu görüntüleri, sayısal arazi modeli vb.) entegrasyonunu içermektedir. Bu yaklaşımlar kullanılarak jeomorfolojik özellikler çok daha sağlıklı ve çabuk olarak ortaya konulabilmekte ve yorumlanabilmektedir. Bu gerekçelerden yola çıkılarak hazırlanan bu multidisipliner çalışmanın, morfotektonik araştırmalarda eksikliği duyulan kantitatif çalışmalara örnek teşkil etmesi amaçlanmıştır.

Dünyanın en önemli aktif tektonik kuşaklarından biri olan Kuzey Anadolu Fayı (KAF) Anadolu ve Avrasya levhaları arasındaki sınırı oluşturmakta ve yılda ortalama 20 mm hızla hareket etmektedir. Sağ yanal atımlı bu fay olasılıkla Geç Pliyosen'den itibaren bugünkü morfolojik ve tektonik özelliklerini kazanmıştır. KAF Bolu'nun batısında üç ana kola ayrılır. GPS verilerine göre; kuzey kol diğer kollardan daha aktiftir. 17 Ağustos 1999 İzmit ve 12 Kasım 1999 Düzce depremleri ise bu fayın kuzey kolunun yarattığı son depremlerdir. Doğu Marmara bölgesinde yapılan gözlemler bu bölgenin morfolojik evriminde bu genç ve diri yapısal unsurun önemli bir rol oynadığını göstermektedir.

Kuzey Anadolu fayı üzerinde gelişmiş en önemli morfotektonik unsurlardan biri olan Marmara Denizi'nin evriminin anlaşılması bakımından önemli bölgelerden biri İzmit Körfezi ve daha doğusudur. İçerisi Pleistosen ve daha genç çökellerle doldurulmuş olan bir çukurluk halindeki körfez çevresinde kuzeydoğu-güneybatı uzanımlı faylar bulunmaktadır. Körfezin her iki yakasındaki bu faylar Pleistosen ve Kuvaterner çökellerinin evrimine ve stratigrafisine ışık tutan ana unsurlardır. İzmit çöküntüsü içerisindeki çökeller üzerinde yapılan araştırmalar bu birimlerin fay denetiminde gelişmiş alüvyal yelpazeleri temsil ettiğini göstermektedir. Bu fayların geometrisi ile Kuzey Anadolu Fayı'nın hareket yönü arasındaki kinematik ilişkiler ise gerek İzmit Körfezi nin gerekse onun karadaki doğu devamı olan İzmit çöküntüsünün KB-GD ve KD-GB uzanımlı faylar ile kontrol edilen bir çek-ayır havzalar dizisi olarak geliştiğini göstermektedir. Ancak İzmit Körfezi içerisinde yakın zamanda yapılan sismik çalışmalar körfezi dolduran çökellerin bugün aktif faylar tarafından doğu-batı yönünde biçildiğini göstermiştir. Körfezin güneyinde yeralan Hersek ve Laledere deltaları Neojen ve daha yaşlı birimlerden faylarla ayrılırlar. Sahilden güneye doğru da morfolojinin gelişimi büyük ölçüde faylarla kontrol edilmiştir. Samanlı dağlarında da Neojen ve daha yaşlı birimler KB-GD ve KD-GB uzanımlı faylar denetiminde gelişmiş ve daha sonra bunlar tarafından biçilmiştir. Bu aktif olmayan fayların etkileri bilhassa Geç Pliyosen morfolojisinde belirgindir.

Çalışma alanında, doğu-batı uzanımlı üç kuşak bulunmaktadır. Kuzey kuşak olarak adlandırılan Kocaeli yarımadası, Üst Miyosen'de aşınım alanı halinde kalmış ve geniş alanlar kaplamıştır. Bu

¹ İTÜ, Maden Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü

² İTÜ Avrasya Yerbilimleri Enstitüsü,

dönemde penepren karakterini kazanan bölge, Geç Pliyosen-Pleyistosen’de KAF’ın gelişimiyle parçalanmış ve İzmit Körfezi oluşmuştur. Ortalama yüksekliğin 150-200 m.’ye ulaştığı bu penepren KAF’ın gelişimi sonucu körfez kuzeyindeki alanın Karadeniz’e doğru eğimlenmesi ile asimetrik bir yapı kazanmıştır. Faylanmalar ile körfezin kuzey kıyılarının yükseltilmesi sonucu körfeze akan dereler kısa, dar ve derin deşilmiş vadilere sahip olurken; Karadeniz’e akan dereler uzun, yayvan vadilere sahip olmuşlardır. Körfezin kuzeyinde fay kontrollü aşınmış üçgen yüzeyler, yer yer geniş alanlar kaplayan alüvyal yelpazeler ve yamaç döküntüleri bulunmaktadır. Bu tektonik kontrollü çökellerin en yaygın olduğu yerlerden biri Yarımca Burnu ve İzmit çevresidir. Güney kuşak olarak adlandırılan Samanlı dağları ise Kuzey Anadolu Fayı’nın iki kolu ile sınırlanmaktadır ve bir pozitif çiçek yapısıyla temsil edilir. Bu birim, ortalama yükseltisi 700-1000 metreler arasında değışen bir plato karakterindedir. Marmara Denizi’nin devamındaki İzmit-Adapazarı çukurluğunda da Geç Pliyosen’de çökelmiş olan alüvyal yelpaze çökelleri KD-GB ve KB-GD uzanımlı faylarla denetlenmiştir. Güncel fayların ise bu çek-ayır havzaların ileri aşamalarını işaret eder şekilde eski havza çökelleri kestiğini görölmektedir. Günümüzde havza kenarlarında aşınma, içlerinde ise çökelme sürmekte, bölge morfolojik gelişimine hızla devam etmektedir.

17 Ağustos 1999 depreminin karadaki yüzey kırıkları ve Marmara Denizinin altındaki devamı son yıllarda yapılan araştırmalarla oldukça detaylı olarak ortaya konmuştur. Bu çalışmada Kuzey Anadolu fayı ve denetlediğı morfolojik unsurların bugünden geriye doğru evriminin anlaşılması bakımından. kilit bölge konumundaki Doğu Marmara bölgesinin stratigrafisi, yapısal jeolojisi, genç tektoniğı ve bunların morfoloji üzerindeki etkileri ortaya konulmuştur.

ORTA MARMARA DENİZİ (BATI ÇUKURLUK- ORTA SIRT) HOLOSEN DÖNEMİ EKOLOJİK KOŞULLARI VE SAPROPEL OLUŞUMLARI**Sena Akçer¹, Mehmet Sakıncı¹, Namık Çağatay²**

Bu çalışmada MTA tarafından Marmara Denizi orta sırttan alınan C-10, Urania araştırma gemisi tarafından Adaların güney kesiminden alınan PIC-40 ve Fransız araştırma gemisi Marion Dufresne tarafından İmralı Adası Kuzeyinden alınan MD 01 2426 korları kullanılmıştır. Her üç korda da *Brizalina spathulata*, *Hyalinea balthica*, *Bulumina marginata*, *Cassidulina carinata*, *Chilostomella mediterraneanensis*, *Noninella turgida*, *Protoglobobulumina pupoides* ve *Globobulumina affinis* gibi zengin derin bentik foraminifer toplulukları egemendir. C-10, MD 01-2426 karotlarının alt seviyeleri *Dreissena rostriformis* içermesi nedeniyle gölsel koşulları temsil eder. Üst düzeyler PIC-40 karotu ile birlikte tümüyle denizel (Akdeniz) koşulların egemenliğini belirtir.

C-10 karotu, 03.95 m uzunluğundadır. Tabanı *Dreissena rostriformis* içeren göl çamurları ile başlar. Bu düzeylerde foraminifer bulunmaz. Daha üst seviyelere doğru juvenil pelajiklerin görülmesiyle, göl dönemi sonrası ilk deniz girdisi gerçekleşir. Jeokimya verileri 02.00 m ile 00.75 m arasında **sapropel** seviyesinin varlığının belirtmektedir (Çağatay, 2000). Foraminifer verilerine baktığımızda toplam bentik tiplerin yoğunlaştığı seviyelerin 01.00 m de en üst değere ulaştığı görülür. Bu düzeylerin oluştuğu zamanda bölgeye yoğun organik madde gelimi söz konusu olabilir bu da muhtemelen fluviyatik kökenlidir (Jorissen, 1988)

PIC-40 karotu, Prenses Adalarının hemen güneyinde su derinliği 90 m ve muhtemelen kıta yamacı üzerinden piston-kor yöntemi ile alınan 6 metre uzunluğundaki çökel dizisidir. Bu çökel topluluğu genelde yer yer ince laminasyonlu, koyu gri açık gri ve zeytin yeşili renkli çamurlardan meydana gelmiştir. Bazı düzeylerde yanal olarak sürekli olmayan kum ve silt seviyelerinin yanı sıra ince silt ve kum seviyeleri çamurlar arasında görülür. Hemen hemen tüm seviyelerde foraminifera'nın yanı sıra denizel mollusca dan çeşitli bivalvia ve gastropod cins ve türleri yaygın bir şekilde bulunmaktadır.

6 metre uzunluğundaki piston korun genelde tüm düzeyleri siltli çamur ve çamurdan yer yer de ince kum seviyelerinden yapılmıştır. 4.5 metreye kadar derin bentik ve anoksik ortamı simgeleyen *Brizalina spathulata*, *Cassidulina carinata*, *Bulumina marginata*, *Hyalinea balthica* ve *Nonion fabum* gibi türlerin egemenliği ile geçilir. Bu metrelere kadar olan kesim derin denizel ve anoksik koşulların egemen olduğu bir ortam özelliğindedir. 04.80-04.50 metrelerde kumlu ara seviyelerin görülmesi ya ortamın sığlaşmaya başladığını ya da o zamanda var olan şelften graviteye bağlı olarak ortama bir malzeme geliminin söz konusu olmasıdır. Bu epiphytal, simbiyotik foraminifer *Planorbulina mediterraniensis* in bu seviyelerde bulunması ile dikkati çeker. Ancak bu türe ait fosil kabuklarının taşınıp taşınmamış olmaları incelenmelidir. Eğer bir taşınma söz konusu değilse o zaman ortamın gittikçe sığlaştığı ve koşulların da bu yönde gelişebileceği savı ağırlık kazanabilir. Ancak derin deniz bentik foraminiferlerinin bu düzeylerdeki yoğunluğu belirgin bir şekilde devam etmektedir. Ortamda sığ çamur düzlüklerini temsil

¹ İTÜ Avrasya Yerbilimleri Enstitüsü

² İTÜ, Maden Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü

eden molluskların varlığı, 03.50 m de ortamın tümüyle sığlaştığı ve koşulların infaunal özellik kazandığı bu tip molluskların varlığından anlaşılmaktadır. Bunların su seviyesinin düşerek ortamın sığlaşmaya başladığı zaman da var olan şelften geldiği savını güçlendirmektedir. Bunların çoğunun parçalanmış olması ortama taşındıklarını düşüncesini güçlendirmektedir. Kum düzeylerinden (04.60 m) alınan bivalv örneklerinde C^{14} ile yapılan tarihlendirme 41.000 GÖY olarak bulunmuştur. Bunun daha üst düzeylerinden alınan yaş verileri ise 46.000 GÖ dür. Bu da bize o dönemdeki şelften daha derin ortamlara bir taşınmanın gerçekleştiğini doğrulamaktadır. Ancak koşulların bu zamanda bölgede tümüyle gölsele dönmediği, denizel etkinin devam ettiği, derin bentik foraminiferlerin yoğun varlığından anlaşılmaktadır. 03.50 m de ki belirgin uyumsuzluk buradaki yaş verisiyle de doğrulanmıştır. Bol kabuklu ve *E. crispum*'lu kumlu seviyeler ortamın kısmen sığlaştığını belirtmektedir. Bunun üzerine tarihlendirmesi 10.500 BP olan bol kabuklu düzeyler gelmektedir. 10.500 - 6.400 GÖY arasında dip suları soğuk ve oksijenli ortamları tercih eden bentik epifaunal tür *H. balthica* nın (Ross, 1984) beslenme için gerekli olan organik maddenin artışına bağlı olarak yoğunlaşması dikkati çekmektedir. Bu da jeokimyasal olarak saptanan **alt sapropel** birimine karşılık gelmektedir. Bu birim aynı verilerle karakteristik doğu Akdeniz alt sapropel birimiyle karşılaştırılabilir (Asioli, 1996).

02.50-02.00 m arasında C^{14} yaşı 6.400 GÖY olarak belirlenmiştir. Burada bir bioturbasyon sınırı dikkati çeker. Bunun üzerindeki ince lamine çamurlu düzeyler ender mollusk kabukları bulunur. C^{14} yaş verileri 01.50 m de 4.500 GÖY, 00.75 m de 3.200 GÖY dür. Bu zaman aralığında ortama yoğun organik madde gelişi vardır. Bu yine *H. balthica* yoğunluğu ile orantılıdır ve bu ünite **üst sapropel** birimine karşılık gelir.

00.75 m den 00.00 m kadar olan düzeyler paralel laminasyonlu çamurlardan meydana gelmiştir. Ender mollusk kabukları içerir ve *N. depressulum* yoğunluğu dikkati çeker.

Her iki sapropel biriminin kökeni muhtemelen düşük oksijen yüksek organik madde oluşumuna bağlıdır ki, bu da ortama bir tatlı su taşınımı diğer bir deyişle fluvial bir etkinin varlığı ile gerçekleşebilir (Jorissen, 1988).

MD 01-2426 karotu Güney şelf üzerindeki derin akarsu vadisinin batı kesiminden (İmralı adası kuzeyinden) Marion Dufresne araştırma gemisi tarafından alınmıştır. Kor uzunluğu 04.56, Su derinliği 250 m dir. İstif tabanda sık koyu silt lamine yeşil gri çamurlar ile başlar. Daha sonra yeşil-gri seyrek lamine çamurlu düzeyler ile devam eder. Bu lamine düzeyin üzerinde 2 cm kalınlığında sert çimentolu açık renkli ince bir seviye yer alır. Bunun üstünde *Dreissena* lı yeşil gri çamurlar, daha üstte yeşil çamurlu seviyeler ile 01.40- 00.70 m arasında açık-koyu lamine zeytini renkli çamurlar bulunur. Bu karotun genelde alt düzeyleri gölsel koşulları, üst seviyelerine de doğru pelajik ve derin denizel foraminiferlerin artmasıyla da denizel koşulların egemen olduğu görülür.

**DOĞU KARADENİZ DENİZ TABANI ÖRNEKLERİNİN
PALEOPALİNOLOJİSİ**

Kaya Ertuğ¹, Zühtü Batı, R. Hayrettin Sancay

Bu çalışma 1992 yılında TPAO ve BP tarafından Doğu Karadeniz offshore'undan alınan gravite karot örneklerinin palinoloji ve organik fasiyes analiz sonuçlarını içermektedir. İncelenen örnekler derin ve sık sismik verilerde gaz çıkış noktaları olarak görülen ve ALF (Airborne Laser Fluorosensor) çalışmaları sonucunda petrol çıkış noktaları olduğu düşünülen lokasyonlardan alınmıştır.

Çalışma kapsamında, Doğu Karadeniz offshore'unda Archangenski Yükselimi üzerinde su derinliği 1000 m civarında olan 8 lokasyondan alınan ve kurtarımları 3-4 m arasında değişen karotlardan derlenen toplam 12 yumuşak sediman örneği incelenmiştir.

Palinolojik analizler sonucunda örneklerde çoğunluğu yerli (*in situ*), az sayıda türe ait bol ve iyi korunmuş pollen ve dinoflagellat ile çok düşük bolluk değerlerinde fungal spor ve spor taksonundan oluşan palinomorf topluluğu tanımlanmıştır. Karasal pollenlerin önemli bolluk değerlerine ulaştığı örneklerde Pinaceae, Ephedraceae, Taxodiaceae, Compositae, *Artemisia*, *Alnus*, Umbelliferae, Gramineae, Chenopodiaceae, Juglandaceae, Ericaceae, Ranunculaceae, Myricaceae, Betulaceae ve Rosaceae'ye ait pollen taksonları ile ikinci derecede önemli bolluk değerlerine sahip dinoflagellatlardan *Spiniferites cruciformis*, *S. ramosus*, *S. mirabilis*, *Achomosphaera andalousiensis*, *Impagidinium* sp., *Lingulodinium machaerophorum*, *Tectatodinium psilatum*, *Bitectatodinium tepikiense*, *Melitasphaeridium choanophorum* ve *Polysphaeridium zoharyi* tanımlanmıştır. Tanımlanan topluluğa dayanarak farklı karot örneklerinde çalışılan sedimanların Pliyo-Kuvaterner yaşlı olabilecekleri sonucuna varılmıştır.

Kretase ve Eosen'den taşınmış oldukları belirlenen az sayıda spor taksonunun tanımlandığı örneklerde yürütülen organik fasiyes analizlerinde, organik madde topluluğunun çoğunlukta yoğun piritleşmeli amorf tipte organik maddelerden oluştuğu saptanmıştır. Ancak, iklimin göreceli olarak ısındığı, yağış miktarının arttığı ve akarsu faaliyetlerinin yoğunlaştığı dönemlerde çökelmiş olabileceği belirlenen bazı örneklerde ise, karasal kökenli odunsu-kömürsü tip organik maddelerin bolluk değerlerinde artışlar olduğu belirlenmiştir.

Çalışılan örneklerde tanımlanan pollen topluluğu ile topluluğu oluşturan taksonların göreceli bolluk değerleri incelendiğinde, çökelimin soğuk-kuru (cold-dry) iklim koşullarında gerçekleşmiş olabileceği sonucuna varılmıştır. Ayrıca, Karadeniz onshore ve offshore'u ile Hazar Havzası Üst Miyosen-Kuvaterner çökellerinde yürütülen değişik palinolojik çalışmalarda gözlenen, Karadeniz ve civarı için endemik bir takson olan *Spiniferites cruciformis* dinoflagellat türünün varlığı, çökelimin soğuk ve çok az tuzlu denizel koşullarda gerçekleşmiş olabileceğinin diğer önemli belirteçidir.

¹ Türkiye Petrolleri A.O., Araştırma Merkezi – 06520 Esentepe/Ankara

MAKALELER

**KUZEY ANADOLU FAYI'NIN ORTA ANADOLU BÖLÜMÜNÜN GPS
ÖLÇMELERİ İLE GÜNCEL TEKTONİK ÖZELLİKLERİNİN
BELİRLENMESİ**

Hakan Yavaşoğlu¹, Orhan Baykal¹, Serdar Bilgi¹, Rahşan Çakmak², Turan Erden¹, Semih Ergintav², Cankut D. İnce³, Himmet Karaman¹, Ergin Tarı¹, Ufuk Tarı⁴, Okan Tüysüz⁴

ÖZET

Kuzey Anadolu Fayı (KAF), ürettiği depremlerin sebep olduğu can ve mal kayıpları nedeniyle ülkemizin en önemli faylarından birisidir. Fay boyunca kurulmuş olan yerleşim ve sanayii bölgelerinin yoğunluğu, KAF'nın önemini bir kat daha arttırmaktadır. KAF üzerinde yapılmış ve yapılmakta olan çok sayıda sismik, jeodezik, jeolojik ve jeofiziksel araştırmalar bulunmaktadır. İTÜ Araştırma Fonu ve TÜBİTAK YDABAG desteğiyle İTÜ Jeodezi ve Fotogrametri Mühendisliği Bölümü, TÜBİTAK-Marmara Araştırma Merkezi-Yer ve Deniz Bilimleri Enstitüsü ile İTÜ Avrasya Yer Bilimleri Enstitüsü tarafından yürütülen proje kapsamında KAF'ın Orta Anadolu bölümünde 2001 ve 2002 yıllarında yapılan GPS ölçmeleri ile bu araştırmalara bir yenisi eklenmiştir. Bu projenin ana amacı, KAF'ın Ladik-İlgaz arasındaki kollarının kinematığının GPS ölçmeleri ile belirlenmesidir. Bu bölgede KAF, güneye doğru uzanan içbükey kollar içermektedir ve bu kollar genellikle sağ yanal atılımlıdır. Bu kollardan en bilinenleri ve önemli olanları; Niksar'dan başlayıp Çankırı Havzasına kadar devam eden Sungurlu Fayı ile Merzifon ve Laçın faylarıdır. Proje kapsamında 2001 yılı ağustos ayında GPS ağına tasarımı yapılmıştır. Yine 2001 yılı ağustos ayı içinde 1. periyot ölçmeleri ve değerlendirmeleri tamamlanmıştır. 2002 ağustos ayı içinde 2. periyot ölçmeleri gerçekleştirilmiştir. Bu çalışmada, ORTA-KAF GPS ağı tanıtıldıktan sonra 2. kampanyanın ardından elde edilen hız vektörleri ile KAF'nın orta kısmında yer alan faylarla sınırlı blokların kinematiklerine ait bilgiler sunulacaktır.

GİRİŞ

Coğrafi konumu ve tektonik çeşitliliği nedeni ile Anadolu, tektonik olayları izlemek ve anlama açısından bir laboratuvar alanı oluşturmaktadır. Son yüzyılda ve özellikle son yüzyılın sonlarında Anadolu plakasında görülen hareketlilik (17 Ağustos ve 12 Kasım 1999), ulusal ve uluslararası yer bilim çevrelerini, Anadolu plakasının önemli faylarından birisi olan KAF'nın kinematığını ve tektoniğini araştırmaya yöneltmiştir.

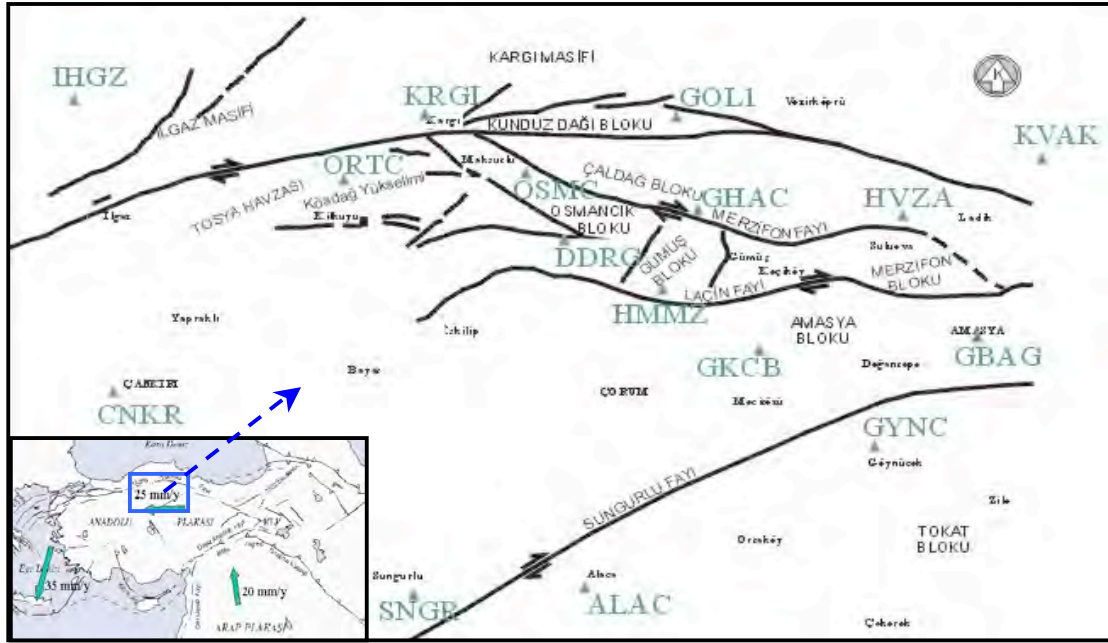
¹ İTÜ İnşaat Fakültesi, Jeodezi ve Fotogrametri Müh. Bölümü

² TÜBİTAK, Marmara Araştırma Merkezi, Yer ve Deniz Bilimleri Araştırma Enstitüsü

³ Kocaeli Üniversitesi

⁴ İTÜ Avrasya Yerbilimleri Enstitüsü

Son yüzyılda KAF'nda oluşan önemli depremler göstermektedir ki deprem dizisi batıya doğru bir göç halindedir (Barka, 1992). 1939 Erzincan depremi ile başlayan ve Marmara Denizi'ne doğru hareket eden deprem dizilerinin Marmara bölgesinin ve tüm Kuzey Anadolu'nun deprem riskini arttırdığı söylenebilir. Bu nedenlere bağlı olarak Anadolu plakasının ve Anadolu plakası üzerindeki fayların kinematik ve tektonik özelliklerini belirlemek ayrıca önem kazanmıştır (Şekil.1).



Şekil1 Orta-Kuzey Anadolu Fay Segmentindeki Faylar ve Kampanyalarda Kullanılan GPS İstasyonları

GPS son dönemde tektonik hareketliliğin belirlenmesinde güvenilirlik ve mali açıdan en etkin çözümü üreten tekniktir. Bu nedenle proje ölçmeleri GPS teknolojisi kullanılarak gerçekleştirilmiştir. Levhaların hepsini temsil edebilecek GPS noktalarından oluşan ağların yardımıyla lokal hareketlerin belirlenmesi son yıllarda yaygın olarak kullanılan yöntemdir. Öncelikle yer yüzeyine yayılmış olan ve koordinatları çok uzun süren gözlemlerden sonra yüksek doğrulukla bilinen noktalardan faydalanılarak, fayın yakın ve uzak çevresine yeterince GPS noktası tesis edilerek gözlemlere başlanır. Belli aralıklarla tekrarlanan GPS gözlemlerinin değerlendirilmesi sonucu noktaların; ilk ölçmelerinden son ölçmelerin yapıldığı zamana kadar olan yerdeğiştirmeleri belirlenir. Yerdeğiştirme veya hız vektörleri yardımıyla bölgede oluşan gerilmelerin ve yamulmaların hesap edilmesi, fayların kinematığının ve dinamiğinin belirlenmesi ve dolayısıyla da olası bir deprem konusunda bilgilenme mümkün olmaktadır. Sismoloji verileri ve GPS teknolojisi yardımı ile elde edilen bilgilerin birlikte değerlendirilmesi sayesinde depremlerin oluş mekanizmalarını, fayların zaman bağımlı hareketlerini anlama ve deprem riskini kestirme konusunda oldukça ileri adımlar atılmıştır.

GPS ÖLÇMELERİ

GPS Ağıнын Tasarımı

İTÜ AVRASYA YERBİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

KUVATERNER ÇALIŞTAYI IV 2003

KAF'nın Orta Anadolu bölümünde yıllık hareket miktarı yaklaşık 23 mm civarındadır. Yıllık yaklaşık 2 cm değişikliği belirlemek için kurulacak GPS izleme ağıının zorunlu merkezleştirme sistemine sahip olması gerekmektedir. Bu nedenle GPS ağı oluşturulurken, noktaların pilyelerden veya kayalara sabitlenmiş çelik çubuklardan oluşması kararlaştırılmıştır.

Belirlenen amaçlar doğrultusunda yapılan arazi çalışması sonucunda bölgede 25 adet pilye bulunmuş ve bunlardan 21 tanesinin kullanılabilir olduğu anlaşılmıştır. Gerek ölçme maliyetinin yüksekliği, gerekse ölçme donanımının kısıtlı olması nedeniyle bu 21 istasyon noktasından 15 tanesinin kullanımına karar verilmiştir. Osmancık yakınlarında önceden tesis edilmiş bir pilye bulunamadığı için çelik çubuk ile yeni bir istasyon noktasının tesis edilmesi yoluna gidilmiştir.

Bölgede çok sayıda fay olmasına karşın bu faylardan son dönemde aktif olanlar ve yıkıcı depremlere neden olanlar dikkate alınarak nokta seçimine gidilmiştir.

GPS Kampanyaları

Orta-KAF GPS ağında 1. periyot ölçmeleri 2001 ağustos ayında ve 2. periyot ölçmeleri 2002 yılı ağustos ayında gerçekleştirilmiş ve eğer devam edilirse bundan sonraki kampanyaların da yıllık olarak yapılması planlanmıştır. Her istasyon noktasında en az 3 gün boyunca en az 8 saatlik ölçmeler yapılmış ve ölçmeler sırasında 15 saniyelik zaman aralığı temel alınarak GPS verisi toplanmış, değerlendirme sırasında 30 saniyelik zaman aralığı baz alınmıştır.

Seçilen istasyon noktaları kendilerine en yakın yerleşim birimini karakterize eden dört harf ile isimlendirilmişlerdir(Çizelge.1). Çalışma bölgesi yaklaşık olarak 16500 km²'dir. Bölgede ölçülen en uzun baz IHGZ(Ihsangazi)-KVAK(Kavak) arasında ve yaklaşık olarak 200 km'dir, ölçülen en kısa baz OSMC(Osmancık)-DDRG(Dodurga) arasında ve yaklaşık 16 km'dir. Kampanyalar sırasında İTÜ, TÜBİTAK-MAM ve Ashtech Türkiye Temsilcisi Geomatics Şirketine ait GPS alıcıları ve ek donanımları kullanılmıştır.

GKCB-Gökçebel	GHAC-Gümüşhacıköy	HVZA-Havza	GYNC-Göynücek
ORTC-Ortalıca	GBAG-Amasya Göllübağlar	KVAK-Kavak	SNGR-Sungurlu
KRGI-Kargı	CNKR-Çankırı	DDRG-Dodurga	GOL1-Göl
ALAC-Alaca	HMMZ-Hamamözü	OSMC-Osmancık	IHGZ-Ihsangazi

Çizelge.1 ORTA-KAF GPS Ağı İstasyon Noktaları

GPS Verilerinin Değerlendirilmesi

Kampanyalara ait GPS verileri GAMIT/GLOBK yazılım paketi kullanılarak değerlendirilmektedir. Birinci kampanyaya ait verilerin değerlendirilmesi bitmiş, ikinci kampanyaya ait ilk değerlendirme sonuçları elde edilmiştir. Her iki kampanyanın verileri GAMIT modülünde günlük olarak çözülmüştür. Elde edilen sonuçlar GLOBK modülünde birleştirilerek bir referans yüzeyine oturtulmuştur. Ayrıca her iki kampanyanın birlikte değerlendirmesi de yapılmış ve istasyon noktalarına ait ilk GPS hız vektörleri elde edilmiştir. Devam eden değerlendirme sırasında elde edilen ilk sonuçlara

göre, (wrms) ağırlıklı karesel ortalama hatalar ve (nrms) normalize edilmiş karesel ortalama hatalar Çizelge.2 ve Çizelge.3 de verilmiştir.

İSTASYON	nrms			wrms		
	Kuzey	Doğu	Yukarı	Kuzey	Doğu	Yukarı
ALAC	0.84	0.55	0.69	2.6	2.4	11.1
ANKR*	0.80	0.53	0.90	1.1	1.1	6.2
CNKR	0.71	0.55	0.14	2.1	1.9	2.0
DDRG	1.51	0.08	0.44	3.7	0.2	5.4
GHAC	0.64	0.32	0.33	3.7	2.1	8.8
GOL1	1.02	0.28	0.34	4.4	1.2	7.3
GRAZ*	0.64	0.76	0.74	0.9	1.3	5.3
GYNC	0.83	0.47	0.74	3.4	2.3	4.0
HMMZ	0.84	0.86	0.20	2.3	2.7	2.8
HVZA	0.54	1.36	0.71	1.8	6.5	11.7
IHGZ	0.48	0.58	0.63	1.2	1.9	8.0
ISTA*	0.60	0.94	0.74	1.1	2.2	7.6
KIT3*	1.06	0.63	0.57	3.7	4.2	7.0
KRGI	0.32	1.10	0.59	2.1	8.2	20.2
KVAK	0.85	1.61	0.73	4.6	12.6	17.9
MATE*	0.70	1.35	0.71	1.1	2.8	5.9
NICO*	0.99	1.22	0.66	1.9	2.7	5.7
ORTC	1.03	0.49	0.45	4.1	2.0	9.5
OSMC	1.82	1.35	0.81	4.4	4.0	9.9
SNGR	0.72	0.75	0.49	1.5	2.2	5.1
SOFI*	0.79	1.11	0.58	1.3	2.7	5.6
TELA*	0.35	0.58	0.59	0.8	1.6	6.2
TUBI*	0.82	0.80	0.76	1.7	2.1	8.9
WTZR*	0.59	0.86	0.85	0.7	1.3	5.3
ZECK*	1.10	1.01	0.45	2.0	2.9	3.7

(* Global İstasyonlar)

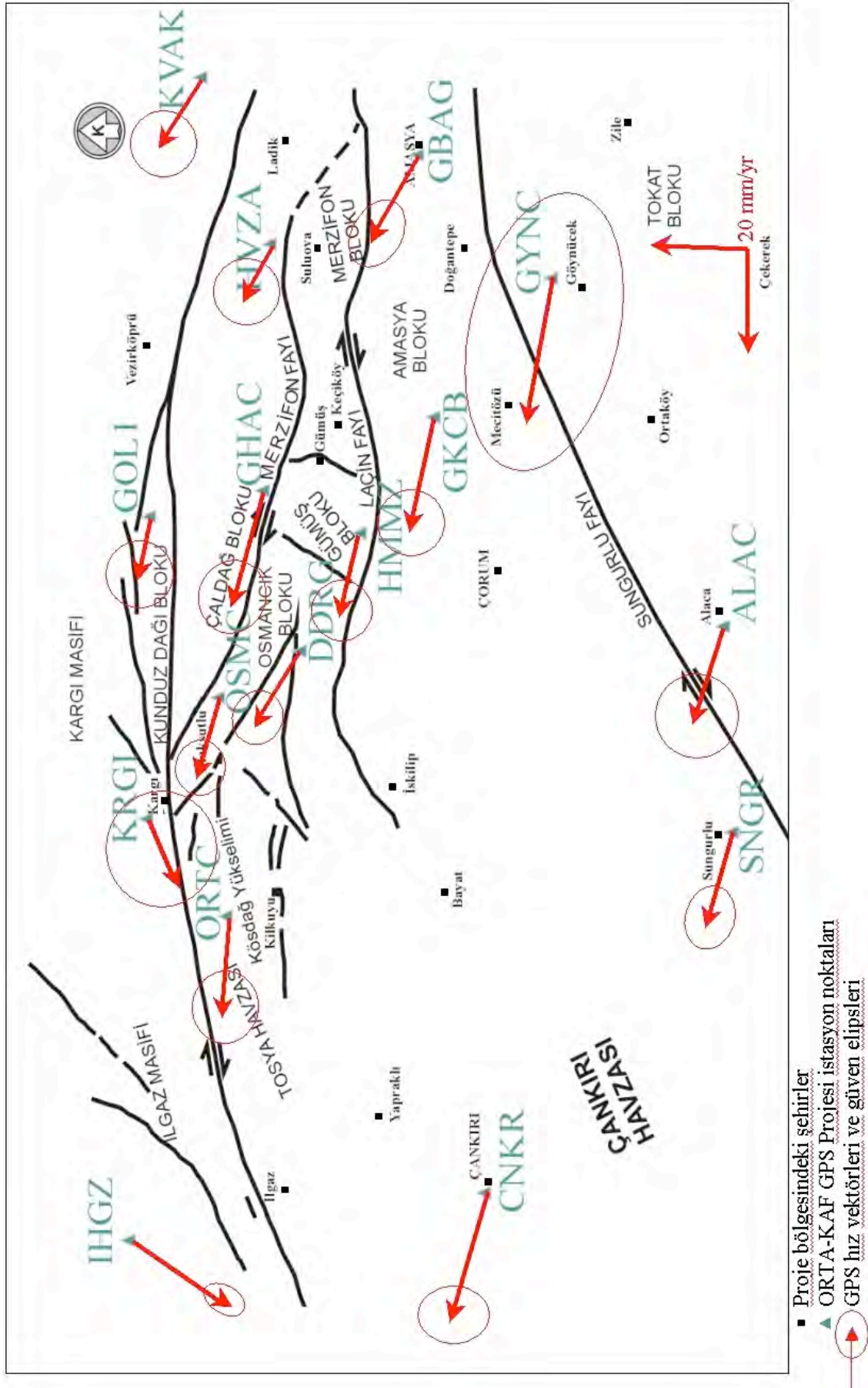
Çizelge.2. Birinci Kampanya için (nrms) ve (wrms) Değerleri

İTÜ AVRASYA YERBİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ
KUVATERNER ÇALIŞTAYI IV 2003

İSTASYON	nrms			wrms		
	Kuzey	Doğu	Yukarı	Kuzey	Doğu	Yukarı
ALAC	0.92	1.09	1.70	3.6	5.9	28.2
ANKR*	0.64	0.81	0.85	1.7	2.9	5.8
CNKR	0.80	0.29	0.70	3.6	1.5	13.8
DDRG	0.76	1.47	0.57	2.5	5.3	7.7
GHAC	1.57	0.85	0.55	5.9	3.7	8.7
GOLI	1.21	0.99	0.70	5.3	5.1	13.5
GRAZ*	0.74	0.96	0.36	1.4	2.0	2.0
GYNC	1.26	1.47	0.51	4.1	5.6	6.9
HMMZ	1.42	1.20	0.50	5.4	5.5	8.7
HVZA	0.26	1.28	0.30	1.0	5.1	5.6
IHGZ	0.87	1.00	1.30	2.8	3.8	16.5
ISTA*	0.79	1.06	0.5	2.6	4.0	7.8
ONSA*	0.34	0.66	0.90	0.7	1.4	5.1
KRGI	0.60	0.16	0.35	4.3	1.2	11.6
KVAK	0.75	1.41	0.17	2.5	5.5	2.4
MATE*	1.18	0.47	0.60	2.4	1.2	4.2
NICO*	1.12	1.30	0.80	3.6	5.5	9.8
ORTC	1.25	0.38	0.12	5.1	1.7	2.2
OSMC	0.77	0.96	0.40	2.5	3.5	5.4
SNGR	0.66	0.33	0.65	2.4	3.7	6.9
SOFI*	0.84	0.80	0.99	2.2	2.8	9.7
MERS*	0.61	0.69	0.45	1.9	2.9	8.9
TUBI*	0.83	1.08	0.66	2.4	3.7	6.9
WTZR*	0.48	0.51	0.51	0.9	1.0	1.0
ZECK*	1.11	0.77	0.49	3.5	3.3	5.1

Çizelge.3. İkinci Kampanya için (nrms) ve (wrms) Değerleri

Bu çalışmada GPS vektörlerinin elde edilmesi sürecinde ölçmelerin yapılmasından değerlendirmeye kadar olan çalışmalar sunulacaktır. Ayrıca elde edilen GPS vektörleri yardımıyla bölgedeki hareketler ve bölgenin depremelliği tartışılacaktır. (Şekil2).



Şekil 2 . ORTA-KAF GPS ağına ait hız vektörleri (2001-2002 kampanyalarından elde edilmiştir)

1 MAYIS 2003 BİNGÖL DEPREMİ

Okan Tüysüz¹, Serdar Akyüz², Haluk Eyidoğan³

ÖZ

1 Mayıs 2003 Bingöl depremi ($M_s=6,4$) Doğu Anadolu’da Bingöl kuzeyindeki Sütgölü-Kurtuluş fayı zonu üzerinde meydana gelmiştir. KB-GD uzanımlı, sağ yanal atımlı bu fayın kırılması sonucunda sürekli izlenebilir bir yüzey kırığı oluşmamış, buna karşılık zemin niteliği ve topografik konuma bağlı olarak fayın çevresindeki 30-40 km lik bir kuşakta açılma çatlakları, sıvılaşma, oturma, kayma, heyelan gibi zemin hareketleri ve kaya düşmeleri oluşmuştur. İlk belirlemelere göre 176 kişinin ölümü ve 522 kişinin yaralanmasına yol açan depremde 300 kadar bina çökmüş, 2500 civarında bina ağır, 2500 kadar bina orta hasar görmüştür. Bingöl ve çevresinde deprem büyüklüğüne oranla hasarın bu denli yaygın olmasındaki temel faktör yapı kalitesi ve kötü zemin koşullarıdır.

GİRİŞ

Arap Yarımadasının kuzeye doğru yılda 18 mm lik hareketi ile sıkışan Anadolu, sağ yanal atımlı Kuzey Anadolu Fayı ve sol yanal atımlı Doğu Anadolu Fayı boyunca batıya hareket etmekte, batıda ise Ege gerilme sisteminin etkisi altına girmektedir. Ülkemizde meydana gelen depremler açısından Anadolu’nun batıya doğru olan bu hareketi temel sürükleyici mekanizma olarak görülmektedir (Şekil 1). Anadolu’da hasar oluşturan depremlerin çok büyük bir kısmı bu temel neotektonik unsurlardan kaynaklanmıştır. 1999 yılında 20.000 in üzerinde can kaybına yol açan iki büyük deprem ile gerek bilim camiasında gerekse kamuoyunda büyük ilgi çeken depremler dizisi 2003 yılında da 17 Ekim 2002 Kığı; 27 Ocak 2003 Pülümür ve 1 Mayıs 2003 depremleri ile devam etmiştir. Tüm bu depremler Türkiye’nin depremsellik açısından aktif bir dönemden geçtiğini göstermektedir.

1 Mayıs 2003 te orta büyüklükte bir depremle sallanan Bingöl ve çevresi Türkiye’nin tektonik açıdan en aktif bölgelerinden biri üzerinde yer almaktadır (Şekil 2). Bingöl’ün kuzeydoğusunda bulunan Karlıova ilçesi civarı Arap yarımadasının kuzeye doğru sıkıştırması sonucunda batıya kaçan Anadolu levhacığının doğu ucunu oluşturmakta; Kuzey ve Doğu Anadolu fayları Karlıova’nın doğusunda Kargapazarı yöresinde birbirine kavuşmaktadır. Kargapazarı’nda başlayan Doğu Anadolu fayının ilk segmenti buradan güneybatıya doğru Bingöl doğusundaki Sarıçiçek (Tarbasan) köyüne kadar yaklaşık 65 km kadar uzanmakta ve burada Bingöl-Genç çek ayır havzası içerisinde kaybolmaktadır. Söz konusu fay Karlıova düzlüğünün sularını Murat nehrine akıtan Göynük vadisi boyunca birkaç kilometre eninde oldukça dar bir fay zonu halinde olup son derece belirgin bir fay morfolojisine sahiptir. Fay boyunca fay çizgisellikleri dere ötelenmeleri, sed gölleri, kapatan sırtlar (shutter ridge) gibi morfolojik unsurlar son derece yaygındır (Bilgin, 1972). Sol yanal atımlı bu fayın toplam atımı jeolojik verilere göre Seymen ve Aydın (1972) tarafından 15 km; Şaroğlu (1985) tarafından ise 17 km olarak belirtilmiştir. 22 Mayıs 1971

¹ İTÜ Avrasya Yerbilimleri Enstitüsü

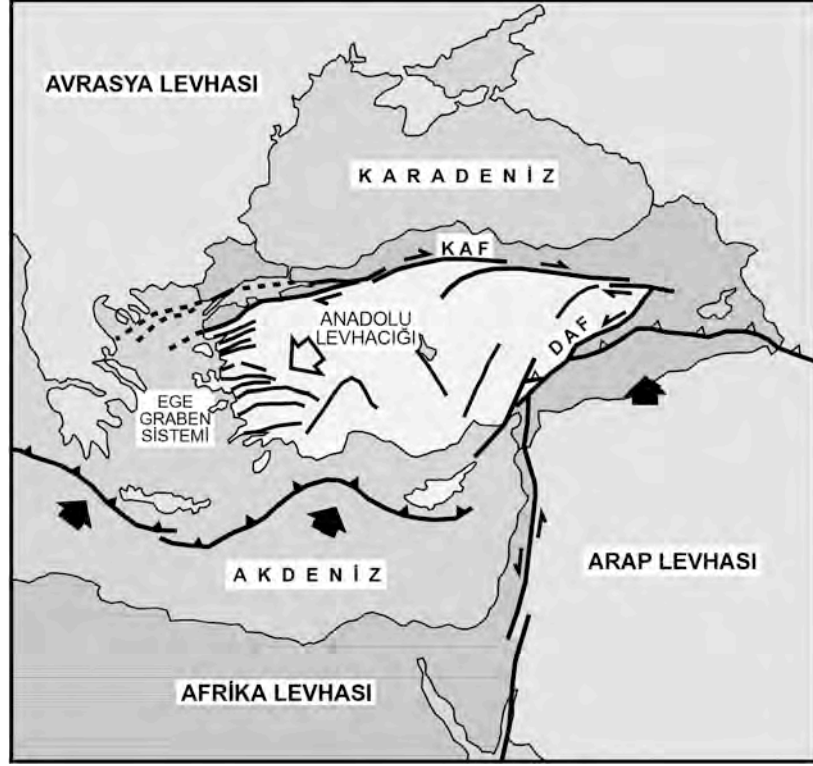
² İTÜ Maden Fakültesi, Jeoloji Müh. Bölümü

³ İTÜ Maden Fakültesi, Jeofizik Müh. Bölümü

İTÜ AVRASYA YERBİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

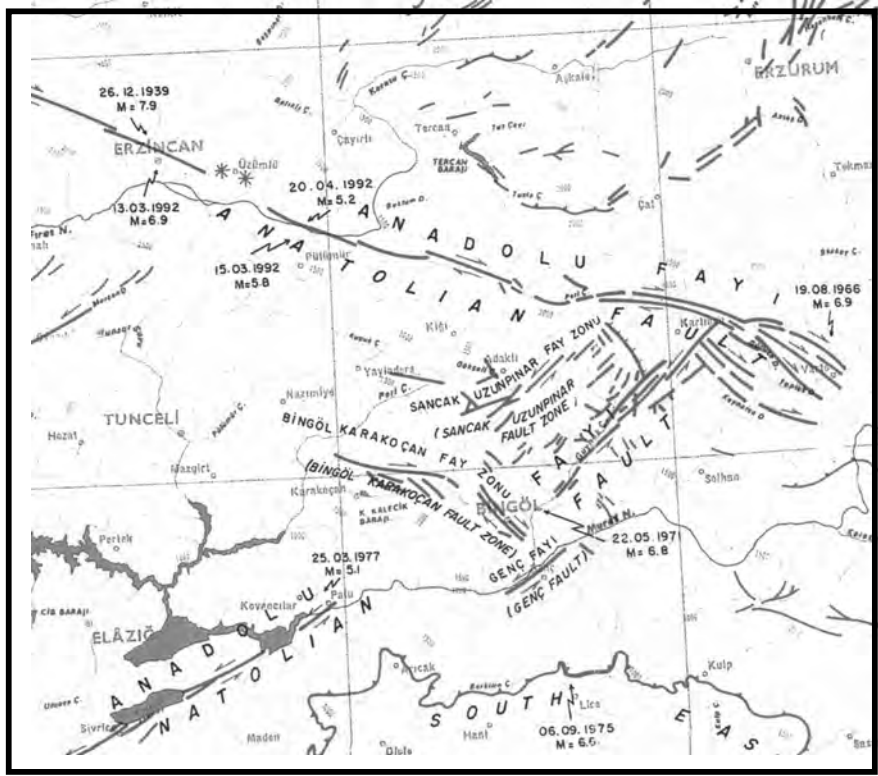
KUVATERNER ÇALIŞTAYI IV 2003

depreminde bu fay üzerinde yüzey kırıkları gelişmiş olup bunlar Seymen ve Aydın (1972), Arpat ve Şaroğlu (1972) gibi araştırmacılar tarafından haritalanmıştır. Kuzey Anadolu Fayı ise Kargapazarı'ndan KB ya doğru uzanarak Yedisu ve Erzincan'a ve buradan batıda Marmara Denizi ve Saros Körfezi'ne kadar uzanır (Şekil 1).



Şekil 1 Türkiye'nin başlıca neotektonik unsurları (KAF- Kuzey Anadolu Fayı, DAF, Doğu Anadolu Fayı).

Şekil 2 den de izlendiği gibi Kuzey ve Doğu Anadolu faylarının birleşme bölgesini oluşturan Yedisu-Palu-Karlıova üçgeni içerisinde gerek KAF gerekse DAF'a paralel uzanan sağ ve sol yanıl atımlı eşlenik (conjugate) faylar bulunmaktadır. Bu bölgedeki faylar çoğunlukla kısa ve devamlı olmayan faylar şeklinde görülürler. Bunlardan en devamlı olanları Şaroğlu vd. (1987) tarafından adlanmış olan Bingöl-Karakoçan ve Sancak-Uzunpınar fay zonlarıdır (Şekil 2). 1 Mayıs 2003 Bingöl depremi de Yedisu-Palu-Karlıova üçgeni içerisinde gelişmiştir.



Şekil 2 Bingöl ve çevresinde diri fayların konumu ve tarihsel dönemde hasar yapan depremler (Şaroğlu vd., 1997 den)

1 MAYIS 2003 BİNGÖL DEPREMİ

Deprem 1 Mayıs 2003 tarihinde yerel saatle 03:27'de meydana gelmiştir. Depremin merkez üssü Bingöl ilinin 13 km kadar kuzeyinde Sancak Nahiyesi Sudüğünü (Şırnan) köyü civarındadır. Depremin dünyadaki deprem bilgi merkezlerine göre yer, zaman, büyüklük ve fay mekanizması parametreleri aşağıdaki çizelgede verilmiştir. Çizelgedeki farklılıklar veri merkezinin kullandığı deprem istasyon sayısı ve yöntem farklılıklarından kaynaklanmaktadır.

Kaynak	Oluş Zamanı Yerel Saat S: Dak: Sn	Enlem Der	Boylam Der	H Km	Mw	Ms	M	Mo	D Der	Da Der	K Der
KOERI	03:27:04	39.01	40.47	5.0	6.4	--	--	---	---	---	---
USGS	03:27:04.95	38.99	40.46	25	6.4	--	--	$5.0 \cdot 10^{18}$	64	88	0
Harvard	03:27:13.2	39.01	40.53	15	6.3	--	--	$4.1 \cdot 10^{18}$	236	75	-22
GDDA	03:27:04	38.94	40.51	6.0			6.1				
INGV	03:26:52.3	37.90	42.2				6.0				

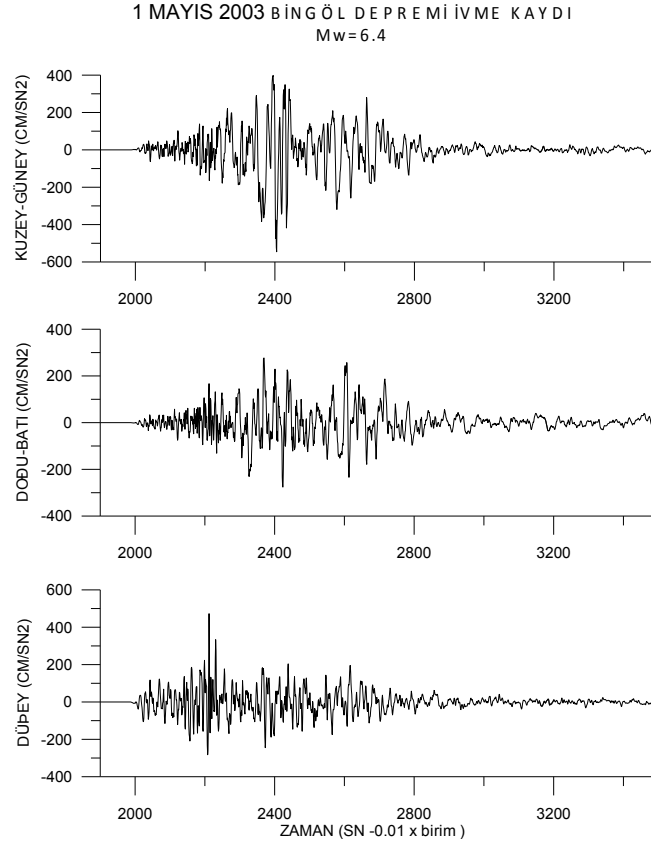
Çizelge 1 1 Mayıs 2003 Bingöl depreminin deprem parametreleri. Burada Der: Derece, Mo: Sismik Moment (Nm), H: Deprem iç merkez derinliği, D: Fayın doğrultusu, Da: Fayın eğim açısı, K: Fayın kayma açısıdır. Mw: Sismik moment büyüklüğü, Ms: Yüzey dalgası büyüklüğü, Md: Süre büyüklüğüdür.

Bingöl Bayındırlık ve İskan Müdürlüğünde kurulu bulunan GSR16 (GeoSys) modeli kuvvetli hareket sismografi ana şok sırasında Kuzey-Güney doğrultusunda 545.5 mili g, Doğu-Batı doğrultusunda

İTÜ AVRASYA YERBİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

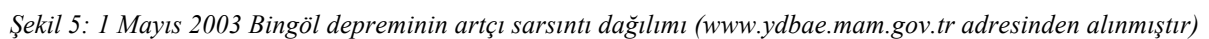
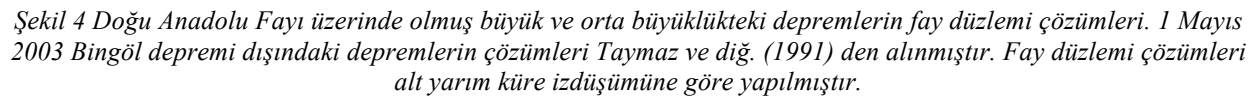
KUVATERNER ÇALIŞTAYI IV 2003

276.8 mili g ve Düşey doğrultuda 472.3 mili g maksimum ivme kaydetmiştir (Şekil 3). Depremin 17 saniye gibi kısa bir süre etkili olması ve deprem iç merkezinden 15 km kadar uzakta kaydedilen bu ivme değerleri faylanmanın yüksek gerilme düşümlü olduğunu göstermektedir.



Şekil 3 1 Mayıs 2003 Bingöl depreminin Bingöl’de kaydedilen üç bileşen ivme kaydı (www.deprem.gov.tr sayfasından alınmıştır).

1 Mayıs 2003 Bingöl depreminin başlangıçta elde edilen fay düzlemi çözümleri Doğu Anadolu Fayı (DAF)’nın bilinen doğrultusuna uyumlu olduğundan depremin sol yanal atımlı doğrultu atımlı bir fay tarafından oluşturulduğu kabul edilmiştir. Harvard Üniversitesi’nin fay düzlemi çözümünde doğrultu atımlı harekete ek olarak az miktarda normal faylanma bileşeni de görülmektedir (Şekil 4). Ana şoku takiben oluşan çok sayıda artçı deprem oluşmuştur. Artçı sarsıntı dağılımları bölgede ana şokun bulunduğu Sudüğünü çevresinde düzensiz bir şekilde saçılmış bir konum sergilemektedir. Ancak bilhassa 4 ve daha büyük artçılar bir haritaya yerleştirildiğinde (Şekil 5) bunların KB-GD yönünde dizildikleri dikkat çekmektedir. Gerek ana şokun merkez üssü gerekse artçıların dağılımı depremin Sütgölü ile Kurtuluş köyleri arasında yeralan sağ yanal atımlı bir fay tarafından oluşturulduğunu işaret etmektedir. Nitekim bölgede izlenen en yaygın zemin hareketleri de bu fay üzerinde ve yakınında yeralmaktadır. Bu durum 1 Mayıs 2003 depreminin ilk çözümlerde belirtildiği gibi sol yönlü değil, sağ yönlü Sütgölü-Kurtuluş fayı tarafından üretildiğini işaret etmektedir (Şekil 5). Bu fay aşağıda jeolojik konum bahsinde tanımlanacaktır.



Bingöl ve çevresinde Üst Miyosen ve Pliyosen yaşlı volkanitler ile eski ve yeni alüvyonlar en yaygın litolojileri oluştururlar. Bölgenin daha eski temelinde ise serpantinit, çört, fliş tipi kırıntılılar,

metamorfik ve mermerlerden oluşan Doğu Anadolu Yığılma Prizması bulunmaktadır. En yaygın birim olan volkanik istif başlıca bazalt, andezit, tuf, aglomera gibi birimlerden oluşmaktadır.

Kuzeyde KAF, güneyde ise DAF kollarının sınırladığı Yedisu-Karlıova-Palu üçgeni içerisinde çok sayıda fay bulunmaktadır. Bunlar KAF ve DAF kadar devamlı ve belirgin olmamakla birlikte KAF ve DAF a paralel uzanan eşlenik (conjugate) faylar olarak dikkati çekerler. Şaroğlu vd (1987) Türkiye diri fay haritası açıklamasında bu üçgen içerisinde iki önemli fay zonunu tanımlamışlardır. Bunlardan ilki Bingöl-Karakoçan fay zone, diğeri ise Sancak-Uzunpınar (Bingöl) fay zoneudur. *(Şaroğlu vd. tarafından adlanan bu fay bu tanımdaki Uzunpınar köyünün 1:25.000 lik topoğrafya haritalarında Uzunpazar olarak geçmesi nedeniyle bu yayında Sancak-Uzunpazar fayı olarak anılacaktır.)*

Sol yanal atımlı Sancak-Uzunpazar fay zoneu Bingöl kuzeyindeki Sancak nahiyesi ile Uzunpazar köyü arasındaki 40 km lik kuşakta 8-10 km genişliğinde bir zone içerisinde görülür. Sol yanal atımlı, KD-GB uzanımlı bu zoneu oluşturan faylar morfolojik olarak belirgindir. Fayın güneybatı ucu Simsor köyü civarında belirginleşmeye başlar, Sancak Nahiyesi kuzeyinde Hilbizun köyü kuzeyinde bir volkanik çıkış merkezi niteliğindeki Büyük tepe ile Beruj tepe arasından geçer. Kuzeydoğuya doğru Rivi dere, Şele dere ve Dellal dereyi takip eder. Fayın kuzey yamacı son derece bariz bir çizgisel şev niteliğindedir. Fay Komahasan tepe civarlarında belirginliğini yitirir. K65E doğrultulu bu fayın boyu 15 kilometre kadardır.

Bu zonda dikkat çeken bir diğere fay Sancak Nahiyesi doğusundan başlayarak Uzunpazar ve Tırşo Mahallelerine kadar uzanır. Yaklaşık olarak K45E doğrultulu bu fay morfolojide yukarıda belirtilen fay kadar bariz değildir. Bunun nedeni fayın genellikle volkanitler içerisinde yer almasıdır. Yer yer sıçrayarak çatallanan fayın toplam uzunluğu Şaroğlu vd. (1987) tarafından 23 km olarak belirtilmiştir.

Sancak nahiyesi civarındaki bir başka fay ise K45B uzanımlı ve sağ yanal atımlı olup Sütgölü (Zağ) civarından başlar, Çimenli (Lek), Beruç tepe, Göz Yayla, Sudüğünü doğusu ve Elmaçayırı civarından geçerek güneybatıda Kurtuluş (Melikan)'a doğru uzanır. Fayın boyu 15 km civarındadır.

1 MAYIS 2003 DEPREMİ İLE İLİŞKİLİ YAPILAR

1 Mayıs 2003 depremi Sütgölü-Kurtuluş fayı üzerinde gelişmiştir. Ana ve artçı depremlerin bilhassa bu fay yakınında yoğunlaştığı dikkat çekmektedir. Deprem sonucunda uzun süre takip edilebilir bir yüzey kırığı oluşmamış ancak çeşitli zemin hareketleri gelişmiştir. Bunların başlıcaları en-echelon açılma çatlakları, sıvılaşma, oturma ve yanal yayılma yapıları, şev yenilmeleri ve kaya düşmeleridir. Faya ait sürekli ve izlenebilir bir yüzey kırığı gözlenememiştir. Depremde meydana gelen en belirgin yüzey deformasyonu Sudüğünü (Şırnan) köyü civarındaki Haniçayırı mevkinde meydana gelen ve sağ yanal ötelenmeyi işaret eden en-echelon açılma çatlakları, sıvılaşma ve oturma yapılarıdır. Bu bölgedeki siltli gevşek malzeme sarsıntının etkisiyle sıvılaşarak vadi tabanını takip eden yaklaşık 500 metre uzunluğunda bir çökmeye neden olmuştur. Çöküntünün kenarlarında K40-45B konumlu kademeli açılma çatlakları meydana gelmiştir. Bu çöküntünün KD devamında yine benzer yapılar aralıklarla ve daha küçük ölçeklerde izlenir. Arazide gözlenen diğere bir yüzey deformasyonu şev yenilmeleri şeklinde izlenen açılma yapılarıdır. Bingöl'ün doğusundaki Sarıççek köyü civarından başlayarak Göynük çayının GD

yamacını izleyen bu yapılar aralıklı olarak Göynük çayına paralel dizilirler. Bu açılmalar 1971 depremini oluşturan Doğu Anadolu Fayının Karlıova- Göynük çayı arasındaki fay dikliği boyunca sarsıntı etkisiyle gelişmiş ikincil yapılardır.

Depremi en büyük hasarı Bingöl ili merkezinde oluşturduğu gözlenmektedir. Bazı yapılar tamamen yıkılmıştır. Büyük, yumuşak kat problemi olan ve büyük bir olasılıkla inşaat hataları bulunan çok sayıda yapıda ağır ve orta hasar oluşmuştur. Deprem 176 kişinin ölümüne 522 kişinin yaralanmasına neden olmuştur. Bu makalenin yazıldığı tarihte hasar saptama çalışmaları sürdüğünden hasar dağılımı ile ilgili kesin bilgiler verilememektedir. İlk bilgilere göre 2500 civarında ağır hasarlı, 2500 kadar da orta hasarlı bina bulunmaktadır. En büyük toplu can kaybı ise Çeltiksuyu Yatılı İlköğretim Bölge Okulunda meydana gelmiştir. Tümü ile çöken bu yapı, eski bir alüvyon üzerinde yer almaktadır. Yıkılan binanın beton kolonları içerisinde çapı 20 cm ye varan tanelerin bulunması betonun standartlara uygun olmadığını açık bir biçimde gözler önüne sermektedir.

Bingöl bilindiği gibi 22 Mayıs 1971 yılında da $M_s=6.8$ büyüklüğünde bir depremden etkilenmiştir. 1971 depremi 881 kişinin hayatını kaybetmesine, 1157 kişinin yaralanmasına neden olmuştur. Depremde 3965 yapı yıkılmış ve 6950 yapıda ağır hasar gözlenmiştir. Bu deprem sırasında Bingöl'ün güneydoğusundaki arazide Ormanardı köyünden kuzeydoğudaki Çobantaşı köyüne kadar ortalama 40 km uzunluğunda sürekli olmayan kırıklar (faylar) oluşmuştur. Kırık boyunca 30 cm ye varan sol yönlü yerdeğiştirmeler meydana gelmiştir. (Seymen ve Aydın, 1972).

Ülkemizin ikinci önemli aktif fay kuşağı olan DAF, geçmişte olduğu gibi gelecekte de yıkıcı depremler üretmeye devam edecektir. Yakın zamanda yapılan araştırmalar büyük ölçüde KAF üzerinde yoğunlaşmaktadır. Ancak DAF üzerinde de sismik boşluklar mevcut olup bunların deprem üretme potansiyellerinin detay araştırmalarla ortaya konulması gerekmektedir.

YARARLANILAN KAYNAKLAR

- Bilgin, T. Erer, S., Göçmen, K., 1972,. 22 mayıs 1971 Bingöl depremi. Tatbiki jeomorfoloji etüdü. İstanbul: İ.Ü. Edebiyat Fakültesi Yayını*
- Eyidoğan, H., Güçlü, U., Utku, Z. Ve Değirmenci, E., 1991, Türkiye büyük depremleri makro-sismik rehberi (1900-1988), İTÜ Maden Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü, 198 sayfa*
- GDDA: Bayındırlık ve İskan Bakanlığı, Afet İşleri Genel Müdürlüğü, <http://www.deprem.gov.tr>*
- Harvard: Harvard Üniversitesi, Sismoloji Laboratuvarı*
- KOERI: Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü, <http://boun.edu.tr>*
- Şaroğlu, F., Emre, Ö., Boray, A., 1987, Türkiye'nin diri fayları ve depremsellikleri. Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Jeoloji Etüdları Dairesi Başkanlığı, (Yayınlanamamış rapor), 394s.*
- Taymaz, T., H. Eyidoğan and J. Jackson, 1991, Source parameters of large earthquakes in the East Anatolian Fault Zone (Turkey), Geophys. J. Int., 106, 537-550.*
- USGS: Amerika Birleşik Devletleri Yerbilimi Araştırmaları Merkezi, <http://neic.usgs.gov>*

MİKROPALEONTOLOJİ VE PALEOKLİMATOLOJİ

Mehmet Sakıncı¹, Sena Akçer¹

ÖZ

Geçen yüzyılın son yarısından başlayarak yoğunlaşan okyanus araştırmaları beraberinde bir çok problemin çözümüne de ışık tutmuştur. Bunlardan en önemlisi iklim çalışmalarıdır. Eski dünya iklimlerinin bilinmesinde özellikle mikropaleontolojik kayıtlar önemli yer tutar. Derin deniz sondajlarından elde edilen metrelerce uzunluğundaki karotlar, içerdikleri bu kayıtlar nedeniyle dünya iklimi hakkında önemli bilgi kaynağı oluşturur. Özellikle zooplanktonlar ve fitoplanktonlarda, iklimin okyanus sularına yansması nedeniyle morfolojilerinde farklı koşulları simgeleyen farklılıklar oluşur. Örneğin, CaCo₃ birikimleri (karen spikül, diken vd.), organizma kabuğunun şekli ve sarım biçimi, hatta ani yok oluşlar. Ayrıca topluluklar üzerinde yapılan kantitatif (Q-mode faktör analizi) gibi yöntemler ile belirlen faktörler yerin eski iklimleri hakkında bilgi verebilmekte, deniz ve göl ortamlarından alınan yüzey ve sondaj verileri denizel mikropaleontolojinin çeşitli disiplinleri içinde değerlendirilerek bölgesel eski iklimlerin modellenmesi mümkün olabilmektedir.

FORAMİNİFERA

Planktik foraminiferler yer yuvarında okyanuslardaki ısı değişikliklerine duyarlı çok önemli organizmalardır. Jeoloji tarihi boyunca okyanuslardaki dağılımları geniş coğrafyalara kadar olabildiği için özellikle iklim değişikliklerinin önemli kayıtları olmuşlardır. Isının bu grubun dağılımını kontrol edici çevresel bir faktör olduğu şüphe götürmez bir özelliktir. Pelajik organizmaların okyanusların yüzey sularındaki ısı değişikliklerine olan duyarlılıkları nedeniyle oluşan yer değiştirmeleri Kuvaterner de meydana gelen iklim değişiklikleriyle kontrol edilebilir. Planktik foraminiferlerin kabuk morfolojileri iklim değişikliklerine duyarlı oluşumlardır. Bu morfolojinin başlıca unsurları karen, yardımcı ağızlar, localar, yüzey süsleri, kabuğun yapısı, ontogenetik gelişim ve spiral sarılmanın şeklidir. Karenli türlerin dağılımı yerin tarihi boyunca ekvator merkezli dar bir kuşağın varlığını belirtir. Bu özelliğe sahip fosil türlerin belirttikleri bu kuşağın daralması ve genişlemesi paleoklimatik belirleyici olarak bilinmektedir (Bandy, 1960, 1967). Bu O18/O16 paleotemperatür tanımına göre de doğrulanmıştır (Emilliani, 1966). Karenli türlerin dağılımları Emilliani nin ısı eğrisi ile karşılaştırıldığında, deniz suyunun ısı arttığında karenli tiplerin geliştiği buna karşılık ısı azaldığında bu tiplerin yok olduğu görülmektedir. Pelajik foraminiferlerde yardımcı ağız oluşumları günümüz okyanuslarında tropikal kuşaklarda ki tiplerde görülen morfolojik oluşumlardır. Yer tarihi boyunca da bu özellikleri ile tropikal kuşakların belirlenmesinde önemli rol oynamışlardır. Emilliani nin ısı eğrisi ile bu tip yardımcı ağız içeren cinsler karşılaştırıldığında bunların birbirleriyle uyum gösterdikleri görülmektedir. Kuvaternerde ise bu çok belirgindir. Buzul arası ve buzul devirlerinde bu özelliğe sahip tiplerin yok oluşları ve ortaya çıkışları bu iklim değişiklikleri ile uyum gösterir. Yerin tarihinde orta Kretase de Ticinella, Senomaniyen sonuna

¹ İTÜ Avrasya Yerbilimleri Enstitüsü

kadar da Rotalipora yaşamlarını devam ettirmişlerdir. Mesozoyik Tersiyer sınırında bu oluşumlara sahip tiplerin yok oluşları belirgindir. Örneğin Pseudoglobulina ve Heterohelix bu sınırda yok olmuş bunların yerine Globocontusa erken Paleosen’de ortaya çıkmıştır.

Çomak şekilli localara sahip türlerin yok oluşları yerin tarihi içinde devamlı olarak soğuk dönemlere karşılık gelmektedir. Günümüz okyanuslarında çomak şekilli localara sahip olan formlar Globigerinella adamsi ve Globigerina digitata ile temsil edilmiştir. Bu tiplerin tarihsel geçmişleri Apsiyen’e kadar gider. Clavhedbergella bu tip localara sahip ilk planktik cinstir. Yok oluşu Maastrihtiyen dir. Bu tip foraminiferlerin periyodik gelişme gösteren diğer iki karakteristiği ağ şekilli duvar yapısı ve kabuğun ontogenetik gelişimidir. Bu tip yapıya sahip olanlar günümüz okyanuslarında ılık ve tropikal kuşaklarda yaygındır. Bu tiplerin yok oluş ve varoluşları yerin soğuk ve sıcak dönemleri ile periodite gösterir. Kabuğun ontogenetik gelişimi, ısı ile kontrol edilmiştir. Bu Globigerina senni de belirgindir. Diğer önemli iklim belirteci planktik foraminifer kabuklarının sarımsıdır. İlk spiral sarım 150 milyon yıl önce Gubkinella cinsi ile ortaya çıkar. Bu karakter her zaman morfotiplerin özelliği olmuştur. Bu niteliğe sahip generik birimlerin yok olmalarının soğuk devrelere rastlaması ise ilginçtir. Okyanusların yüzey sularındaki paleotemperatür değişimlerinin tarihsel periyoditesi planktik foraminiferlerin ortaya çıkışları ve yokoluşları ile uyumluluk gösterir. Kretase-Tersiyer sınırında ve Oligosen başlarında doğal ayıklanmanın baskısı kuvvetlidir. Bu pelajik tiplerde kabuğun trokospirale dönüşümünü getirmiştir. Yerin tarihi içinde soğuk dönemlerde yeni bir fenotip meydana gelmemiştir. Sıcak dönemlerde ise yeni fenotiplerin yaygın olarak ortaya çıkışları bilinmektedir. Bu periyottaki yokoluşlar bir cinsin yok oluşu şeklinde değil, o cinsin gelişmesi sonucunda oluşan tipin yok olması şeklinde açıklanabilir. Geç Kretase de meydana gelen Preaglobotruncana cinsi gelişmiş ve Senoniyen de Globotruncana cinsine dönüşerek yok olmuştur.

Bunun yanı sıra derin deniz bentik foraminiferlerin tür bazındaki değişimlerinin global iklim olaylarından etkilenmesi sonucunda gerçekleştiği bilinmektedir. İklim periyotlarındaki soğuk ve sıcak dönemler, okyanusların dip sularının ısınması ve soğumasını sağlar. Bu değişim bazı cins türlerinin Plio-Pleistosen de oluşturduğu dominant topluluğun örneğin, Uvigerina spp., Cibicides kullenbergi, C.wuellerstorfi, Globocassidulina pasifica, G.subglobosa, Oridorsalis umbonatus ve Bulimina alazanensis in sayılarında ve dağılımlarındaki farklılıklar iklim değişikliklerine bağlanmaktadır (Gupta, A.K ve Srinivasan, M.S., 1990).

COCCOLITHOPHORIDAE

Bunlara kısaca coccolitler ya da nanoplanktonlar da denilmektedir. Genelde baktığımızda bunlar fitoplankton diğer bir deyişle bitkisel planktonlardır. Fotik zon dediğimiz güneş ışınlarının okyanuslarda etki alanı olan yaklaşık 200 m kadar olan derinliklere kadar olan zonlar yaşam alanlarıdır. Boyutları 2-25 mikron arasındaki bu küçük organizmalar okyanus yüzey sularındaki ısı değişikliklerinden kolayca etkilenmekte ve bir çok belli tip belli ısıları tercih etmektedir. Yerin tarihinde bu planktonların ilk çıkışları Paleozoyik dedir. Gelişimleri okyanusların egemen olduğu Mesozoyik döneminde en üst

seviyesine ulaşmıştır. Günümüz okyanus ve denizlerinde geniş coğrafik alanlarda yaşamlarının sürdürmektedirler.

Kalkerli nannoplanktonlar iklim değişikliklerinden kaynaklanan ısı değişimlerinin okyanus yüzey sularına etki etmesi nedeniyle farklı morfolojik değişiklikler sunar. Örneğin Discoaster grubu tropikal kuşakları tercih eder. Özellikle paleoklimatoloji konusunda çalışanlar tropikal tipler ile soğuk su tipleri Chiasmolithus ve Coccolithus gibi olanları okyanus korlarında oranlayarak eski iklimler hakkında önemli bilgiler sunmuştur (Bukry, 1978; Haq ve diğ., 1977, Raffi ve Rio., 1981). Tropikal kuşak türü Discoaster brouveri ve soğuk kuşak türü Coccolithus pelagicus derin deniz sondajlarında değerlendirilerek Pliyosen süresince meydana gelen iklim değişiklikleri hakkında kesin bilgiler verebilmektedir.

Ayrıca, okyanus yüzey suyunun soğuk ya da sıcak olması Coccolitlerin yüzey morfolojilerinde değişiklikler meydana getirir. Örneğin, Emiliana huxleyi coccospher lerinde kapsül porları kapalı ise bu tipler tropikal kuşak, porlar açık ise bunlar da soğuk ya da arktik bölgelerin aynı türün farklı bireyleridir (Samtleben, C. ve Bickert, T., 1990)

DİATOME

Autotrophic yaşayan tek hücreli yeşil-kahve renkli kloroplastları olan ve opalin intracytoplazmik iskeletli crysophit alglerdir. Boyutları 2 mm den 40-50 mikrona kadar olabilmektedir. Bu organizmalar sucul ortamlarda tuza ve ısıya duyarlı olarak yaşar. Tatlı sulardan tuzlu sulara, okyanuslarda suyun ısısına uyulanarak kutuplardan ekvatorial denizlere kadar yayılım gösterirler. Ayrıca izole olmuş ortamlarda hava sıcaklığının, pH ın ve hatta beslenmenin, bu organizmaların yaşamlarına etki ettiği ve bu etkinin de mevsimsel den yıllık periodite içinde son derece kesin değişiklikler gösterdiği bilinmektedir (Joyn, E.H. ve Wolfe, A.P., 2001)

OSTROCODA

Arthropod sınıfı içinde bentik organizma gruplarındandır. Derin denizelden göl ortamlarına kadar olan bölgelerde geniş alanlarda yayılım gösterir. Kantitatif mikropaleontolojik yöntemlerle sığ denizel paleoiklimlerin belirlenmesinde bu grup organizmalar kullanılabilmektedir. Örnek olarak Kuzey Atlantik okyanusunda güncel arktik ve tropikal bölgelerdeki ostracod topluluklarının Q-mode faktör analizlerini yaparak elde edilen değerlere göre Kuzey Atlantik’de Frijid, subfrijid, soğuk, ılık, sıcak, subtropikal ve tropikal iklim bölgelerini ayırmak mümkün olmuştur (Cronin,T.M. ve Dowsett, H.J., 1990). Ostracod topluluğu içinde bu bölgede Loxocorniculum tipik olarak tropikal bir cinstir bunun yanı sıra subtropik zonda az sayıda bulunur. Hemicythere arktik zonun cinsidir frijid ve subfrijid kuşakta yüksek yüzdelerde topluluk içinde egemendir. Bu değerler (Q-mode faktör analizi) aynı bölgenin kıyı zonunda yer alan Pliocene çökellerindeki çok zengin ostracod faunasına uygulanarak o dönem iklimi hakkında önemli veriler elde edilmiştir.

Spor ve pollenler karasal ve laküstrün ortamların belirlenmesinde, Dinosist ve Kitinozoanlar da denizel ortamların belirlenmesinde belirleyici bitkisel mikroorganizmalardır. Özellikle spor ve pollenler çok geniş coğrafyalarda karasal eski ortamların belirlenmesinde önemli rol oynar. Bu özelliklerden faydalanılarak eski floraları ve dolayısıyla eski iklimleri okyanus araştırmalarındaki sondaj verileri ile tanımlayabilmek mümkün olabilmektedir. Bu grup içinde yeralan dinosist ve kitinozoan lar daha ziyade stratigrafik işaretçi olarak kullanılmaktadır.

RADİOLARİA

Pelajik ve epipelajik tek hücreli hayvansal canlılardır. Çoğu okyanusların yüzeylerine yakın su kolonu içinde yaşar. Ancak farklı cinsler farklı ısıları ve derinlikleri seçer. Büyük bir kısmı ekvator gibi daha sıcak tropikal kuşakları tercih ettiği gibi, bir kısım radiolara da arktik bölgede yaşar. Normal tuzluğu olan ortamlardaki gelişimleri daha fazladır. Çok küçük olanlar genelde okyanusların yüzey sularında iri boylular ise derin ve soğuk ortamlarda yayılmayı tercih eder. Yüzey sularında bulunanların kabukları son derece kırılgan, ince ve iri deliklidir. Kabuk yüzeyleri çok ince dikenler ile kaplıdır. Derin deniz tiplerinin kabukları küçük delikli olup yüzeylerinde az sayıda kalın dikenler bulunur. Radiolarialar okyanusların yüzey sularını etkileyen ısı değişikliklerinden kolayca etkilenirler, Tüm türler yaygın olarak çok geniş coğrafyalara yayıldığı gibi çok yerel bölgeleri de karakterize eden gruplar bulunabilmektedir, bu özellikleri nedeniyle eski iklimlerin belirlenmesindeki önemleri büyüktür.

YARARLANILAN KAYNAKLAR

- Bandy, O.L., 1960. *Planktonic foraminiferal criteria for paleoclimatic zonation*. Thoku. Univ. Sci. Rep. 2 (geol) 4, 1-8.
- Bandy, O.L., 1967. *Cretaceous planktonic foraminiferal zonation*. Micropal. 13, 1-31.
- Bukry, D., 1978. *Biostratigraphy of cenozoic marine sediments by calcareous nannofossils*. Micropal, 24, 44-60.
- Cronin, T.M. ve Dowsett, H.J., 1990. *A quantitative Micropaleontologic method for shallow marine paleoclimatology: Application to Pliocene deposits of the western North Atlantic Ocean*. Mar. Micropal. 16 (117-147).
- Gupta, A.K ve Srinivasan, M.S., 1990., *Response of Northern Indian Ocean Deep-sea benthic foraminifera to global Climates During Pliocene-Pleistocene*. Mar. Micropal. 16 (77-91).
- Haq, B.U., Lohmann, G. P. Ve Wiese, S.W., 1977. *Calcareous nannoplankton biogeography and its paleoclimatic implications: Cenozoic of the Falkland Plateau (DSDP Leg 36) and Miocene of the Atlantic Ocean in Barker, P.F., et al initial report DSDP 36 : Washington (U.S.Govt. Printing office 745-759*.
- Joyn, E.H. ve Wolfe, A.P., 2001. *Paleoenvironmental inference models from sediment diatom assemblages in Baffin Island lakes (Nataund, Canada)*. Can.J.Fish. Aquat Sci. 58(1222-1243).
- Raffi, I. ve Rio, D., 1981. *Coccolithus pelagicus (Wallich). A Paleotemperature indicator in the Late Pliocene Mediterranean deep sea record* In Wezel, F.C.(ED) *Sedimentary Basins of the Mediterranean Margins* CNR. Italian Project of the Oceanography, Bologna (Technoprint) 187-190.
- Samtleben, C. ve Bickert, T., 1990. *Coccoliths in sediment traps from the Norwegian Sea*. Mar. Micropal. 16 (39-64).

**KOZMOJENİK (36Cl) YAŞ TAYİNİ YÖNTEMİNİN TÜRKİYE
KUVATERNER BUZUL ÇÖKELLERİNE UYGULANMASI VE ÖN
VERİLER**

Attila Çiner¹, Marek Zreda², M. Akif Sarıkaya¹, Serdar Bayarı¹, Tuna Özverim¹

GİRİŞ

Türkiye'nin özellikle Doğu Karadeniz ve Toros Dağları ile yüksek volkanik dağlarında etkili olan Kuvaterner buzullaşmasının evrelerinin belirlenmesi bugüne kadar bağıl ve nitel yaşlandırma aşamasından öteye gidememiştir. Son yıllarda dünyada kullanımı yaygınlaşan “in situ kozmojenik yaş tayini yöntemi (terrestrial in situ cosmogenic nuclide method)” ile buzullaşma evrelerinin mutlak (nicel) olarak yaşlandırılması mümkün olabilmektedir (Lal ve Peters, 1967; Lal, 1988; Zreda vd., 1991; Shanahan ve Zreda, 2000; Gosse ve Phillips, 2001). Bu çalışma kapsamında Türkiye'nin çeşitli dağlarında bulunan önemli buzul çökelleri haritalanmış ve kozmojenik yaş tayinine uygun örnekler toplanmıştır.

KOZMOJENİK YAŞ TAYİNİ YÖNTEMİ

Herhangi bir kayaç ve/veya sedimanın ne kadar süredir atmosfere (uzaya) açık olduğunun belirlenmesinde kullanılan kozmojenik yaş tayini yöntemi günümüzde gittikçe artan uygulama alanları bulmaktadır. Uzaydan yeryüzüne ulaşan kozmik radyasyonun (nötron ve müon akısının) atmosfer ve kayaçları oluşturan mineral atomları ile etkileşmesi sonucu duraylı ve radyoaktif nüklidler (çekirdek) oluşturdıkları bilinmektedir (Davis ve Schaffer, 1955; Lal, 1988). Çeşitli atomların kozmik kökenli partiküllerle doğal bombardımanı sonucunda oluşan ³He, ¹⁰Be, ¹⁴C, ²¹Ne, ²⁶Al ve ³⁶Cl gibi izotopların kayaçtaki miktarı, partikül bombardıman süresi ile orantılı olmaktadır. Bombardıman ile oluşan izotop miktarının düşük olması nedeniyle, söz konusu miktarın ölçülmesi ancak, günümüzde dünyada sınırlı sayıda bulunan, hızlandırıcılı kütle spektrometrelerinde (accelerator mass spectrometer) yapılabilmektedir. Anılan ölçümlerle, Pliosen'den (>2.65 my) (Ivy-Ochs vd., 1995) günümüze (Ballantyne vd., 1998; Vand der Woerd vd., 1998) kadar uzanan zaman aralığında kayaçların yüzeylenme süresi güvenilir olarak ve düşük hata payı ile belirlenebilmektedir. Bu çalışma kapsamında kullanılması düşünülen ³⁶Cl nüklidi, kozmik nötron ve müonlarının kayaçların içindeki ³⁹K, ⁴⁰Ca ve ³⁵Cl ile yaptıkları etkileşimden oluşmakta ve bu oluşum söz konusu partiküllerin yoğun olarak girebildiği bir kaç santimetrelik kayaç yüzeyinde gerçekleşmektedir (Shanahan ve Zreda, 2000). Radyoaktif ³⁶Cl nüklidinin oluşum ve yok oluş oran ve süresi bilindiğinden, kayacın ne kadar süredir yüzeyde olduğu hesaplanabilmektedir. Yeryüzü şekillerinin oluşum yaşlarına nicel veri sağlayan bu çok önemli gelişme gittikçe artan bir şekilde uygulama alanı bulmaktadır (Gosse ve Phillips, 2001). Bu çalışmalar, kayaçların ve blokların yüzeyinde gerçekleşen aşınma oranlarının saptanması (Bierman, 1994), nehirlerin yataklarını açmadaki hızlarının hesaplanması (Seidl vd., 1997), taşkınların oluşum periyodlarının belirlenmesi

¹ Hacettepe Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Beytepe-06532, Ankara, aciner@hacettepe.edu.tr

² University of Arizona, Dept. of Hydrology and Water Resources, Tucson, AZ 85721, USA

(Cerling, 1990), lavların yüzeye çıkış zamanlarının belirlenmesi (Zreda vd., 1993), yüzeye meteor çarpma zamanlarının belirlenmesi (Phillips vd., 1991), fay aynalarında hareket oran ve sıklığının belirlenmesi (Zreda ve Noller, 1998), paleosismolojik (Vand der Woerd vd., 1998) ve paleoyükseklik (Burbank vd., 1996) bilgilerinin edinilmesi gibi jeoloji ve jeomorfolojinin değişik alanlarını ilgilendirmektedir.

Yukarıda anılan bu yöntemin en sık kullanıldığı alan ise buzulların aşındırdığı yüzeyler ile morenler içindeki blokların yüzeyleme zamanlarının belirlenmesi yoluyla buzul ilerleme evrelerinin saptanmasıdır (Phillips vd., 1990; Zreda vd., 1994, 1999; Zreda ve Phillips, 1995; Steig vd., 1998). Paleoiklim açısından önem taşıyan bu çalışmalarda örnekleme özel bir teknik ve özen gerektirmektedir. Bu çalışma kapsamında Türkiye'nin çeşitli bölgelerinden toplanan 196 adet örneğin 8 adedi buzulun üzerinden geçtiği bilinen hörgüçkayadan, 3 adedi lav akıntılarından, 185 adedi ise moren sırtlarının mümkün olan en yüksek noktalarındaki en büyük boyutlu ve en geniş tabanlı bloklarından alınmıştır. Burada amaç, buzulun çekilirken oluşturduğu moren seddi üzerindeki blokların yüzeyledikten sonra bir daha oynamamış ve yer değiştirmemiş olmasının olabildiğince garanti altına alınması ve böylece ölçülecek yaşı tam olarak buzulun çekilme zamanını yansıtmasıdır. Her moren seddinden en az 3 adet olmak üzere yüzeyi nispeten düz ve aşınmamış olan blokların en üst 1-3 cm'lik kesiminden toplam 0.5-1 kg kadar alınan örnekler daha sonra 0.25-1 mm'ye öğütülerek gerekli analizler için hazır hale getirilmiştir.

BUZUL ÇÖKELLERİNİN COĞRAFI DAĞILIMI

Türkiye'deki Kuvaterner buzul çökelleri başlıca Toros Dağları, Doğu Karadeniz Dağları ve volkanlar ile Anadolu'nun diğer bağımsız dağları olarak 3 bölge altında ele alınabilir (Erinç, 1951; Messerli, 1967; Birman, 1968; Çiner, 2003).

Toros Dağları

Güneydoğu Toroslar'ın özellikle Cilo Dağı (4168 m) etrafındaki vadiler ülkemizin Güncel buzullarının yaklaşık %60'ını barındırmaları nedeni örnekleme için çok önemli potansiyel bir alandır (İzbırak, 1951; Erinç, 1953). Buna karşın bölge koşullarının getirdiği güçlüklerden dolayı çalışmanın bu aşamasında sadece Orta ve Batı Toroslar'daki dağlar ve vadilerde çalışılmıştır.

Orta Toroslar'da gözlenen buzul çökelleri Bolkardağ ve Aladağ civarında yoğunlaşmaktadır. Bolkardağ'ın kuzeye bakan Maden ve Ganimet ile güneye bakan Gökölük Vadileri boyunca iyi korunmuş morenler bulunmaktadır (Altın, 1998). Moren seddi gölleri olan Karagöl ve Çinigöl'ün de bulunduğu Bolkardağ'ın üst kesimlerinde Kuvaterner'de küçük bir buz takkesinin geliştiği, iyi korunmuş hörgüçkayalar ve taşınmış diabaz bloklarının (erratic) varlığından anlaşılmaktadır (Şekil 1 ve 2).

Aladağlar silsilesi ise Toros'lardaki Kuvaterner buzullaşmasının en etkili olduğu alanlardan birisidir. Aladağlar'ın yaklaşık 3100 m yüksekliğe sahip olan ve 3500 m'yi aşan sırtlardan oluşan Yedigöller çanağına yerleşen buz takkesinin yüzlerce metre kalınlığa ulaşarak 40 km²'lik bir alan kapladığı saptanmıştır. Bunun yanı sıra buz takkesinden kaynaklanan yoğun beslenme takkeyi çevreleyen,

İTÜ AVRASYA YERBİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

KUVATERNER ÇALIŞTAYI IV 2003

güneybatıda Emli, güneyde Karagöl, kuzeydoğuda Harmancık, doğuda Hacer ve Kemikli ile kuzeyde Aksu Vadilerine uzanan buzul dillerinin batıda 2000 m, doğuda ise 1400 m'ye kadar inmelerini sağlamıştır. Büyük çoğunluğunu karbonatlı kayaların oluşturduğu Aladağlar'da karstik kayaların yüksek geçirimsizlikleri nedeniyle etkili bir fluvial sistemin henüz kurulamamış olması, Kuvaterner buzullaşmasına ait pek çok yan ve cephe morenlerinin günümüze değin iyi bir biçimde korunmasını sağlamıştır.



Şekil 1 Kireçtaşından oluşan anakaya üzerinden geçen buzulun geride bıraktığı diabaz erratik bloklar. Arka planda yaklaşık 100 m yüksekliğinde bir sol yan moren seddi görülmektedir (Bolkardağ)

Aladağlar'daki en önemli buzul vadisi olan Hacer Vadisi'nin yukarı kesimlerinde birkaç basamak oluşturan hörgüçkayalar ve aşağılarda ise yükseklikleri 200 m, uzunlukları ise 1 km'yi bulan moren seddi ve buzul kökenli kuru göller dikkat çekmektedir (Şekil 3). Hacer Vadisi'ndeki iki kuru gölde yapılan jeoelektrik sondaj çalışmaları, bunların üst 10-15 m'lik kesiminin çok ince taneli sedimanlardan oluştuğu ve aşağı doğru sediman boyutunun gittikçe artarak maksimum 50 m civarında anakayaya geçildiğini göstermektedir. Bu çalışmanın devamında kuru göl alanının en derin kesiminden gerçekleştirilmesi düşünülen sondaj aracılığı ile göl çökellerinin sadece sedimantolojik açıdan değil, önemli bir paleoiklim verisi sağlayan polen içerikleri açısından da incelenmesi amaçlanmaktadır. Bunun yanı sıra karşılaştırılması durumunda göl sedimanlarının içerebilecekleri örneklerde 14C yaşlandırması yoluyla, morenlerdeki bloklardan elde edilecek 36Cl kozmojenik yaşlarının karşılaştırılması da amaçlanmaktadır.

Batı Toroslar'ın moren çökelleri açısından en önemli vadilerini içeren Akdağ (3016 m), Aladağlar'daki buz takkesinin daha küçük bir benzeri tarafından şekillendirilmiştir. Özellikle Karadere

Vadisi boyunca gözlenen glasiyo-karstik yerçekilleri (Doğu vd., 2000) ve İkizgöl civarında iyi korunmuş moren sedleri dikkat çekmektedir. Buzullaşma ile ilgili yerçekillerinin izlenebildiği Torosların en batı noktası olan Sandıras Dağı (2295 m) ise küçük de olsa bir buz yalağı önünde gelişmiş moren sedleri içermektedir.



Şekil2: Buzul taşınması sonucu çizilmiş eratik blok (Bolkardağ).

Doğu Karadeniz Dağları

Bölgenin en yüksek dağı Kaçkar (3932 m) olup, Verçenik (3710 m), Göller (3560 m), Bulut (3562 m) ve Altıparmak (3353 m) dağlarındaki çeşitli vadilerde buzullaşma izlerine rastlanmaktadır (Doğu vd., 1993, 1996, 1997). Toros Dağlarında gözlenen moren sedlerinin iyi korunmuş görünümünün aksine, yağışlı iklim koşulları vadilerin büyük çoğunluğunda moren sedlerinin aşınımına neden olmuştur. Bölgenin örnekleme açısından en önemli vadileri Avucur (Verçenik) ve Çermeç (Bulut-Altıparmak) olup cephe ve yan morenlerin üzerindeki bloklardan çeşitli örnekler alınmıştır.

Volkanlar ve Anadolu'nun diğer bağımsız dağları

Türkiye'nin en büyük volkanı olan Ağrı Dağı (5165 m) ülkenin yegane buz takkesini (10 km²) barındırır (Arkel, 1973). KD'ya bakan Cehennemdere Vadisi dışında önemli buzul çökellerinin gelişmemiş olması, vadi buzullarının gelişimini sağlayacak şekilde derin vadilerin olmamasına, buz takkesinden moren sedleri oluşturacak kadar malzeme gelmemesine ve daha yaşlı moren sedlerinin genç volkanizma ile örtülmüş olmasına atfedilebilir (Blumenthal 1958).

Buzul çökellerinin yoğunluğu ve çeşitliliği ile dikkat çeken bir diğer volkan da Erciyes Dağı'dır (3917 m) (Erinç, 1951; Güner ve Emre, 1983). Özellikle Aksu ve Üçker vadilerinde yoğunlaşan moren

İTÜ AVRASYA YERBİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

KUVATERNER ÇALIŞTAYI IV 2003

sedleri en az 3 buzullaşma evresine işaret etmektedir (Sarıkaya vd., 2003). Aksu Vadisi boyunca gerileme eğiliminde olduğu bilinen buzuldan itibaren gözlenen yan, cephe ve erime morenleri ile sandur düzlüğünü kaplayan iri bloklar ideal örnekleme alanlarıdır.



Şekil 3 Hacer Vadisi'nde gelişmiş (Aladağlar) sol yan moren seddi. Moren yaklaşık 200 m yükseklikte olup en büyük blok 20 m kadardır

Bunun yanı sıra Doğu Anadolu'nun çeşitli dağları da buzullaşma ile ilgili çökeller içerirler. Bunlardan Erzincan'ın kuzeybatısında bulunan Keşiş Dağı (3549 m) Yaylalar Vadisi çok iyi korunmuş yan moren sedleri ve küçük bir sandur düzlüğü ile dikkat çekmektedir. Bursa yakınındaki Uludağ (2543 m) ise Türkiye'nin kuzeybatısında olması nedeni ile paleoiklim modellemeleri açısından ayrı bir öneme sahiptir. Volfram madeninin bulunduğu alanlar ile 2300 m civarındaki Alaçam göller bölgesi çok önemli olmasa da, birkaç evreye ait moren sedleri barındırırlar. Bir başka ilginç buzullaşma da Iğdır yakınlarındaki volkanik kökenli Balık Gölü'nün (2300 m) Kuvaterner'de genişliği 10 km²'yi, yüksekliği ise en az 100 m'yi bulan bir buz takkesi ile kaplanarak etrafındaki vadilerde 1700 m civarında geliştirdiği moren sedleridir.

Çalışmanın bu aşamasında Türkiye'nin önemli buzul çökellerini içeren vadilerinin büyük bir kısmı haritalanmış ve örneklenmiştir. Kozmojenik (36Cl) yaş tayini sonuçlarının, ülkemizin Kuvaterner'de geçirdiği buzul evrelerinin nicel verilere dayanarak belirlenmesine ve dolayısı ile paleoiklim ve paleoortam yorumlarına yapacağı katkı açıktır.

YARARLANILAN KAYNAKLAR

- Altın, B. N. 1998. Aladağlar ve Bolkar dağları üzerinde karstlaşma ve glasio-karstik şekiller. *Fırat Üniversitesinde Jeoloji Mühendisliği Eğitiminin 20. yıl sempozyumu bildirileri*, 531-550.
- Arkel, N. A. van 1973. Die Gegenwärtige Vergletscherung des Ararat. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 9, 89-103.
- Ballantyne, C., Stone, J.O.H. and Fifield, L.K., 1998. Cosmogenic Cl-36 dating of postglacial landsliding at The Storr, Isle of Skye, Scotland. *The Holocene*, 8 (3), 347-351.
- Bierman, P., 1994. Using in situ produced cosmogenic isotopes to estimate rates of landscape evolution: A review for the geomorphic perspective. *J. of Geophysical Research*, 99 (B7), 13885-13896.
- Birman, J. H. 1968. Glacial reconnaissance in Turkey. *Geological Society of America Bulletin*, 79, 1009-1026.
- Blumenthal, M. M. 1958. Vom Ağrı Dağ (Ararat) zum Kaçkar Dağ. *Bergfahrten in nordostanatolischen Glenzlanden. Die Alpen*, 34, 125-137.
- Burbank, D.W., Leland, J., Fielding, E., Anderson, R.S., Brozovic, N., Reid, M.R. and Duncan, C., 1996. Bedrock incision, rock uplift and threshold hillslopes in the northwestern Himalayas. *Nature*, 379, 505-510.
- Cerling, T.E., 1990. Dating geomorphic surfaces using cosmogenic ³He. *Quaternary Research*, 33, 148-156.
- Çiner, A. 2003. Turkish Glaciers and Glacial Deposits. In: *Quaternary Glaciations in Europe*. J. Ehlers (ed.), Elsevier Pub., in print.
- Davis, R.J. and Schaeffer, O.A., 1955. Chlorine-36 in nature. *Annals New York Academy of Science*, 62, 105-122.
- Doğu, A. F., Somuncu, M., Çiçek, I., Tunçel, H. ve Gürgen, G. 1993. Kaçkar dağında buzul şekilleri, yaylalar ve turizm. *Ankara Üniversitesi, Türkiye Coğrafyası Araştırma ve Uygulama Merkezi Dergisi*, 2, 157-184.
- Doğu, A. F., Çiçek, I., Gürgen, G. ve Tunçel, H. 1996. Üçdoruk (Verçenik) dağında buzul şekilleri, yaylalar ve turizm. *Ankara Üniversitesi, Türkiye Coğrafyası Araştırma ve Uygulama Merkezi Dergisi*, 5, 29-52.
- Doğu, A. F., Gürgen, G., Tunçel, H. ve Çiçek, I. 1997. Bulut-Altıparmak dağlarında buzul şekilleri, yaylalar ve turizm. *Ankara Üniversitesi, Türkiye Coğrafyası Araştırma ve Uygulama Merkezi Dergisi*, 6, 63-91.
- Doğu, A. F., Çiçek, I., Gürgen, G. ve Tunçel, H. 2000. Akdağ'ın buzul ve karst jeomorfolojisi (Fethiye-Muğla). *Cumhuriyetin 75. Yıldönümü Yerbilimleri ve Madencilik Kongresi Bildiriler Kitabı*, MTA, 371-385.
- Erinç, S. 1951. Glasiyal ve postglasiyal safhada Erciyes glasiyesi. *İstanbul Üniversitesi Coğrafya Enstitüsü Dergisi*, 1 (2), 82-90.
- Erinç, S. 1953. Van'dan Cilo dağlarına. *İstanbul Üniversitesi Coğrafya Enstitüsü Dergisi*, 2 (3-4), 84-106.
- Gosse, J.C. and Phillips, F.M., 2001. Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application. *Quaternary Science Reviews*, 20, 1475-1560.
- Güner, Y. ve Emre, Ö. 1983. Erciyes dağında Pleistosen buzullaşması ve volkanizma ile ilişkisi. *Jeomorfoloji Dergisi*, 11, 23-34.
- Ivy-Ochs, S., Schlüchter, C., Kubik, P.W., Dittrich-Hannen, B. and Beer, J., 1995. Minimum ¹⁰Be exposure ages of early Pliocene for the Table Mountain Plateau and the Sirius Group at Mount Fleming. *Dry Valleys, Antarctica. Geology*, 23, 1007-1010.
- İzbırak, R. 1951. Cilo Dağı ve Hakkari ile Van Gölü çevresinde coğrafya araştırmaları. *Ankara Üniversitesi Dil Tarih Coğrafya Fakültesi*, 67 (4), 149s.
- Lal, D. and Peters, B., 1967. Cosmic ray produced radioactivity on the earth. In: *Handbuch der Physik*. K. Sitte (ed.), Springer, Berlin, 551-612.
- Lal, D., 1988. In situ produced cosmogenic isotopes in terrestrial rocks. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 16, 355-388.
- Messerli, B. 1967. Die eiszeitliche und die gegenwärtige Vergletscherung in Mittelmeerraum. *Geographica Helvetica*, 22, 105-228.

Phillips, F.M., Zreda, M., Smith, S.S., Elmore, D., Kubik, P.W. and Sharma, P., 1990. Cosmogenic chlorine-36 chronology for glacial deposits at Bloody Canyon, Eastern Sierra Nevada. *Science*, 248, 1529-1532.

Phillips, F.M., Zreda, M., Smith, S.S., Elmore, D. and Kubik, P.W., 1991. Age and geomorphic history of Meteor Crater, Arizona, from cosmogenic ^{36}Cl and ^{14}C in rock vanish. *Geochemica et Cosmochimica Acta*, 55 (9), 2695-2698. dating of a young basaltic eruption complex, Lathrop Wells, Nevada. *Geology*, 21, 57-60.

Sarıkaya, M. A., Çiner, A. ve Zreda, M., 2003. Erciyes volkanı'nın Kuvaterner buzul çökelleri. *Hacettepe Üniversitesi Yerbilimleri Bülteni*, 27, basımda.

Seidl, M.A., Finkel, R.C., Caffee, M.W., Hudson, G.B., Dietrich, W.E., 1997. Cosmogenic isotope analyses applied to river longitudinal profile evolution: problems and interpretations. *Earth Surface Processes and Landforms*, 22, 195-209.

Shanahan, T.M. and Zreda, M., 2000. Chronology of Quaternary glaciations in East Africa. *Earth and Planetary Science Letters*, 177, 23-42.

Steig, E.J., Wolfe, A.P. and Miller, G.H., 1998. Wisconsinian refugia and the glacial history of eastern Baffin island, Arctic Canada: Coupled evidence from cosmogenic isotopes and lake sediments. *Geology*, 26, 835-838.

Vand der Woerd, J., Ryerson, F.J., Tapponier, P., Gaudemer, Y., Finkel, R., Meriaux, A.S., Caffee, M., Guaguand, Z. and Quanlu, H., 1998. Holocene left-slip rate determined by cosmogenic surface dating on the Xidatan segment of the Kunlun fault (Qinghai, China). *Geology*, 26 (8), 695-698.

Zreda, M., Phillips, F.M., Elmore, D., Kubik, P.W., Sharma, P., and Dorn, R.I., 1991. Cosmogenic ^{36}Cl production in terrestrial rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, 105, 94-109.

Zreda, M., Phillips, F.M., Kubik, P.W., Sharma, P. and Elmore, D. 1993. Cosmogenic ^{36}Cl dating of a young basaltic eruption complex, Lathrop Wells, Nevada. *Geology*, 21, 57-60.

Zreda, M., Phillips, F.M. and Elmore, D., 1994. Cosmogenic ^{36}Cl accumulation in unstable landforms. Simulations and measurements on eroding moraines. *Water Resources Research*, 30 (11), 3127-3136. rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, 105, 94-109.

Zreda, M. and Phillips, F. M. 1995. Insights into alpine moraine development from cosmogenic ^{36}Cl buildup dating, *Geomorphology*, 14 (2), 149-156.

Zreda, M. and Noller, J.S., 1998. Ages of prehistoric earthquakes revealed by cosmogenic chlorine-36 in a bedrock fault scarp at Hebgen Lake. *Science*, 292 (5391), 1097-1099.

Zreda, M., England, J., Phillips, F.M., Elmore, D. and Sharma, P., 1999. Unblocking of the Nares Strait by Greenland and Ellesmere ice-sheet retreat 10 000 years ago. *Nature*, 398, 139-142.

ERCIYES VOLKANI GEÇ KUVATERNER BUZULLAŞMASI VE VOLKANİZMASI

M. Akif Sarıkaya¹, Erdal Şen¹, Attila Çiner¹, Marek Zreda², Erkan Aydar¹

GİRİŞ

Kapadokya Volkanik Provensi'nin en yüksek stratovulkanı olan Erciyes (3917 m), Kayseri'nin 20 km güneyinde yer alır (Şekil 1). Türkiye'nin yüksek dağlık alanlarının çoğunda (Ağrı, Süphan Volkanı ile Doğu Toroslar ve Doğu Karadeniz Dağları) olduğu gibi, Erciyes Volkanı'nda da Geç Kuvaterner buzullaşmasına ait izlere rastlanır (Penther, 1905; Bartsch, 1930; Erinç, 1951; Güner ve Emre, 1983; Sarıkaya vd., 2003). Bu çalışma kapsamında Erciyes Dağı'nın volkanik gelişimi iki evrede, buzullaşması ise bağıl olarak üç evrede ele alınmıştır.

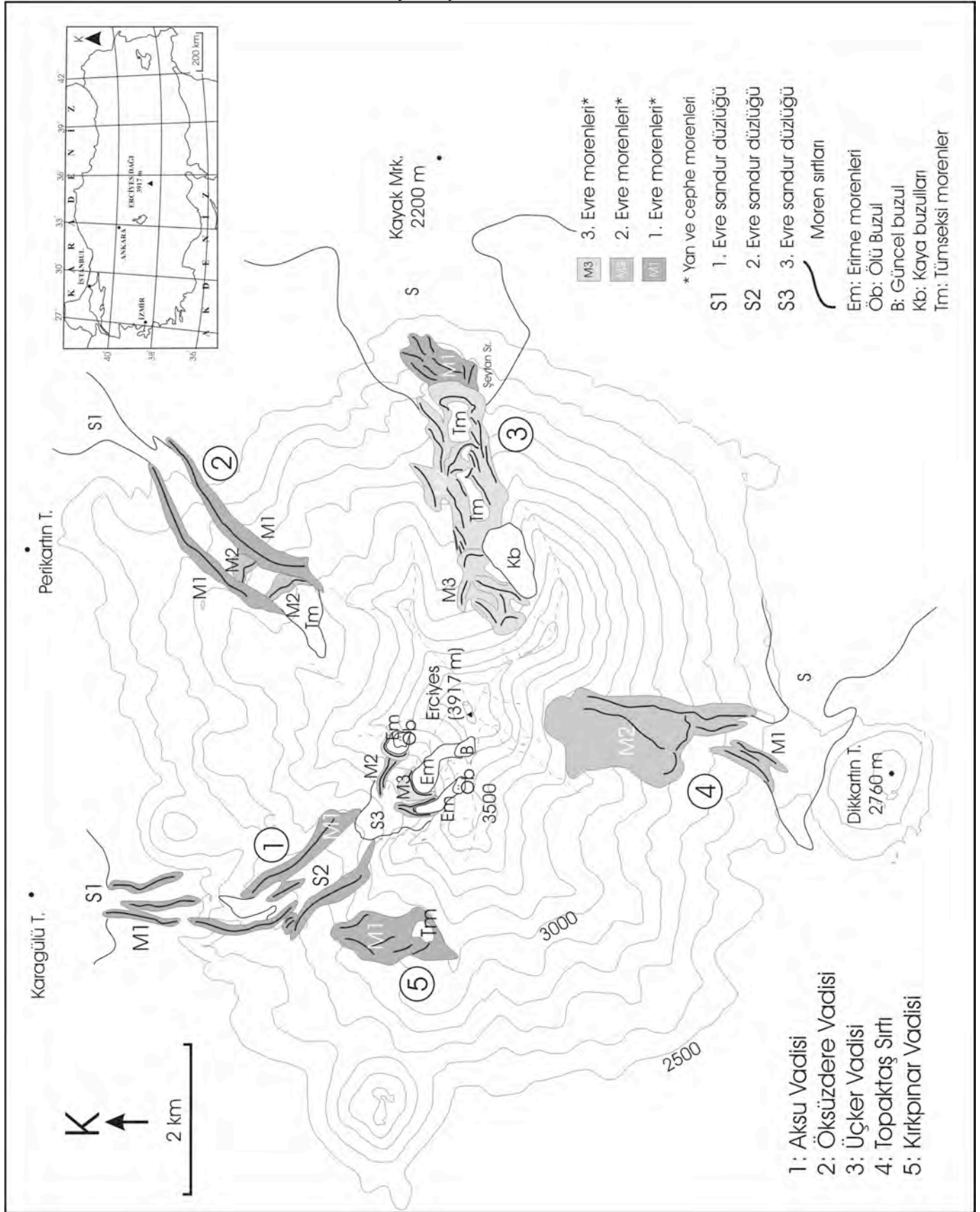
VOLKANİK GELİŞİM

Erciyes Volkanı'nın temelini metamorfik kayaçlar meydana getirmektedir. Deniz seviyesinden yaklaşık 1000 m yükseklikte bulunan Sultansazlığı Havzası üzerinde yer alan Erciyes'de volkanizma iki evreden oluşmaktadır. Bölgede en son çalışmayı gerçekleştiren Şen (1997)'e göre birinci evre olarak adlandırılan Koç Dağ evresi, sırasıyla alkali bazaltik, andezitik, bazaltik-andezitik ve dasitik lav akıntılarında oluşmaktadır. Koç Dağ evresi ignimbirit oluşturan püskürmelerle son bulmuştur. Valibaba Tepe İgnimbiriti (Pasquare, 1968) olarak bilinen piroklastik akıntıların sonucu (2.7 ± 0.1 My; Innocenti et al., 1975), 18x14 km genişliğinde 1 km derinliğinde bir kaldera oluşmuştur.

Kaldera oluşumunu takiben, volkanizma batıya doğru hareket etmiş ve ikinci evre olarak bilinen Erciyes evresi başlamıştır (Şen, 1997). Bu evre de kendi içinde iki aşamada gerçekleşmiştir. Birinci aşama özellikle andezitik, bazaltik andezitik koni ve lav akıntıları ile dasitik dom ve dom akıntılarında oluşmaktadır. Merkez koninin yapılanması bu aşamada hız kazanmıştır. İkinci aşamada ise genellikle dasitik ve riyodasitik bileşimli patlamalı volkanizmalar gelişmiştir. Dasitik bileşimli püskürmelerin kaynağı zirveye yakın olup, ürünleri dom patlamasını karakterize eden blok ve kül akıntılarıdır. Erciyes Volkanı'nda blok ve kül akıntıları zirveden eteklere doğru bir yayılım göstermektedir. Riyodasitik patlamalar ise iki adet kuzeyde (Karagüllü ve Perikartın Domları) ve bir adet güneyde (Dikkartın Domu) olmak üzere kaldera kenarında ve kenara yakın kesimlerde meydana gelmiştir. Bu patlamalar sonucu pliniyen geri-düşme ürünleri, pomza akıntıları ve hidrovolkanizma ürünü olan taban yayılımı akıntıları gerçekleşmiştir. Riyodasitik patlamalarla oluşan piroklastik ürünler Notsu et al., (1995) tarafından yaşlandırılan (Çarık Tepe; 83 ± 5 bin yıl) dasitik dom ve dom akıntılarını üzerlemektedir. Erciyes Volkanı'nın en son faaliyeti zirvede meydana gelen çökme sonucu oluşan volkanik çığ (debris avalanche) ürünleridir. Bu çökme ile birlikte açık ağzı doğuya bakan (Üçker Vadisi), yaklaşık 2 km çapında ve 900 m derinliğinde anfi-tiyatro şekilli bir kaldera oluşmuştur (Şen, 1997).

¹ Hacettepe Üniversitesi, Jeoloji Müh. Bölümü, Beytepe-06532, Ankara, sarikaya@hacettepe.edu.tr

² University of Arizona, Dept. of Hydrology and Water Resources, Tucson, AZ 85721, USA



Şekil 1 Erciyes Volkanı moren haritası

Geç Kuvaterner’de üç evrede gelişen buzullaşma sonucu Erciyes, bugünkü görünümünü kazanmıştır. Buzullaşmanın yoğun olarak geliştiği kuzey, kuzeybatı ve kuzeydoğuya bakan yamaçlarda buzul aşındırmasının çok etkin olması, Güner ve Emre, (1983)’ün belirttiği gibi volkanın iç yapısını (iskeletini) ortaya çıkarmıştır. Buna karşın dağın güney yamacında Erciyes, volkanların karakteristik şekli olan tam bir koni görünümündedir.

Erciyes Volkanı’nda buzullaşmanın esas olarak 4 vadi ve 1 sırtta geliştiği gözlenmektedir. Bunlar, kuzeybatıya doğru uzanan (1) Aksu Vadisi, kuzeydoğuya doğru uzanan (2) Öksüzdere Vadisi, bugünkü kayak merkezini de kısmen içine alan ve doğuya bakan (3) Üçker Vadisi, genelde küçük bir buzylağından itibaren gelişen ancak fazla ilerleyemeyen buzulların oluşturduğu güneydeki (4) Topaktaş Sırtı ve batıdaki (5) Kırkpınar Vadisi’dir (Şekil 1).

VOLKANİK KAYAÇLAR İLE BUZUL ÇÖKELLERİNİN İLİŞKİSİ

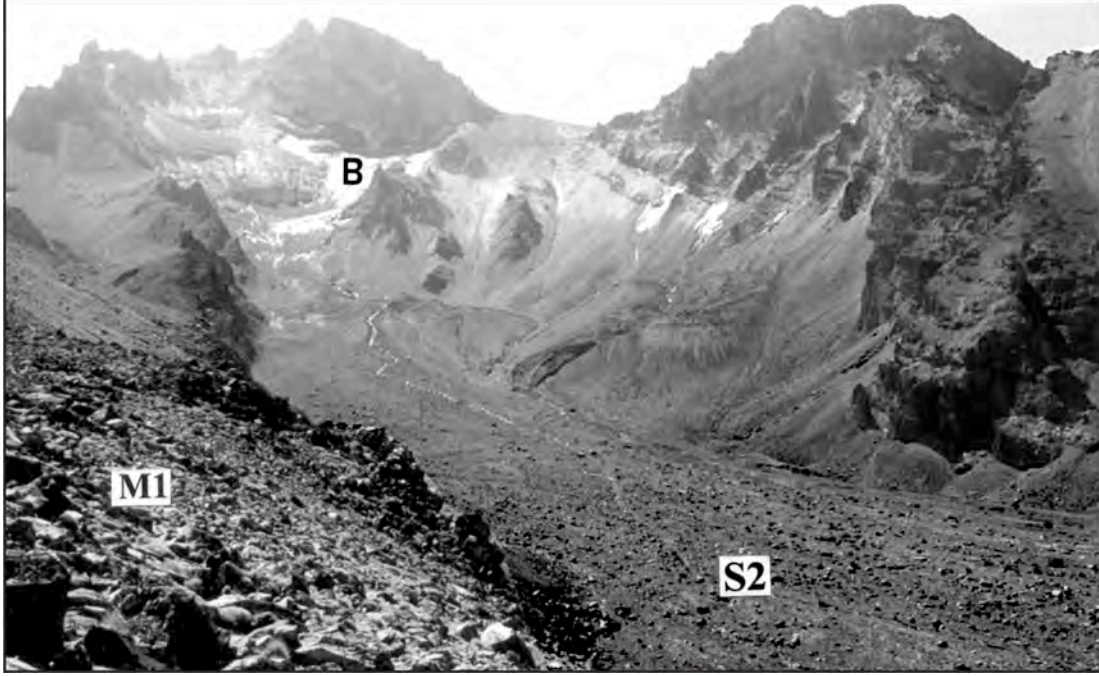
Aksu Vadisi: Genel görünümü itibarıyla tipik bir tekne şekilli buzul vadisi olan Aksu Vadisi, Erciyes Volkanı’nın kuzeybatıya bakan yamacında zirveden itibaren gelişmiş yaklaşık 4 km uzunluğunda dar ve derin bir vadidir (Şekil 1). Aksu Vadisi’nde buzul aşındırma ve birikinti izlerini görmek mümkündür. Buzul aşındırma izlerinin en önemli kanıtları vadinin 2900 m kotundan daha yüksek olan kesimlerinde bulunan ve ortalama yükseklikleri 3300-3400 m olan dik ve keskin sırtlar (arêtes) ile 3500 m’den sonra bulunan ve taban yükseklikleri ortalaması 3550 m olan buzyalaklarıdır (cirques). Bunun yanı sıra hörgüçkayalar, buzul çizikleri ve buzul yontması sonucu gelişmiş hilal şekilleri (crescent marks) de gözlenmektedir. Aksu Vadisi içerisinde aşındırma şekillerinin yanı sıra birçok buzul birikinti şekilleri de bulunmaktadır. Bu vadi boyunca birikinti şekillerini üç evrede incelemek mümkündür (Şekil 2). En yaşlı evreye (birinci evre) ait buzul çökelleri genellikle yan morenlerden oluşan ve 2800-2900 m yükseklikten başlayıp Aksu Yaylası’nın bulunduğu 2200 m kotlarına kadar ilerleyen moren karmaşığı (M1) ile temsil edilmektedir (Şekil 1). Başlangıçta iki adet büyük yan morenden oluşan bu karmaşık, 2600 m kotundan sonra belli belirsiz sırtlar halinde devam etmektedir. Aksu Vadisi’nde gelişen ikinci evreye ait buzullaşma 3000-3100 m kotunda, asılı vadi ile ana vadinin güney kenarından itibaren yaklaşık 300-500 m uzunluğuna ve 50-70 m görelî yüksekliğe sahip ikişer çift yan moren (M2) ile temsil edilmektedir. Üçüncü evreye ait morenler ise buzulun gerilemesi esnasında gelişmiş erime morenlerinden (ablation moraines) (M3) oluşmaktadır (Şekil 1).

Birinci evre morenleri (M1), Aksu Yaylası (2200 m) civarında gelişen volkanizma nedeniyle riyodasitik Karagüllü Domu’nun yerleşiminden önce gerçekleşen freato-magmatik patlamayla oluşan maar ürünleri (freto-pliniyen geri-düşme ve taban yayılımı ürünleri) tarafından üzerlenmişlerdir (Şekil 3). Taban yayılımı ürünleri magma-su etkileşiminden doğan patlama nedeniyle türbilanslı akış özellikleri gösterirler. İçerdikleri sedimanter yapılardan özellikle kumul tepelikleri (dunes, anti-dunes structures), taban yayılımı ürünlerinin Karagüllü Domu istikametinden Aksu Yaylası yönüne doğru ilerlediklerini göstermektedir. Ayrıca domun hemen güneyinde yarım ay şeklindeki maar (tüf halkası) şeklindeki

İTÜ AVRASYA YERBİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

KUVATERNER ÇALIŞTAYI IV 2003

morfoloji ile piroklastik ürün içerisindeki riyoasitik ekmek kabuğu bombaları da kaynak bölgeyi kesin olarak ortaya koymaktadır. Birinci evre buzullaşmayı takip eden dönemde Erciyes Volkanı'nın eteklerindeki monojenetik volkanizma (maar oluşumu ve onu takiben riyoasitik dom yerleşimi) ile S1 sandur düzlüğünün de örtüldüğü gözlenmektedir.



Şekil 2 Aksu Vadisi genel görünümü. Fotoğrafın sol tarafında Büyük Erciyes, sağ tarafında ise Küçük Erciyes Zirveleri görülmektedir. Fotoğrafın çekildiği sırt 1. evre yan morenini (M1), zirvenin alt kısmındaki beyaz alan güncel buzulu (B), aşağıdaki düz alan ise 2. evre sandur düzlüğünü (S2) temsil etmektedir.

Öksüzdere Vadisi: Erciyes Volkanı'nın kuzeydoğuya bakan yamacından itibaren 2150 m kotuna kadar yaklaşık 6 km uzanan bir buzul vadisi (Şekil 1). Öksüzdere Vadisi'nin her iki yanında 2800 m'den başlayarak 2250 m kotuna kadar devam eden yan moren çiftinin (M1) vadi tabanından itibaren göreceli yükseklikleri 60-100 m, genişlikleri ise 50-150 m kadardır. Vadideki ikinci buzul evresi 2700 m ve 2900 m kotlarında birbirini takip eden iki set görünümünde olan ve buzul gerilemesini ifade eden cephe morenleri (M2) ile kendini belli etmektedir (Şekil 1). Vadi tabanından yükseklikleri 100-150 m'yi bulan bu cephe morenlerinin genişlikleri yaklaşık 30-50 m olup, uzunlukları vadiyi dolduracak şekilde 100 m civarındadır. Her iki cephe moreni gerisinde ise genellikle düzensiz bir dağılım gösteren, küçük tepecikler ile çukur alanlardan oluşan bölgeler ("knob-and-kettle topography", Gravenor ve Kupsch, 1959) gözlenmektedir. Tepecikler 2-4 m yüksekliğinde, 5-10 m genişliğinde hafif yuvarlak ve genellikle uzunlamasına olup, 1-3 m derinliğinde ve 4-6 m genişliğinde çukur alanlar ile birbirlerinden ayrılmışlardır. Cephe morenleri gerisindeki bu tepecikler tümseksi morenler (hummocky moraines) olarak yorumlanmışlardır.

Öksüzdere Vadisi'ndeki M1 morenleri Perikartın Domu'nun yerleşiminden önce gerçekleşen patlamalı volkanizma sonucu gelişen freato-magmatik pliniyen geri-düşme ürünleri tarafından örtülmüşlerdir.

Üçker Vadisi: Erciyes Volkanı zirvesinden itibaren doğuya doğru uzanan Üçker Vadisi volkanik çökme ile oluşan bir anfi-tiyatroya içine almaktadır (Şekil 1). Dik yamaçlarla çevrili bu anfi-tiyatro, Geç Kuvaterner'de gelişmiş buzullar için bir buz yalağı işlevi görmüştür. Üçker Vadisi içinde Kuvaterner'de gelişen üç evreli buzullaşmanın tüm izleri görülmektedir. Birinci evre buzullaşmasına ait morenler (M1) 2650 m kotunda bulunan Şeytan Sırtı'ndan itibaren başlayıp 2470 m'de sonlanmaktadır. İkinci evre buzullaşmanın izleri Öksüzdere Vadisi'nde olduğu gibi iki basamak halinde gözlenmektedir. Birinci basamak 2700 m'de, ikinci basamak ise 2850 m kotunda yer almaktadır. Cephe morenlerinin (M2) oluşturduğu bu basamakların gerisinde çoğunlukla gerileme morenleri ile tümseksi morenler bulunmaktadır. İkinci evre moren karmaşığı 3000-3050 m kotunda bölgede bulunan üçüncü evre morenleri (M3) tarafından üzerlenmektedir (Şekil 1). Ayrıca Üçker Vadisi'nde 3000 ile 3250 m yükseklikleri arasında, 15-20 m uzunluğunda, yarı kapalı, sıralı, yay şekili tepecik ve çukur alanlardan oluşturan ve gevşek, tutturulmamış, 10-40 cm'den 1-3 m'ye kadar bloklar içeren aktif kaya buzulları gözlenmektedir.

Üçker Vadisi'nde M1 ve M2 morenleri riyodasitik Dikkartın Domu yerleşimi öncesi gerçekleşen pliniyen geri düşme ürünlerince örtülmektedirler. M3 morenleri bu patlamalı faaliyetten sonra gelişmiş olup, M1 ve M2 morenleri volkanik çığ ürünleri ile iç içe bulunmaktadır. Anfi-tiyatronun doğusunda yer alan volkanik çığ ürünleri tipik olarak tümseksi yapı sunmaktadır. M1 morenleri polilitolojik olup, yuvarlaklaşmış lav blokları içermektedir. M1 morenlerinin bağlayıcı malzemesi toprak görünümde olup, M2 ve M3 morenlerine oranla daha fazla pekişmiş durumdadırlar. M2 morenlerinin bileşenleri arasındaki litolojik farklılık M1 morenlerine göre daha azdır. M2 morenleri çoğunlukla lav akıntı blokları ile az miktarda blok-kül akıntı ürünlerine ait malzemeler içermektedir. M3 morenlerin pekişme derecesi son derece azdır ve matriksini kül oluşturmaktadır. Bu tür morenler içerisinde radyal çatlaklı blokların olmaması volkanik bir ürün olan blok ve kül akıntılarından ayırt edilebilmesini sağlamaktadır.



Şekil 3 Karagüllü Domu taban yayılımı ürünleri Aksu Yaylası'nın (2200 m) güneybatısındaki M1 morenlerini üzerlemektedir.

Topaktaş Sırtı: Erciyes zirvesinden itibaren güneye doğru uzanarak 2500 m kotunda sona eren ve Topaktaş Sırtı olarak adlandırılan bölge yan morenler ile bir cephe moreni içermektedir (Şekil 1). Topaktaş Sırtı'nda ilk iki evre buzullaşmasının izlerini görmek mümkündür. Birinci evre morenleri (M1) 2700-2562 m kotları arasındaki alanda gözlenmektedir. Uzunluğu 250-400 m, kuzey-güney doğrultulu birkaç sırttan oluşan bu morenler kuzey ve doğudaki vadilerde bulunan eşlenikleri kadar gelişmemişlerdir. Topaktaş Sırtı'nda gözlemlenen ikinci evre moren karmaşığı (M2) 3100 m kotunda, 600-650 m uzunluğundaki birkaç yan moren ile başlayıp, 2650 m kotunda son bulmaktadır. Birinci evre morenlerini üzerleyen M2 cephe moreninin göreceli yüksekliği 60 m olup, uzunluğu 450-500 m genişliği ise 70 m kadardır. Topaktaş Sırtı'nda son evre buzullaşmasının izlerine rastlanılmamıştır. Sırtın güneye bakması ve son evre buzullaşmasının olduğu dönemde daimi kar sınırının bölgede bulunan buzyalağının üzerinde olması nedeniyle dağın diğer bölgelerinde gözlenen üçüncü evre buzullaşmasının burada gelişmediği söylenebilir.

Topaktaş Sırtı'nda yer alan M1 ve M2 morenleri Üçker Vadisi'nde olduğu gibi Dikkartın Domu öncesi patlamalı volkanizma ürünlerince üzerlenmektedirler. Bu vadideki M2 morenleri çoğunlukla monolitolojik bileşenlerden oluşmaktadır. M1 morenleri yayılım bakımından oldukça sınırlı olup, diğer vadilerde olduğu gibi yuvarlaklaşmış polilitolojik bloklar ve toprağımsı matriks içermektedir. Dikkartın Domu'nun yerleşimi ile birlikte bölgede bulunan sandur düzlüğü kısmen doldurulmuştur.

Kırkpınar Vadisi: Aksu Vadisi'nin batısında Küçük Erciyes zirvesi (3703 m)'nden itibaren kuzeybatıya doğru uzanan Kırkpınar Vadisi üzerinde 2850-2600 m kotları arasındaki 1.5 km²'lik alanda Topaktaş Sırtı'ndakilere benzer bir moren karmaşığı gözlenmektedir (Şekil 1). Güneş alan açık bir

konumda olması nedeni ile bölgede önemli bir buzylağı gelişmemiştir. Birinci evreye ait yan ve tümseksi morenlerden oluşan bölgede yer yer 5-10 m derinliğinde uzunlamasına çukur alanlar yer almaktadır.

TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Buzul çökellerinden “kozmojenik yaş tayin yöntemi (terrestrial in situ cosmogenic nuclide method)” aracılığı ile mutlak yaş verisi elde edilebilmesi için yukarıda özellikleri aktarılan morenleri oluşturan blokların bazılarında örnekler alınmıştır. Yaş tayinlerinin sonuçlarının henüz elde edilememiş olmasından dolayı buzullaşma göreceli olarak yaşlandırılmış ve yaşlıdan gence doğru sırasıyla, birinci, ikinci ve üçüncü evre olarak adlandırılmıştır. Henüz nicel bir yaş bulgusu olmasa da, birinci evreye ait morenlerin (M1) ve sandur düzlüğünün (S1) Karagüllü Domu’ndan çıkan piroklastik malzemeler ile örtülmüş olması buzullaşmanın bağlı yaşı hakkında bilgi vermektedir. Çalışma alanının en son patlamalı faaliyetleri olarak kabul edilen Perikartın, Karagüllü ve Dikkartın Domları benzer volkanizma türünde olup, aynı kimyasal ve mineralojik bileşime sahiptirler (Şen vd., 2002). Bu nedenle de yaklaşık eş yaşlı oldukları düşünülmektedir. Nitekim, Karagüllü ve Perikartın Domları arasındaki uzaklık 4 km olmasına rağmen, bu domların üzerinde dom yerleşimi öncesi patlamaya bağlı olarak gerçekleşen piroklastik ürünlere (pliniyen, freato-pliniyen geri düşme ürünleri gibi) rastlanılmamıştır. Perikartın Domu’nun kuzeyinde yer alan 83 ± 5 bin yıl yaşlı (Notsu et. al., 1995) Çarık Tepe dasitik domu, Perikartın Domu’na ait piroklastik ürünlerce kısmen üzerlenmiştir (Şen, 1997). Bu nedenle bu üç riyodasitik domun 83 bin yıldan daha genç olduğu düşünülmektedir. Ayrıca zirvenin hemen kuzeyinde dasitlere ait 0.14 ± 0.02 ile 0.11 ± 0.03 My yaş aralıkları (Ercan vd., 1994) gözönüne alındığında, birinci buzul evresinin bağlı yaşının yukarıda belirtilen yaşlardan daha fazla olması gerektiği açıktır. Kuvaterner stratigrafisi içinde 6. buzul evresi olarak bilinen (125000 yıl önce) evreye karşılık gelebilecek bu morenlerin kesin yaşları kozmojenik yaş tayini sonucu daha da net bir şekilde belirlenebilecektir.

YARARLANILAN KAYNAKLAR

Bartsch, G. 1930. *Vorläufiger Bericht über eine Reise nach Mittel-Anatolien. Jahrbuch der Geographischen Gesellschaft zu Hannover.*

Ercan T., Tokel S., Matsuda J.I., Ui T., Notsu K. and Fujitani T., 1994. Erciyes Dağı (Orta Anadolu) Pliyo-kuvaterner volkanizmasına ilişkin yeni jeokimyasal, izotopik, radyometrik veriler ve jeotermal enerji açısından önemi, Türkiye 6. Enerji Kongresi, teknik oturum tebliği, 208-222.

Erinç, S. 1951. Glasiyal ve postglasiyal safhada Erciyes glasiyesi. *İstanbul Üniversitesi Coğrafya Enstitüsü Dergisi*, 1 (2), 82-90.

Gravenor, C. P. and Kupsch, W. O. 1959. Ice-disintegration features in Western Canada. *Journal of Geology*, 67, 48-64.

Güner, Y. ve Emre, Ö. 1983. Erciyes dağında Pleistosen buzullaşması ve volkanizma ile ilişkisi. *Jeomorfoloji Dergisi*, 11, 23-34.

Innocenti, F., Mazzuoli, R., Pasquare, G., Radicati, F. and Villari, L. 1975. Neogene calc-alkaline volcanism of Central Anatolica: Geochronological data on Kayseri-Niğde area, *Geological Magazine*. 112, 349-360.

Notsu, K., Fujitani, T., Ui, T., Matsuda, J. and Ercan, T. 1995. Geochemical feature of collision related volcanic rocks in Central and Eastern Anatolia, Turkey, *J. Volcanol. Geotherm Resc.* 64. 171-192.

İTÜ AVRASYA YERBİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ
KUVATERNER ÇALIŞTAYI IV 2003

Pasquare, G. 1968. Geology of the Cenozoic volcanic area of Central Anatolia, Atti Accad. Naz. Lincei, 9, 53-204.

Penther, A. 1905. Eine Reise in das Gebiet des Erdschias-Dagh (Kleinasien), 1902. Abhandlungen der k. k. Geogr. Gesellschaft in Wien, 6, 1.

Sarıkaya, M. A., Çiner, A. ve Zreda, M. 2003. Erciyes Volkanı Geç Kuvaterner buzul çökelleri, Yerbilimleri (yayında).

Şen, E. 1997. Erciyes stratovolkani'nın (Orta Anadolu) volkanolojik ve petrolojik gelişiminin incelenmesi, Hacettepe Üniversitesi Fen Bilimleri Enst. Yüksek Müh. Tezi, 264 s. (yayınlanmamış).

Şen, E., Aydar, E., Gourgaud, A. and Kürkçüoğlu, B., 2002. Initial explosive phases during the extrusion of volcanic lava domes: example from rhyodacitic dome of Dikkartın Dağ, Erciyes Stratovolcano, Central Anatolia, Turkey. C. R. Geosciences, 334/1, 27-33.

ALADAĞLAR'IN NEOTEKTONİK DÖNEM JEOMORFOLOJİK ŞEKİLLENMESİNİN DEĞERLENDİRİLMESİ

Türkan (Bayer) Altın¹, Bekir Necati Altın²

KKD-GGB uzanımlı Aladağlar, kuzeyde Develi Dağları ve güneyde Bolkar Dağları'ndan ayrıldığı Gülek Boğazına kadar 78 km uzunluğunda ve doğu-batı doğrultusunda 124 km genişliğinde yaklaşık 1035 km² yüzölçümü ile Orta Toroslar'ın önemli bir bölümünü oluştururlar.

İnceleme alanı, batıda Ecemiş Çayı vadisi ile sınırlanırken kuzeyde Hurç Dağı ve Alagöl Dağı ünitelerinin su bölümü çizgisi ile güneyde Hışır Dağı ve Lorut Dağı ünitelerinin su bölümü çizgisini ile sınırlanarak güneyde Karanfil Dağı kuzeyinde kalır.

Aladağlar değişik yaş ve cinsteki litolojik birimleri ve naplı yapısı ile oldukça karmaşık bir görünüme sahiptir. Bunlar Paleozoik ve Mesozoik yaşlı istiflerden oluşan paleotektonik dönem denizel çökel ortam özelliklerini yansıtır. Eosen sonuna doğru regresyonu takiben, Pireneik hareketler ile yükselerek karasallaşma sürecine giren bölgede, Oligosen döneminde alçak kesimlerde lagün ortamları oluşmuştur (Yetiş, 1978,1984,1987; Yetiş ve Demirkol, 1983; Tekeli,1980; Tekelivd.,1984)). Miosen'de inceleme alanının hemen batısı tatlı su gölleri ile kaplanmıştır. Miosen dönemi sonlarına doğru Attik hareketleri ile bölge yeniden doğusunda Zamantı çayı ile batısında Ecemiş çayı havzaları arasında yükselmeye başlamıştır.

Ofiyolitlerin yüzeylendiği alanlar hariç, kireçtaşlarının yayılış gösterdiği Aladağlar'da çeşitli büyüklükte paleo ve güncel karstik şekiller yanında yoğun olarak Pleistosen glasiyasyonuna ait şekil toplulukları da bulunmaktadır. Kuaterner yaşlı birimler, akarsu seki sistemlerinde, dağlık alanın içine doğru sokulan Emlidere, Yalakdere, Madendere (Karapınar Dere) gibi büyük akarsuların dağlık alandan çıktıkları aşağı kesimlerinde, vadi yamaçlarında alüvyon-enkaz-konileri şeklinde karşımıza çıkarlar. Morenler ise Pleistosen buzullaşmasının depoları olarak adı geçen vadilerin orta ve kök kesimlerinde sirk alanlarında bulunurlar.

Bölgede bulunan en önemli fay hattı Ecemiş Çayı boyunca uzanarak Sultansazlığı üzerinden, kuzeyde Sivas'a kadar devam eden Ecemiş Fayı'dır. Bu ana faya paralel olarak uzanan veya dağlık alanı dikine kesen çok sayıda yatay ve düşey atımlı faylar da gelişmiştir.

Kuaterner'deki yapısal gelişimin büyük ölçüde paleotektonik ve neotektonik çizgiselliklere bağlı olarak şekillendiği ve akarsuların genelde bu tektonik çizgiselliklere uyumlu olarak gelişmiş drenaja sahip oldukları görülür. Aladağ kütlelerinin batı yamacına rastlayan fay dikliği önünde yer alan alüvyon yelpazeleri olasılıkla bu dağ kütlesi üzerinde gelişmiş Pleistosen glasiyasyonunun gerileme döneminde buzulaltı akarsularının getirdiği depolardan oluşmaktadır.

¹ İ.Ü., Edebiyat Fakültesi Coğrafya Bölümü

² Niğde Üniversitesi Eğitim Fakültesi

İTÜ AVRASYA YERBİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

KUVATERNER ÇALIŞTAYI IV 2003

Günümüz iklimatik ortam şartları ile uyuşmayan polijenik, polisiklik yerşekli jenerasyonları, denüdasional proseslerin, morfodinamik ve morfoklimatik değişimin periyotlar hainde gerçekleştiğini gösterir biçimde iç içe geçmiş sistemler olarak geliştiğini göstermektedir. Mevcut glasiyal ve karst morfolojisine ait şekil toplulukları günümüz ortam koşullarıyla değerlendirilemez.

Alt-Orta Miosen dönemi yerşekli jenerasyonları genellikle tropikal yani nemli-sürekli sıcak iklim koşullarının hakim olduğu, geniş aşınım düzlüklerinin geliştiği bir dönemdir (Erol, 1979,1983). Aladağlar dağlık kütlelerinde karşılıklı seviye uygunluğu içinde ancak sık sık tektonik hareketlerle deforme edilmiş olarak bugün parçalar halinde karşımıza çıkan bu peneplen parçaları, Erol'un (1979,1983,1989,2001). yayınlarında belirttiği sistemlerle uygunluk göstererek Aladağlar'ın yüksek çatı düzlükleri olarak karşımıza çıkmaktadırlar. Bu döneme tanıklık edecek korelan depolara ise karasal Oligo-Miosen çökelleri olarak birçok araştırmacı tarafından teyit edilerek dağlık alanı çevreleyen çevre havzalarda rastlanılmaktadır (Yetiş, 1978; Yetiş ve Demirkol, 1983; Erol, 2001). Büyük bir olasılıkla sonradan glasiyallerin yerleşeceği ilksel karstik çanaklar da bu dönemde derine ve yana doğru gelişme süreci içine girmişlerdir.

Demirkazık Tepesi (3756 m), doruklar düzeyine işaret eden en yüksek seviyeyi oluşturur. Bunu Kaldı zirvesi (3734 m), Emiler zirvesi (3723 m) ve Kızılkaya zirvesi (3725 m) karşılamakta ve 3700 m seviyesi ilksel yüzey parçalarını oluşturmaktadırlar.

Bu seviyenin hemen altında Kızılyar T. (3654 m), Gürtepe (3630 m), Sema T. (3623 m), Çağılınbaşı T. (3612 m) doruklarının bulunduğu 3600 m seviyesi yer alır. Güney kesimde , Torasan T. (3584 m), Alaca zirvesi (Lorut Dağı-3582 m), Vay Vay T. (3563 m), Boruklu T. (3548 m), Direktaş T. (3510 m)'de yer alırlar. Tektoniğin etkilerini yansıtan bu yüzeyler 3500-3600 m üzerinde bir seviyeyi karşılamaktadırlar. Cebelbaşı T. (3474 m), Karasay T. (3472 m), Güzeller T. (3461 m), Sıyırnalık T. (3426 m), Küçük Demirkazık T. (3400 m) ile Akçay Yaylası - Hastahocanın Yaylası arasında su bölümü oluşturan Aşı T. (3525 m), Dirsek T. (3456 m) ve kuzey bölümde Keklikkayası T. (3444 m) de 3400 m seviyesi üzerinde ve diğer seviyelerden daha alçakta ve onlardan iç bükey yamaç ve sırtlarla ayrılan geniş yüzeyleri oluştururlar.

Kuzey kesimde Alagöl Dağı (3331 m), Maden T. (3293 m), Katırkırı T. (3293 m), Eğrigedik T. (3268 m), İspir T. (3342 m), Kerkez T. (3228 m), Kıyma T. (3141 m) 3100 - 3300 m seviyesi düzlükleri uzanım gösterirler. Burada Onbaşı Yurdu Yaylası, Yazıpınarı Yaylası, Körmenlik Yaylası, hemen güneyinde Hırsızıyurdu kayası mevkiinin doğu kesimde 2900-3000 m seviyelerinde yüksek düzlük alanlar da bulunur.

Zamantı çayı havzasına dahil olan Akçay Yaylası, Hastahocanın Yaylası, Yedigöller ve Karagöl Yaylası alanları 3100-3200 m seviyesinde yarılmış taban düzlüğü (2900 m) üzerinde yer alan ve aynı karakterleri gösteren ve birbirinden sırtlarla ayrılan yüksek çanak alanları oluştururlar. Hacer Boğazı girişinde yükselen Keçiyarığı T. (3111 m) ve tamamen hörgüç kaya olarak karşımıza çıkar.

Güney bölümde Hışır Dağı -Lorut Dağı arasında 2900-3100 m seviyeleri Emli vadisine eğimlenmiş , sırtlar ile birbirlerinden ayrılan akarsu havzalarının geniş tabanlı kök kısımlarına karşılık gelir. Ancak Lorut Dağı doğusunda, 2900-3100 m seviyesi, yüksekte kalmış omuzlardan oluşan seviye olarak gözlenmektedirler (Körteki T-2982 m, Sıyırnalıkapız-3236 m, Lahitkaya-3100 m). Oysa 2900 seviyesi güney bölümde Hışır Dağı – Lorut Dağı arasında ve kuzey bölümde Hurç Dağı-Alagöl Dağı arasında yüksek yayla düzlükleri olarak belirlenirken; Güneybatı kesimde Karagöl sirk çanağının tabanı ve Kokarot Dere vadisinin vadi taban düzlüğünü karşılayan seviye olarak gözlenmektedir. Bu aşınım yüzeyi sistemleri Alt-Orta Miosen aşınım yüzeylerinin tektonikle yarılan ve basamaklanan parçaları olarak Aladağlar'ın ve Orta Toroslar'ın en yüksek zirvelerinin yer aldığı bu kesimleri oluştururlar.

Messinien'de yağış şartlarının azaldığı dönemde bölge bir taraftan yükselmeye devam ederken faylanmaların etkisinde alçakta kalan kesimler özellikle Pınarbaşı Boyun sırtı mevkinde olduğu gibi litolojik farklılığın ve yağış koşullarının dağlık alandan çok daha az olması nedeniyle pedimentleşme sürecine girmiştir Bunları Aladağlar'ın batıya bakan yamaçlarında ve kuzeyde Sultan Sazlığına kesintisiz takibini yapmak mümkündür. (; Erol,1983,2001; Altın,1998,2001; Altın (Bayer), 2003;).

Pliosen'de iklimin nemli, nispeten daha serin olması ve (Erol,1992; Kayan, 1997; Altın, 1998). akarsuların gerek paleotektonik gerekse neotektonik hareketlerle oluşmuş çizgiselliklere yerleşerek yataklarını derinleştirme ve genişletme sürecine girdikleri, aynı zamanda karstaşmanın etkinlik kazanmasına neden olduğu morfolojik gözlemlerden ve iç içe geçmiş karstik şekillerden anlaşılmaktadır. Ecemiş vadi oluğu boyunca görülen akarsu çökelleri ve yüksekte kalmış menderes yenikleri bu devrede sel karakterli akışlara neden olan iklim şartlarında meydana gelmişlerdir (Tekeli,1980; Tekeli, vd.,1984; Yetiş vd.,1999,2000). Bu nedenle sandur yelpazesi olarak tanımladığımız alanın hemen altında bulunan alüvyal depolar bu dönemin olmalıdır.

Pleistosen, Pliosen sonlarında soğuma ile başlayan ve iklimik koşulların değişerek dağlık alanlarda buzulların yerleştiği araştırmacılara göre 2-4 milyon yıl sürdüğü kabul edilen aralıklı periyoda sahip glasiyal ve interglasiyal dönemler olarak karşımıza çıkmaktadır.

Türkiye'de genel olarak glasiyasyon Würm buzullaşması olarak değerlendirilmekte ve bu glasiyasyonun genel olarak Kuaterner araştırmalarında önemli bir yer tuttuğu Erinç'in yayınlarında sürekli vurgulanmaktadır (Erinç,1952,1970,1973). Louis (1944) buzullaşmanın Würm'den önceki dönemlerde de etkili olduğunu belirtmiştir. Aladağlar üzerinde ilk buzullaşma olayını tespit eden Küne ve Martin (1928, 1928a), Küne (1930), Blumenthal,(1952); Spreitzer (1956, 1957 a, 1957 b, 1958, 1959, 1969, 1970) ve Klaer (1962) birden fazla buzullaşmadan söz etmektedirler. Altın (Bayer) çalışmasında (2003) iki büyük ana glasiyal ve daha küçük glasiyal ve interglasiyal dönemlerden söz etmektedir.

Aladağlar'ın kuzeyde Hurç Dağı (2287m) - Alagöl Dağı (3332 m) arasında, yer alan yüksek yaylalarda, Yedigöller'de ve Hışır Dağı üzerinde glasiyasyon başlangıçta örtü buzulu şeklinde

gerçekleşirken interglasial dönemlerde vadi içlerine yerleşen buzullar Alp tipi olarak şekillendirmelerini gerçekleştirmişlerdir. Son dönemler sirk ve kaya buzullaşması şeklinde geçmiştir.

Çevre-dil metoduyla, sirkleri çevreleyen zirvelerin ortalama yükseltilerine göre 3395 m olarak hesaplanan buzul dil yüksekliği: 1700 m ve yerel daimi kar sınırı 2547 m civarında olan glasiyasyon söz konusudur. Ayrıca Emlidere ve Yalakdere ağız kesimlerinde 1400-1800 m arasında tatlı bir eğimle dağlık alana doğru sokulan sandur konisi Emlı vadisinde 2000 m'de (Akşampınarı mevki) gözlenen hilal şekilli cephe moreni depoları buzul dillerinin 1700m yer yer bakı koşulu etkisinde 1600 m'ye kadar indiğini gösteren depolar bulunmaktadır. Emlidere ve Büyük Mangırcı ana tekne vadilerine bağlanan Kaldı, Karagöl, Direktaş, , Küçük Mangırcı gibi yan kolları oluşturan tekne vadilerinin buzul birleşerek çok kalın bir buzul tabakası halinde 1600 m'ye kadar inmiştir ki Ecemiş Çayı'nın Demirkazık köyü önünde vadi tabanı 1400m'dedir. Hatta her iki ana vadiyi kapsayan ve örtü buzulu ile birleştiğini gösteren Kaletepe (2200 m) hörgücü gibi tipik örnekler bulunmaktadır.

Pleistosen daimi kar sınırı kuzey bakılı yamaçlarda 2550 m'ye inerken doğu ve güneydoğu bakılı yamaçlarda güneşlenme süresinin de etkisiyle 2700 - 2900 m'de sınırlı kalmıştır .

YARARLANILAN KAYNAKLAR

- Altın, B.N., 1998., 'Aladağlar ve Bolkar Dağları üzerinde karstlaşma ve glasio-karstik şekiller'. *Fırat Üniversitesi Jeoloji Müh. 20. Yıl Sempozyumu Bildiriler*, s. 531-550, Elazığ
- Altın, B.N., 2001., 'Ecemiş Fay Kuşağı Doğu Bloğu'nda karstlaşmanın esasları'. *Ecemiş Fay Kuşağı Çalışma Grubu Workshop I, Bildiri Özleri*, s. 163-170., Niğde
- Altın (Bayer),T.,2003, 'Aladağlar (Ecemiş Çayı Akları) üzerinde buzul ve karst jeomorfolojisi', *İ.Ü.,Sosyal Bilimler Ens.Fiziki Coğrafya Doktora Tezi,İstanbul*
- Blumenthal, M.M., 1952., 'Toroslar'da Yüksek Aladağ Silsilesi'nin coğrafyası, stratigrafisi ve tektoniği hakkında yeni etütler' *MTA Dergisi*, 6, Ankara
- Erinç, S., 1952 ., 'The Present Glaciation of Turkey'. *Proc. Eighth Gen. Assembly and Seventeenth Internat. Congress of internat. Geographical Union: Nat'l Acad. Sci.-Nat. Research Council, Washington*,
- Erinç, S., 1970., 'Türkiye Kuaterner'i ve Jeomorfolojinin Katkısı', *Jeomorfoloji Dergisi.*, Yıl . 2, Sayı. 2, s. 12-35, Ankara
- Erinç, S., 1973., 'Türkiye'nin şekillenmesinde neotektoniğin rolü ve jeomorfoloji-jeodinamik ilişkileri', *Jeomorfoloji Dergisi*, S. 5, s. 11-27, Ankara
- Erol, O., 1979., 'Türkiye'de Neojen ve Kuaterner aşınım dönemleri, bu dönemlerin aşınım yüzeyleri ile yaşıt (korelan) tortullara göre belirlenmesi'. *Jeomorfoloji Derg.* Yıl. 9, Sayı. 8, s. 1-40
- Erol,O.,1983., 'Türkiye'nin Genç Tektonik ve Jeomorfolojik gelişimi'. *Jeomorfoloji Dergisi.*, Sayı. 11, s. 1-22, Ankara.
- Erol, O., 1989., 'Batı ve Orta Toroslar'ın Neotektonik-Jeomorfolojik Gelişimini Araştırma Projesi', *Türkiye Petrolleri Rapor*
- Erol, O., 2001., 'Ecemiş Koridoru kuzeydoğu ucundaki Sultansazlığı Ovası ve Erciyes Dağı kesiminin jeomorfolojisi'. *Ecemiş Fay Kuşağı Çalışma Grubu Workshop I, Bildiri Özleri*, s. 9-19, Niğde
- Kayan, İ., 1997., 'Yeni Yaklaşımlarla Türkiye'nin Plio-Kuaterner Paleocoğrafyası'. *A.Ü Türkiye Coğrafyası, Araştırma ve Uygulama Merkezi Dergisi*. Sayı. 6, s. 189-197, Ankara.
- Klaer,W.,1962., 'Untersuchungen Zur Klimagenetischen Geomorphologie in den Hochgebirgen Vorderasiens'. *Heidelberger Geogr. Arbeiten*, 11
- Künne, G., Martin, W., 1928 ., 'Der Ala Dagh in Südost-Kleinasien'. *Die Alpen*. p. 401-423
- Künne, G., 1930. 'Ala Dagh'. *Jb. Österr. Turistenkl.* p.155-167
- Louis, H., 1944., 'Die Spuren Eiszeitlicher Vergletscherung in Anatolien'. *Geologische Rundschau*: 34, Heft: 7-8, p. 447-481, Stuttgart

- Spreitzer, H., 1956., 'Untersuchungen im Kilikischen Aladağ im Taurus'. Mitteilungen der Geogr. Ges. Wien, 98
- Spreitzer, H., 1957 a., 'Zur Geographie des Kilikischen Ala Dag im Taurus'. Festschr. Hundertjahrfeier Geogr. Ges. Wien, 1856-1956, s. 414-459, Wien
- Spreitzer, H., 1957 b., 'Hangformung und Asymmetrie der Bergrucken in den Alpen und im Taurus'. Z. Geomorph., Suppl. Bd. 1 s. 211-236
- Spreitzer, H., 1958., 'Frührezente und Rezente Hochstande der Gletscher des Kilikischen Aladağ im Taurus'. Schlern-Schriften, Innsbruck, 190
- Spreitzer, H., 1959., 'Fussflächen am Kilikischen Aladağ im Taurus mit.Dösterreichischen' Geogr Gesellschaft, Bd.101, H. 2 s. 183-201
- Spreitzer, H., 1969., 'Die Eiszeitliche und Gegenwartige Vergletscherung des Kilikischen Aladağ im Taurus'. Actes:5, Cong. Inqual: 339-347, Madrid
- Spreitzer, H., 1970., 'Untersuchungen im Kilikischen Aladağ im Taurus.' mit.der.Geogr.ges.Wien.
- Tekeli, O., 1980., 'Toroslarda ,Aladağlar'ın Yapısal Evrimi' TJK. Bülteni: 23 s. 11-14
- Tekeli, O., Aksay, A., Evren-Ertan,İ.,Işık,A.,1984., 'Geology of the Aladağ Mountains'. International Symposium. s. 143-158. MTA. Publication, Ankara
- Yetiş, C., 1978 ., 'Çamardı (Niğde İli) yakın ve uzak dolayının jeolojik incelemesi ve Ecemiş Yarılım Kuşağının Maden Boğazı-Kamışlı arasındaki özellikleri'. İ.Ü Fen Fak Mec Seri B: 43 s.41-46, İstanbul
- Yetiş, C., 1984 ., 'New observation on the age of the Ecemiş Fault Zone'. International the Geology of Taurus belt Proceedings, s. 159-164 Ankara.
- Yetiş, C., 1987., 'Çamardı (Niğde) alanındaki Oligosen-Miosen yaşlı akarsu göl çökellerinin fasiyes ve ortamsal nitelikleri'. TJK Bülteni: 30, s. 1-8, Ankara
- Yetiş, C.,Çetin, H., Güneyli, H., 1999., 'Ecemiş Fay Kuşağı boyunca genç hareketler ve Kuaterner yaşlı kaba alüvyal yelpaze geometrisi: Çamardı-Niğde'. Aktif Tektonik Araştırma Grubu Üçüncü Toplantısı, Bildiri. Özleri, s. 24, Sivas.
- Yetiş, C., Çetin, H., Kop, A.,Taptık, A.,2000., 'Kuaterner stratigrafisi ve Ecemiş Fay Kuşağı boyunca kaba alüvyal yelpazeler: Çamardı-Niğde' 53. Türkiye Jeoloji Kurultayı, Bildiri. Özleri, s. 233, Ankara.

**YELDEĞİRMENİ HÖYÜĞÜ VE ÇEVRESİNDE (ALTİNOVA-AYVALIK)
KUVATERNER STRATİGRAFİSİ, ALÜVYAL JEOMORFOLOJİ VE
JEOARKEOLOJİK DEĞERLENDİRMELER**

İlhan Kayan¹

GİRİŞ

Anadolu'nun Ege Denizi kıyı kuşağı arkeolojide daha çok klasik çağların görkemli kent kalıntıları ile tanınır. Buna karşılık daha erken çağlara ait buluntu alanları son yıllara kadar çok az biliniyordu. Kuşkusuz bunlar arasında en önemlisi Troya idi. Yakın zamanlarda arkeolojik araştırmaların sayısındaki artış ve uygulanan gelişmiş araştırma yöntemleriyle Tunç çağı öncelerine, bazı yerlerde Neolitik'e kadar inen eski yerleşme yerleri bulunmakta, bunlar Batı Anadolu kültür tarihinin aydınlatılmasına önemli katkılar sağlamaktadır.

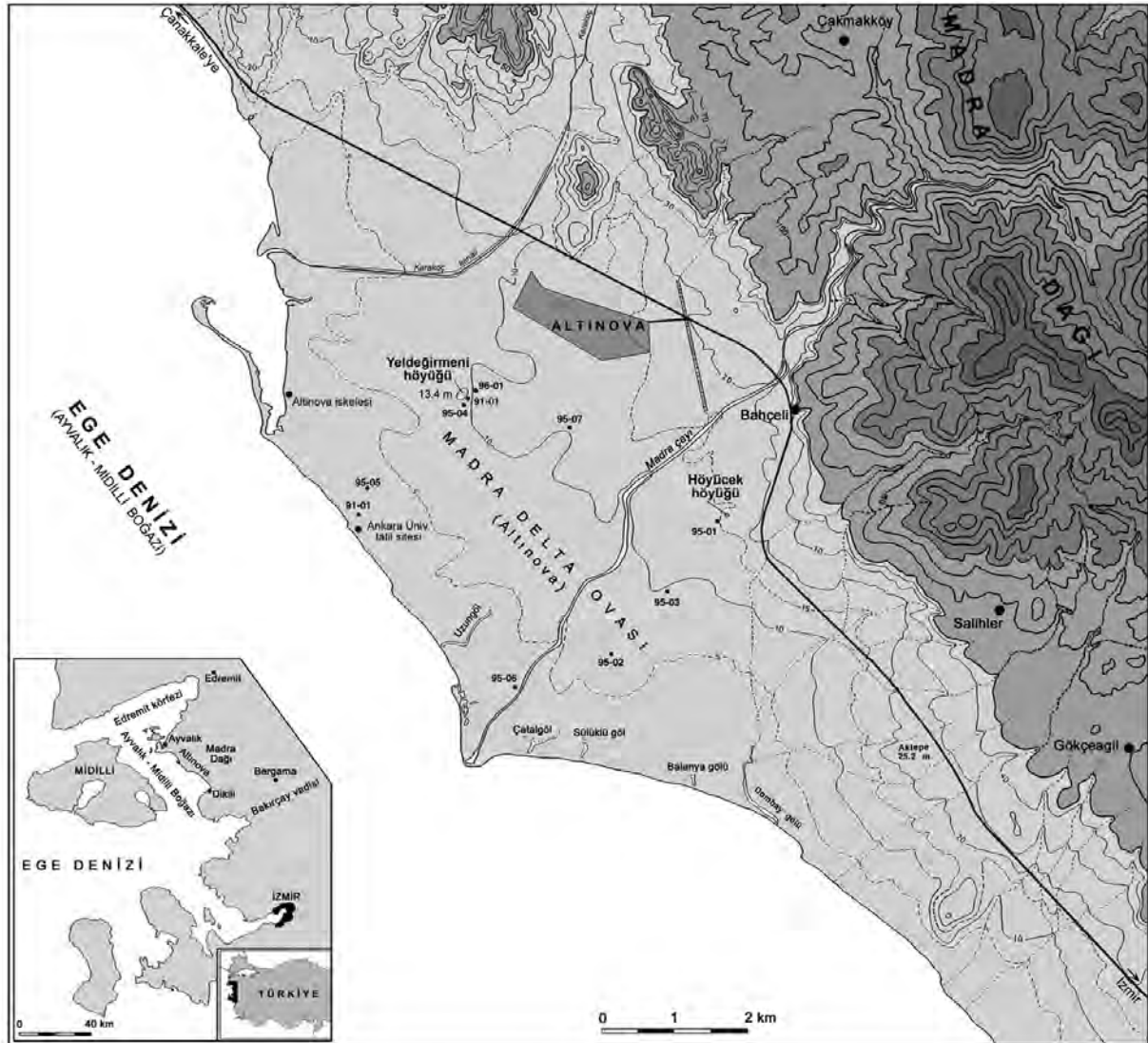
Madra çayı deltası ve çevresi de böyle yeni arkeolojik araştırma alanlarından. Tarih öncesi çağlardan beri önemli yerleşme yerleri olan deltalar, jeomorfolojik değişmelerin nispeten hızlı geliştiği yerlerdir. Bu değişmeler yerleşme tarihi ve kültür şekillenmesini doğrudan ilgilendirdiği için böyle yerlerde yapılan arkeolojik araştırmalarda doğal çevre özellikleri ve değişmeleri üzerinde önemle durulmaktadır. Örneğin, Madra çayı deltasında kıyı çizgisi günümüzden 7000-6000 yıl kadar önce bugünkünden 2-3 km kadar içerilere, Yeldeğirmeni tepesinin doğusuna kadar sokulmuş ve geçen süre içinde bu kesimde 8-10 m kadar alüvyon birikmiştir. Buna göre, o zamanlardaki yüzeyde insanlar tarafından bırakılan kültür kalıntıları bugün kalın bir alüvyon örtüsü altındadır. Bununla birlikte aynı yerde uzun süre devam eden yerleşmelerin üstüste yığılan enkazı, çevrede alüvyonların birikmesi ile yükselen ova yüzeyi üzerinde bugün hâlâ bir yüksek yer (höyük) olarak bulunabilmektedir. Madra çayı delta ovasında bu şekilde oluşmuş iki höyükten biri Madra çayı yatağının kuzeyindeki Yeldeğirmeni höyüğü, diğeri güneyindeki Höyücek höyüğüdür (Şekil 1).

Bugün ova ortasında bulunan ve yüzeyden birkaç metre yükseklikte tepelikler oluşturan bu höyüklerin bulundukları alanlarda ilk yerleşme yüzeyinin bugünkü ovaadan metrelerce aşağıda olduğu delgi-sondajlarla belirlenebilmiştir. Arkeolojik kazılarla bu derinliğe inilmesi çeşitli teknik nedenlerle çok zordur. Bu zorlukların başında sözkonusu yüzeyin taban suyunun altında bulunması gelmektedir. Buna karşılık delgi-sondajlarla çeşitli noktalarda ilk yerleşme yüzeyini ve höyük stratigrafisini belirlemek mümkün olabilmektedir.

Yeldeğirmeni höyüğü Altınova kasaba merkezinin 2 km GB sında, denizden 2,5 km içeride, 8 m yükseklikteki ova tabanında 5 m kadar yükselen küçük bir tepedir. Yaklaşık 150 m kadar çaplı dairesel bir taban üzerinde yükselmektedir. Höyüğün batı kenarı tarımsal amaçla düzeltilerek tahrip edilmiştir. Burada KB-GD doğrultulu bir mülkiyet sınırının batısında kalan 50 m kadar genişlikteki bir bölüm 3 m kadar alçaltılmış, höyüğün batı kenarında dik bir basamak oluşturulmuştur. Bundan başka höyük üzerine

¹ Ege Üniversitesi Coğrafya Bölümü 35100 Bornova İzmir ikayan@edebiyat.ege.edu.tr

yapılmış olan su deposu önemli tahribata neden olmuş, fakat bir yandan da depo yerinin kazılmasıyla çıkan arkeolojik materyal höyüğün daha iyi tanınmasını sağlamıştır (Şekil 3).



Şekil 1. Madra çayı delta ovaları ve çevresinin topoğrafik-hipsometrik haritası.

YAPISAL ÖZELLİKLER VE MADRA ÇAYI DELTASI

Madra dağı, ortada granodiyoritik bir çekirdek ile onu kuşatan metamorfik örtü formasyonları, bunu da çevreleyen Tersier volkanitlerinden oluşan bir dom yapısına sahiptir. Ancak bu yapı, jeomorfolojik çerçevesini özellikle KD-GB ve KB-GD doğrultulu genç faylarla kazanmıştır. Volkanizma olayları da bu faylanmalarla ilgilidir. Yine bu faylanmalara bağlı olarak kuzeyde Edremit, güneyde Bakırçay, batıda Ayvalık-Midilli boğazı depresyonları gelişmiştir. Bu alanların Miosen'de göl havzaları durumunda bulunduğu, daha sonra göl sedimanlarının üzerine genellikle sel kökenli karasal dolguların biriktiği, son olarak da depresyon tabanlarının alüvyonlarla, en derin kesimlerin de denizle kaplandığı bilinmektedir (Akyürek - Soysal 1981).

Madra dağının yüksek orta kesiminde, dom yapısına bağlı olarak genişçe bir iç depresyon bulunmaktadır. Bu çukurluğun tabanı Kozak kasabasının adıyla "Kozak yaylası" olarak adlandırılır. Ege

İTÜ AVRASYA YERBİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

KUVATERNER ÇALIŞTAYI IV 2003

Bölgesinin özel bir coğrafi yöreni olan Kozak yaylası 1000 m yi aşan doruklar (KD da Mayatepe 1344 m) arasında 500 m kadar yükseklikte bir depresyon tabanıdır. İklim ve toprak özelliklerinin uygunluğu ile bu alan fıstık çamlarının (Pinus pinea) yaygın olarak yetiştiği nadir alanlardan biridir ve çam fıstığı (kunar) bu yörenin en önemli kazanç kaynağıdır.

Kozak yaylasının sentripetal bir drenaj modeli gösteren küçük dereleri ortada Madra çayında toplanır ve bu ana akarsu batıda dik yamaçlı derin bir boğazdan geçerek kıyıya iner. Madra çayı deltası burada gelişmiştir (Şekil 1). Bugün delta ovasının büyük bir bölümü üzerinde Altınova kasabası yayılmakta, bu nedenle ova “Altınova” olarak da adlandırılmaktadır. Gerçekte Altınova veya Madra çayı deltası, Madra dağının batı eteklerinde uzanan dağ eteği düzlüğünün kuzeydeki küçük bir bölümüdür. Güneydoğuya, Dikili’ye doğru uzanan düzlük oluşum bakımından deltanın bir uzantısı değil, daha eski bir dağ eteği düzlüğünün kalıntısıdır. Burada iri bloklar içeren, kızıl-kahverengi dağ eteği birikintileri ve bunların gerisinde pediment formunda kaya aşınım yüzeyleri Pleistosen öncesi (muhtemelen Messinien’den itibaren Pliosen boyunca) kurak-yarı kurak morfojenetik gelişmeyi işaret etmektedir. Kuşkusuz bu oluşum üzerinde Pleistosen boyunca işleniş devam etmiş, bir yandan sel tipi akışlarla yüzeye yeni malzeme yayılırken, bir yandan düşük enerjili normal yağış-akış işleyişiyle yüzeyde aşınma yıkanma sürmüştür. Ayrıntılı jeomorfolojik değerlendirmelerimiz, bu dağ eteği düzlüğünün kuzeydoğu kesiminde enine olarak (batı-doğu) daha genç bir tektonik çukurlaşma olduğunu ve Madra çayı deltasının bu çukurlukta geliştiğini göstermektedir.

Ayvalık-Midilli boğazı asimetrik bir yapı ve buna uygun jeomorfolojiye sahiptir. Midilli adası kıyılarında Miosen öncesi temel anakaya kıyıdadır. Miosen formasyonları çok dar alanlarda görülür. Alüvyon birikimi yoktur. Buna karşılık Anadolu kıyısında 4-5 km kadar genişlikte bir dağ eteği düzlüğü uzanmaktadır. Bunun büyük bölümünü oluşturan karasal dolgular altında Miosen formasyonlarının varlığını gösteren küçük mostralara bulunmaktadır. Sondaj verileri de altta Miosen formasyonlarının bulunduğunu göstermektedir. Buna göre boğazın Anadolu tarafı, yani Madra dağı kütlesi genç tektonik hareketlerle batıya (güneybatıya) çarpılarak daha çok yükselmiş olmalıdır.

Aynı asimetri boğazın bugünkü dip morfolojisinde de dikkati çekmektedir. Batimetrik haritalarda Midilli kıyılarının birden derinleştiği, Anadolu tarafının az eğimli olduğu görülmektedir. Boğaz derinliği bugün 50 m den azdır. Buna göre deniz seviyesinin bugünkünden 100 m kadar alçakta bulunduğu son glasyal dönemde boğazın bütünüyle kara durumunda olduğu, Madra çayı deltasının doğudan boğaz ortalarına doğru yayıldığı anlaşılmaktadır. Kuzeyde Troya alüvyal alanlarındaki sondajlı çalışmalarımızda, C14 verilerine de dayanılarak deniz seviyesinin 10.000 yıl kadar önce –50 m civarında vadi içlerine sokulduğu anlaşılmıştır (Kayan 1996). Benzer bir gelişme durumunda günümüzden 10.000 yıl öncesine kadar Midilli adasının Anadolu’ya bağlı bulunduğunu, bunu izleyen dönemlerde ise boğazın bugüne göre daha dar ve sığ olduğunu kabul etmek mümkündür.

Böyle bir yaklaşımla, Midilli adasının doğusunda, Madra çayı deltasının tam karşısına rastlayan bir konumdaki Bronz çağı yerleşmesi Thermi’de yapılan arkeolojik araştırmalar, bu kültürün bağlantılarının Madra çayı deltasında bulunabileceğini düşündürmüştür (Spencer 1995). Bu amaçla

Madra çayı deltasında yapılan ön araştırmalar burada gerçekten Geç Kalkolitik - Erken Bronz çağlarına ait arkeolojik buluntuların varlığını ve bunlarla Midilli adasındaki buluntular arasında ilişkiler kurulabileceğini göstermiştir. Bunun üzerine 1994 yılında Lambrianides-Spencer Madra çayı deltasında multidisipliner bir araştırma projesine başlamışlardır. Bu projede amaç olarak şunlar belirtilmiştir (Lambrianides ve ar. 1996: 169): İnsanlık tarihi boyunca bu alandaki yerleşme ve kültür ilişkilerine temel oluşturan çevresel ve özellikle jeomorfolojik değişmelerin belirlenmesi ve paleocoğrafya rekonstrüksiyonlarının yapılması, değişen bu kıyı çevresinde tarih öncesi çağlardan günümüze yerleşme dağılışının belirlenmesi, bu bölgedeki toplumların Batı Anadolu ve Ege Bölgesindeki kültürel yeri ve etkilerinin araştırılması.

Bu konu ile ilgili olarak Madra çayı deltasında bugüne kadar sadece 1949 yılında Kılıç Kökten (1949) tarafından araştırmalar yapılmıştır. Kökten Midilli'deki Thermi'ye anakarada Troia dışında en yakın yerleşme yerini bulmaya çalışmıştır. Adını "Kaymaktepe" olarak tanıttığı bir höyükteki arkeolojik sondajında Troia I ve II seramikleri bulmuş, bunları Batı Anadolu'nun Kalkolitik ve Tunç çağlarına ait buluntular olarak nitelemiştir. Lambrianides 1989-1991 yıllarındaki yüzey araştırmalarında Kaymaktepe adında bir yer bulamamış, ancak aynı alanda, Madra çayı yatağının iki yanında bugün kuzeyde Yeldeğirmeni, güneyde Hüyüktepe olarak adlandırılan iki höyükte Kökten'in tanımladıklarına uyan tarih öncesi seramiklere rastlamıştır (Lambrianides ve ar. 1996). Bu nedenle Yeldeğirmeni ve Hüyük höyükleri bu projede hem arkeolojik bakımdan, hem de paleocoğrafya rekonstrüksiyonlarında başlangıç noktası ve örnek alanlar olarak gözönüne alınmış ve içinde bulundukları doğal çevreleriyle birlikte ayrıntılı olarak incelenmiştir.

Bu kapsamda, 1995 yılında deltanın bütününe tanımak amacıyla ilk jeomorfolojik çalışmalar ve delgi-sondajlar yapılmış, 1997 yılında ise daha özel olarak Yeldeğirmeni höyüğü üzerinde ve çevresinde Cobra kompresör kullanılarak 14 delgi-sondajdan oluşan bir çalışma gerçekleştirilmiştir (Şekil 3). Höyüğün en yüksek kesiminde geç dönemlere ait taş yapı temelleri bulunduğundan fazla derine inilmesi mümkün olmamıştır. Ancak, yamaç ve eteklerde 50 mm çapta oluk şeklinde açık boru (gouge auger) ile 15 m derinlere, alttaki denizel sedimanlara kadar kolayca inilmiş ve sedimantolojik strüktürü fazla bozulmamış örnekler alınabilmektedir. Çalışmaların önceki aşamasında höyük güneyinde yapılan 04 numaralı rotary sondajda bugünkü yüzeyden 17 m derinde (bugünkü deniz seviyesinden 9 m derinde) pre-Holosen karasal dolgu birimine girilmiştir. Bunun üst 3-4 m si akarsu çakıl ve kumları, daha aşağısı büyük andezit bloklulu dağ eteği sel depolarıdır. Burada asıl konu üstte denizel birimden karasal birime geçişi ve kültür tabakalarının başlangıç dönemindeki yüzeyi araştırmak olduğu için her sondajda denizel birimin tabanına kadar inilmesi gerekli görülmemiştir.

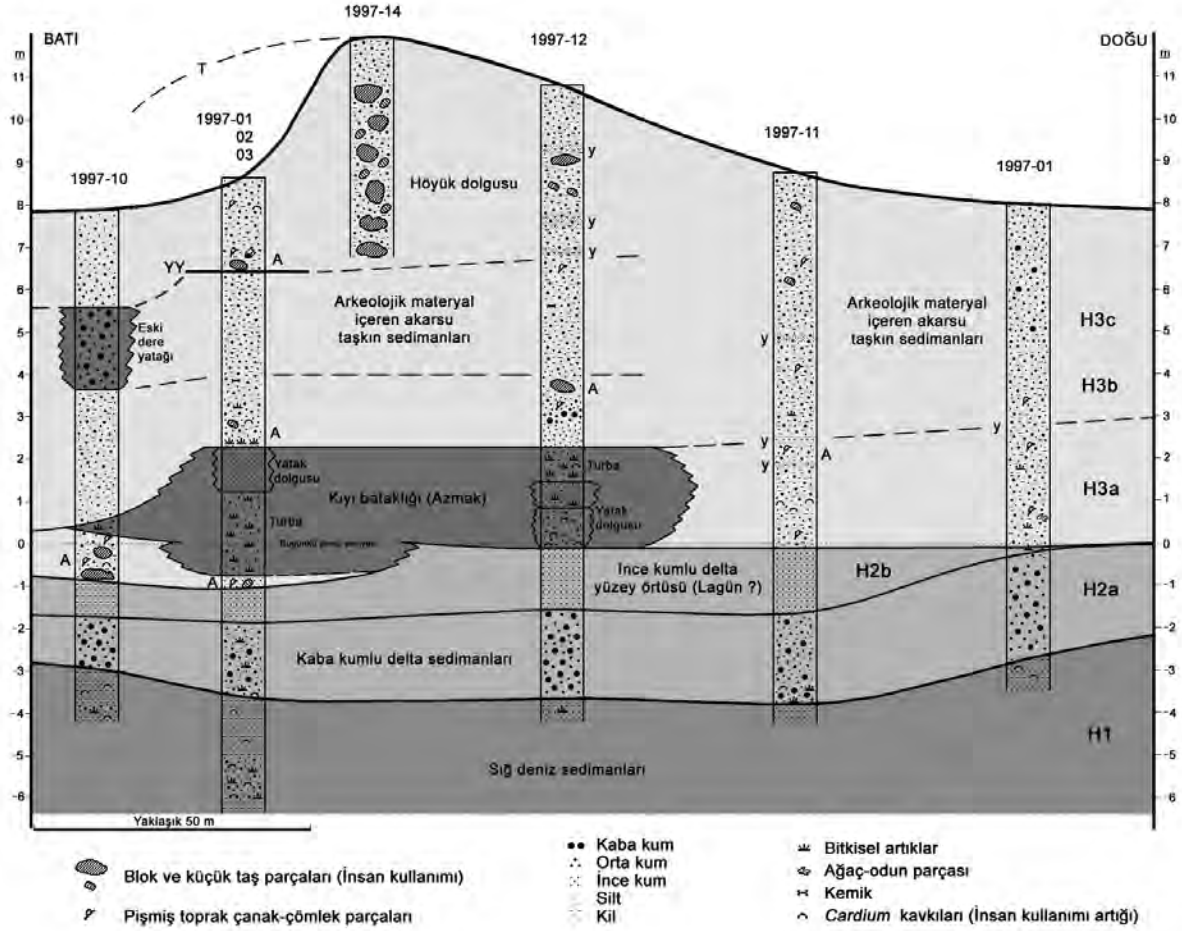
ALÜVYON STRATİGRAFİSİ VE JEOARKEOLOJİK DEĞERLENDİRMELER

Bu çalışmada öncelikle Madra çayı deltası çevresindeki genç jeolojik birimlerin özellikleri ve dağılışları ile sondaj verilerinin değerlendirmesine dayanarak stratigrafik-jeomorfolojik gelişim belirlenmiştir. Ovanın alüvyon stratigrafisi içine, Yeldeğirmeni höyüğü çevresinde arkeolojik buluntu

İTÜ AVRASYA YERBİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

KUVATERNER ÇALIŞTAYI IV 2003

içeren katmanların, özellikle höyük dolgusunun geometrisi yerleştirilmiş, bunun coğrafi çevresi ile ilişkisi kurularak paleocoğrafya ve jeoarkeoloji değerlendirmeleri yapılmıştır. Aşağıda bu konu özetlenerek verilmiştir.



Pre-Holosen

Madra dağının Neotektonik yükselimi ve şekillenmesi sırasında çevresindeki depresyonlarda Miosen boyunca gölsel sedimanlar birikmiş, bu dönemde devam eden volkanizma olaylarıyla bu sedimanlar arasına çeşitli volkanik katkılar karışmıştır. Göl sedimanlarının üzeri, Batı Anadolu'nun birçok yerinde olduğu gibi Madra dağının batı etekleri boyunca iri bloklu sel depolarıyla kaplıdır. Bunlar hem sedimantolojik özellikleriyle, hem de gerideki pediment morfolojisiyle bugünkünden kurak bir yarı kurak iklim dönemini yansıtmaktadır. Madra çayı deltası bu etek düzlüğünün kuzey kesiminde oluşan daha genç bir çukurlaşma alanı içinde şekillenmiştir (Şekil 1).

Delta gelişiminde kuşkusuz Kuaterner'deki deniz seviyesi değişimlerinin etkisi olmuştur. Özellikle son glasyal dönemdeki östatik alçalma sırasında bugünkü alüvyal örtü altında karasal etek

dolguları yüzeyinin, başta Madra çayı olmak üzere derelerle yarıldığı, arızalandığı anlaşılmaktadır. Deltada bu proje çerçevesinde yapılan diğer derin sondajlardan ve çeşitli kurum ve kişilerce yapılan su sondajlarından sağlanan bilgiler bunu açıkça göstermektedir.

Erken Holosen: Denizel Sedimentasyon (Şekil 2: H1)

Erken Holosen post-glasyal deniz seviyesi yükselmesinin ve transgresyonun hızla sürdüğü dönemdir. Bölgesel bilgilerimize göre (Kayan 1991, 1996) deniz 10.000 yıl kadar önce yaklaşık -50 m ye, 6000 yıl kadar önce bugünkü seviyesine yükselmiştir.

Höyük alanında ova yüzeyinden 10-12 m kadar aşağıda denizel sediman katmanına girilmektedir. Bu birim genel olarak yeşilimsi gri, sert bir çamurdan oluşmaktadır (Silt-kil). İçinde bol miktarda denizel kavkılar (çoğunlukla *Cardium* sp.) bulunmakta, pelecypod'lardan bazılarının kabuk çiftlerinin kapalı durumda olması taşınma değil, yaşama ortamında bulunduklarını göstermektedir. Sediman birimi genellikle homojen olmakla birlikte, bazı sondajlarda bitki artıkları da içeren kumlu bantlar kesilmiştir. Bütün bunlar zaman zaman karadan gelen kaba taneli sedimanların da biriktiği sıkı bir deniz ortamının özellikleri olarak değerlendirilmiştir.

1995-04 sondajında denizel birimin en üst seviyesinden alınan *Cardium* kavkıları C14 yöntemi ile günümüzden 7000 yıl önceye tarihlenmiştir. Bu değer bölgesel paleocoğrafya bilgileriyle uyumludur. Bu nedenle 7000 yıl önce, hâlâ yükselmekte olan denizin -2 m kadar bir seviyede bulunduğunu ve kıyının Yeldeğirmeni höyüğü doğusunda, yakında bir konumda olduğunu söylemek mümkündür. Denizel birim içinde hiçbir sondajda arkeolojik bir buluntuya rastlanmamıştır. Bu durum, bu dönemde yakın kıyı alanında önemli bir yerleşmenin bulunmadığı anlamına gelebilir. Zaten bölgede şimdilik hiçbir yerde bu tarihlere kadar inen bir arkeolojik buluntuya rastlanmamıştır.

Orta Holosen: Delta sedimanları (Şekil 2: H2)

Deniz seviyesindeki yükselme, günümüzden 7000-6000 yıl kadar önce yavaşlarken durmuştur. Bu dönem aynı zamanda denizin karaya en çok sokulduğu dönemdir. Sondaj verileri bu sırada kıyının bugün Yeldeğirmeni höyüğünün bulunduğu alanın birkaç yüz metre doğusuna kadar sokulduğunu göstermektedir. Bu dönemde ilerlemesi duran denizin kıyısında sedimentasyon ortamları çeşitlenmiş, jeomorfolojik gelişme alüvyon birikimine, delta ilerlemesine bağlı (progresif) bir nitelik kazanmıştır. Yeldeğirmeni höyüğünün altına rastlayan kesimde bu dönem iki farklı sediman katmanı ile ayrılmaktadır. Bunlar altta daha çok kaba kumlu, bunun üstünde ince kumlu akarsu-delta sediman birimleridir.

H2a: Kaba kumlu akarsu-delta sedimanları

Yeldeğirmeni höyüğü altında ince taneli (siltli-killi) denizel sediman katmanının üstüne 1-2 m kadar kalınlıkta genellikle kaba boyda bir kum örtüsü gelmektedir. Gri renkli bu birimde kumlar temiz ve gevşektir. Yani sediman içinden silt ve kil boyundaki unsurlar bir şekilde yıkanıp ayrılmıştır. Bu nedenle bazı sondajlarda kumlar oluktan boşalmış ve örnek alınması mümkün olmamıştır. Bununla birlikte, birçok sondajda kumlar arasındaki bol bitki kalıntıları boşlukları doldurup sıkıştırarak kumların olukta dökülmeden gelmesini sağlamıştır. Bitkili bantlar arasında, özellikle kumlu katmanın alt kesimlerinde yer

İTÜ AVRASYA YERBİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

KUVATERNER ÇALIŞTAYI IV 2003

yer bol denizel kavkı gelmiştir. Dikkati çeken bir özellik de kumların tane büyüklüğünün her sondajda aynı olmadığı, bazı yerlerde homojen orta ve ince kum bantlarının bulunduğu.

Kumlu birim bütünüyle bugünkü deniz seviyesinin altında kalmaktadır. Alttaki denizel birimin üzerine oturduğu yüzey, höyük altında oldukça düz uzanışlıdır. Ancak, doğuya ve batıya doğru bu yüzey hafifçe içbükey olarak yükselmekte, höyüğün güneyinde ve doğusundaki 1995-04 ve 1996-01 sondajlarında bugünkü deniz seviyesine kadar çıkmaktadır. Buna göre kum örtüsü, alttaki denizel sediman biriminin yüzeyinde yayvan bir çukurluğun veya oluşum döneminde kıyı boyunca uzanan bir oluğun tabanını kaplamakta, doldurmaktadır. Sedimantolojik özelliklerine göre bu kum örtüsü bir kıyı kumsalına değil, bir akarsuya aittir. Buna karşılık kumlar içindeki bitkiler ve denizel kavkılar kıyıya yakınlığın göstergesidir. Buna göre, höyük altına rastlayan alanda kum örtüsünün akarsu ağzında geniş bir delta lob'unu temsil ettiği söylenebilir. Böyle bir oluşumu bugünkü Madra çayı ağzında da görmek mümkündür (Şekil 1).

Kumlu sediman birimi içinde de hiçbir yerde arkeolojik buluntuya rastlanmamış olması, bu dönemde de çevrede yaygın bir insan varlığının bulunmadığını göstermektedir. Bu dönem paleocoğrafyasının daha yeterli tanımlanabilmesi için çevrede yeni sondajlara gerek bulunmaktadır.

H2b: İnce tekstürlü kıyı düzlüğü sedimanları

Yeldeğirmeni höyüğü altında kaba kumlu birimin üzerine siyah-koyu gri, ince kumlu, bol mikalı, homojen bir çamur katmanı gelmektedir. Bunun rengi genellikle yukarıya doğru açılmakta, koyu gri, yeşilimsi gri olmaktadır. Bu birim de bütünüyle bugünkü deniz seviyesi altında olup ortalama kalınlığı 1,5 m kadardır. Alt yüzeyi kaba kumlu birim üzerinde oldukça düz uzanmakta, yine düz olan üst yüzeyi ise çok belirgin bir uyumla tam bugünkü deniz seviyesine rastlamaktadır.

Bu birimin alttaki kaba kumlu birim üzerine ani olarak gelmesi, çevrede önemli bir değişmeyi göstermektedir. Bu, daha önce buraya yönelen akarsu yatağının bir taşkınla başka bir yere yönelmesi anlamına gelmektedir. Höyük ortalarında ve batısında yapılan sondajlarda (13 ve 03) ince taneli sediman birimini keserek içine yerleşmiş, bütünüyle bitki artıklarından oluşan turba niteliğinde bir birikim saptanmıştır (Şekil 2). Bunun höyük altındaki genel dağılımı, bu sırada biraz daha batıya çekilmiş olan kıyının gerisindeki delta alanında, eski delta lobu üzerindeki geniş ve yayvan bir akarsu yatağının, yaklaşık doğu-batı doğrultusunda uzanan bir durgun su yatağı (azmak) veya bataklık alana dönüşmüş olduğunu göstermektedir. Bunu bugünkü kıyıdaki azmak göllerine (Çatal gölü, Sülüklü göl, Balanya gölü gibi) benzetmek mümkündür (Şekil 1). İçinde deniz seviyesi kontrolünde taban suyuna bağlı devamlı su bulunan, fakat devamlı su akışı olmayan bu yatakta yoğun bir bitki gelişmesi olmuştur. Burada taşkınlarla ulaşan ince çamurlar arasına bol organik kolloid karıştığı için sediman siyah bir balçık niteliği kazanmış, yer yer bitkilerin artıkları turba şeklinde birikmiştir. Bu ortamda yukarıya doğru kısmen de olsa mevsimlik kuruma etkisi başladığı ve oksidasyon arttığı için organizma artıkları ve kolloidal katkı azalmakta ve renk açılmaktadır.

Sondaj profillerinde en derindeki ilk arkeolojik buluntular ince delta sedimanları yüzeyinde, bugünkü deniz seviyesinden 1 m kadar derinde, turbalı azmak sedimanlarının altında bulunmuştur (Şekil 2). Bunlar özellikle Yeldeğirmeni höyüğünün kuzeyindeki sondajlarda (04, 08, 09) rastlanan pişmiş toprak kap (seramik) kırıntıları ve irice taşlardır. Bu taşların ince taneli sediman içine doğal yoldan gelmesi mümkün değildir ve ancak insan eliyle getirilmiş olabilirler. Bu nedenle böyle buluntular arkeolojik bakımdan anlamlıdır. Buna göre, bu ince tekstürlü birim alanda yer yer bataklıklarla kaplı bir delta düzlüğünün geliştiğini, bu sırada kıyı gerisinde artık insanların yaşadığını, belki bunların bu sulak alana zaman zaman avlanmak gibi amaçlarla geldiklerini düşündürmektedir.

Geç Holosen: Höyük tabanındaki akarsu taşkın sedimanları (Şekil 2: H3)

Yukarıda belirtildiği gibi ince sediman biriminin üst yüzeyi dümdüz uzanmakta ve bugünkü deniz seviyesine tam bir uyum göstermektedir. Bu yüzey üzerinde sediman niteliği birden, belirgin olarak değişmekte ve hidromorfik niteliği azalmaktadır. Bundan sonra, delta sedimanlarının yüzeyi, daha batıya çekilen kıyı gerisinde akarsu taşkın sedimanlarıyla kaplanmaya başlamıştır. Bu sürecin günümüze kadar devam etmesi nedeniyle Yeldeğirmeni höyük alanında bugünkü deniz seviyesinden yukarıdaki yaklaşık 8 m lik alüvyon katmanında sedimantolojik birimlerin doğal özelliklerinde belirgin farklılıklar görülmemektedir. Bütün birikim genel olarak ince-orta kumlu, ince-homojen tekstürlü taşkın sedimanlarından oluşmaktadır. Renk de genel olarak kahve ve zeytuni-kahve tonlarındadır.

Bununla birlikte, bu kalın alüvyal örtü içinde çeşitli çevresel değişimleri işaret eden bazı yüzeylerin korelasyonu mümkün olabilmektedir. Bunlardan en belirgin olanı bugünkü deniz seviyesi üzerindeki 2 m lik katman ve onun yüzeyidir (Şekil 2: H3a). İnce birim yüzeyindeki azmak içi turba oluşumunun kalınlığı höyük ortalarındaki 13 numaralı sondajda kesintisiz olarak 3 m den fazla bulunmuştur. Buna göre turba dolu azmak yatağı, sedimantasyon bugünkü deniz seviyesi üzerinde alüvyon birikimiyle devam ederken de yerini korumuş ve turba gelişimi sürmüştür. 03 numaralı sondajda kesilen turba dolgusu, eski azmak yatağının batıya doğru devam ettiğini göstermektedir (Şekil 3). Ayrıca, 12 ve 10 numaralı sondajlardaki turbalı katmanlar bugünkü deniz seviyesi üzerinde turbalı yatağın genişlediğini göstermektedir.

Turbalı yatak bugünkü deniz seviyesinin 2 m kadar üstünde sona ermekte ve alüvyonlarla kaplanmaktadır. Bununla birlikte 05 numaralı sondajda daha yukarıda kesilen daha ince başka bir turbalı katman, azmak çevresindeki sulak alanların bir süre daha varlığını koruduğunu göstermektedir. İlk 2 m lik alüvyonlar içinde denizel kavkılara rastlanması ise artık kıyıda epeyce içeride kalmasına rağmen bu alandaki azmaklar yoluyla bazı türlerin (*Cardium* sp. gibi) içerilere sokulabildiğini göstermektedir.

Alüvyon örtüsü arkeolojik materyal olarak seramik kırıntıları ve iri taşlarla doludur. Hemen her sondajda bunlara rastlanmıştır. Ayrıca höyük güneydoğusundaki 1995-04 numaralı sondajda yüzeyden 6 m derinde (+2 m) ateşle ilgili buluntulara (Ocak olabilecek taşlar, bol odun kömürü) rastlanmış, bunlardan odun kömürü parçaları C14 yöntemi ile günümüzden 5000 yıl önceye tarihlenmiştir. Alt alüvyon katmanı üzerinde +2 m seviyesi, burada genellikle yoğunlaşan iri taşlar ve seramik parçaları ile

yükselen yukarı kesimlerine artık fazla materyal gelmemesi, hatta burada yüzeyden yıkanan ince taneli alüvyonların uzaklaşan kıyıya ve kıyı gerisindeki yeni delta düzlüğüne doğru taşınması olmalıdır.

Yeldeğirmeni höyüğünün batı kesimi tarımsal amaçla düzlendiği için gerçekte arkeolojik kazı yapılan batı kenar, höyüğün orta kesimidir. Burada yaklaşık +6,5 m den yukarıya doğru mimari tabakalar ayırt edilmiştir. Ancak bu tabakalar çok taşlı olduğu için delgi sondajlarla bunların geçilmesi, tanınması ve değerlendirilmesi mümkün olamamıştır. Bu nedenle daha yukarıdaki katmanlara ait değerlendirmeler arkeolojik kazı ve araştırmalara bırakılmıştır.

SONUÇ

Madra dağı ile Midilli adası arasında KB-GD doğrultusunda uzanan Ayvalık-Midilli boğazının 50 m den sığ bir tabana sahip bulunması, Midilli adası ile Anadolu arasındaki kültür ilişkileri bakımından arkeologların ilgisini çekmiştir. Ancak mevcut bilgiler deniz seviyesinin 10.000 yıl kadar önce bu boğazı kaplamaya başladığını göstermektedir. Buna karşılık bu dönemde bölgede herhangi bir insan etkinliğinin olduğu bilinmemektedir. Buna göre, şimdilik adanın karaya bağlı olduğu dönemlere kadar inen, deniz aşılmadan gerçekleşmiş bir kültür ilişkisinden söz etmek mümkün değildir.

Erken Holosen’de hızla yükselen deniz orta Holosen’de, günümüzden 7000-6000 yıl kadar önce, Yeldeğirmeni höyüğünün bulunduğu alana kadar sokulmuştur. Orta Holosen denizel sedimantasyon döneminden karasal (alüvyal) birikim dönemine geçişle ayrılmaktadır. Bu geçiş burada bir delta gelişimi ile tanınmaktadır. Denizel sediman birimi üzerinde önce akarsu ağzına yakın, kaba kumlu birikintilerle ayrılan bir delta lobu gelişmiş, sonra akarsu ağzının buradan uzaklaşmasıyla alan geniş bir delta-taşkın düzlüğüne dönüşmüştür. İnce tekstürlü taşkın sedimanlarıyla kaplı bu yüzey üzerinde, delta kıyıları için doğal olan taşkın yatakları ve bunların kalıntıları (distributary channel, bir anlamıyla “azmak”) bulunmaktadır. Burada yataklar arasındaki düzlük alanlarda ilk kültür unsurları olarak ateş ve ocak kalıntılarına rastlanmaktadır.

Geç Holosen’de batıya çekilen kıynın gerisinde höyük alanı bir delta-taşkın düzlüğü şeklinde gelişimini sürdürmüş, bu durum 5000 yıl önceki zamanlara kadar devam etmiştir. Ancak bu dönemi izleyen zamanlarda höyük alanı eskisi kadar sulak bir alan olmaktan çıkmış, burada sadece höyük alanının kuzeyinden batıya yönelen küçük bir dere yatağı bulunmuştur. Yeldeğirmeni höyük alanındaki ilk yerleşme bu derenin kenarında başlamış görünmektedir.

Yeldeğirmeni höyüğünde Tunç çağına tarihlenen ilk mimari temeller bugünkü yüzeyin 1,5 m kadar altında bulunmaktadır. Buna göre höyük alanında alüvyon birikme hızı giderek azalmış, orta Holosen’den itibaren yaklaşık ilk 2000 yılda 6 m kadar birikme olurken, sonraki 4000 yılda 2 m lik bir birikme meydana gelmiştir. Bu da delta gerisi alüvyal taşkın ovaları için olağan bir durumdur.

Höyük alanının karalaşmaya başladığı orta Holosen’den beri bölgede insan varlığının bulunduğu anlaşılmaktadır. Burada bulunan arkeolojik materyali iki grupta değerlendirmek mümkündür. İlk dönemlere ait daha çok ocak ve ateşle ilgili kalıntılar yerleşmenin burada değil, belki ovanın yamaçlara

İTÜ AVRASYA YERBİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

KUVATERNER ÇALIŞTAYI IV 2003

doğru gerilerinde bulunduğunu, bu alanın çeşitli nedenlerle sadece uğranılan bir yer olduğunu göstermektedir. Höyük alanında yerleşmeye dayalı insan varlığı ise çok daha sonra, Tunç çağında başlamıştır. Bundan sonraki arkeolojik tabakaların belirlenmesi ve ayrıntılarının öğrenilmesi arkeolojik araştırma ve kazı çalışmalarıyla mümkün olabilecektir.

KATKI VE TEŞEKKÜR

Bu çalışma Dr. Kyriacos LAMBRIANIDES ve Dr. Nigel SPENCER (Institute of Archaeology, University of Oxford, England) tarafından Altınova ve çevresinde başlatılan arkeolojik araştırma ve kazı projesi çerçevesinde yapılmıştır. Projeye katılımımız için teşvik ve sondaj çalışmalarına sağladıkları destek için kendilerine teşekkür ederim. Çalışmalarımızın bütünü iki aşamada gerçekleşmiştir. İlk aşamada ovanın genel jeomorfolojisi, alüvyal gelişimi üzerinde durulmuş, bunun için su sondajcılarına rotary sondajlar yaptırılarak genel bilgiler sağlanmıştır. Bunların sonuçları Serdar VARDAR'ın yönetiminde hazırladığı yüksek lisans tezinde değerlendirilmiştir. İkinci aşamada Yeldeğirmeni höyüğü için ayrı bir sondaj programı uygulanmış, 1997 yılında höyük ve çevresinde kompresör (Cobra) ile 14 delgi-sondaj yapılmıştır. Burada sunulan yazı bu sondajların değerlendirilmesine aittir. Bu sondajlarda emeği geçen Prof. Dr. Ertuğ ÖNER, araştırma görevlileri Serdar VARDAR ve Beycan HOCAOĞLU'na özverili çalışmaları için teşekkür ederim.

YARARLANILAN KAYNAKLAR

- Akyürek, B. - Soysal, Y. 1981. Biga yarımadası güneyinin (Savaştepe-Kırkağaç-Bergama-Ayvalık) temel jeoloji özellikleri. *Maden Tetkik ve Arama Enst. Dergisi*. 95/96, s. 1-12.
- Kayan, İ. 1991. Holocene geomorphic evolution of the Beşik Plain and changing environment of ancient man. *Studia Troica. Band 1*, p. 79-92. Philipp von Zabern, Mainz am Rhein. Germany.
- Kayan, İ. 1996. Holocene stratigraphy of the Lower Karamenderes-Dümrek Plain and archaeological material in the alluvial sediments to the north of the Troia ridge. *Studia Troica. Band 6*, p. 239-249. Philipp von Zabern, Mainz am Rhein. Germany.
- Kökten, K. 1949. 1949 yılı tarih öncesi araştırmaları hakkında kısa rapor. *Belleten XIII*, s. 811-831.
- Lambrianides, K. - Spencer, N. - Vardar, S. - Gümüş, H. 1996. The Madra Çay Delta Archaeological Project. First Preliminary Report. *Anatolian Studies, Journal of the British Institute of Archaeology at Ankara. Vol. 46*, p. 167-200.
- Lambrianides, K. - Spencer, N. 1998. Regional Studies in the Madra Çay Delta: Archaeology, Environment and Cultural History on the Aegean Coast of Turkey from the Early Bronze Age to the Ottoman Empire. *Ancient Anatolia*. p. 207-223. The British Institute of Archaeology at Ankara.
- Spencer, N. 1995. Early Lesbos Between East and West: A 'Grey Area' of Aegean Archaeology. *The Annual of The British School at Athens. Vol 90*, p. 269-306.
- Vardar, S. 1999. Madra Çayı Deltası ve Çevresinin Jeomorfolojisi. Yüksek Lisans Tezi (IX+105 s, 28 şekil) Ege Üniversitesi Sosyal Bilimler Enstitüsü Coğrafya Anabilim Dalı. İzmir.

BERDAN NEHRİ'NİN KUVATERNER'DEKİ EVRİMİ VE TARSUS'UN TARİHÇESİNE JEOLJİK BİR YAKLAŞIM

Kemal Gürbüz¹

ÖZ

Tarsus; tarihte çok önemi olan ve çeşitli medeniyetlere ev sahipliği yapmış bir yerleşim merkezidir. Tarsus ve civarının topografyasının şekillenmesinde ise Seyhan ile Berdan (Tarsus) nehirlerinin yatak değişimleri ve bunların birbirleriyle olan ilişkileri etken olmuştur. Bu yatak değişimleri ve tarihsel bilgilerin yorumlanması ile Tarsus'un literatürde de belirtildiği gibi bir kıyı şehri olması gerektiği, ancak Seyhan ve Berdan nehirlerinin Tarsus'un güney kısmındaki denizi sedimanla doldurduğu düşünülmektedir. Bu etkileri ve oluş sıralarını tespit etmek ve Tarsus ile deniz arasındaki kısmın ne gibi aşamalardan geçmiş olduğunun irdelenmesi amacıyla bu çalışma yapılmış ve bu durumu açıklamak amacıyla hipotetik bir model oluşturulmuştur.

GİRİŞ

Uzun yıllar boyunca Tarsus ismi ile anılan bu yerleşim merkezinin tarihinin aydınlatılması ile ilgili çeşitli arkeolojik çalışmalar yapılmış ve yapılmaktadır. Ancak bu tarihçede jeolojik ve/veya jeomorfolojik verilere dayanan herhangi bir çalışma bulunmamaktadır.

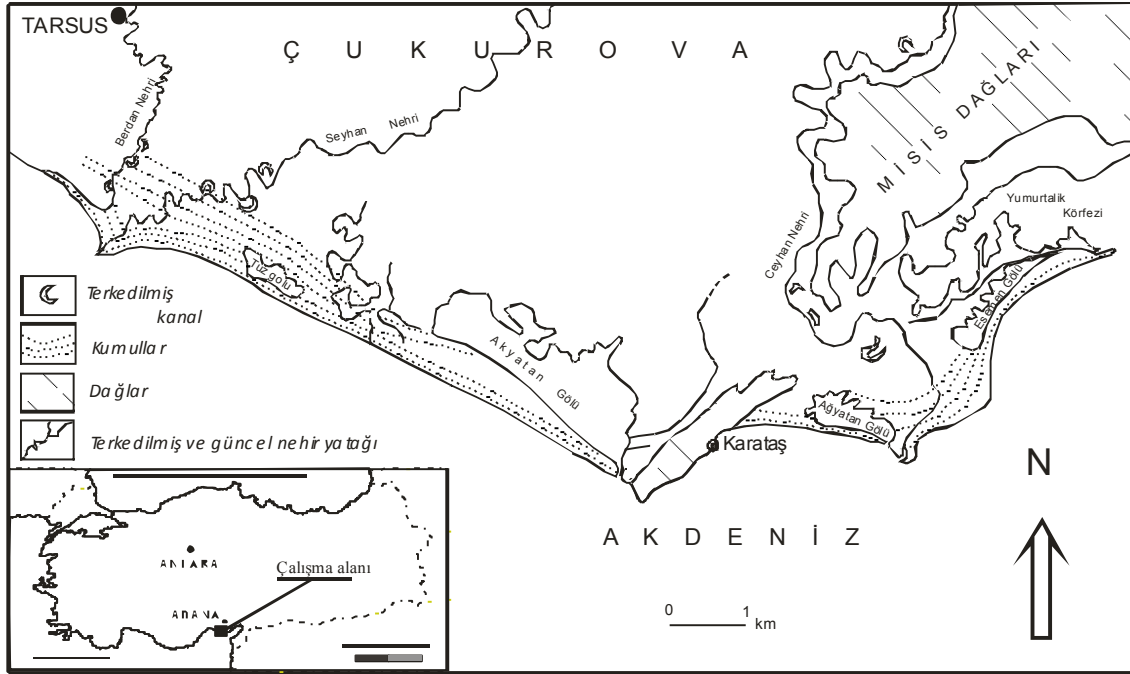
Tarsus'un tarihi üzerine Strabon (0018-0019), Texier (1862), Ramsay (1907), Çıplak (1968), Zoroğlu (1995) gibi eserler bulunmaktadır. Bu eserlerde; Tarsus'un güneyinde bir gölün varlığından bahsedilmekte ve Berdan Nehri (Kydnos) nin önce bu göle, buradan da denize ulaştığı ve Mısır kraliçesi Kleopatra'nın Tarsus'a bu yolu kullanarak geldiği belirtilmektedir. Bu gölün çevresinin de gemilerin yanaştığı silah ve depoların bulunduğu bir alan olarak tanımlanmaktadır.

Deltalar ve bunlarla ilgili sedimanlar üzerinde ilk çalışma Erinç (1953) tarafından başlatılmıştır. Bunu Evans (1971), Göney (1976) ve Gedik (1977) izlemiştir. Bunlardan Evans (1971), yaptığı incelemelerle buradaki lagün gölleri, kıyı kumullarının topografik özellikleri üzerinde durmuş ve Seyhan Deltası üzerinde yaptığı C-14 yöntemi ile bu delta üzerindeki kumulların yaşlarının tayinini yapmıştır. Gedik (1977); Akyatan lagün gölü ve bunun civarındaki kumullar üzerinde yaptığı çalışma ile bu alanların sedimantolojik çalışmalar için önemli yerler olduğunu ve bu alanların milli park olarak düzenlenmesini önermiştir. Bal (1983), Çetin ve diğerleri (1999) ise Seyhan, Ceyhan ve Göksu deltalarında hava fotoğrafları ve uzaktan algılama metodları kullanarak, değişik yıllardaki kıyı değişimlerini incelemiş ve bölgedeki kıyı erozyonundan bahsetmiştir. Bu çalışmaları Erol (1983) izlemiştir.

Tarsus (Berdan) nehri (tarihsel adıyla Kydnos) Çukurova'nın şekillenmesinde rol alan akarsulardan birisidir. Diğer ikisi (Seyhan ve Ceyhan nehirleri) gibi Toros Dağları'ndan doğup

¹ Ç.Ü. Müh. Mim. Fak. Jeoloji Müh. Bölümü, 01330-Balcalı-Adana

Çukurova'yı katederek Akdeniz'e ulaşır. Bu nehirler kuzey ve batıdan Toros dağları, doğudan Amanos Dağları ve Misis Yükselimi, güneyde ise Akdeniz ile çevrili Miyosen yaşlı 6-10 km kalınlıktaki Adana Havzası sedimanter istifini ve ova alüvyonunu kesmektedir. Bu nehirlerle ait Kuvaterner yaşlı alüvyonlar ise Çukurova'nın oluşmasını sağlamıştır (Şekil 1).



Şekil 1: Çukurova'nın günümüz coğrafyası ve inceleme alanının yerbulduru haritası, Gürbüz (1999) dan alınmıştır.

Bu ovada alüvyon sedimantasyonunu ve delta oluşumlarını Seyhan, Ceyhan ve Berdan nehirlerinin getirmiş olduğu sedimanlar etkilemektedir. Bu nehirlerin ovaya getirdikleri sedimanlar, çok az litolojik değişiklikler gösteren, ama gerçekte benzer litolojilerden oluşan geniş bir kaynak alandan türemektedir.

Bu çalışmada Berdan ve Seyhan nehirlerinin yatak değişimleri ve bunların kıyıyı şekillendirmesi ile ilgili ipuçları ve tarihsel verilerden yola çıkarak Tarsus'un daha önceleri nasıl bir kıyı şehri olduğu saptanmaya ve bunun sonucunda Tarsus şehrinin coğrafik tarihine ışık tutulmaya çalışılmıştır.

BERDAN (TARSUS) NEHRİ VE SEYHAN NEHRİ'NİN ETKİLERİ

Seyhan Nehri Toroslar'dan doğup Kayseri ve Niğde il sınırlarının da içinde bulunduğu geniş bir akaçlama havzasından toparlanıp Çukurova üzerinden güneyde Akdeniz'e dökülmektedir. Seyhan Nehri'nin gözlenebilen en önemli eski yatağı Karataş ile Tarsus arasında yer alan Tuzla civarında bulunmaktadır. Seyhan Nehri'nin buraya aktığı sırada oluşturduğu deltanın günümüzdeki kıyı çizgisinin 3 km kadar ilerisinde olabileceği Evans ve vd. (1995) tarafından tespit edilmiştir.

Daha sonra, Seyhan Nehri batıya doğru yatak değiştirmiş ve günümüzde aktığı bölgeye gelmiştir (Gürbüz, 1997 ve 1999). Bu Sırada daha önceki kıyı çizgisine ait kum tepelerini keserek denize doğru ilerlemiştir. Seyhan Nehri'nin yatak değiştirmesi ve kumulların rüzgar etkisi ile kıyıyı şekillendirmesi sırasında çeşitli lagün gölleri oluşmuştur

Çukurova'nın batı kesiminde yer alan ve ovayı kateden üçüncü büyük akarsu olan Tarsus (Berdan) Nehri; Bolkar Dağlarının eteklerinden doğar, Kadıncık ve Cehennem derelerinin birleşmesinden oluşur. Tarsus'un hemen kuzey kesimlerinde bir şelaleden dökülür ve Tarsus'un doğusundan kavis yaparak Akdeniz'e, güneye doğru akar. Seyhan ve Ceyhan nehirlerine göre daha küçük olan ve bunlardan daha az miktarda sediman taşıyan bu akarsu; ova üzerinde kısa bir yol katederek Akdeniz'e ulaşır. Berdan Nehri taşıdığı sediman miktarı açısından diğer ikisine göre zayıf olduğundan bu nehrin gelişimi ve yatak değişimleri de Seyhan Nehri ve bunun getirdiği malzemenin dağıtılması sonucu oluşturulan plaj ve bunlarla ilişkili kumullarca denetlenmektedir. Bunu destekleyen en önemli veri ise Berdan Nehri'nin denize yaklaştığı yerde aniden batıya dönmesi ve bir miktar bu yönde aktıktan sonra denize dökülmesi gösterilebilir. Tarsus'un güney-güneybatısında gözlenen bataklık alanlar bu kesimlerin çok önceleri deniz, daha sonraları lagün olduğu ve bu lagünlerin de sonradan kısmen plaj kumları, kısmen alüvyon, kısmen de kumullarca doldurulduğunu göstermektedir.

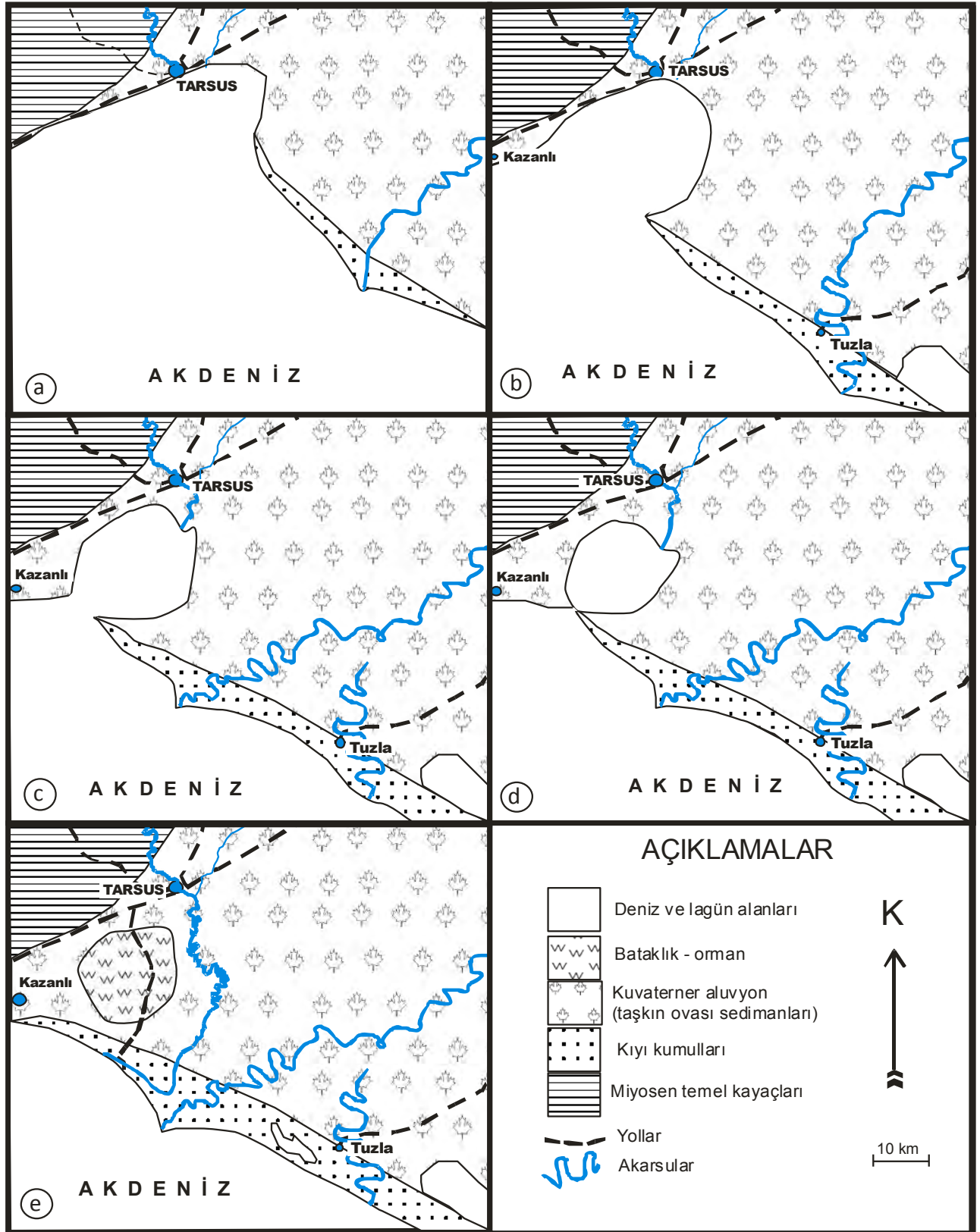
Tarihsel yayınlarda Berdan Nehrinin şehrin içinden geçtiği ve güneyde bulunan bir lagün gölüne (Regma) aktığı belirtilmektedir. Aynı şekilde, nehrin yatağının günümüzdeki yatağına değiştirildiği (527-565, Bizans Hükümdarı Justinian zamanında) de bu belgelerde belirtilmektedir (Zoroğlu, 1995). Bu dönemde; günümüz Adana-Mersin karayolu üzerinde, Berdan Nehri geçişinin hemen yanında, bir kısmı alüvyonlarla örtülmüş olarak gözlenen Justinian Köprüsü inşa edilmiştir. Regma lagün gölü şu anda kurutulmuş olan ve Tarsus'un hemen güneyinde büyük bir alanı kaplayan bir bataklık (Aynaz Bataklığı) olarak 1960'lı yıllarda yapılmış olan topoğrafik haritalarda görülmektedir.

Berdan Nehri'nin denize döküldüğü alanın hemen kuzeyinde su birikintileri ve bataklık olan alanlar bulunmaktadır. Bunların bir kısmı kurutulmuştur. Lagün gölünün oluşumundan önce bahsedilen alanın denizle kaplı olduğu, daha sonra Seyhan Nehrinin yatağının batıya kayması ile bu alanda bir lagün gölünün oluşması söz konusudur. Hatta lagün gölünün batı kesiminin uzun bir süre denizle bağlantısının olması gereklidir. Piri Reis; bu lagün gölü yoluyla Tarsus'a teknelerin geçebildiğini belirtmiştir. M.Ö. 41 yılında Mısır Kraliçesi Kleopatra'nın da bu yolu kullanarak Tarsus'a gemileriyle geldiği tarihsel kayıtlarda belirtilmektedir. Daha sonra lagün gölü Seyhan Nehrinin getirdiği sedimanların kıyıya paralel şekilde dağılması ile bu gölün denizle bağlantısı kesilmiş olmalıdır. Bunu izleyen dönemde; lagün gölü; Berdan ile Seyhan Nehri'nin getirdiği malzemelerle çok kısa sürede doldurulmuştur.

SONUÇ ve ÖNERİLER

Tarsus'un güneyinde denize kadar olan kesimin nehirlerin yatak değişimleri ve kıyı hareketleri sonucunda doldurulduğu, tarihsel kayıtlar, jeolojik ve topoğrafik verilerce desteklenmektedir. Bu çalışmada, bu değişimlerin nasıl gerçekleşmiş olabileceği hakkında bir model ortaya atılmaktadır (Şekil 2).

Bu model; daha sonra, ayrıntılı çalışmalarla yeniden ele alınmalı, bahsedilen kıyı değişimlerinin tarihsel kronolojisi ve nasıl oluştuğu saptanmalıdır. Bu yapıldığında Tarsus'un tarihçesi daha net bilgilere sahip olacaktır.



Şekil 2 Tarsus'un güney kesiminde Seyhan ve Berdan nehirlerinin etkileşimini gösterir hipotetik kıyı değişimi modeli

İTÜ AVRASYA YERBİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ
KUVATERNER ÇALIŞTAYI IV 2003
YARARLANILAN KAYNAKLAR

- Bal, Y. 1983. Doğu Akdeniz Kıyı Çizgisi Değişimleri. Ç.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek Lisans Tezi, 67 sayfa.
- Çetin, H., Bal, Y. ve Demirkol, C. 1999. Engineering and environmental effects of coastline changes in Turkey, Northeastern Mediterranean. *Environmental and Engineering Geoscience*, v 3, 31-330.
- Çıplak, M. N. 1968. İçel Tarihi (tarihi- turistik zenginlikleriyle), 387 s., Ankara.
- Erinç, S. 1953. Çukurova'nın alüvyal morfolojisi hakkında. *İstanbul Üniversitesi. Coğrafya Enstitüsü Dergisi*. 3-4, s. 149-159.
- Erol, O. 1983. Historical changes on the coastline of Turkey. *Proceedings "Coastal Problems in the Mediteranean Sea"* Eric, C. F. Bird and Paolo Fabbri (Editors), p- 95-107. Bologna.
- Evans, G., 1971. Recent sedimentation of Turkey and adjacent Mediterranean and Black seas: a review. In A. S. Campbell (Editor), *Geology and History of Turkey*. Petr. Expl. Soc., Tripoli, Libya, 385-406.
- Gedik, A. 1977. Korunması gerekli doğal anıtlarımızdan Akyatan Gölü (Lagün). *Yeryuvarı ve İnsan* 38-43.
- Göney, S. 1976. Adana ovaları I. *İstanbul Üniversitesi. Coğrafya Enst. Derg.* 88, 179 s.
- Gürbüz, K. 1997. Seyhan ve Ceyhan Delta'larının kronolojik evrimi ve bunların kıyı değişimine etkileri. *Geosound*, 30, 175-190.
- Gürbüz, K. 1999. An example for river course changes on a delta plain: Seyhan Delta (Çukurova plain, southern Turkey). In: Bozkurt, E. and Rowbotham, G. (eds) *Aspects of Geology of Turkey II. Geological Journal, Special Issue*, 34: (1-2), pp. (211-222).
- Ramsay, W. M. 1907. Aziz Pavlos'un şehri, Çeviri: Levent Zoroğlu (2000), *Türk Tarih Kurumu yayınları*, 19, 179 s.
- Strabon, 0018-0019. *Antik Anadolu Coğrafyası*. Çeviri:Adnan Pekman (2000), *Arkeoloji ve Sanat Yayınları*, 382 s. Kanaat Yayınları-İstanbul.
- Texier, C. 1867. Küçük Asya, coğrafyası, tarihi ve arkeolojisi. Çeviri: Ali Suat (2002), *Enformatik ve Dökümantasyon Hizmetleri Vakfı Yayını*. 559 s., Özkan Matbaası, Ankara.
- Zoroğlu, L. (1995). *Tarsus, Tarihi ve Tarihsel Anıtları*, Kemal Matbaası, Adana, 71 s.

SOMA VE KIRKAĞAÇ GRABENLERİNİN KUVATERNER JEOLJİSİ, BATI ANADOLU

Uğur İnci¹, Ali Koçyiğit², Erdin Bozkurt², İbrahim Arpalıyığıt³

Batı Anadolu'yu yapısal açıdan biçimleyen ana neotektonik yapılar kuzeyden güneye; Edremit, Bakırçay, Gediz, Küçük Menderes, Büyük Menderes ve Gökova grabenleri ile bunlar arasındaki horstlardır. Soma çevresindeki Soma, Kırkağaç ve Dereköy grabenleri bu graben sisteminin kuzey bölümünde yer alır (Şekil 1).

Birbirlerinden dar bir yükselim ile ayrılan B-GB gidişli Soma ve K-G gidişli Kırkağaç grabeni, batıda Bakırçay, güneyde ise Akhisar grabeni ile çevrilidir. Dereköy grabeni Soma grabenine yaklaşık koşut olarak uzanır. Soma kömür işletmeleri bu graben içinde yapılmaktadır.

Bu çalışma Soma, Kırkağaç ve Dereköy grabenlerinin neotektonik havza dolguları ve bu grabenlerin oluşumundan sorumlu kenar faylarının kinematik özelliklerini aydınlatmayı amaçlar.

PALEOTEKTONİK KAYA BİRİMLERİ

İzmir-Ankara Zonu'nun Üst Kretase-Paleosen filiş fasiyesindeki kırıntılı kayaları ve içindeki değişik yaştaki kireçtaş bloklarından oluşan kaya topluluğu (Erdoğan, 1990 ; Okay ve Siyako, 1991) Soma çevresinin en alttaki kaya birimidir (Şekil. 2). Soma, Kırkağaç ve Dereköy grabenleri kenar faylarına ait kinematik veriler özellikle bu kireçtaşları üzerinde iyi korunmuştur.

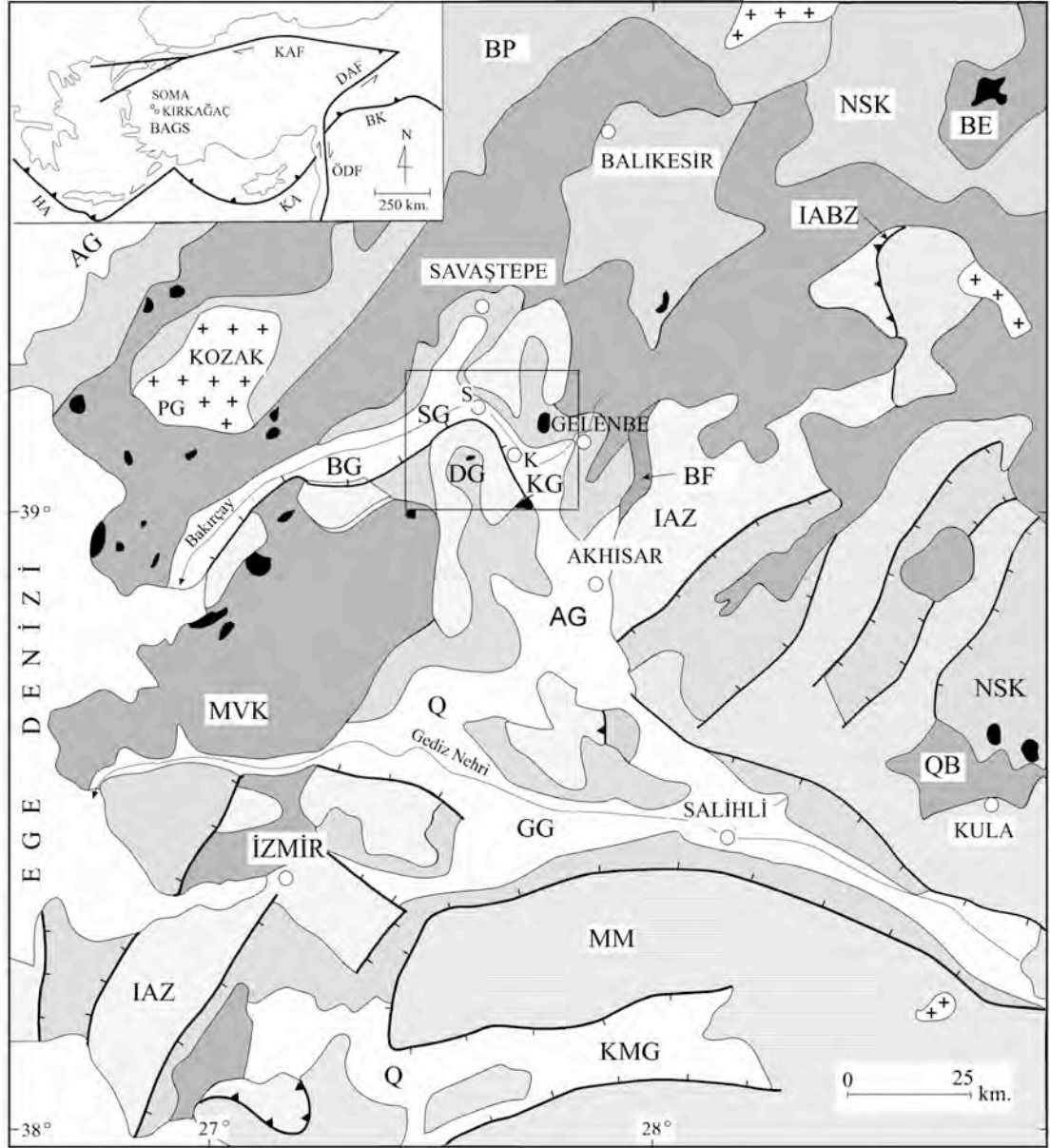
Başlamış Formasyonu, Eosen-Oligosen yaşlı 400 m kalınlıklı Nummulitli kireçtaşı ve çamurtaşından oluşur. Birim, İzmir-Ankara zonunun ofiyolitli tektonik dilimleri üzerine uyumsuz olarak oturur (Akdeniz, 1980). Başlamış Formasyonu çalışma alanı içinde, Siledik- Gelenbe Köyü arasında dar bir alanda yüzlek verir ve birimin üst bölümünü temsil eden Nummulitli kireçtaşı ve çamurtaşlarından oluşur (Şekil 2).

Soma Formasyonu, alttan üste; Erken Miyosen yaşda linyitli kırıntılı kayalar, bol yaprak fosilli kalkerli çamurtaşı ve linyit katmanlarıyla ardalanmış ince taneli kumtaşı ve kırıntılı kayalarla yanal geçişli algli kireçtaşlarından oluşur (Şekil 2). Bu kaya toplulukları yelpaze deltası, karbonat gölü, ve göl kenarı karbonat düzlüğü ile ağzlaşmalı (anastomosing) akarsu ortamlarında biriktirilmiştir (İnci, 1998 a ; 2002).

¹ Dokuz Eylül Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 35100 Bornova, İzmir

² Orta Doğu Teknik Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 06531 Ankara

³ Dokuz Eylül Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, 35100 Bornova, İzmir



Şekil 1. Kuzeybatı Anadolu'nun jeolojik haritası ve ana tektonik yapıları (küçük harita). Çalışma alanı çerçevelendirilmiştir (İnci, 1998 a'dan değiştirilerek). Q; Kuvaterner çökelleri, QB; Kuvaterner Kula Bazaltları, BE; geç Miyosen-Pliyosen bazalt çıkışları, MVK; Eosen-Miyosen andezitik, riolititik lavlar ve piroklastik volkanik kayalar, NSK; Neojen kırıntılı ve karbonat kayalar, BF; Başlamış Formasyonu, PG; Paleosen-erken Miyosen granodiyoritleri, IAZ; İzmir-Ankara Zonu'nun silisklastik ve karbonat kayaları, BP; Batı Pontidler, MM; Menderes masifi metamorfik kayaları, IABK; İzmir-Ankara bindirme zonu, BAGS; Batı Anadolu graben sistemi, BG; Bakırçay grabeni, GG; Gediz grabeni, KMG; Küçük Menderes grabeni, KAF; Kuzey Anadolu Fayı, DAF; Doğu Anadolu Fayı, BK; Bitlis bindirme kuşağı, ÖDF; Ölü Deniz Fayı, HA; Helenik yay, KA; Kıbrıs yayı, AG; Akçay grabeni, SG; Soma grabeni, KG; Kırkağaç grabeni, DG; Dereköy grabeni, K; Kırkağaç, S; Soma.

Deniş Formasyonu, olasılıkla Geç Miyosen yaşlı volkanizma ile eş zamanda oluşmuş ve Soma çevresinde geniş yayılım sunan bir volkanotortul istiftir (Şekil 2). Birim alttan üste; örgülü akarsu sisteminde biriktirilmiş kaba ve linyit katmanlarıyla ardalanmış ince taneli kırıntılı kayalar, volkaniklastik apron kayaları ve karbonat kayalarından oluşur (İnci, 1998 a ve b ; İnci, 2002). Soma ve Deniş formasyonları birbirlerinden birikim uyumsuzluğu ile aralanır. Birimin toplam kalınlığı 600 m den fazladır. Özellikle Deniş Formasyonu içinde tortullaşma ile yaşıt ve tortullaşma sonrasında oluşmuş haritalanabilir ölçekte bol miktarda asimetrik kıvrım içerir.

Kumköy Formasyonu, Deniş Formasyonu üzerine açılı uyumsuzlukla gelir (Şekil 2). Birim genellikle kırmızı-kahve ve yeşilimsi renkli kaba ve ince taneli kırıntılı kayalar ve üstte onkolitli kireçtaşı üyesinden oluşur. Birim, içerdiği karakteristik gastropod faunasına göre Geç Pliyosen (Romaniyen) yaşlıdır (Yeşilyurt ve Taner, 1999). Kumköy Formasyonunun kırıntılı kayaları alüvyon yelpazesi ve akarsu ortamlarında, onkolitli kireçtaşları ise çok sık karbonat gölünde biriktirilmiştir.

Soma yöresindeki Miyosen istifinin alt bölümünü oluşturan Soma Formasyonu 3-4 km genişlikte ve 25 km uzunlukta KD-GB gidişli bir dağ arası çöküntüde birikmiştir. Birimin en alt düzeyinde, ancak iki yerde dar alanlarda yayılım gösteren ve kalın olmayan alüvyon yelpazesi çökelleri vardır. Bu yelpazelerin gerek litofasiyes özellikleri gerekse bunları sınırlayan büyüme faylarının gözlenmemesi, yelpazelerin daha çok paleotopoğrafik kontrollü olarak biriktiğine işaret eder.

Batı Anadolu'da etkin volkanizma ile aynı zamanda oluşan Deniş Formasyonu, Soma Formasyonuna göre çok daha geniş KD-GB gidişli bir çöküntüde birikmiştir (İnci, 2002).

Birim içinde verev atımlı normal ve ters faylar, K-KD gidişli büyük ve küçük ölçekli asimetrik kıvrımlar gözlenmesine karşın, birimin sınır fayları ve bunların volkanotektonik ilişkisi çalışma alanında gözlenmemiştir.

Kumköy Formasyonu, Deniş'e göre daha az deformasyon geçirmiştir. Birim Soma batısında genellikle K-KD gidişli, Kırkağaç güneyinde ise K-KB gidişli faylarla sınırlıdır. Bu fayların Kumköy'ün birikiminden sorumlu olan büyüme fayları olduğuna ilişkin veriler yeterli değildir. Birim içindeki KD-GB gidişli açık kıvrımlar ve bunlara koşut/yarı koşut küçük ölçekli faylar bulunur. Kumköy Formasyon'unun fasiyes ve yayılım özellikleri Miyosen sonu-Kuvaterner döneminde yaklaşık KD-GB gidişli bir çöküntüyü yansıtır.

İTÜ AVRASYA YERBİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ
KUVATERNER ÇALIŞTAYI IV 2003

YAŞ		KAL. (m)	LİTOLOJİ	AÇIKLAMA
HOLOSEN	GÜNCEL ÇÖKELLER	> 50 m		Kolüvyal apron ve güncel akarsu çökelleri
PLEYİSTOSEN	ALÜVYON YELPAZESİ ÇÖKELLERİ	> 70 m		Alüvyon yelpazesi çökelleri
	KUMKÖY PİSOLİTLİ KİREÇTAŞI ÜYESİ	20-25		Beyazımsı, bol pisolitli, mikritik göl sel kireçtaşı
GEÇ PLİYOSEN ?		> 180		Kırmızımsı kanal çakıltısı-kumtaşı ve ince taneli taşkın düzlüğü kumtaşı ve çamur kayaları
ERKEN-GEÇ MİYOSEN	DENİŞ	> 600		Volkanik tüflerle ardalanmalı, bazaltik intrüzyonlarla kesilmiş marn, silisleşmiş kireçtaşı ve yeşilimsi çamur kayaları
	SOMA	210		Birincil volkanik kayalarla girift volkanik-klastik apron çökelleri
EOSEN	BAŞLAMIS	> 150		Linyitli (Üst Kömür zonu) örgülü akarsu çökelleri
	BORNOVA KARMAŞIĞI	> 1000		İnce taneli silisiklastik kayalar (ağızlaşmalı akarsu) ile yanal/düşey geçişli göl sel kireçtaşları ve linyit katmanları (Orta Kömür zonu)
KRET.-PALEOSEN				Bol bitki yapraklı kalkerli çamurtaşı
				Alt Linyit katmanı (20-25m)
				Çakıltı, kumtaşı, çamurtaşı (alüvyon yelpaze deltası çökelleri)
				Nummulitli göl sel kireçtaşı ve kalkerli çamurtaşı
				İzmir - Ankara zonu kayaları; kireçtaşı megaolistolitli kumtaşı-çamurtaşı

Şekil2. İnceleme alanının genelleştirilmiş stratigrafisi

Sonuç olarak, birbirlerinden birbirlerinden uyumsuzlukla ayrılan bu üç formasyon, üç farklı ana tektonik evre ve havza oluşumunu yansıtır. Özellikle Deniz Formasyonu genişmeli ve sıkışmalı tektonik rejimden, Kumköy Formasyonu ise egemen olarak genişmeli tektonik rejimden etkilenmiştir.

NEOTEKTONİK KAYA BİRİMLERİ VE GRABEN OLUŞUMU

Paleotektonik kaya birimleri genişmeli tektonik rejim ile deformasyon geçirerek B-GB gidişli Soma ve Dereköy grabenleri ile K-G gidişli Kırkağaç grabeni oluşmuştur. Bu grabenler Pliyosen sonrası tortul ve tortul kayalarla doldurulmuştur.

Soma Grabeni

Soma grabeni 0.2-2.7 km genişlikte, yaklaşık 15-16 km uzunlukta, BGB-DGD gidişli, morfolojik olarak bakışsız bir aktif çöküntü alanıdır (Şekil 3 ve 4). Grabenin yüksek eğimli güney kenarı basamak türü normal faylarla denetlenir ve en güneyde Köseadağ horstu ile sınırlanır. Kuzey kenar ise az sayıda faylarla denetlenir ve güney kenara göre daha alçaktır.

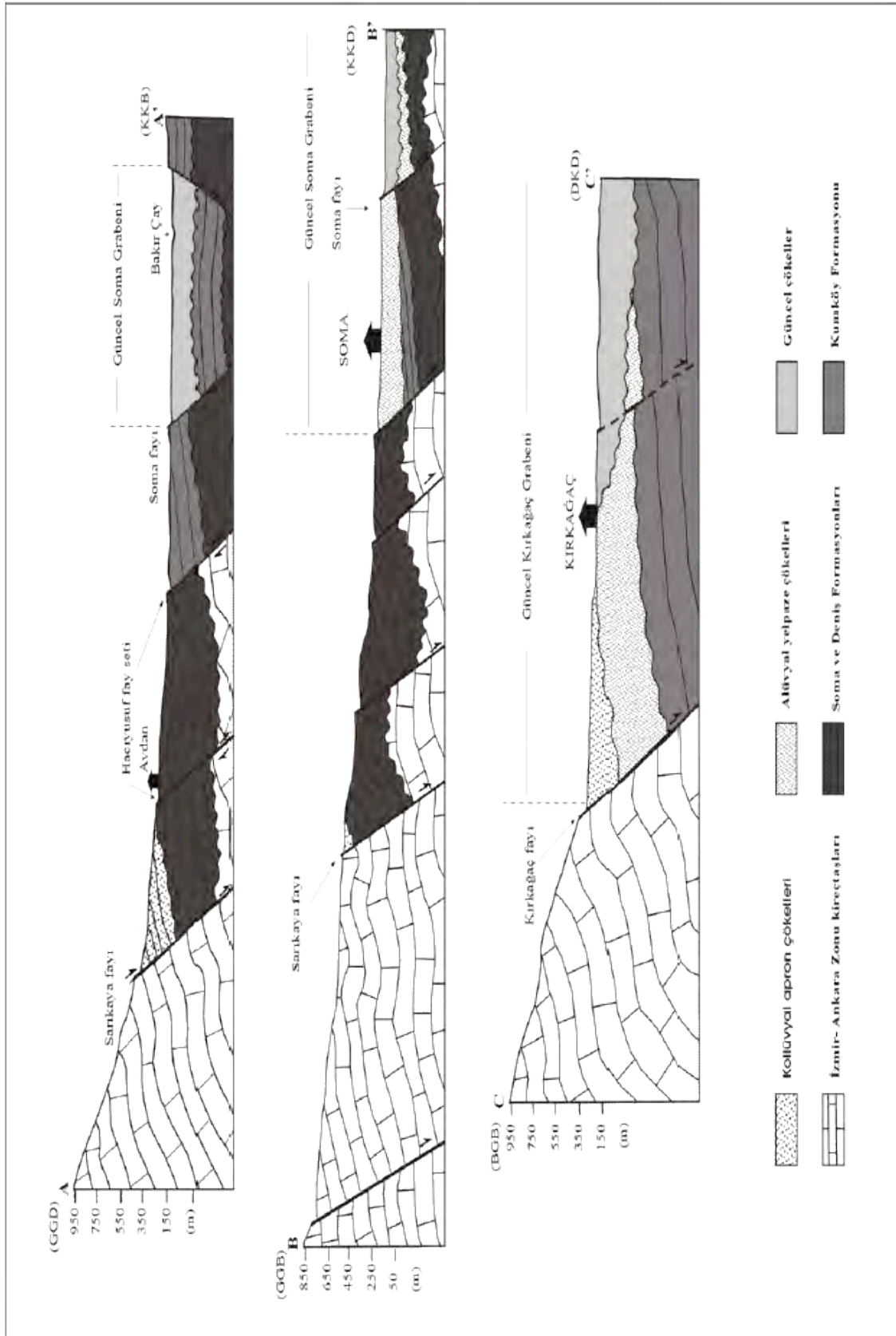
Soma grabeninin güney kenarındaki faylara bitişik kaba taneli alüvyon yelpazesi ve kolüvyal apron (bitişik kolüvyal yelpazeler) çökelleri yüzlek verir. Kolüvyon ve alüvyon yelpazeleri jeolojik ve morfolojik yerleşim, yelpaze geometrisi, tortul içeriği ve çökeltme işlevleri açısından birbirlerinden farklıdır (karşılaştırma için Blikra ve Nemec, 1988; Nemec ve Kazancı 1999'a bakınız). Graben, bu kaba çökellerin yanal eşdeğeri olabilecek daha ince tane çökeller, aktif faylara bitişik güncel alüvyon yelpazeleri ve Bakırçay'ın kanal içi ve kanal taşkını çökelleri ile doldurulmuştur. Graben içi çökellerinin toplam kalınlığı DSİ sondaj verilerine göre (Şekil 3, S1) yaklaşık 240-250m dir.

Soma alüvyon yelpazesi, Soma aktif fayı ile kesilmiştir (Şekil 3 ve 4). Soma ve Deniz Formasyonları üzerinde açılan yelpazenin radyal uzunluğu 1.5 km, Soma fayına koşut uzunluğu ise yaklaşık 3 km dir. Başvuru kesitindeki yelpaze fasiyesleri, aramadde destekli çakıltaşı (Gm), düzlemsel çapraz katmanlı çakıltaşı (Gt) ve som kumtaşlarından (Sm) oluşur (Şekil 5). Gm fasiyesi, kalın katmanlı, iç yapısız, kum aramadde desteklidir. Ortalama çakıl büyüklüğü 5-6 cm, en fazla 12 cm dir. Çakıllar az yuvarlaklaşmış genellikle Mesozoyik ve Miyosen birimlerinden türemiş kireçtaşı, marn ve az olarak kumtaşından oluşur. Az olarak gözlenen düzlemsel çapraz katmanlı çakıltaşları tane destekli ve kum aramaddelidir. Kumtaşları (Sm), katmansız, ince-kaba taneli ve az çakıllıdır.

İTÜ AVRASYA YERBİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ
KUVATERNER ÇALIŞTAYI IV 2003



Şekil 3 Soma ve Kırkağaç grabenleri ile yakın çevresinin jeoloji haritası



Şekil 4 Soma ve Kırkağaç grabenlerinin jeolojî enine kesitleri.

Soma grabeni güney kenarındaki fayların düşen bloğu üzerinde, kolüvyal apron çökelleri birikmiştir (Şekil 6). Bu çökeller çoğu yerde örtülü olmasına karşın, Karaman Fayı'na bitişik kolüvyal

İTÜ AVRASYA YERBİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

KUVATERNER ÇALIŞTAYI IV 2003

apron çökellerinde, işletme nedeniyle, iyi yüzlek açılmıştır. Bu yüzlekteki kolüvyal çökeller altta, yatay katmanlı aramadde destekli çakıldaşları (Gms), üstte ise katmansız aramadde destekli ve bloklu çakıldaş (Gmc) fasiyesleri ile temsil edilir. Alttaki fasiyes alttan üste tane incelmesi gösteren katmanlardan oluşur ve faya doğru 15-20° eğimlidir. Üstteki fasiyes ise, genellikle üste doğru kabalaşarak bloklaşır ve katman sınırları kaymalı ve/veya aşınmalıdır (Şekil 6; A,B ve C düzeyleri).

Fay yüzeyi kinematik analizlerine göre, Soma grabenin oluşumundan sorumlu kenar faylarının hemen hepsi yüksek eğimli ve az veya çok yanal atım bileşenli verrev atımlı normal faylardır (Çizelge 1). Soma grabeninin güney kenarındaki faylar Soma grabenine doğru basamaklı geometri sunar ve basamaklar güneyden kuzeye doğru göç etmiştir. Böylece Soma fayı Sarıkaya fayına göre göreceli olarak gençtir. Soma grabenindeki güncel çökellerin kalınlığı ve bu basamaklı yapılardan jeoloji kesitler yardımıyla hesaplanan toplam düşey atım miktarı yaklaşık 575 m olup, bu değer 0.36mm/yıl düşey atım deformasyonuna karşılık gelir.

Dereköy Grabeni

Soma grabenine yaklaşık koşut D-B gidişli Dereköy grabeni güneyden Çamlıdağ horstu, kuzeyden Köseadağ horstu, doğudan ise Kocatepe horstu ile sınırlıdır (Şekil 3). Dereköy grabeni ve horstları, grabene doğru eğimli Çamlıcadağ, Dereköy ve Çiftlikköy fay setleri tarafından denetlenir. Bu fay setlerindeki faylar, sağ ve sol yanal doğrultu atım bileşenli verrev atımlı normal faylardır (Çizelge 1).

Çamlıcadağ fay seti kuzey, kuzeydoğu, batı ve Dereköy grabenine bakan fay sarplığı oluşturur. Çiftlikköy fay seti grabene doğru basamaklı morfotektonik yapı oluşturur. Fayların yükselen bloğunda faya bitişik olarak olasılıkla Geç Miyosen-Pliyosen yaşlı olivinli bazalt çıkışlar bulunur (Ercan ve diğerleri, 1985; İnci, 1998 b).

Dereköy grabeninin tortul dolgusu, graben içindeki kömür işletmeleri nedeniyle kazıldığından büyük ölçekte yok olmuştur. Ancak Dereköy fay seti, Çamlıcadağ fay seti ve Eynez fayına asılı olarak kalmış ve faya doğru 10-15° eğimli halde bulunan kolüvyal apron çökelleri bu fayların potansiyel aktif olduğunu gösterir. Bu çökellerin grabene doğru geniş yayımlı olduğu, kömür kazılarından önce yapılmış jeolojik haritalardan anlaşılmaktadır (Nebert, 1978).

Çamlıdağ fay setine bitişik kolüvyal çökel istifi sarımsı ve kırmızımsı, bloklu, aramadde destekli, üste doğru kabalaşan ve incelen aramadde destekli çakıldaş fasiyeslerinin (Gm) ardalanmasından oluşur. Katman sınırları genellikle belirsiz ve az aşınmalıdır. Bazı katman sınırlarında 40-50 cm atımlı küçük büyüme fayları bulunur (Şekil 6).

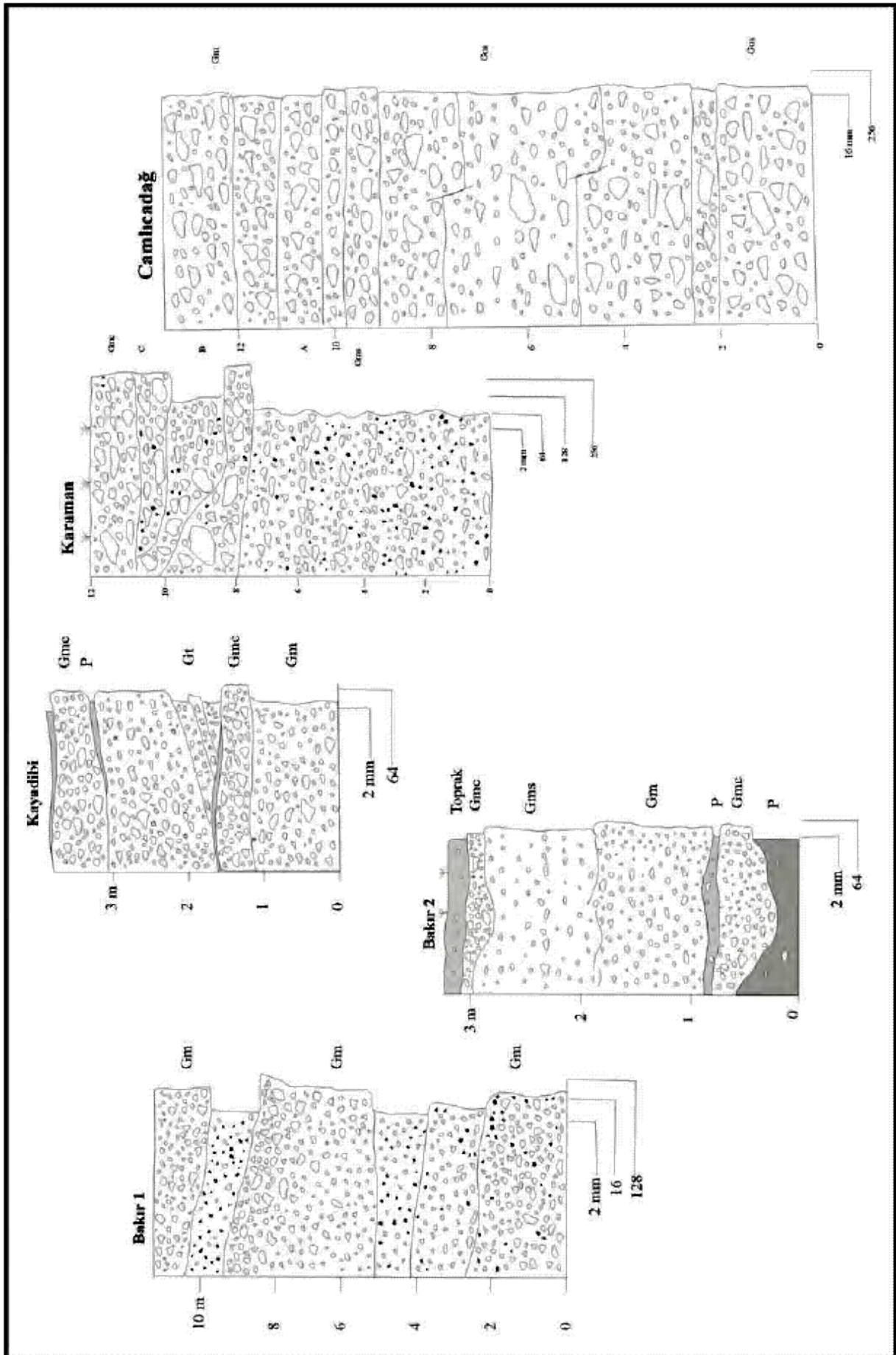


Şekil 5 Alüvyon yelpazelerinin fasiyes özellikleri.

İTÜ AVRASYA YERBİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ
KUVATERNER ÇALIŞTAYI IV 2003

Faylar	Fay yeri ve kayası	Fay düzlemi ve çizikleri	Atım türü	Fay önü genç çökeller	Jeomf.	Yaş	Dp
Soma grabeni							
Soma fayı	13 Mesozoyik kçt.	FY: 141-175 / 72-83 KD FÇ: 44-89, 127-144	Sağ verev atımlı NF	Güncel alüvyon yelpazesi ve akarsu	Zayıf	Kuvaterner – güncel	PA
Sankaya fayı	5, 11 Mesozoyik kçt	FY: 62/70 KB - 126/58 KD FÇ: 22-64	Sağ verev atımlı NF	Kolüvyal apron	İyi	Miyosen - güncel	JA
Hacıyusuf fay seti			Verev atımlı NF		Ortaç	Geç Miyosen – güncel	JA
Küçük basamak fayları	12A, 12B Soma Fm. Mesozoyik kçt	FY: 164/90 – 123/82 GB FÇ: 296-344 FY: 120-135/50-60 KD FÇ: 55-87, 315-321	Sağ verev atımlı NF ve TF		İyi	Miyosen sonrası	JA
Darkale fayı	14 Soma Fm. Algli kçt.	FY: 167/90 – 180/78 B FÇ: 268-271, 340-347	Sol ve sağ verev atımlı NF		Zayıf	Miyosen sonrası	
Karaman fayı	15 Mesozoyik kçt	FY: 159-164 / 58-75 KD FÇ: 3-39, 67-93	Sol ve sağ verev atımlı NF	Kolüvyal apron	İyi	Kuvaterner – güncel	PA
Musahoca fay seti			NF	Güncel akarsu	Ortaç	Miyosen - güncel	JA
Kırkağaç grabeni							
Kırkağaç fayı	6, 9, 10 Mesozoyik kçt	FY: 118-155/57-68 KD FÇ: 76-130, (110-52 ters faylanma) FY: 0-49/75 D-65 GD FY: 135-180/50KD-75D FÇ: 0-200, (137-153 ters faylanma)	Sol ve sağ verev atımlı NF	Kolüvyal apron ve alüvyon yelpazesi	Çok iyi	Kuvaterner – güncel	A
Bakır fayı	1, 2, 3, 4 Mesozoyik kçt	FY: 122-155/37-55KD FÇ: 0-48, 345-360	Sol ve sağ verev atımlı NF	Güncel alüvyon yelpazesi ve akarsu, alüvyon yelpazesi ve kolüvyal apron	İyi	Kuvaterner – güncel	PA
Siledik fayı			Sol verev atımlı NF	Güncel akarsu	İyi	Miyosen - güncel	PA
İlyaslar fayı			NF	Güncel alüvyon yelpazesi ve akarsu	İyi	Miyosen - güncel	PA
Dereköy grabeni							
Dereköy fay seti	19 Mesozoyik kçt	FY: 25-83/40-65GD FÇ: 36-83, 201-245	Sol ve sağ verev atımlı NF	Kolüvyal apron	İyi	Miyosen - güncel	
Ciftlikköy fay seti	7, 8 Mesozoyik kçt	FY: 5-12/42-53 FÇ: 245-258 FY: 36-66/37-62 KB FÇ: 0-35, 242-303	Sol ve sağ verev atımlı NF		Çok iyi	Miyosen	
Camlıcadağ fay seti	16A, 16B, 17 Mesozoyik kçt	FY: 57-112/45 KB-70 KD FÇ: 8-47 FY: 75-105/47 KD-62KB FÇ: 20-58	Sağ verev atımlı NF	Kolüvyal apron	Çok iyi	Kuvaterner – güncel	PA, A
Eynez fayı	18 Mesozoyik kçt	FY: 20-46/45-67 KB 286-332	Sol ve sağ verev atımlı NF	Kolüvyal apron	Çok iyi	Kuvaterner – güncel	PA

Çizelge 1. Soma, Kırkağaç ve Dereköy grabenleri kenar faylarının temel özellikleri (FY; fay yüzeyi, FÇ; fay çizici, NF; normal fay, TF; ters fay, Dp; depremsellik, JA; jeolojik aktif, PA; potansiyel aktif, A; aktif). Fay doğrultu ve çizikleri, tam steronet dairelerinde gösterilmiştir.



Kırkağaç Grabeni

Kırkağaç grabeni yaklaşık eşkenar dörtgen biçimli uzun köşegeni KB gidişli, bakışsız aktif bir çöküntü alanıdır . Graben egemen olarak batı kenarındaki Kırkağaç ve Bakır fayları tarafından denetlenir. Kırkağaç grabeninin batı kenarını denetleyen Kırkağaç fay zone ilk olarak Şaroğlu ve diğerleri tarafından (1987) ‘normal bileşenli doğrultu atımlı faylar’ olarak yorumlanmış daha sonra Arpalıyığı ve İnci (2000) tarafından ‘Kırkağaç diri fay zone’ adıyla verov atımlı normal faylar olarak tanıtılmıştır. Grabenin batı kenarı Kocatepe horstu ile sınırlı ve yüksek eğimlidir. (Şekil 3 ve 4). Batıda Karakurt horstu ile Gelenbe grabeninden, güneyde ise Milinge horstu ile Akhisar grabeninden ayrılır.

Kırkağaç ve Bakır fayı boyunca, Soma grabeninde olduğu gibi alüvyon yelpazesi ve kolüvyal apron çökelleri birikmiştir. Graben, bu çökellerin yanal eşdeğeri tortullar ve Bakır çayının kanal ve kanal taşkını çökelleri ile doldurulmuştur. DSİ sondaj verilerine göre graben dolgusunun kalınlığı yaklaşık 200-250 m dir.

Grabenin batı kenarında, Kırkağaç fayına bitişik olarak kalınlığı 53 m den fazla alüvyon yelpazesi birikmiştir. Bakır kasabasının kuzeybatısındaki Kısıkkaya yelpazesi ile Kırkağaç kasabasının kuzeyinde yayılım gösteren Kırkağaç yelpazesi, kenar fayları ile kesilmiştir (Şekil 3 ve 4).

Kısıkkaya yelpaze istifi, başlıca karbonat aramadde destekli, bol ve az çakıllı, kötü boylanmış, üste doğru kabalaşan ve incelen çakıltası fasiyeslerinin ardalanmasından oluşur (Şekil 5). Yelpaze istifi Bakır fayı ile kesilmiş ve Bakır fayının düşen bloğu üzerinde kalan parçası ise grabeni denetleyen en genç fay tarafından yeniden atılmıştır Yelpaze istifi kenar faylarının etkisiyle Kırkağaç ana fayına doğru 10-15 derece eğimlenmiştir (Şekil 4).

Kırkağaç yelpazesi 70 metreden fazla kalınlıkta olmasına karşın örtülü olduğundan 5 m kalınlıktaki bir bölümü ayrıntılı incelenmiştir. Yelpaze istifi egemen olarak aramadde destekli çakıltası fasiyesinden (Gm) oluşur. Düzlemsel ve oluksal çapraz katmanlı çakıltası fasiyesleri (Gt ve Gp) az olarak bulunur. Gm fasiyesi kalın katmanlı, kötü boylanmalı, kırmızımsı killi- kumlu aramadde destekli ve az pekleştirilmiştir. Çakıllar ortalama 4-5, en fazla 13-14 cm dir. Çakıllar egemen olarak Mesozoyik kireçtaşlarından türemiştir. Çakıltası katmanlarının alt dokanağı düz, dalgalı ve üstteki katmanlarla ani geçişlidir. Gt ve Gp fasiyesleri çakıl bileşenleri bakımından zengin, eğimli çakıl lineasyonları ve mercekleri içerir. Yelpazenin batı bölümü aktif fayla kesilmiş ve grabenin güncel çökelleri altında kalmıştır.

Kısıkkaya ve Kırkağaç alüvyon yelpazeleri Soma alüvyon yelpazesine benzer olarak, döküntü akmaları ile biriktirilmiştir. Kırkağaç yelpazesindeki çapraz katmanlı çakıltası, döküntü akması çökellerinin sulandırılarak yeniden işlendiğini yansıtır.

Kırkağaç grabenindeki kolüvyal apron çökelleri Kırkağaç ve Bakır faylarına bitişik ve alüvyon yelpazeleri üzerinde uyumsuz olarak bulunur (Şekil 3 ve 4). Bu çökelleri temsil eden üç kesitlerden beş litofaiyes ayırdedilir; aramadde destekli çakıltası (Gm), tane destekli kanallanmış çakıltası (Gmc), çapraz

katmanlı çakıltası (Gt), yatay katmanlı çakıltası (Gms) ve çakıllı paleotoprak (P) (Şekil 6; Bakır 1, Bakır 2 ve Kayadidi). Gm fasiyesi kil-ince çakıl aramadde destekli, katmansız veya kalın katmanlı, az boylanmalı ve ender olarak üste doğru tane kabalaşmalıdır. Çakıltıların tabanı sıg ve derin aşınmalıdır. Gms fasiyesi, kaba yatay katmanlı, sarı-kırmızı renkli killi aramadde ve çakıl bakımından zengin düzeylerin ardalanmasından oluşur. Gmc fasiyesi, ince çakıl-blok arası büyüklükte köşeli çakıllı, kil aramadde destekli, tane destekli ve az pekleşmiştir. Tabanları genellikle derin ve sıg oluksal aşınma ve kayma yüzeyleri içerir. Çakıltası katmanları bazen kırmızımsı çakıllı toprak üzerinde oluksal taban aşınmalıdır ve başka paleotoprak zonu ile örtülüdür (Şek. 6, Bakır 2). Gt fasiyesi, kalın-ince düzlemsel çapraz katmanlıdır ve diğer çakıltası katmanlarını eğim yönünde aşınmalı bir dokanak ile aşar. Aşındırma aralığında ince paleotoprak arakatkıları bulunur (Şekil 6, Kayadibi).

Kırkağaç grabeninin oluşumundan sorumlu kenar fayları, Soma grabenine benzer olarak, yanal doğrultu atım bileşenli verrev atımlı faylardır (Çizege 1). Kırkağaç grabenini batıdan sınırlayan fay zonu içinde, fay zonunu oluşturan faylar basamaklı geometri sergiler. Bu geometri içinde, faylar ve onlar üzerindeki devinim batıdan doğuya doğru gencleşir. Bu nedenle Bakır fayı Kırkağaç fayından göreceli olarak gençtir. Kırkağaç ve Bakır faylarına bitişik alüvyon yelpazelerinin deniz seviyesinden yükseklik farklarına göre erken Kuvaterner'deki düşey atım miktarı yaklaşık 170 m dir. Yelpaze ve apron çökellerinin graben içindeki eşleniği çökellerinin toplam kalınlığı gözönüne alındığında Kuvaterner'deki toplam düşey atım miktarı yaklaşık 420 m olarak hesaplanabilir. Bu değer ortalama 0.26 mm/yıl düşey deformasyon hızına karşılık gelmekte olup, Gediz grabenindeki deformasyon hızına göre oldukça düşüktür (Koçyiğit ve diğerleri, 1999)

SOMA VE KIRKAĞAÇ GRABENLERİ VE YAKIN ÇEVRESİNİN DEPREMSELLİĞİ

Soma ve Kırkağaç grabenlerinde ağır hasar ve can kaybı yaratan tarihsel deprem kaydına rastlanmamakla birlikte, olası dış merkezinin yeri Bakırçay grabeninin kuzeybatı kenarı olan ve Soma grabeni içindeki yerleşim birimlerine ağır hasar veren üç tarihsel deprem rapor edilmiştir (Soysal ve diğerleri, 1981; Ambraseys ve Jackson, 1998). Bu depremler sırasıyla 253, 1296 ve 1895 depremleridir. Makrosismik gözlem ve hasarın derecesine göre dış merkez koordinatları sırayla 39.10 K-27.15 D; 39.20 K-27.40D ve 39.10 K-27.10 D olarak verilmiş olan bu depremlerin şiddetleri de yine sırayla IX, VII ve VIII olarak rapor edilmiştir.

1900-2000 yılları arasında Soma ve Kırkağaç grabenleri ve yakın çevresinde küçük ve orta şiddette 200 deprem olmuştur (Boğaziçi Üniv., Kandilli Gözlem Lab. ve Deprem Araştırma Enstitüsü kayıtları). Bu depremler küme şeklinde dağılım gösterir ve daha çok Kırkağaç grabeni çevresinde ve içinde yoğunlaşmıştır. Bu dağılım şekli değişik doğrultu ve eğim yönlerinde gelişmiş normal faylar ve normal faylanma için karakteristiktir (Şekil 7). 1919 ve 1942 yıllarında oluşmuş orta büyüklükteki iki deprem Soma ve Kırkağaç grabenleri içindeki ve çevresindeki yerleşkelerde can kaybı ve ağır hasara yol açmıştır.

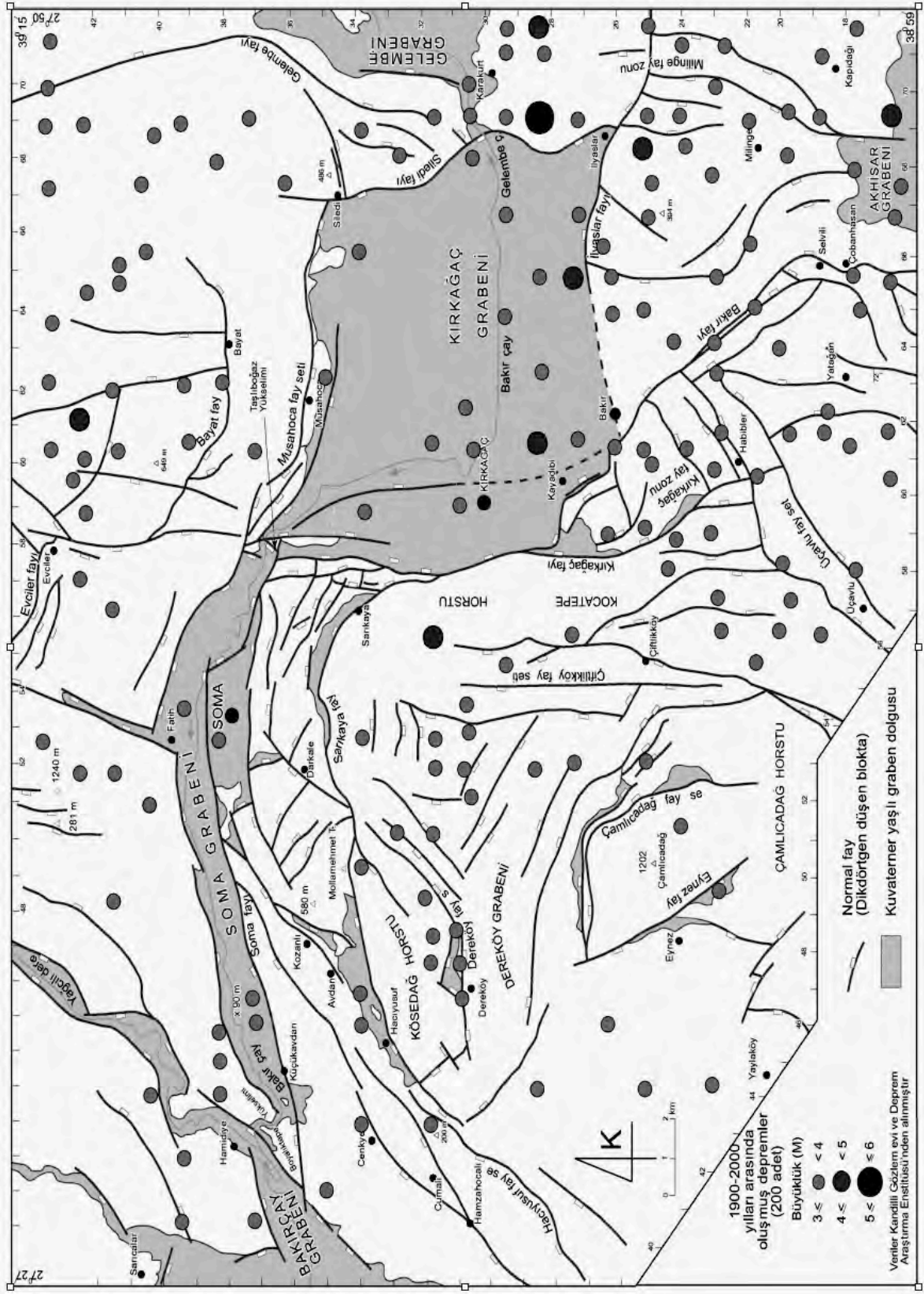
İTÜ AVRASYA YERBİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

KUVATERNER ÇALIŞTAYI IV 2003

Bergama depremi ($M_s=6.88$): “1919 Soma depremi” olarak da rapor edilmiş (Eyidoğan ve diğerleri, 1991) olan bu sismik olayın dış merkezi, rapor edilen koordinatlara (39.20 K-27.20D; 39.11 K-27.20 D; 39.35 K-27.44 D) göre (Gençoğlu ve diğerleri 1981; Ergin ve diğerleri 1967; Ambraseys, 2001) Bakırçay grabeninin kuzeybatı kenarı olup, Soma ilçe merkezine 30 km, Kırkağaç ilçe merkezine ise 40 km uzaklıktadır. Başka bir deyişle deprem, KD gidişli Bakırçay grabeninin güneydoğu kenarını denetleyen ve kuzeybatıya eğimli olan faydan kaynaklanmıştır ve Soma grabenindeki yerleşim birimlerinde de hasara yol açmıştır. Deprem, Bakırçay grabeninin kuzeybatı kenarında, yaklaşık 50 km uzunluğundaki bir zon (inceleme alanının kuzeybatı kesimindeki Cumalı, Cenkyeri, Hamidiye ve Beyce yerleşkelerini de kapsar) içinde kalan tüm yerleşkelerde ağır hasara yol açmıştır. Yine inceleme alanının kuzeybatısındaki Yağcılı dere vadisinde yer kaymalarına, Beyce yakınlarında da tren raylarının deformasyonuna neden olmuştur. Ayrıca Soma, Bergama, Balıkesir ve Edremit’te birçok evin, resmi binaların ve cami minaresinin çöktüğü rapor edilmiştir (Pınar ve Lahn, 1952; Eyidoğan ve diğerleri., 1991). Bergama depreminin büyüklüğü, Ambraseys (2001) tarafından $M_s=6.88$ olarak rapor edilmiştir.

Kırkağaç depremi: ($M_s=6.03$): Değişik yazarlar tarafından koordinatları 39.10 K-27.80 D (Gençoğlu ve diğerleri., 1990), 39.00 K-27.50 D (Ergin ve diğerleri., 1967) ve 39.25 K-27.93 D (Ambraseys, 2001) olarak verilen 1942 Kırkağaç depreminin dış merkezi, Kırkağaç grabeninin doğu kenarında yer almakta olup, bu deprem, grabenin batı kenarını denetleyen, yaklaşık K-G gidişli ve doğuya doğru eğimli Bakır ya da Kırkağaç faylarından kaynaklanmış olmalıdır (Şekil 7). Derinliği 50 km (Gençoğlu ve diğerleri., 1990) büyüklüğü ise $M_s=6.03$ olarak rapor edilen (Ambraseys, 2001) depremin neden olduğu hasar ve can kaybı hakkında herhangi bir bilgiye erişilememiştir. 1942 depreminin dış merkezi, Kırkağaç ilçe merkezinin 10 km doğusundadır.

Özetle, 20. yüz yıl içinde oluşan ve büyüklükleri 3 ile 6.88 arasında değişen depremlerin dış merkez dağılımları ile graben kenar fayları arasındaki geometrik ilişki , gerek Soma gerekse Kırkağaç graben kenarlarını sınırlayan fayların çoğunun diri ve orta büyüklükte deprem üretme potansiyeline sahip olduklarını göstermektedir.



Şekil 7. Soma, Kırkağaç ve Dereköy grabenleri ile yakın çevresinin sismotektonik haritası

SONUÇLAR

1. Soma, Kırkağaç ve Dereköy grabenlerinin 250 m kalınlığındaki tortul dolgusu Kuvaterner-güncel alüvyon yelpazesi, kolüvyal apron ve kaba/ince taneli akarsu tortullarından oluşur. Bu tortul dolgunun uyumsuz olarak üstlediği kaya birimleri kıvrımlı deformasyon geçirmiştir.
2. Grabenlerin oluşumu, bir kıvrımlanma fazı ile kesikliğe uğrayan iki genişleme evresinde gerçekleşmiştir. Birinci evre Miyosen, ikinci evre ise Geç Pliyosen yada Kuvaterner'dir.
3. Önceki çalışmalarda (Westaway, 1990; Yılmaz ve diğerleri, 2000), D-B gidişli tek bir yapı (Bergama grabeni) olarak gösterilmiş olan çöküntü alanlarının, birbirlerinden horstlarla ayrılan, değişik geometriye sahip üç ayrı yapı (KD gidişli Bakırçay grabeni, B-GB gidişli Soma grabeni ve K-G gidişli Kırkağaç grabeni) olduğu jeolojik haritalama ile ortaya konmuştur. Ayrıca, Dereköy grabeninin varlığı da saptanmış, ancak bu grabenin, kömür üretim kazıları nedeniyle, güncel graben dolgusu yok edilmiş ve geometrisi bozulmuştur.
4. Soma grabenin güney, Kırkağaç grabeninin batı, Dereköy grabenin ise olasılıkla kuzey kenarını sınırlayan faylar diğer faylara göre daha egemen ve aktiftir. Bu nedenle, grabenler bakışsız olarak gelişmektedir.
5. Soma grabeninin güney, Kırkağaç grabeninin ise batı kenarını denetleyen faylar boyunca, Kuvaterner sırasında (1.6 My) gerçekleşmiş olan toplam düşey atım miktarları sırayla 575 m ve 420 m olup, bu değerler yine sırayla 0.36 mm/yıl ve 0.26 mm/yıl gibi düşey deformasyon hızlarına karşılık gelmektedir. Bu değerler ayrıca, Soma grabeninin Kırkağaç grabeninden daha hızlı, fakat güneybatı Türkiye'deki diğer bazı grabenlere göre (örneğin Gediz grabeni) çok daha yavaş deformasyon geçirdiğini de göstermektedir.
6. Fay kinematik analizlerine göre, grabenlerin kenar fayları, sağ ve sol doğrultu atım bileşenli verev atımlı normal faylardır.
7. Soma ve Kırkağaç grabenleri ile bunların yakın çevresinin bu çalışmada yapılan sismotektonik haritası (Şekil 7), Soma ve Kırkağaç grabenlerinin aktif olduğunu ve graben kenar faylarının normal fay niteliği taşıdığını ortaya koymuştur. Diğer taraftan, graben kenar faylarının üzerinde birikmiş olan toplam düşey atım miktarı ve fayların boyutları, bu bölgenin, tekrarlanma aralığı oldukça geniş ve orta büyüklükte deprem tehlikesine açık olduğunu da gösterir. Her iki grabende de, yüksek can ve maddi kayıba yol açmış tarihsel bir deprem kaydına rastlanılmamış olması da bu sonucu doğrular gözükmektedir.

KATKI BELİRTME

Bu araştırma YDABÇAG – 199Y013 nolu araştırma projesi ile TÜBİTAK tarafından desteklenmiştir.

- Ambraseys, N.N., 2001. Reassessment of earthquakes, 1901-1999, in Mediterranean and the Middle East. *Geophys. J. Int.*, 145, 471-485.
- Ambraseys, N.N., Jackson, J.A., 1998. Faulting associated with historical and recent earthquakes in the Eastern Mediterranean region. *Geophys. J. Int.* 133, 390-406.
- Akdeniz, N., 1980, Başlamış formasyonu. *Jeoloji Müh.*, 10, 39-47.
- Arpalıyığıt, İ., İnci, U., 2000. Kırkağaç diri fay zone. *Batı Anadolu'nun Depremselliği Sempozyumu*, 24-27 Mayıs 2000, İzmir, *Proceeding*, 184-188.
- Blikra, L. H., Nemec, W., 1998, Postglacial colluvium in western Norway: depositional processes, facies and paleoclimatic record. *Sedimentology*, 45, 909-961.
- DSİ Raporu, 1976, Bakırçay Ovası Hidrojeolojik Etüd Raporu, DSİ Genel Müdürlüğü, 63 sayfa.
- Ercan, T., Satır, M., Kreuzer, H., Türkecan, A., Günay, E., Çevikbaş, A., Ateş, M., Can, B., 1985, Batı Anadolu Senozoyik volkanitlerine ait yeni kimyasal, izotopik ve radyometrik verilerin yorumu. *T.J.K. Bülteni*, 28/2, 105-121.
- Erdoğan, B., 1990, İzmir-Ankara zonuun İzmir ile Seferhisar arasındaki bölgede stratigrafik özellikleri ve tektonik evrimi. *TPJD Bülteni*, 2/1, 1-20.
- Ergin, K., Güçlü, U., Uz. Z., 1967. Türkiye ve civarının deprem kataloğu (Milattan sonra 11 yılından 1964 sonuna kadar). İstanbul Teknik Üniv., Maden Fakültesi, Arz Fiziği Enstitüsü yayını, no. 24.
- Eyidoğan, H., Güçlü, U., Utku, Z., Değirmenci, E., 1991., Türkiye büyük depremleri Makro-sismik Rehberi. Kurtuluş Matbaası, İstanbul, 199 s.
- Gençoğlu, S., İnan, E., Güler, H., 1990. Türkiye'nin Deprem Tehlikesi, TMMOB Jefizik Mühendisleri Odası Yayını, Ankara, 701 s.
- İnci, U., 1998 a. Lignite and carbonate deposition in Middle Lignite succession of the Soma Formation, Soma coalfield, western Turkey. *Int. J. Coal Geol.* 37, 287-313.
- İnci, U., 1998 b. Synvolcanic alluvial sedimentation in lignite-bearing Soma basin. *Tr. Jour. Earth Sciences* 7, 63-78.
- İnci, U., 2002, Depositional evolution of Miocene coal successions in the Soma coalfield, western Turkey. *Int. Jour. Coal Geology*, 50 (1), .. (in press).
- Koçiyığıt, A., Yusufoglu, H., Bozkurt, E., 1999. Evidence from the Gediz graben for episodic two stage extension in western Turkey. *Journal of Geological Society, London.* 156, 605-616.
- Nebert, K., 1978, Linyit içeren soma Neojen bölgesi, Batı Anadolu. *MTA Dergisi*, 90, 20-70.
- Nemec, W., Kazancı, N., Quaternary colluvium in west-central Anatolia: sedimentary facies and paleoclimatic significance. *Sedimentology*, 46, 139-170.
- Okay, A. ve Siyako, M., 1991, İzmir Balıkesir arasında İzmir-Ankara Neo-Tetis kenedinin yeni konumu. Türkiye ve Çevresinin Tektoniği-Petrol Potansiyeli, Ozan Sungurlu Sempozyumu Bildirileri. Ozan Sungurlu Bilim, Eğitim ve Yardım Vakfı, 333-355, Ankara
- Pınar, N., Lahn, E., 1952. Türkiye depremleri izahlı kataloğu. Bayındırlık Bakanlığı, Yapı ve İmar İşleri Reisliği., Ankara, 36/6.
- Soysal, H., Sipahioğlu, S., Kolçak, D., Altınok, Y., 1981. Türkiye ve çevresinin tarihsel deprem kataloğu (MÖ. 2100-MS. 1900). TÜBİTAK, TBAG 341 nolu proje raporu, 36 s.
- Şaroğlu, F., Emre, Ö., Boray, A., 1987. Türkiye'nin diri fayları ve depremsellikleri. MTA, Rapor No. 8174, 394 s (Yayımlanmamış).
- Westaway, R., 1990. Blok rotation in western Turkey.I. Observational evidence. *Journal of Geophysical Research.* 95, 19857-19884.
- Yılmaz, Y., Genç, C.Ş., Gürer, F., Bozcu, M., Yılmaz, K., Karacık, Z., Altunkaynak, Ş., Elmas, A., 2000. When did the Western Anatolian grabens begin to develop ?. In: Bozkurt, E., Winchester, J.A., Piper, J.D.A.(eds), *Tectonics and Magmatism in Turkey and surrounding Area.* Geol. Soc. London, Special Publ. 173, 353-384.
- Yeşilyurt, S.K., Taner, G., 1999. Manisa (Soma) yöresi (Batı Anadolu) Neojen stratigrafisi ve Molluska faunası. I. Batı Anadolu Hammadde Kaynakları Sempozyumu. *Bildiriler* 157-165.

DOĞU ANADOLU LİTOSFER MEKANİĞİNE YENİ BİR YAKLAŞIM

A.M.C. Şengör^{1,2}, Sinan Özeren², Ekrem Zor³, Tuğrul Genç²

ÖZET

Ortalama yüksekliği ~2 km olan Doğu Anadolu Yüksek Platosu Kuzey-Güney ekseninde aktif olarak sıkışmakta olan bir bölgedir. Bölgede Pleistosen'den güncele kadar uzanan periyod içinde geniş ölçekte volkaniklik mevcuttur. Bölgenin yüksek topografyası, yakın zamana kadar ortalama 55 km civarında olduğu varsayılan kabuk kalınlığı ile ilişkilendiriliyordu. 29 istasyon kullanılarak geçtiğimiz yıl tamamlanan bir sismolojik çalışmada kabuk kalınlığının ortalama değerinin ancak 45 km civarında olduğu ortaya çıktı. Bu gözlemleri Pn ve Sn fazları gözlemleri ile de birleştirilerek bölgenin büyük bölümünde manto litosferinin varolmadığı sonucu ortaya çıkıyor. Manto litosferi bulunmayan bölüm, üst Kratese-alt Oligosen yaşlı bir yığılma prizması olan Doğu Anadolu Yığılma Prizması ile örtüşmektedir. Manto litosferinin varolmaması, prizmanın altındaki dalan levhanın kopmasına ve litosferin alt kısımlarının doğrudan astenosferik sıcaklıklara maruz kalıp büyük oranda kısmi ergime oluşturmaya bağlanmaktadır. Doğu Anadolu Yüksek Platosu kalın bir kabuk tarafından değil sıcak manto tarafından dengede tutulmaktadır.

GİRİŞ

Doğu Anadolu Yüksek Platosu (Şekil-1) 150.000 km²'ye varan alanıyla Alp-Himalaya dağ sistemi boyunca yer alan bir yüksek platodur (ortalama yükseklik ~2 km) [Şengör ve Kidd, 1979]. Bölgenin bu yüksekliğe ulaşması Serravalian'dan (~13 milyon yıl) günümüze uzanan bir süreçtir ve Arabistan ve Avrasya'nın çarpışması ile başlamıştır [Şengör and Kidd, 1979; Dewey ve diğerleri., 1986]. Uzun zaman, bu yükselmenin intrakontinental bir çarpışma sonrasında oluşması beklenen bir kabuk kalınlaşması ile birlikte süregeldiğine inanılmıştı, ~55 km kabuk kalınlığı varsayımı da bu nedenle yapılmıştı [Şengör, 1980]. Geçtiğimiz yıllarda Doğu Anadolu'da 29 istasyon kullanılarak toplanan sismolojik veri [Sandvol ve diğerleri., 2000] alıcı fonksiyonu yöntemi ile çözümlenmiş [Zor ve diğerleri., 2003] ve bu çözümleme sonunda da ortalama kabuk kalınlığı için sürpriz bir değer olan ~45 kilometre bulunmuştur (Şekil-2). Doğu Anadolu topoğrafyasını ortalama ~45 km ortalama kabuk kalınlığıyla standart bir manto litosfer ile dengede tutmak (normal bir litosferik kalınlıkla bile) mümkün değildir (bu yargımızda litosferik mantonun termal yönden peridotit solidüsünün üzerinde olduğunu kabul ediyoruz). Doğu Anadolu'nun altında ölçülen Pn ve Sn fazlarının hızları da [Gök ve diğerleri., 2000,

2003 ve Lazki ve diğerleri., 2003] böyle bir manto litosfer tabakasının mevcut olmadığına ve yüksek topoğrafyanın da en az astenosfer sıcaklığı düzeyinde sıcaklarla bağlantılı etkileşimler sonucunda bu şekilde olduğuna işaret ediyor. Bu çalışmada, Doğu Anadolu'da manto litosferinin yokluğunun sadece

¹ İTÜ Avrasya Yerbilimleri Enstitüsü

² İTÜ Maden Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü

³ Boğaziçi Üniversitesi, Kandilli Rasathanesi

Senozoik jeolojik evrimiyle uyumlu olmadığını, aslında bu evrimin kaçınılmaz bir sonucu olduğunu göstereceğiz.

DOĞU ANADOLU YÜKSEK PLATOSU JEOLJİSİNİN ANA HATLARI

Doğu Anadolu Yüksek Platosu'nun jeolojisi en iyi şekilde neotektonik ve paleotektonik kayaç grupları ile temsil edilir. Platonun paleotektonik yapıları kendilerini üç temel tektonik birim halinde gösterir:

(1) Doğu Rodop-Pontid yayı Albiyen-Oligosen yaşında güneye bakan magmatik bir yaydır. Bu yay, Avrasya kıta kenarının altına, kuzeye doğru dalan bir dalma-batma sistemi tarafından oluşturulmuştur [Yılmaz ve diğerleri., 1997]. Geniş ölçekli bir geri sıkıştırma (backthrusting) zonu Kratese yaşlı ofiyolitik melanj naplarını bunun güney kenarına getirmiştir. Bunlar Doğu Anadolu Yığılma Kompleksi'nin en gerideki parçalarıdır [Şengör and Yılmaz, 1981, 6E ve F şekilleri].

(2) Doğu Anadolu Yığılma Prizması :Doğu Anadolu Yüksek Platosu'nda Adilcevaz kireçtaşı görüldüğü her yerde [Aquitania'den Burdigalian'a: ~20-16 Ma Şaroğlu and Yılmaz, 1987] bunun üst Kratese (vaya daha genç) ofiyolitik melanj ve Pliyosenden üst oligosene kadar fliş sekansları içerdiği bilinmektedir. Kuzeyden güneye gidildikçe fliş gençleştiği gibi çevresi de Kratese'den Oligosen'e doğru sıkışır. Kuzeyde Oligosen uyumsuz bir örtüdür [e.g., Tüysüz ve Erler, 1995].

Doğu Anadolu Yığılma Prizması'nın litosferik bir tabanı olmadığı gerçeği, doğu kenarının (Kuzeybatı İran) erken Jura döneminde Laurasia'nın bir parçası haline gelmiş olması ve bu dönemde batı kenarının da (Menderes-Toros Bloğu) halen Laurasia'dan uzakta olması ile malumdur [Şengör and Natal'in, 1996].

(3) Bitlis-Pötürge Masifi: Doğu Anadolu Yığılma Kompleksi Muş süturu boyunca çok deforme olmuş metamorfik masiflerle temas halindedir.

Doğu Anadolu'da neotektonik dönem Adilcevaz kireçtaşının sudan çıkması ile başlar, bunun hemen ardından yüksek plato sedimantasyonu ve volkaniklik başlamıştır. Doğu Anadolu'da rastlanan en genç denizsel çökeller Serravaliyen yaştadır [Gelati, 1975]. Dolayısıyla plato en geç 11 milyon yıl önce yükselmeye başlamış demektir. Platodaki en yaşlı volkanikler de hemen hemen bu yaştadır, ancak geniş ölçekte volkanikliğin başlaması için 4-5 milyon yıl daha geçmesi gerekmiştir [Pearce ve diğerleri., 1990; Keskin ve diğerleri., 1998]. Platoda en sık rastlanan sedimanter kayalar Miyosen'den günümüze karasal konglomeralar, şeyl ve marn içeren kumtaşları ve ters faylarla sınırlanmış doğu-batı uzanan havzalarda çökelen evaporitlerdir [Şengör ve diğerleri., 1985; Şaroğlu and Yılmaz, 1987].

Doğu Anadolu Yüksek Platosu'ndaki en önemli aktif yapılar KD-GB ve GD-KB uzanan doğrultu atımlı faylar ve daha az sayıda D-B uzanan ters faylardır [Şengör ve diğerleri., 1985; Dewey ve diğerleri., 1986; Bozkurt, 2001; Örgülü ve diğerleri., 2003]. Plio-pleistosen sedimanter kayaların kıvrım eksenleri de genellikle D-B uzanır [Şengör ve diğerleri., 1985; Dewey ve diğerleri., 1986; Şaroğlu and Yılmaz, 1987]. Bütün bu gözlemler platonun en az ~15 milyon yıldan beri sıkışmakta olduğunu göstermektedir,

İTÜ AVRASYA YERBİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

KUVATERNER ÇALIŞTAYI IV 2003

ne var ki bu sıkışma daha aktiftir ve ters faylardan daha çok doğrultu atımlı faylarla kontrol edilmektedir [Şengör ve diğerleri., 1985].

DOĞU ANADOLU'DA LİTOSFER

Zor ve diğerleri (2003), 29 istasyon kullanarak yaptıkları çalışmada Doğu Anadolu'da kabuk kalınlığı dağılımını hesaplamışlardır. Biz de bu çalışmada yüzey jeolojisi ve topoğrafyayı da hesaba katarak bu kabuk kalınlığı dağılımından hareketle bölgenin litosferik yapısına bir yaklaşım yapıyoruz. Şekil-1 ve Şekil-2'nin bir karşılaştırmasından da görüleceği gibi, kıta kabuğunun 45 kilometreden daha kalın olduğu yerler Doğu Anadolu Yığılma Kompleksi'nin dışında kalmaktadır. Kabuğun oldukça ince olduğu bir diğer bölge de Arap levhasının Aptiyen-Albiyen riftleşmesine sahne olan en kuzey ucudur [Şengör, 2001]. Litosfer kalınlığı hakkında fikir ileri sürmeden önce bu konuda yapılan kabulleri sıralamak yerinde olacaktır: (1) Litosfer tabanını izotermal bir yüzey olarak ele alıyoruz, (2) litosferdeki ısı akısının zamanla değişmediğini varsayıyoruz, (3) kıta kabuğu kompozisyonunun yatay ekseninde önemli heterojenlikler içermediğini kabul ediyoruz ve tüm litosferin de okyanus ortası sırtlara göre izostatik dengede olduğu kabulünü yapıyoruz. Bu çalışmada, jeolojik modellerle uyumlu olarak kabuk ve manto yoğunluklarını sırasıyla $\rho_c = 2.82 \text{ kg/m}^3$ ve $\rho_m = 3.27 \text{ kg/m}^3$ olarak aldık ve Lachenbruch ve Morgan [1990] tablolarını kullanarak litosferik manto kalınlıklarını hesapladık. Bu tablolar sıcaklığın bir fonksiyonu olarak verilen kıta kabuğu ve manto yoğunlukları ile kalınlıkları ilişkilendiren düzeneklerdir. Başka bir deyişle, bu tablolar topoğrafyaya manto ve kabuğun katkısını ayrı ayrı vermektedir. Şekil-2'de sonuçlarımızı sonuyoruz, bu hesaplarda topoğrafya değerlerinin alıcı fonksiyonu çalışmasında kullanılan Fresnel zonu yarıçaplı daireler içinde ortalamalarını kullandık.

Doğu Anadolu'nun kabuk kalınlığını normal kalınlıktaki bir manto litosferi ile açıklamak zor görünmektedir. Çarpışmayla kalınlaşmış bir litosferle (yay ötesi) bu açıklamayı yapmak ise bütünü imkansızdır. Normal kalınlıktaki bir litosferle platonun ortalama 1.5 km yükseklikte duruyor olması gerekirdi, bu da gerçek ortalama yüksekten bir kilometre daha alçaktır. Dikkat edilecek olursa en ince kabuğun bulunduğu yerler aslında en yüksek topoğrafyaya karşı gelmektedir. Tekrar Şekil-1 ve Şekil-2 karşılaştırılırsa manto litosferinin mevcut olamadığı yerlerin neredeyse mükemmel bir şekilde Doğu Anadolu Yığılma Kompleksi ile örtüştüğü görülür.

YORUMLAR VE SONUÇLAR

Eğer Doğu Anadolu Yığılma Kompleksi'nin gerçekten bir manto litosferi yok ise burada sorulması gereken soru durumun neden böyle olduğudur. Yanıtı bölgenin jeolojik evriminde aramak yerinde olacaktır. Şekil-3, kabaca 42 derece boyları boyunca alınmış bir kesidi göstermektedir. Alt Eosen'de Rodop-Pontid yayı halen aktiftir ve belki de günümüzde Makranda görülen büyüklükte bir dalma-batma yığılma kompleksine sahiptir. Yukarı Eosen'e gelindiğinde bu dalma-batmanın ucu bazı noktalarda Bitlis-Pötürge masifine değişiyor olabilirdi (bu masif o zaman itibarı ile Arap levhasına yapıştı) . Oligosen boyunca Doğu Anadolu Yığılma Kompleksi altından kayan okyanus litosferi üzerinde sıkıştı ve yükseldi . Bu 'gizli dalma-batma' [Şengör, 1984] Rodop-Pontid yayındaki son

Oligosen intrüzyonlarını ve güneylerindeki ekstrüzyonları oluşturmuş olabilir [38.5 My: Keskin ve diğerleri., 1998]. Doğu Anadolu Yığılma Kompleksi kalınlaşarak normal kıtasal kabuk kalınlığına ulaştığında dalma-batma sınırlandı ve Miyosen'in başında Arabistan-Avrasya konverjansı Kafkasya'dan Arap levhasının kuzeyine kadar intrakontinental konverjans ve kabuk sıkışması ile karşılanmaya başladı. Dahan levha kırılmaya muhtemelen 11 milyon yıl önce, yaklaşık 200 km derinlikte başladı (burada dalma açısının 45 derece olduğunu ve 24 milyon yıl ve 11 milyon yıl öncesi arasındaki periyotta da sabit 2.5 cm/yıl dalış hızının korunduğunu varsayıyoruz). Eğer dahan levha, üzerindeki litosferle uç noktaya kadar temas halinde kalmışsa kırılma 50 km derinlikte ve suturen 300 km kuzeyinde de olmuş olabilir. Bu sırada çarpışma kaynaklı volkanizmanın odağı Doğu Pontid kenarının 75 kilometre güneyindeydi (42 derece meridyen boyunca). Çarpışma kaynaklı magmatizma 11 milyon yıl önce, plato yüzeyi sudan tamamen temizlendikten sonra bugünkü suture çizgisinin yaklaşık 200 km kuzeyinde başladı [Keskin ve diğerleri., 1998]. Bundan 8 milyon yıl öncesine gelindiğinde dahan levha parçalanması işlemi tamamlandı ve bu zaman itibari ile çarpışma-sonrası volkanizma platonun geneline yayıldı ve yayılma yönü de genel olarak güneye doğru oldu. Bu irdeleme ile ulaşılan dahan levha parçalanma zamanı ve pozisyonu Davies and von Blanckenburg [1995] model çalışması sonuçları ile uyum içindedir. Yığılma kompleksi halen dahan levhanın üzerindeyken dahan levha büyük bir olasılıkla okyanus seviyesinin altında kalmak zorunda kalmıştı çünkü bu levhanın yaşı 100 milyon yıldan fazlaydı [Şengör ve Yılmaz, 1981, Masse ve diğerleri., 1993 ve Şengör and Natal'in, 1996] ve kalınlığı da 45 kilometreden azdı. Levhanın aşağıya inmesiyle birlikte Doğu Anadolu Yığılma Kompleksi'nin altı en az astenosferik sıcaklıklara maruz kaldı ve bu da bir çok yerde kısmi ergimeye neden oldu. Doğu Anadolu'da Miyosen'den günümüze volkanikliğin andezitik-riyolitik kabuk ergimelerinden alkali olivin bazaltlara kadar değişen zengin bir jeokimyaya sahip olması astenosferin yukarıya hareketine, adyabatik ergimeye ve yukarıdaki kabuğu da ısıtmasına bağlıdır [Keskin, 2003].

Şekil-4 bir manto sorgucu tarafından yaratılan Etyopya Yüksek Platosu ve Doğu Anadolu Yüksek Platosu'nun elastik etkileri bertaraf etmek için 125 kilometrede alçak-geçişli olarak filtrelenmiş D-B topografik profillerini karşılaştırıyor. Bu iki profilin birbirlerine çarpıcı derecede benziyor olmaları, kökenlerinin de benzer olabileceğini akla getiriyor. Biz bu benzer kökenin, manto kısmını kaybetmiş bir kıtasal litosferin altında yükselen sıcak astenosfer olduğuna inanıyoruz.

Burada sunulan modelin, çok büyük dalma-batma ve yığılma komplekslerine sahip diğer bölgeler için de önemli olduğuna inanıyoruz (örneğin Orta Asya'da Altaidler [Şengör ve Natal'in, 1996] veya the Çin'deki Songpan-Ganzi [Şengör, 1984]). Böyle bölgelerde geniş ölçekte A-tipi granit magmatizması ve felsik ve orta seviye volkanizma, dalma-batmanın sona ermesinden kısa süre sonra önceki yığılma komplekslerini işgal etmektedir. Bu sonradan gelişen magmatizma, yığılma prizmalarının kabuğa dönüştürülmesinde önemli bir adımdır, başka bir deyişle kıta kabuğunun evriminin anlaşılmasında kritik öneme sahip bir konudur.

YARARLANILAN KAYNAKLAR

- Bozkurt, E., *Neotectonics of Turkey—a synthesis*, *Geodynamica Acta*, 14, 3-30, 2001.
- Davies, J. H. and von Blanckenburg, F., *Slab breakoff: a model of lithosphere detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogens*: *Earth Planet. Sci. Lett.*, 129,85-102, 1995.
- Dewey, J. F., Hempton, M. R., Kidd, W. S. F., Şaroglu, F., and Şengör, A. M. C., *Shortening of continental lithosphere: the neotectonics of Eastern Anatolia - a young collision zone*: in Coward, M.P. and Ries, A.C., eds., *Collision Tectonics*, *Geol. Soc. London Spec. Pub.* 19(R.M. Shackleton volume), 3-36, 1986.
- Gelati, R., *Miocene marine sequence from Lake Van, eastern Turkey*, *Riv. Ital. Paleont.Stratigr.*, 81, 477-490, 1975.
- Gök, R., Turkelli, N., Sandvol, E., Seber, D., Barazangi, M., *Regional Wave propagation in Turkey an surrounding regions*, *Geophysical Research Letters*, 27, 3, 429-432, 2000.
- Keskin, M., Pearce, J.A. and Mitchell, J.G., *Volcano-stratigraphy and geochemistry of collisionrelated volcanism on the Erzurum-Kars Plateau, North Eastern Turkey*, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 85/1-4, 355-404, 1998.
- Ketin, I., *Van Gölü ile İran sınırı arasındaki bölgede yapılan jeoloji gözlemlerinin sonuçları hakkında kısa bir açıklama*, *Türk. Jeol. Kur. Bült.*, 20, 79-85, 1977.
- Khain, V. E., *Structure and main stages in the tectono-magmatic development of the Caucasus: an attempt at geodynamic interpretation*, *American Journal of Science*, 275-A, 131-156, 1975.
- Korkmaz, S., Tüysüz, N., Er, M., Musaoglu, A. and Keskin, I., *Stratigraphy of the Eastern Pontides*, *Proceedings of the International Symposium on the Geology of the Black sea Region* (Erler, A., Ercan, T., Bingöl, E. and Örcen, S., eds.), September 7-11, Ankara, Turkey,
- General Directorate of Mineral Research and Exploration and Chamber of Geological Engineers, Ankara, 59-68, 1995.
- Lachenbruch, A.H. and Morgan, P., *Continental extension, magmatism and elevation; formal relations and rules of thumb*, *Tectonophysics*, 174, 39-62, 1990.
- Masse, J. P., Bellion, y., Benkheilil, J., Boulin, J., Cornee, J. J., Dercourt, J., Guiraud, R., Mascle, G., Poisson, A., Ricou, L-E., Sandulescu, M., *Lower Aptian paleoenvironments (114-112 Ma), scale 1:20,000,000 at equator*, *Atlas Tethys Palaeoenvironmental Maps*. BEICIPFRANLAB (Dercourt, J., Ricou, L.-E. and Vrielynck, B., eds.), Rueil-Malmaison, 1993.
- Okay, A. I. And Şahintürk, Ö., *Geology of the eastern Pontides, Regional and Petroleum geology of the Black Sea and Surrounding Region* (Robinson, A. G., eds.), *AAPG Memoir* 68, 291-311, 1997. 1980.
- Pearce, J.A., Bender, J.F., De Long, S.E., Kidd, W.S.F., Low, P.J., Güner, Y., Şaroglu, F., Yılmaz, Y., Moorbath, S., Mitchell, J.G., *Genesis of collision volcanism in Eastern Anatolia, Turkey*, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 44, 189-229, 1990.
- Sandvol, E., Seber, D., Barazangi, M., Türkelli, N., Gürbüz, C., Kuleli, S., Karabulut, H., Zor, E., Gök, R., Bekler, T., Arpat E., and Bayraktutan, S., *Eastern Turkey Seismic Experiment*, *IRIS Newsletter*, 2000, Number 1, 2000.
- Şaroglu, F. and Yılmaz, Y., *Geological evolution and basin models during the neotectonicepisode in eastern Anatolia*: *Bull. Min. Res. Expl. Inst. Turkey*, 107, 61-83, 1986.
- Şengör, A. M. C., *Türkiye'nin Neotektoniginin Esasları*, *Türk. Jeol. Kur., Konf. Serisi*, 2, 40, 1980.
- Şengör, A. M. C., *The Cimmeride orogenic system and the tectonics of Euraisa*, *Geol. Soc. America Spec. Paper.*, 195, xi+82, 1984.
- Şengör, A. M. C., *Elevation as indicator of mantle plume activity*, *Geological Society of America Special Paper* (Ernst, R. and Buchan, K., eds.), 352, 183-225, 2001.
- Şengör, A. M. C., Görür, N. and Şaroglu, F., *Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study*, *Strike-slip Deformation, Basin Formation, and Sedimentation*, *Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Pub.* 37 (in honor of J.C. Crowell), 227-264, 1985.
- Şengör, A. M. C. and Kidd, W. S. F., *The post-collisional tectonics of the Turkish-Iranian Plateau and a comparison with Tibet*: *Tectonophysics*, 55, 361-376, 1979.
- Şengör, A. M. C. and Natal'in, B. A., *Palaeotectonics of Asia: Fragments of A Synthesis*, *The Tectonic Evolution of Asia* (Yin, A. and Harrison, M., eds.), *Rubey Colloquium*, Cambridge University Press, Cambridge, pp. 486-640, 1996.

Şengör, A. M. C. and Yılmaz, Y., *Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach*, *Tectonophysics*, 75, 181-241, 1981.

Seymen, I., *Kelkit Vadisi kesiminde Kuzey Anadolu Fay Zonunun Tektonik Özelliği*, *İstanbul Teknik Üniversitesi Yayınları, Maden Fakültesi, İstanbul*, 198, 1975.

Tüysüz, N. and Erler, A., *Geology and geotectonic implications of Kazıkaya area, Kargın-Kars (Turkey)*, *Proceedings of the International symposium on the Geology of the Black sea Region* (Erler, A., Ercan, T., Bingöl, E. and Örcen, S., eds.), September 7-11, Ankara, Turkey, General Directorate of Mineral Research and Exploration and Chamber of Geological Engineers, Ankara, 76-81, 1995.

Yılmaz, Y., *New evidence and model on the evolution of the Southeast Anatolia Orogen*, *Geol. Soc. America Bull.*, 105, 251-271, 1993.

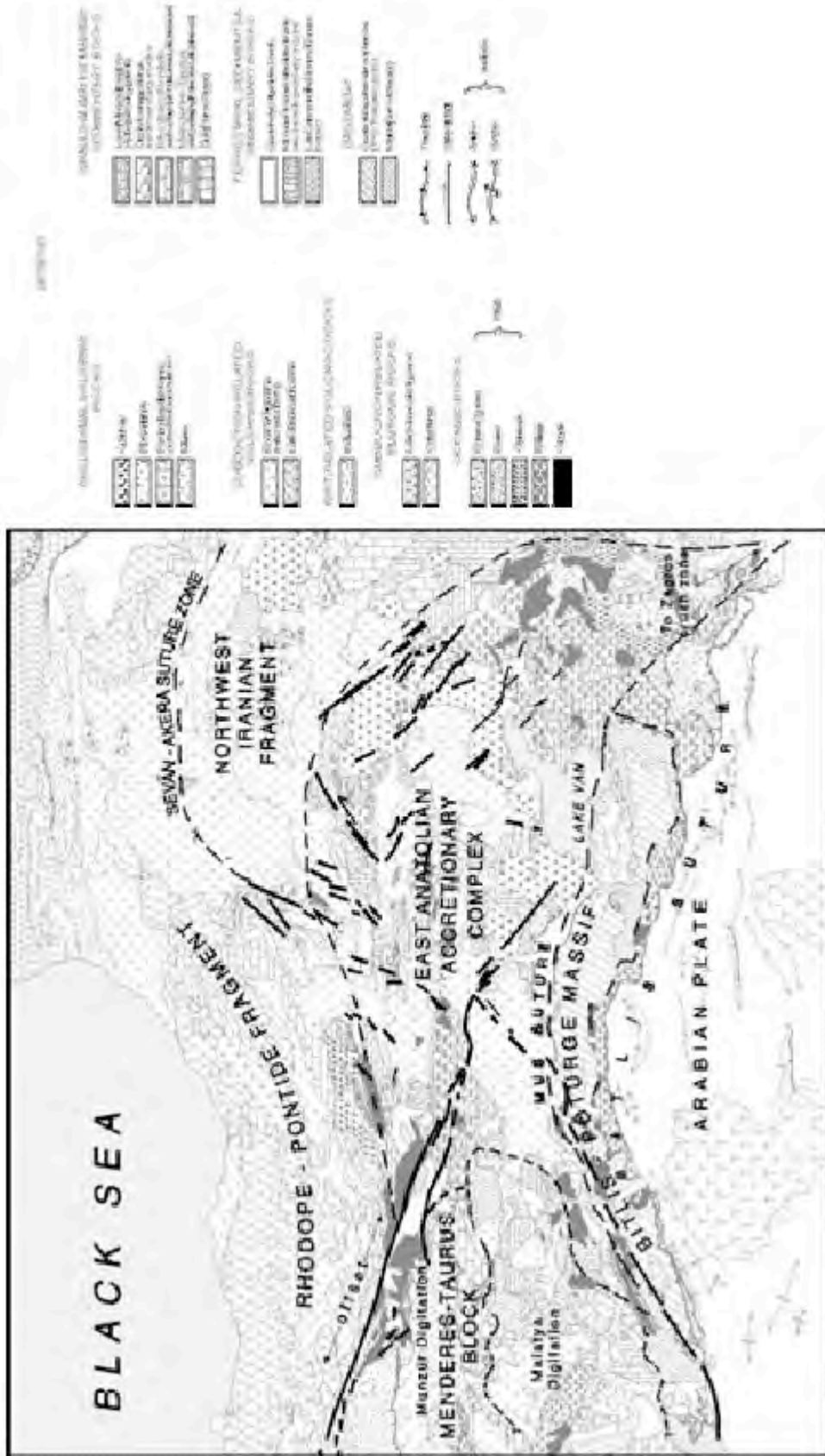
Yılmaz, Y., Güner, Y. and Şaroglu, F., *Geology of the Quaternary volcanic centers of the east Anatolia*, *Jour. Volc. Geotherm. Res.*, 85, 173-210, 1998.

Yılmaz, Y., Tüysüz, O., Yigitbaş, E., Genç, Ş. C. and Şengör, A. M. C., *Geology and tectonic evolution of the Pontides, Regional and Petroleum geology of the Black Sea and Surrounding Region* (Robinson, A. G., eds.), *AAPG Memoir* 68, 183-226, 1997. *Soc. America Bull.*, 105, 251-271, 1993.

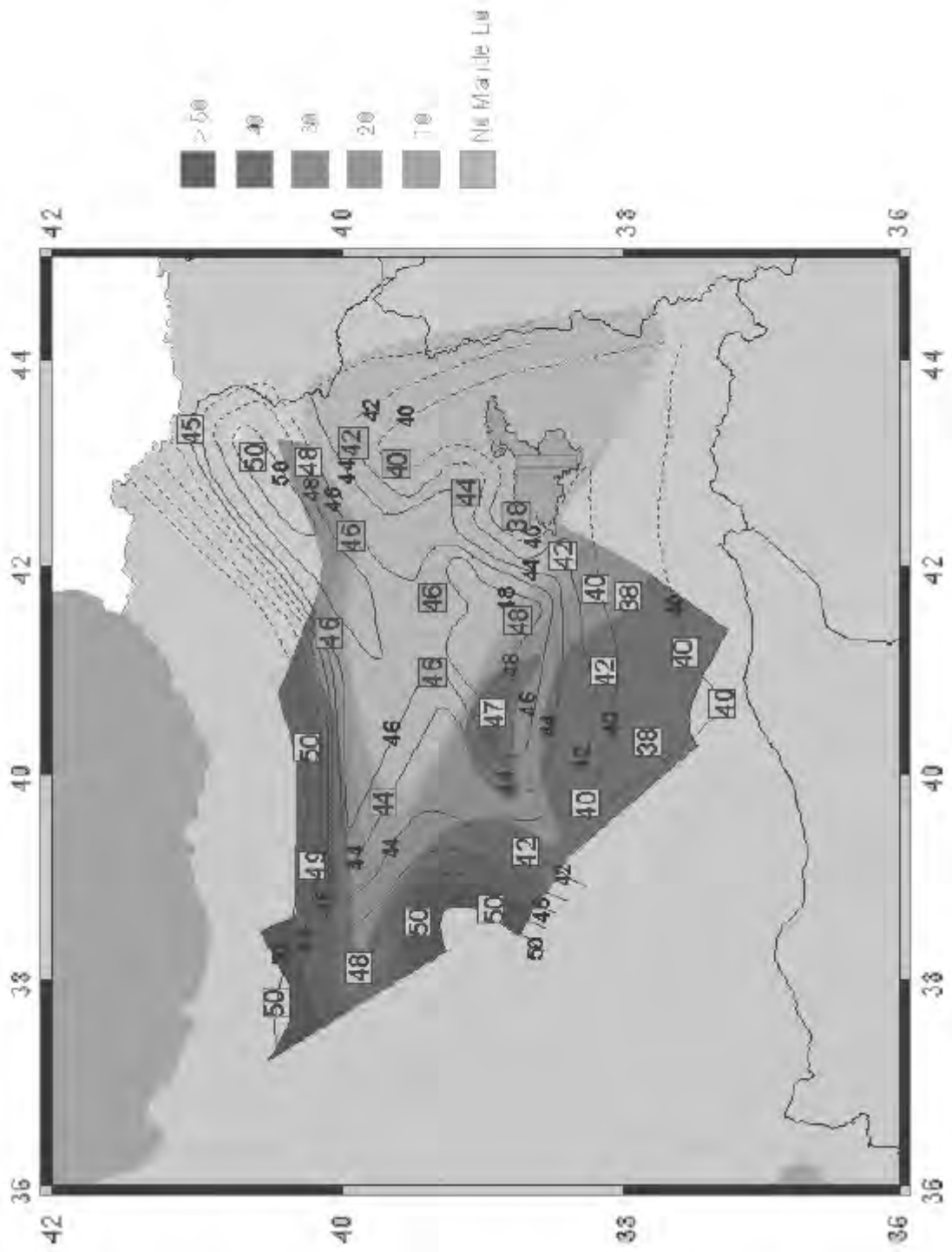
Yılmaz, Y., Güner, Y. and Şaroglu, F., *Geology of the Quaternary volcanic centers of the east Anatolia*, *Jour. Volc. Geotherm. Res.*, 85, 173-210, 1998.

Yılmaz, Y., Tüysüz, O., Yigitbaş, E., Genç, Ş. C. and Şengör, A. M. C., *Geology and tectonic evolution of the Pontides, Regional and Petroleum geology of the Black Sea and Surrounding Region* (Robinson, A. G., eds.), *AAPG Memoir* 68, 183-226, 1997.

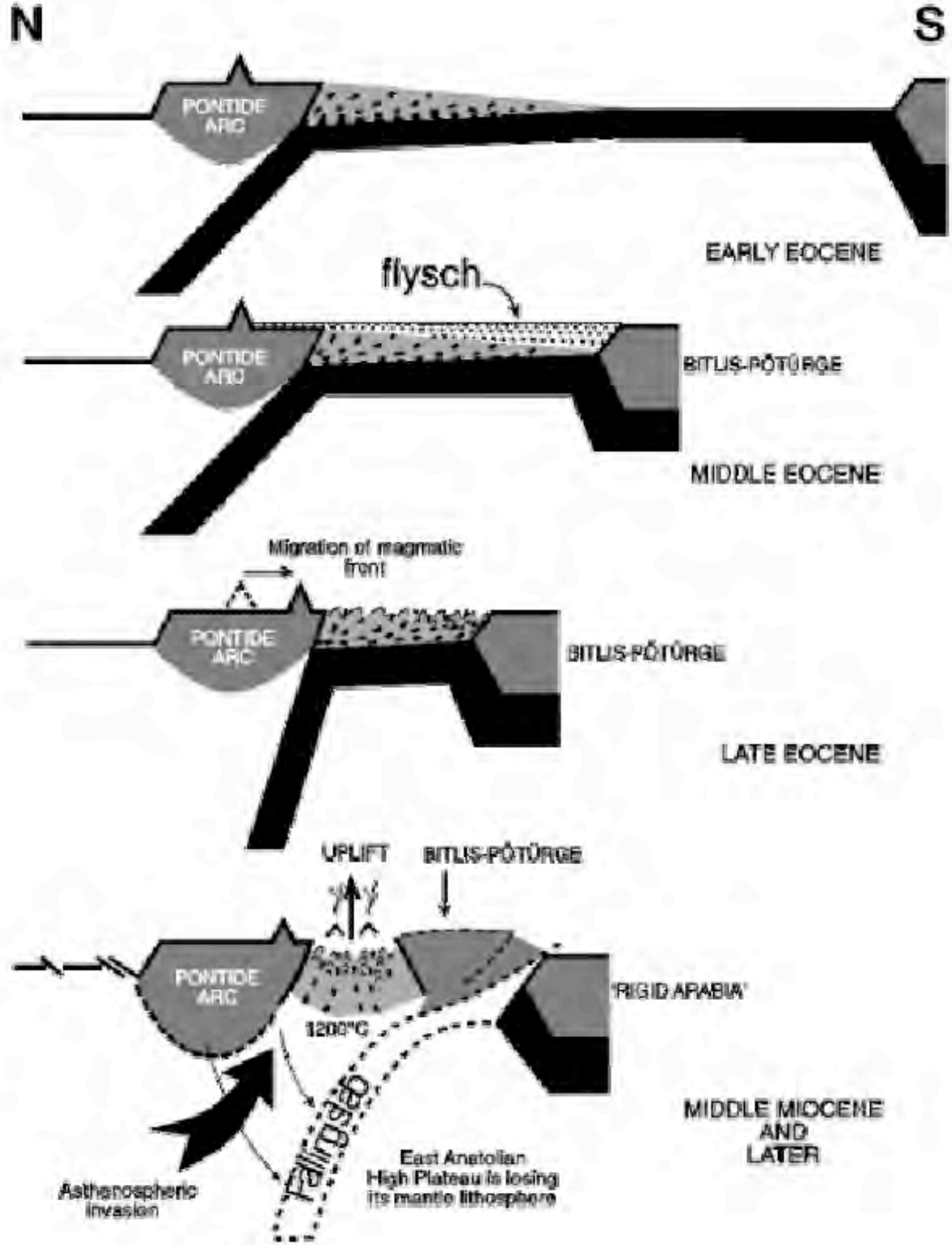
İTÜ AVRASYA YERBİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ
KUVATERNER ÇALIŞTAYI IV 2003



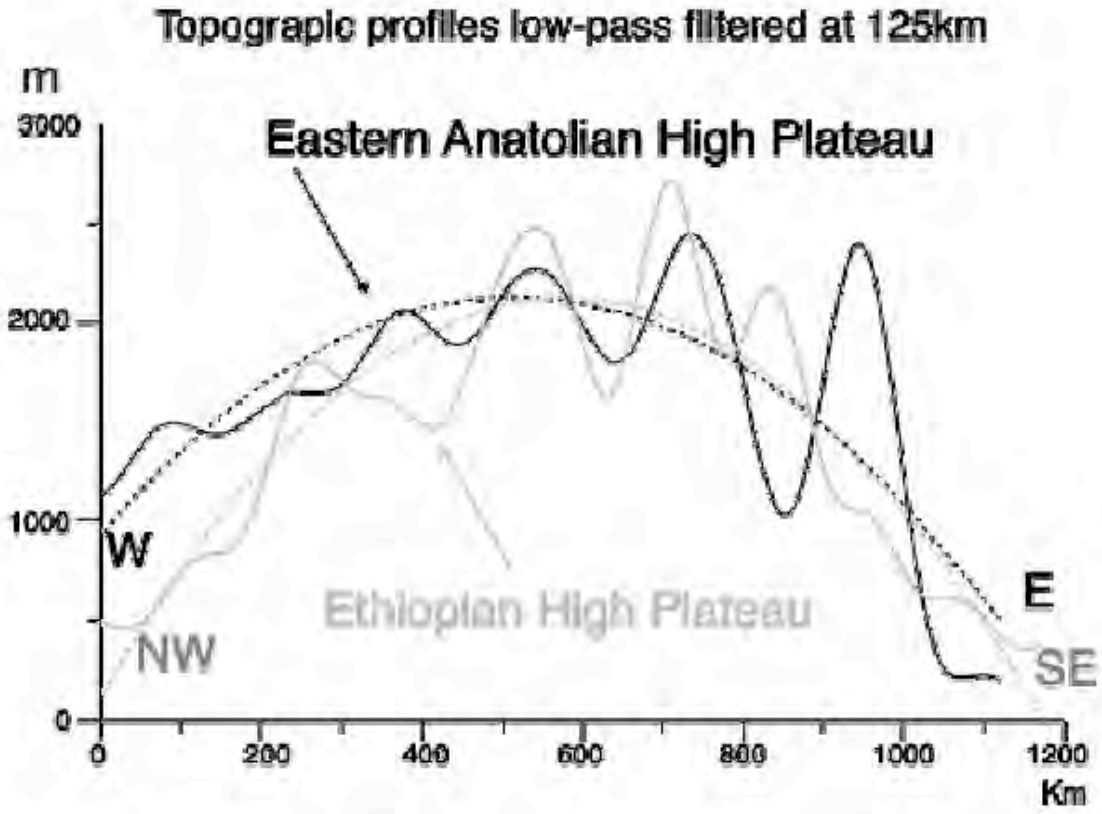
Şekil 1 Doğu Anadolu Yüksek Platosu'nun basitleştirilmiş jeolojik haritası ve tektonik birimler (çeşitli kaynaklardan derlenmiştir)



Şekil 2: 2 km aralıklarla çizilmiş kabuk kalınlığı kontur haritası (Zor ve diğerlerinin 2003 çalışmasından alınmıştır)



Şekil 3 Eosen'den Günümüze Doğu Anadolu Yüksek Platosu'nun tektonik evrimi



Şekil 4 Etyopya ve 40° paraleli boyunca Doğu Anadolu'nun 125 kilometreye alçak geçişli olarak filtrelenmiş topografik kesitlerinin karşılaştırılması. Ters parabolik eğriler topoğrafyanın en küçük karelerle yumuşatılmasıyla elde edilmiştir.

ÖZ

Bu çalışmada sismotektonik bakımdan 36.00°-37.50°N enlemleri ile 26.00°-30.00°E boylamları ile sınırlanmış bulunan Muğla deprem yöresi, jeolojik yapısı ve morfo-tektonik özelliği itibariyle Türkiye ile birlikte Asor adalarından Endonezya'ya kadar uzanan Alpin Kuşak'ta yer tutmaktadır. Muğla yöresinin depremselliği ve deprem riskinin ortaya konulması amacıyla hazırlanmış bulunan bu çalışmanın birinci kısmında çeşitli deprem kataloglarından elde edilen kayıtlara dayanılarak Muğla sismotektonik yöresinin deprem etkinliği incelenmektedir. Çalışmanın ikinci kısmında ise 1900-2000 yılları arasında Muğla deprem yöresinde meydana gelen magnitüdü 4'e eşit ve daha büyük olan depremlerin yılların en büyük deprem değerlerine standart sapma analizi ve Gumbel-Gutenberg-Richter yöntemleri uygulanarak, İstanbul, İzmir ve Muğla sismotektonik yöreleri ile karşılaştırmalı olarak Muğla deprem yöresindeki deprem riski ortaya konulmaktadır. Örneğin: Muğla sismotektonik yöresinde yıllık ortalama maksimum magnitud 4.6 M, yıllık ortalama risk ise % 83 olarak saptanmıştır.

Anahtar kelimeler: Deprem, Deprem riski, Depremsellik, Muğla (Türkiye).

ABSTRACT

The Muğla Seismotectonic Region is located between 36.00°-37.50°N latitudes and 26.00°-30.00°E longitudes. This region occupies an area on Alp Mountains belt extending from Azores island to Indonesia region with its of the geological structure and morphotectonic features. All the earthquakes, occurring in the area, are under the effects of the active faults. Here the active faults are the most important evidences for the subject under discussion and the epicenter coordinates support the evidences. The mentioned area occupies a place, especially on the first and second seismic zones of Turkey, but it also covers in certain areas the third and the fourth seismic zones.

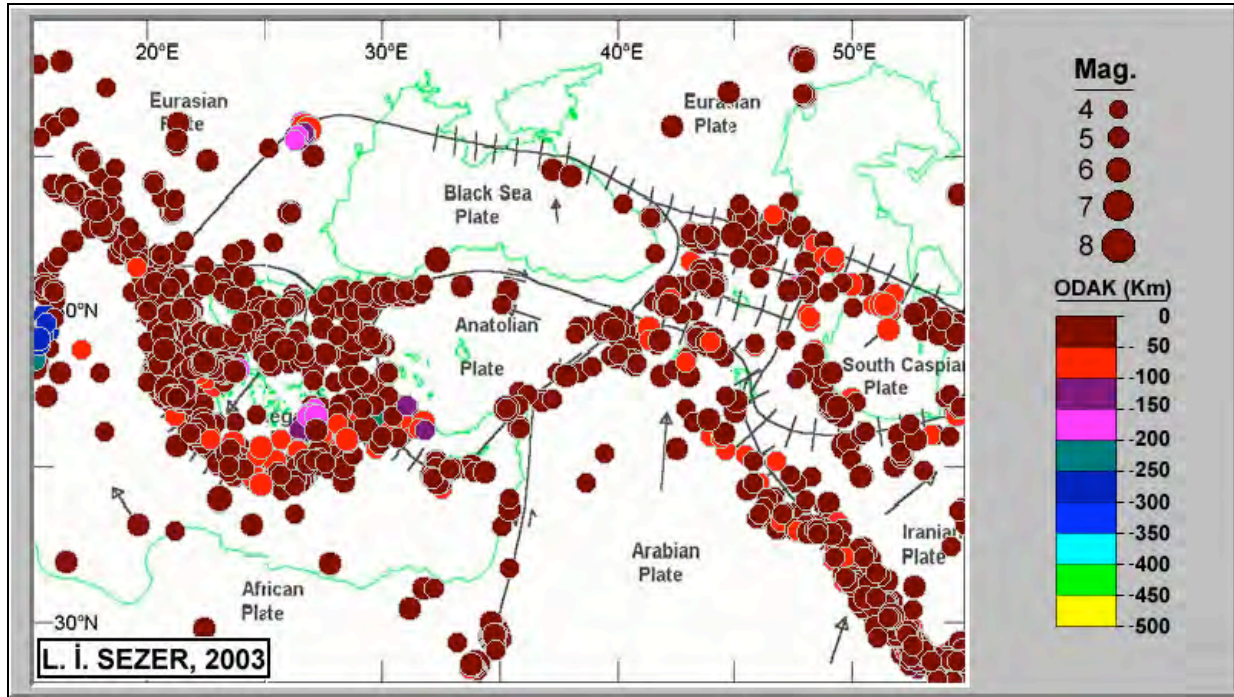
In this paper, firstly, it is proposed to investigate the earthquake activities collected from various record books (A.D. 11-2000). Secondly, the Gumbel and Gutenberg-Richter methods are applied to the annual maximum earthquake data which covers the period of 1900-2000 and the magnitudes are equal to or greater than 4, and the results compared with İstanbul and İzmir seismotectonic areas in The Western Anatolia. Finally, relatively high risk values are found for this period. For example: The annual mean maximum magnitude is 4,6 M and annual mean seismic risk is 83 % in the mentioned area.

Keywords: Earthquake, Seismic risk, Seismicity, Muğla (Turkey).

¹ Ege Üniversitesi Edebiyat Fakültesi Coğrafya Bölümü, Bornova-İzmir

Muğla ve çevresinin depremselliğinin ve bu bakımdan taşıdığı riskin ortaya konulmasının amaçlandığı bu çalışmanın birinci kısmında çeşitli deprem kataloglarından elde edilen kayıtlara dayanılarak, yörenin M.S. 11 ile 2000 yılları arasındaki deprem etkinliği incelenmektedir. Çalışmanın ikinci kısmında ise standart sapma analizi ve Gumbel-Gutenberg-Richter yöntemlerinden yararlanılmak suretiyle, İstanbul ve İzmir sismotektonik yöreleri ile karşılaştırmalı olarak Muğla yöresindeki deprem riski ortaya konulmaktadır.

Muğla sismotektonik yöresi, depremsellik bakımından yakın çevresiyle birlikte 36.00°-37.50°N paralelleri ile 26.00°-30.00°E meridyenleri arasında kalan sahayı kapsar. Bu Sismotektonik Yöre, Türkiye ile birlikte jeolojik yapısı ve morfo-tektonik özelliği itibarıyla Asor adalarından Endonezya'ya kadar uzanan Alpin Kuşak'ta yer tutmaktadır. Muğla deprem yöresi, özellikle Ege-Hellen Hendeği ve bunun doğu uzantısı durumunda olan Kıbrıs yayı ile Ege graben sistemini içeren Batı Anadolu çekme rejiminin denetimi altındadır. Anadolu'nun batıya hareketi, doğu-batı yönlü sıkışmalara, kuzey-güney yönlü genişlemeye ve dolayısıyla da yöredeki fay sistemlerinin *domino taşları* gibi kıpırdanmasına neden olmaktadır. Bilindiği üzere, Muğla'nın da içinde bulunduğu Batı Anadolu, Post Alpin dönemde Akdeniz Tetoniği/Neotektonik olarak bilinen dikey tektonik hareketlere maruz kalarak parçalanmış, horst-graben sistemleri gelişmiş ve bu arada körfezleriyle birlikte *Ege Denizi* oluşmuştur. Nitekim, Afrika levhasının Anadolu altına daldığı Ege-Hellen hendeği ve bunun doğu uzantısı durumunda olan Kıbrıs yayı, Ege graben sisteminin aktif fayları, depremlerin tarih boyunca yoğunlaştığı alanlar olarak dikkati çekmektedir (Şekil 1).



Şekil 1: Mc Kenzie modeline göre, Türkiye'nin tektonik haritasında depremler (United States Geological Survey, $M_s \geq 5$; 1960-2000).

İTÜ AVRASYA YERBİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

KUVATERNER ÇALIŞTAYI IV 2003

Türkiye'nin birinci derece deprem bölgesinde yer alan yöredeki Karaova-Milas, Muğla-Yatağan, Ula-Ören ve Gölhisar-Çameli fay zonlarının aktif fayları ile kaydedilen depremlerin episantr koordinatları arasındaki uyumluluk, faylar ile depremler (özellikle büyük depremler) arasındaki yakın ilişkiyi yansıtmaktadır.

Yerleşme birimlerinin aktif fay zonlarında yer alması nedeniyle yörede yaşayanlar, deprem tehlikesiyle karşı karşıyadır. Durum böyle olmakla birlikte, olası deprem ya da depremler sırasında can ve mal kaybının asgari düzeyde olması için yetkili ve ilgililerce yapılacak çalışmalarda deprem etkinliği ile deprem riski değerlerinin dikkate alınması zorunluluğu vardır. Bu nedenle aşağıda Muğla yöresinin öncelikle deprem etkinliği üzerinde durulacak, daha sonra deprem riski değerleri saptanarak bazı önerilerde bulunulacaktır.

Muğla Yöresinde Deprem Etkinliği

Bu çalışmada kullanılan depremler, “Kaynaklar” bölümünde en önemlileri belirtilen deprem katalogları, bültenleri, depremsellik ve deprem etkinliği çalışmaları ve internet üzerindeki sanal arşivlerden alınan deprem kayıt ve listelerinden elde edilmiştir (Ambraseys vd. 1995; ERD; Ergin vd. 1967; Ergin vd. 1971; Ergünay vd. 1974; FEMA; KOERI; Sezer, 1998-2000; Sipahioğlu, 1984; Soysal, 1979; EERI; IRIS; NGDC-NOAA; USGS). Elde edilebilen deprem kayıtlarına göre, Muğla yöresinde oluşan depremler ile ilgili en eski kayıt, USGS-NEIC (US Geological Survey-US National Earthquake Information Center) verilerine göre, Yunan kaynaklı ve M.Ö. 411 tarihli 7.0 Ms (yüzey dalgası magnitudü) büyüklüğünde Güllük (Kerme) Körfezi depremidir. Diğerleri M.Ö. olmak üzere 227 (7.2 Ms), 197 (7.0 Ms) ve 183 (7.0 Ms) yıllarında Rodos Adası civarında olan depremlerdir. NASA-NOAA kaynaklı USGS-NEIC verilerine göre, bu yörede oluşan depremlerin en büyüğü ise 8.39 Ms büyüklüğünde 27 Ağustos 1886 Bodrum depremidir.

Eldeki verilere göre, M.S. 11-2000 yılları Muğla deprem yöresinde magnitudü 4 (şiddeti IV) ve daha büyük 803 deprem meydana gelmiştir.

Deprem etkinlikleri, bu konuda çalışanlarca, dünyada deprem istasyonlarının yaygınlaştığı 1900 yılı sınır kabul edilmek suretiyle, 1900 yılı öncesini tarihsel dönem ve 1900 yılı sonrasını da aletsel dönem olarak ayırt edilerek, iki dönem halinde suretiyle incelenmektedir. Bu çalışmada da bu yaygın görüşe bağlı kalınarak, Muğla yöresindeki deprem etkinliği, aşağıda tarihsel ve aletsel olmak üzere iki dönem halinde incelenmektedir.

M.S. 11-1900 yılları arasında (tarihsel dönemde) deprem etkinliği

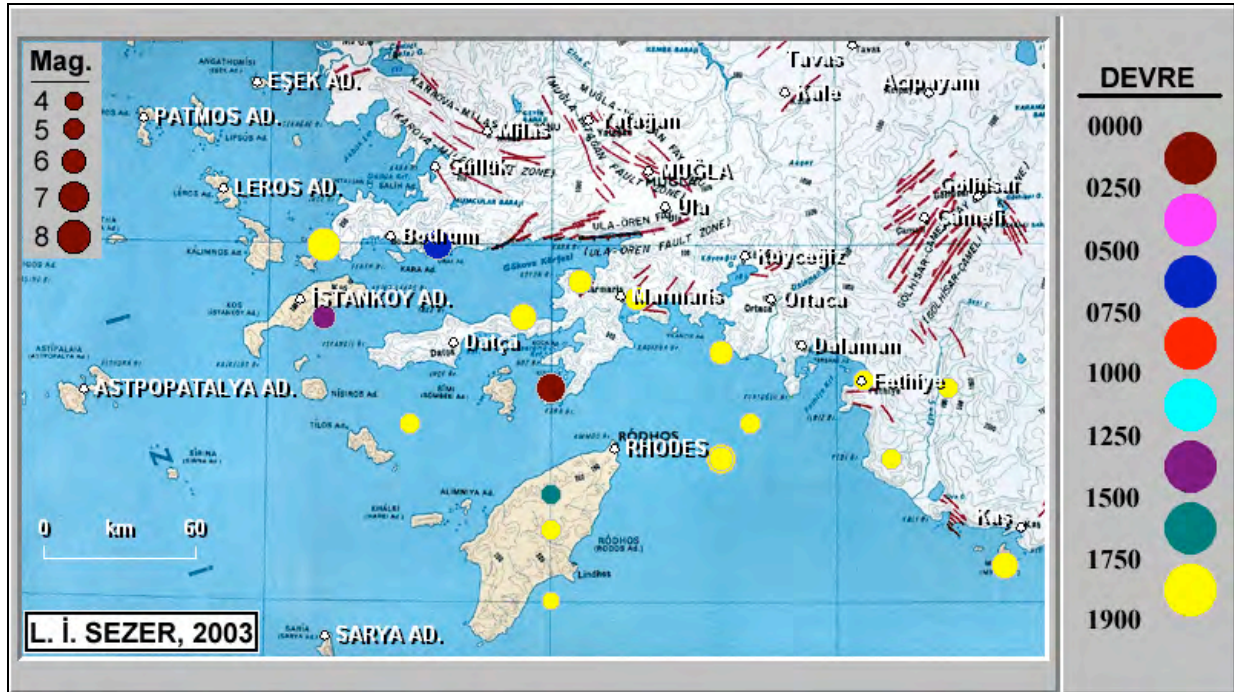
Muğla deprem yöresi ile ilgili tarihsel döneme ait ancak 36 deprem kaydı elde edilebilmiştir. Bu az sayıdaki tarihsel deprem kayıtlarına göre, bu dönemde meydana gelen depremlerin dış merkezleri Datça, Marmaris, Bodrum, Fethiye ve Rodos Adası civarını göstermektedir. Bir başka sözle, tarihsel dönemde Fethiye – Datça - Rodos Adası üçgeninin nispeten daha aktif olduğu belirtilebilir. (Şekil 2). Tarihsel dönem depremlerinin haritalanması ve frekanslarının belirlenmesi sırasında deprem şiddetleri,

formül yardımıyla magnitüde dönüştürülmüştür (formüller için bkz: Tabban-Gencoğlu 1975, Tezcan-Acar-Çivi 1979). Bu 36 depremin 11'inin aletsel büyüklüğü 5.5 M'nin üstündedir (şiddeti VII ve daha büyüktür).

USGS verilerine göre, Türkiye'de tarih boyunca 10000 ve daha fazla ölümlle sonuçlanan depremler, Kocaeli-İstanbul, Erzincan-Erzurum, Adana-Antakya ve İzmir yörelerinde yoğunlaşmıştır. Buna göre, Muğla deprem yöresinde 10000 ve daha fazla can kaybı ile sonuçlanacak kadar büyük bir depremin olmadığı sonucu çıkarılabilir. Ancak, yöre ve civarına ait tsunami kayıtlarının varlığı (Çizelge 1), Muğla deprem yöresi ve civarında oldukça şiddetli depremlerin olduğunu ve olabileceğini göstermesi bakımından büyük önem taşımaktadır.

Tarih	Yer	Kaynak	Deprem ve Şiddeti
M.Ö. 222	Rodos ve Kıbrıs Adaları	KOERI (Kandilli)	—
142	Fethiye Körfezi	SOYSAL, 1979	—
15.08.554	Güneybatı Anadolu körfezleri	SOYSAL, 1979	Bodrum depremi (IX)
03.05.1481	Rodos Adası, Anadolu'nun güney kıyıları	SOYSAL, 1979	Rodos depremi (VI)
28.02.1851	Fethiye Körfezi	SOYSAL, 1979	Rodos depremi (IX)
03.04.1851	Fethiye Körfezi	SOYSAL, 1979	Rodos, Fethiye depremi (VI)
23.05.1851	Rodos Adası	SOYSAL, 1979	—
09-13.02.1855	Fethiye Körfezi	SOYSAL, 1979	Fethiye depremi (VI)

Çizelge 1 : Muğla deprem yöresi ve civarında meydana gelmiş tsunamiler.



Şekil 2: Türkiye Diri Fay Haritasında (Şaroğlu v.d. 1992) Muğla sismotektonik yöresini tarihsel dönem depremleri (M≥4, M.S. 11-1900).

Elde edilebilen kayıtlara dayanılarak, depremlerin zaman içinde yoğunlaştığı dönemler hakkında bilgi edinmek amacıyla yapılan frekans analizlerine göre, en çok deprem 1850-1900 yılları arasında kaydedilmiştir. 36 depremin ayı belli olanlarından 14'ü (%64'ü), insanların genellikle zamanlarının

İTÜ AVRASYA YERBİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

KUVATERNER ÇALIŞTAYI IV 2003

çoğunluğunu kapalı ortamlarda geçirdiği ve ısınma araçlarının kullanıldığı ve dolayısıyla da yangın tehlikesinin yüksek olduğu kış yarıyılında olmuştur. Ancak, depremlerin istatistiksel olarak belli aylarda, haftalarda ya da saatlerde (gece-gündüz) toplanma göstermesi, depremler ile iklim arasında bir ilişkinin var olduğuna delil sayılamaz. Çünkü, yerkaşuğu hava olaylarına, özellikle basınç değışmelerine anında tepki verecek kadar mükemmel bir iletkenlik yeteneğine sahip değildir (Sezer, 1998-2000).

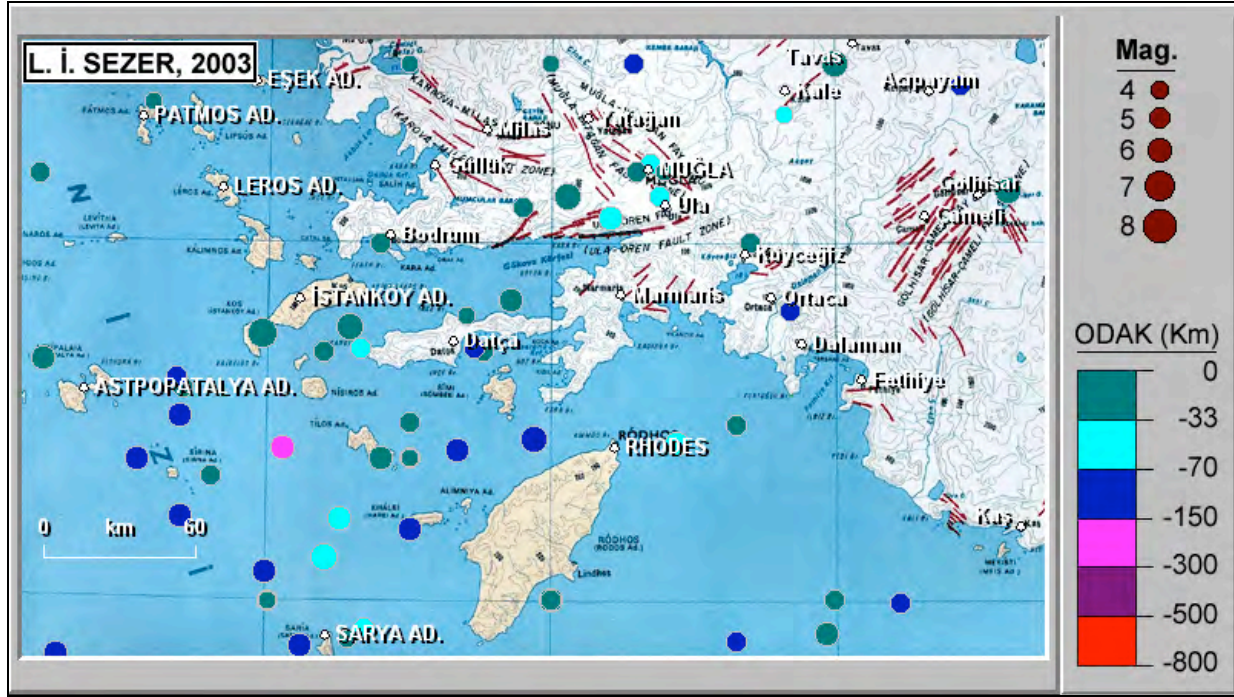
Deprem büyüklüklerinden hareketle belirlenen fay uzunluklarına göre, tarihsel dönemde, depremlerle harekete geçen ya da yeni oluşan fayların % 64 kadarının uzunluğu, 10-20 km arasındadır (formüller için bkz: Ergünay – Bayülke - Gençoğlu 1974; <http://neic.usgs.gov/neis/eqlists/eqstats.html>). Bu uzunluktaki faylar, yapılan hesaplara göre 4.7-5.3 büyüklüğünde deprem üretebilir. 50 km den daha kısa fayların (yani 6 M'den küçük deprem üreten fayların) oranı ise % 84 civarındadır (aletsel dönemde % 98'i aşmaktadır). Bu değerler, Muğla deprem yöresinde, tarihsel dönemde hareket eden ve/veya oluşan fayların çoğunun kısa olduğunu göstermektedir. Bu özellik, aletsel dönemde de görülmektedir.

M.S. 1900-2000 yılları arasında (aletsel dönemde) deprem etkinliğı

Elde edilebilen kayıtlara göre, son ikibin yılda Muğla deprem yöresinde meydana gelen süre magnitudü 4 ve daha büyük 803 depremin 767'si bu dönemde kaydedilmiştir. USGS tarafından internette yayınlanan (<http://neic.usgs.gov/neis/eqlists/eqstats.html>) enerji-deprem büyüklüğüne ilişkin formüllerden yararlanılarak yapılan hesaplara göre, son 100 yıl içinde Muğla yöresinde meydana gelmiş bulunan bu 4 ve daha büyük 767 deprem, açığa çıkan enerji bakımından 13232 adet 4.0 büyüklüğündeki depreme eşdeğerdedir. Bu 13232 adet 4.0 büyüklüğündeki depremin 12589 adeti bir adet 8.1 büyüklüğündeki depreme eşdeğerdir. 8.1 büyüklüğündeki bir deprem ise 7.4 büyüklüğünde (Kocaeli-Gölcük depreminin büyüklüğünde) 5 adet depreme eşdeğerdir. Bu değerlerden çıkarılabilecek sonuç şudur: Son 100 yıl içinde Muğla deprem yöresinde meydana gelen 4 ve daha büyük 767 depremle açığa çıkan enerji sayesinde, enerjinin yörede birikmesi ve dolayısıyla en azından 5-6 adet Kocaeli-Gölcük depremi büyüklüğünde deprem oluşması önlenmiştir. Kocaeli-Gölcük depreminin sonuçları hatırlanırsa, yörede sık aralıklarla çok sayıda orta büyüklükte depremlerin olması, yörede yaşayanlar açısından büyük bir şans olarak değerlendirilebilir.

Bu dönemde oluşan depremlerin büyük bir kısmı, Sarya Adası, Astropatalya Adası, İstanköy Adası, Rodos Adası, Gökova Körfezi, Köyceğiz, Gölhisar ve Muğla civarında toplanma göstermiştir. Bu depremlerin 77'si Batı Anadolu'daki deprem istasyonlarının henüz yaygınlaşmadığı 1900-1950 arasında, 690'ı ise deprem istasyonlarının önceki 50 yıla göre sayısının arttığı 1950-2000 arasında kaydedilmiştir (Bilindiğı kadarıyla bugün Türkiye'de 43 deprem istasyonu faaliyettedir. Bu 43 istasyonun biri Muğla'da (Yerkesik) olmak üzere, 23'ü Zonguldak-Alanya hattının batısında, yani Batı Anadolu'da bulunmaktadır. Bunlardan, 12'si de Marmara Bölgesi'nde yer almaktadır). Bu nedenle son 50 yılda önceki 50 yıla göre depremlerin arttığı söylenemez, sadece kayıt artışından söz edilebilir. Bu 767 depremin % 96'sının magnitudü 5.5 ve daha küçüktür. M.S. 1900-2000 yılları arasında olmak üzere, 32 kez 5.5 Md (süre magnitudü) sınırı erişilip aşılmıştır, yani 32 kez şiddetli deprem olmuştur. 32 depremin 3'ünde magnitud 7 ve daha büyüktür. Bu dönemde 50 ve daha çok ölümlü sonuçlanan tek deprem, 7.2 Ms büyüklüğündeki

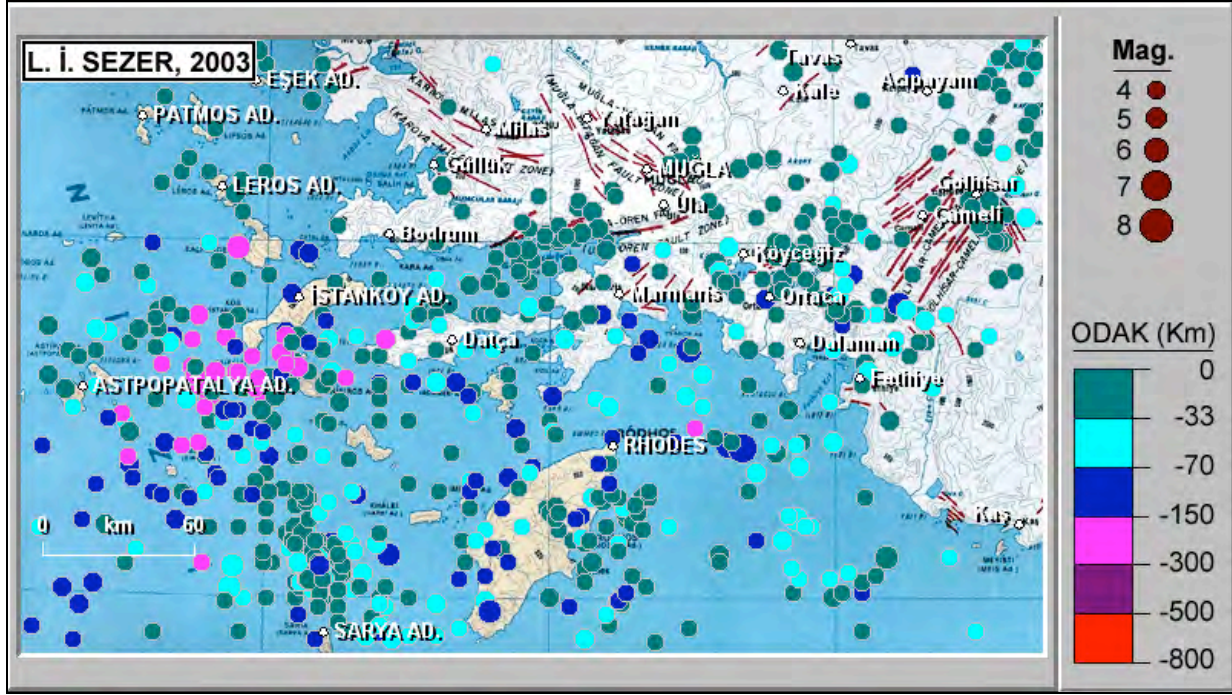
25 Nisan 1957 Fethiye-Rodos (67 can kaybı) depremidir (<http://www.koeri.boun.edu.tr>). % 66'sının odak derinliği 0-33 km arasındadır. USGS tarafından hazırlanmış bulunan dünya kabuk haritasına göre (<http://www.usgs.gov>) Batı Anadolu'daki kabuk kalınlığının 30 km civarında olduğu düşünülürse, deprem odaklarının büyük bir kısmının kabuk içinde olduğu belirtilebilir. 1950-2000 yılları arasında oluşan depremlerden, odağı 33 km'den daha derin (astenosferde) olanların oranı, önceki 50 yıla göre daha yüksektir. Derin odaklı depremler, genellikle İstanköy adasının güneybatısı ile Rodos Adasının çevresinde yoğunluk kazanmaktadır (Şekil 3 a,b).



Şekil 3a: Türkiye Diri Fay Haritasında (Şaroğlu v.d. 1992) Muğla sismotektonik yöresinin aletsel dönem depremlerinin United States Geological Survey (USGS) odak derinliklerine göre dağılımı ($M \geq 4$, M.S. 1900-1950).

En aktif yıl 77 depremle 1990 yılıdır. Bunu 40 depremle 1987, 34 depremle de 1977 yılı izlemiştir (bu yıllardaki deprem sayılarının fazlalığı, şiddetli depremlerin artçıları olabileceği gibi, istasyon sayılarının artışıyla bağlantılı olabilir). 767 depremin % 55'i 1 Ekim-30 Nisan arasında, insanların genellikle zamanlarının çoğunu kapalı ortamlarda geçirdiği ve ısınma araçlarının kullanıldığı ve dolayısıyla da yangın tehlikesinin yüksek olduğu kış yarıyılında, % 45'i ise 1 Mayıs-30 Eylül arasında, yaz yarıyılında olmuştur. Depremlerin % 37 kadarı 22.00-07.00 saatleri arasında, yani genellikle uyku saatlerinde kaydedilmiştir.

Deprem büyüklüklerinden hareketle belirlenen fay uzunluklarına göre, aletsel dönemde, depremlerle harekete geçen ya da yeni oluşan fayların % 70 kadarının uzunluğu 10 km den kısadır. 50 km den daha kısa fayların oranı ise % 98'i aşmaktadır. Bu değerler, kısa fayların çoğunluğunu işaret etmesi bakımından tarihsel dönemdeki oranlara benzerlik göstermektedir.



Şekil 3b: Türkiye Diri Fay Haritasında (Şaroğlu v.d. 1992) Muğla sismotektonik yöresinin aletsel dönem depremlerinin United States Geological Survey (USGS) odak derinliklerine göre dağılımı ($M \geq 4$, M.S. 1950-2000).

MUĞLA YÖRESİNDE DEPREM RİSKİ

36.00°-37.50°N paralelleri ile 26.00°-30.00°E meridyenleri arasında kalan inceleme sahasının deprem riskinin belirlenebilmesi amacıyla bir dizi istatistiksel analiz gerçekleştirilmiştir. Analizler için 1900-2000 arasındaki 100 yıllık süre içinde meydana gelen, süre magnitudü 4'e eşit ve daha büyük olan, yıllık maksimum depremler (yılların en büyük depremleri) esas alınmıştır. Sayfa sınırlaması nedeniyle, her yılın en büyük depremlerinden oluşturulan 100 büyük deprem serisinin analiz sonuçlarından sadece bazıları aşağıda özetlenmiştir (analizlerde yararlanılan başlıca yöntem ve matematiksel eşitlikler için bkz: Tabban vd. 1975, Tezcan vd. 1979 ve Ergünay vd. 1974).

Muhtemel frekanslar ve magnitudler

Shewhart standart sapma analizine göre, Muğla deprem yöresinde meydana gelen ve meydana gelebilecek olan yılların en büyük depremlerinin büyüklüğünün 4.1 M ile 6.5 M arasında olması, % 95 olasılıkla normal görünmektedir. Yılların en büyük depremlerinin büyük bir olasılıkla 3.5 M'den küçük, 7.1 M'den büyük olamayacağı belirtilebilir. Bu değerler, Muğla yöresinin deprem yönünden oldukça aktif olduğunu göstermektedir. Eldeki kayıtlara göre, Muğla deprem yöresi, M.S. 11-2000 yılları arasında, can ve mal kaybı ile sonuçlanan 43 şiddetli depreme sahne olmuştur.

Gumbel-Gutenberg-Richter ve üstel olasılık dağılım yöntemleri ile yapılan yılların en büyük depremlerinin analiz sonuçlarına göre, % 63 ihtimal ile her yıl kaydedilebilecek maksimum yıllık magnitud Muğla sismotektonik yöresinde 4.9 M, Marmara Bölgesi'nde 4.8 M, İstanbul sismotektonik yöresinde 4.5 M ve İzmir sismotektonik yöresinde 4.9 M'dir. 100 yıl içinde gerçekleşmesi muhtemel maksimum magnitud Muğla sismotektonik yöresinde 7.3 M, Marmara Bölgesi'nde 7.9 M, İstanbul

sismotektonik yöresinde 7.5 M ve İzmir sismotektonik yöresinde 7.1 M'dir. 7.4 büyüklüğündeki (Kocaeli-Gölcük depreminin büyüklüğünde) bir depremin tekrarlama süresi Muğla sismotektonik yöresinde 115 yıl, Marmara Bölgesi'nde 46 yıl, İstanbul sismotektonik yöresinde 90 yıl ve İzmir sismotektonik yöresinde 169 yıldır. 7.4 M büyüklüğündeki bir depremin 2000-2025 yılları arasında gerçekleşme ihtimali ise Muğla sismotektonik yöresinde % 20, Marmara Bölgesi'nde % 42, İstanbul sismotektonik yöresinde % 25 ve İzmir sismotektonik yöresinde % 14 kadardır (yöntem için bkz: Ergünay-Bayülke-Gençoğlu 1974, Tabban ve Gencoğlu 1975, Tezcan-Acar-Çivi 1979, Sezer 1998-2000).

SONUÇ ve ÖNERİLER

Sonuç olarak, Muğla sismotektonik yöresi, tektonik bakımdan oldukça aktif bir özellik taşımaktadır. İnceleme alanı, sık sık şiddetli depremlere sahne olmuştur ve olmaya devam edecektir. Deprem üreten fayların çoğu kısa olmakla birlikte, nispeten daha uzun doğrultu atımlı fayların da varlığı, Muğla deprem yöresi için büyük bir risk oluşturmaktadır. Özellikle, potansiyel sıvılaşma tehlikesi taşıyan ovalık alanlarda söz konusu risk daha çok yükselmektedir. Yörenin kara sahasında 7.0 M ve daha büyük bir depremin olma olasılığı, deniz sahasına nispeten daha zayıftır. Bir başka sözle, yörenin deniz sahasında 7.0 M'den daha büyük deprem olma olasılığının kara alanından daha yüksek olduğu belirtilebilir. Tsunamiye de yol açabilecek büyük depremler bakımından en yüksek risk taşıyan alanlar olarak Rodos Adası ve civarı, Fethiye Körfezi ve civarının dikkati çektiği belirtilebilir.

Yöre kentlerinde can ve mal kaybının en aza indirilmesi bakımından bir seri önlemlerin alınması zorunlu görünmektedir. Konu ile ilgili önceki çalışmalarımızda (Sezer 1998-2000) ısrarla üzerinde durulan önerilerin başlıcaları aşağıdaki gibi sıralanabilir:

Her şeyden önce Türkiye'nin bütünüyle sahip olduğu yüksek deprem riski gerçeği dikkate alınarak, depremden korunmanın yegâne çaresi olan depreme dayanıklı yapı yapmaya yönelinmelidir. Bu bağlamda, Batı Anadolu, depremsellik ve deprem riski bakımından bir bütün olarak dikkate alınmak suretiyle, normal konutların en az 6.8 M, kamu yapılarının en az 7.2 M büyüklüğündeki bir depreme dayanıklı olarak yapılması zorunluluğu belirtilebilir.

Doğal afetle ilgili yetkili yerel kurullar oluşturulmalıdır.

Kıyılardaki çarpık ve depreme dayanıksız yapılaşmaya son verilmeli, mevcut yapılar güçlendirilmelidir.

Kıyılarda olası tsunamiler için önlemler alınmalıdır.

Arazi kullanımı ve yapılaşma için sağlam mekânlar belirlenerek, tehlikeli alanlar, özellikle ovalık alanlar bütünüyle tarıma terkedilmelidir.

Depreme uygun mobilya üretimine başlanmalı ve kullanımına yönelinmelidir.

Konutlardaki tesisat, deprem ve yangın gibi tehlikeler için sık aralıklarla kontrol edilmeli, ağır ve devrilebilir eşyalar duvarlara, tavana ve tabana sabitlenmelidir.

İTÜ AVRASYA YERBİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

KUVATERNER ÇALIŞTAYI IV 2003

Yatak odaları, düşebilir ve kırılabilir eşyalardan arındırılmalı, yataklar pencerelerden uzaklaştırılmalı ya da pencerelere kalın perdeler takılmalıdır.

Halkın bilinçlendirilmesi için eğitim programları hazırlanıp uygulanmalıdır.

Afetzedelere sağlıklı ilk yardım ve kurtarma için, tam teçhizatlı afet sağlık ve kurtarma ekipleri oluşturulmalıdır.

Yetkili kurullarca Türkiye'deki yapı-zemin özellikleri ile Türk insanının psikolojisi dikkate alınarak, bireylere güvenli davranış biçimi kazandırabilecek resimli deprem el kitapları ve afişleri hazırlanmalıdır.

YARARLANILAN KAYNAKLAR

Ambraseys, N. N. - Finkel, C. F., 1995. *The seismicity of Turkey and Adjacent Areas, a Historical Review, 1500-1800*, Eren yayıncılık, İstanbul.

Ayhan, E., 1988. 'Türkiye'de 1881-1988 yılları arasında oluşmuş şiddetli depremler'. *Deprem Araştırma Bülteni* 61.

Earthquake Research Department (ERD). <http://www.deprem.gov.tr/>

Ergin, K.-Güçlü, U.-Uz, Z., 1967. *Türkiye ve Civarının Deprem Kataloğu (M.S. 11 yılından 1964 sonuna kadar)*. İstanbul Teknik Üniversitesi Maden Fakültesi Arz Fiziği Enstitüsü Yayını No: 24, İstanbul.

Ergin, K.-Güçlü, U.-Aksay, G., 1971. *Türkiye ve Dolaylarının Deprem Kataloğu (1965-1970)*. İstanbul Teknik Üniversitesi. Maden Fakültesi Arz Fiziği Enstitüsü Yayını No:28, İstanbul.

Ergünay, O.-Bayülke, N.-Gençoğlu, S., 1974. 1 Şubat 1974 İzmir Depremi Raporu. T.C. İmar İskân Bakanlığı Deprem Araştırma, Ankara.

Federal Emergency Management Agency (FEMA). <http://www.fema.gov/library/tsunamif.htm>

Harvard University. <http://www.seismology.harvard.edu/>

Kandilli Observatory and Earthquake Research Institute (KOERI). <http://www.koeri.boun.edu.tr/scripts/sondepremler.asp>.

Sezer, L.İ., 1998a. 'Selçuk (İzmir) sismotektonik alt yöresinde depremsellik ve deprem riski. The seismic activity and seismic risk in The Selçuk (İzmir) suburb'. Birinci Uluslararası Selçuk Sempozyumu (The First International Symposium of Selçuk): Geçmişten Günümüze Selçuk (From Past to Present) 4-6 Eylül 1997 Bildiri Kitabı, 87-102, İzmir.

Sezer, L.İ., 1998b. 'Doğal afetler ve kent'. İzmir Yerel Gündem 21, İzmir'in Kentleşme-Çevre-Göç Sorunları ve Çözüm Önerileri Kentleşme Raporu 1, 47-76, İzmir.

Sezer, L.İ., 1998c. 'Isparta-Burdur sismotektonik yöresinde depremsellik ve deprem Riski'. Ispartanın Dünyü, Bugünü ve Yarını Sempozyumu II 16-17 Mayıs 1998 Bildiri Özetleri, Isparta.

Sezer, L.İ., 1999a. 'Adana sismotektonik yöresinde depremsellik ve deprem riski'. Ege Coğrafya Dergisi 10, 83-124.

Sezer, L.İ., 1999b. 'Kemalpaşa (İzmir) yöresinin depremsellik bakımından Batı Anadolu'daki yeri ve önemi'. Kemalpaşa Kültür ve Çevre Sempozyumu 3-5 Haziran 1999 Bildiri Kitabı, 419-450, İzmir.

Sezer, L.İ., 2000a. 'Kuşadası'nda (Aydın) Deprem Aktivitesi ve Riski. Geçmişten Geleceğe Kuşadası Sempozyumu 23-26 Şubat 2000 Bildiri Özetleri, Kuşadası.

Sezer, L.İ., 2000b. 'Batı Anadolu'da Deprem Aktivitesi ve Riski'. Batı Anadolu'nun Depremselliği Sempozyumu 24-27 Mayıs 2000 Bildiri Kitabı, 249-255, İzmir.

Sezer, L.İ., 2000c. 'Isparta-Burdur Sismotektonik Yöresinde Depremsellik ve Deprem Riski'. Ege Coğrafya Dergisi 11, 75-96.

Sipahioğlu, S., 1984. 'Kuzey Anadolu fay zone ve çevresinin deprem etkinliğinin incelenmesi'. Deprem Araştırma Bülteni 45.

Soysal, H., 1979. 'Tsunami (deniz taşması) ve Türkiye kıyılarını etkilemiş tsunamiler'. Deprem Araştırma Bülteni 25, 48-56.

Şaroğlu, F.-Ö. Emre-A. Kuşçu, 1992. *Türkiye'nin Diri Fay Haritası. Ölçek: 1/1000000*. Ankara.

Tabban, A.-S. Gencoğlu, 1975. Deprem ve Parametreleri. İmar ve İskân Bakanlığı Afet İşl. Gn. Müd. Deprem Arşt. Enst.Yay. Ankara.

Tezcan, S.-Acar, Y.-Çivi, A., 1979. 'İstanbul için deprem riski analizi'. Deprem Araştırma Bülteni 26, 5-34.

The Earthquake Engineering Research Institute (EERI). <http://www.eeri.org/>.

The Incorporated Research Institutions for Seismology (IRIS).

<http://www.iris.washington.edu/>

The National Geophysical Data Center- National Oceanic & Atmospheric Administration (NGDC-NOAA). <http://www.ngdc.noaa.gov/seg/hazard/tsevsrch>

United States Geological Survey-US National Earthquake Information Center (USGS). <http://wwwneic.cr.usgs.gov/neis/bulletin/bulletin.html>.

United States Geological Survey-US National Earthquake Information Center (USGS). <http://walrus.wr.usgs.gov/tsunami/>.

AYDIN-NAZİLLİ FAYININ PALEOSİSMOLOJİK ÖN BULGULARI

Preliminary Paleoseismological Results on the Aydın-Nazilli Fault, Büyük Menderes Graben, Western Anatolia

Mehmet Utku¹, Hasan Sözbilir²

ÖZET

Batı Anadolu'nun önemli yapısal elemanlarından olan Büyük Menderes grabeninin kuzey kenarı aktif normal fay segmentleriyle sınırlıdır. Graben boyunca büyüklük frekans ilişkisi $\log N(M)=3.59-0.83M$ ($r=-0.99$) olarak hesaplanmaktadır. N en az M büyüklüklü depremlerin sayısı, r uyum katsayısıdır. Bunlardan Aydın-Nazilli arasında uzanan 6 km uzunluğundaki segment üzerinde fayın tarihsel dönemlerdeki aktivitesini incelemek üzere fay segmentine dik iki hendek açıldı. Hendeklerde yapılan gözlemler tarihsel dönemlerde oluşmuş üç depremin varlığını ortaya koymaktadır. Bu depremlerden M.Ö. 25/26 ve 1899 depremlerine karşılık gelen faylanmalar çalışılan segmentte, bu iki deprem arasındaki dönemde oluşmuş olan 1653 depremi ise daha kuzeydeki bir segmentte gelişmiş olmalıdır.

ABSTRACT

The northern side of Büyük Menderes Graben which is one of the major tectonic structures are bounded by the normal fault segments that they have an important activity. Magnitude-frequency relation has been calculating as $\log N(M)=3.59-0.83M$ ($r=-0.99$), which N is the number of earthquakes with magnitude greater and equal to M. r shows the correlation coefficient. Aydın-Nazilli segment is one of these, and it has an length of 6 km. To investigation the activity of the fault in the historical period, we have excavated two trenches that they are perpendicular to the fault trace. The observations performed in these trenches have been made reveal the existence of three historical earthquakes. BC26(or 25) and 20 September 1899 earthquakes must be performed in above mentioned segment. As to 23 February 1653 earthquake must be developed with segment located in the more northern.

GİRİŞ

Batı Anadolu Miyosen'den beri yaklaşık K-G yönünde genişleyen sismik yönden aktif bir kabuğa sahiptir (Dewey ve Şengör, 1979; Şengör, 1987). Bu genişleme kuvvetleri etkisinde şekil değiştiren Batı Anadolu üst kabuğu, yaklaşık D-B uzanımlı çöküntülerin (graben) sınırladığı normal faylarla kırılmıştır. Gediz (Alaşehir) ile Büyük Menderes grabenleri en önemlilerindendir. Bu çalışmada Aydın-Nazilli fayının paleosismolojik özelliklerinin fay zonu boyunca açılacak araştırma hendekleri ile incelenmesi amaçlanmaktadır. Bu amaçla, çalışmanın bu aşamasına kadar Aydın doğusundaki iki lokalitede hendek açılmış ve açılan hendekler boyunca ayrıntılı çalışmalar yapılmıştır.

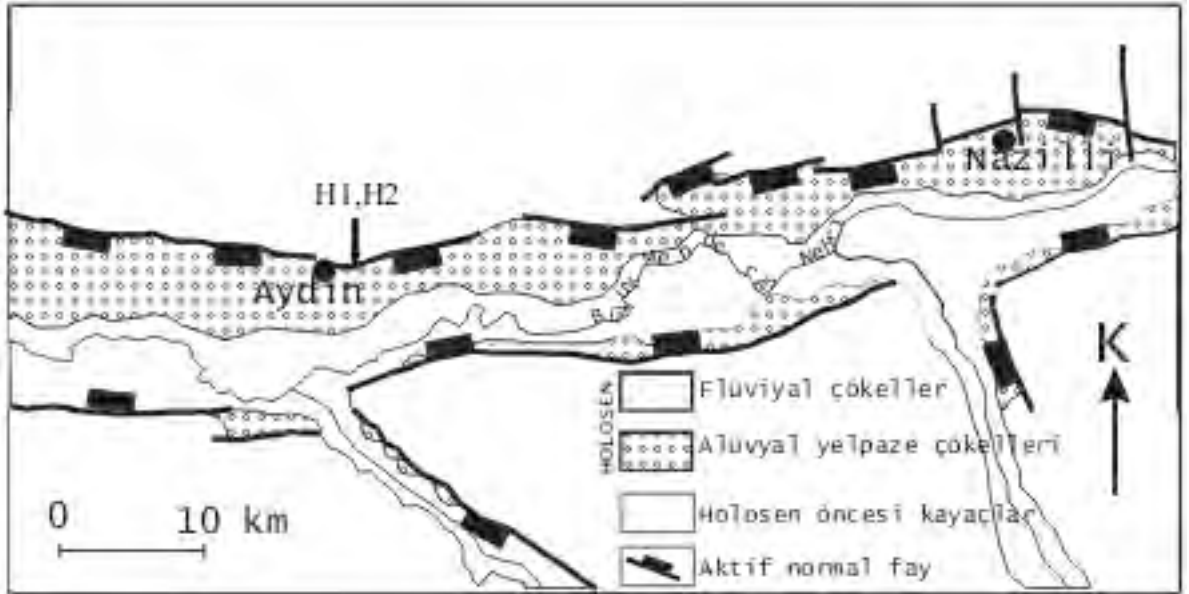
¹ Dokuz Eylül Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü, 35160, Buca-İZMİR
mehmet.utku@deu.edu.tr

² Dokuz Eylül Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 35100, Bornova-İZMİR
hasan.sozbilir@deu.edu.tr

Graben, 150 km'lik uzunluk ve 10-20 km genişliğe sahip olan aktif normal faylarla sınırlı D-B doğrultulu bir çöküntüdür (Paton, 1992). Grabenin doğrultusu Ortaklar'dan itibaren değişir, Söke'ye doğru KD-GB olur. Buldan doğusunda Gediz Grabeni ile kesişir ve Sarayköy'den itibaren Denizli havzasına değişir (Westaway, 1993).

Jeoloji

Büyük Menderes Grabeni'nde (Sultanhisar-Nazilli-Kuyucak çevresinde) metamorfik temel üzerinde gelişmiş olan ve birbirinden uyumsuzluk yüzeyleriyle ayrılan dört tortul paket yüzeyler (Şekil-1). Bu tortul paketler alt-orta Miyosen'den Kuvaterner'e kadar yaş verir (Seyitoğlu ve Scott, 1992). En genç tortul paketi oluşturan Holosen yaşlı alüvyonlar, D-B doğrultulu aktif faylar önünde gelişmiş olan alüvyal yelpaze ve fluvial çökellerden yapıldır.



Şekil 1 Büyük Menderes grabeninde Holosen'de gelişen tortul dolgunun (IV. Tortul paket) aktif fay kontrollü fasiyes değişimini gösteren harita (Paton, 1992; Hakyemez ve diğ., 1999'den birleştirilerek alınmıştır). H1, H2 açılan hendek yerlerini gösterir.

Büyük Menderes grabeninde Miyosen'den bu yana K-G ve D-B doğrultulu iki fay takımı gelişmiştir (Şekil-1). Bunlardan K-G doğrultulu olanlar Nazilli kuzeyinde, Kuyucak batısında ve Atça-Kılavuzlar arasında bulunur. Bu fayların yüzeyde izlenen uzunlukları 3-5 km arasında değişir. Faylar büyük bir olasılıkla Nazilli'den itibaren alüvyon altında da devam eder. Yaklaşık D-B doğrultusunda gelişen ikinci fay takımı, Büyük Menderes grabeninde basamaklar oluşturacak şekilde gelişmiş güneye eğimli normal faylar niteliğindedir (Şekil-1). Bu fayların oluşumu Geç Miyosen'den itibaren başlar ve günümüze kadar devam eder.

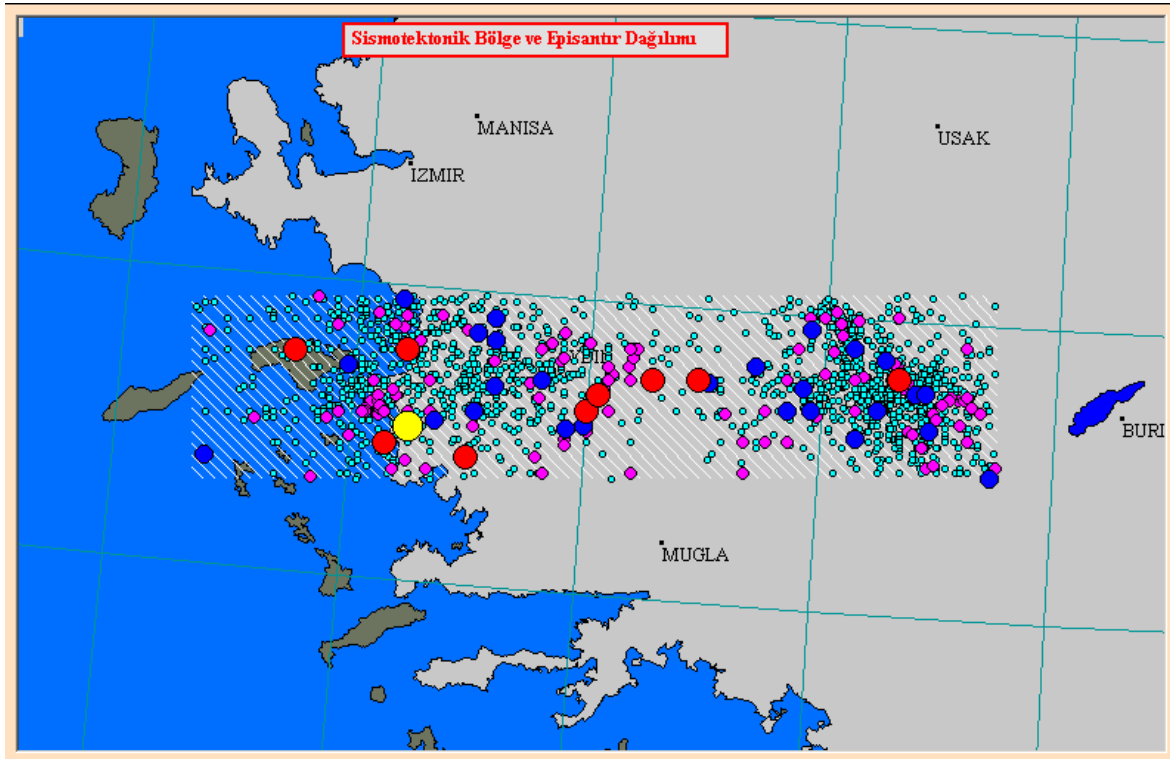
Depremsellik

Sismotektonik bölgede en eski depremin M.Ö.25/26 yılında meydana geldiği görülmektedir. Büyük Menderes Grabeni için episantr dağılımı Şekil-2 ile verilir. Veri, Boğaziçi Üniversitesi Kandilli

İTÜ AVRASYA YERBİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

KUVATERNER ÇALIŞTAYI IV 2003

Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü veri bankasına dayanır. Şekil-2'den, 31.12.2002 yılı itibariyle, Büyük Menderes Grabeni boyunca, en az 3.0 büyüklüklü 1700, en az 4.0 büyüklüklü 168 depremin meydana geldiği görülür. Büyük Menderes Grabeni için en az 4.0 büyüklüklü depremlere göre hesaplanan büyüklük-frekans ilişkisi, $\log N(M)=3.59-0.83M$ ($r=-0.99$) şeklindedir. N en az M büyüklüklü depremlerin sayısını, r uyum katsayısını gösterir. Bu ilişkiden, sismotektonik bölgenin hem aktif bir deprem rejimine hem de buna bağlı olarak aktif bir tektonik rejime sahip olduğu anlaşılır. Söz konusu süreçte, en az 7.0 büyüklüğünde 1 deprem, en az 6.0 büyüklüğünde 13 deprem olduğu görülür. Bunlar; M.Ö.25/26(I0=IX), 17(I0=IX), 60(I0=IX), 23.02.1653(I0=IX), 07.06.1751(I0=X), 21.06.1846(I0=IX), 01.02.1873(I0=IX), 19.08.1895(I0=IX), 20.09.1899(I0=IX), 11.08.1904(M=6.2), 18.8.1904 (M=6.0), 19.01.1909(M=6.0) ve 16.07.1955(M=6.7) tarihlerine karşılık gelir. I0 episantırdaki şiddeti, M büyüklüğü gösterir.



Şekil 2 Büyük Menderes Grabeni ve uzantısının (37.58°-38.17°K;26.04°-29.64°D) M.Ö.26-2002 periyodundaki episantır dağılımı. Sarı noktalar en az 7.0, kırmızı noktalar en az 6.0, mavi noktalar en az 5.0, mor noktalar en az 4.0, küçük siyah noktalar en az 3.0 büyüklüklü deprem episantırlarını gösterir. Küçük siyah kareler şehir merkezleridir.

PALEOSİSMOLOJİ

Büyük Menderes grabeninde tarihsel dönemlerde çok sayıda deprem olduğu bilinmektedir. Fakat bunlardan en yıkıcı olanları M.Ö. 25/26, 22 Şubat 1653 ve 20 Eylül 1899 depremleridir. Bean (1989) Aydın güneyindeki antik Tralles kentinin M.Ö.25/26'da bir depremle yok olduğunu belirtmiştir. Ambraseys ve Finkel (1995) 22 Şubat 1653'de Aydın'da büyük bir depremin olduğunu iddia eder. İlhan (1971)'e göre bu deprem Batı Türkiye'nin tümünü etkilemiş IX şiddetinde bir depremdir. Altunel (1999), 3.5 metre yüksekliğindeki fay şevinin bu üç deprem sonucunda oluştuğunu belirtmektedir. 2

metrelik düşey atımın 1899 depremi sırasında oluştuğunu, 1.5 metrelik atımın ise daha önceki iki depremde meydana geldiğini iddia etmiştir.

Ergin ve diğ. (1967)'ye göre 20 Eylül 1899 depremi Aydın-Nazilli arasında oluşmuş ve Tüm Batı Anadolu'da hissedilmiştir. Deprem tahmin edilen şiddeti IX'dur (Ergin ve diğ., 1967; İlhan, 1971; Sipahioğlu, 1979; Ambraseys ve Finkel, 1987). Bu araştırmacılara göre, Büyük Menderes grabeninin kuzey kenarındaki normal faylanma 1899 depremine neden olmuştur. Bu deprem sırasında oluşan yüzey kırığı uzunluğu ve fayın atımı ile ilgili farklı görüşler bulunmaktadır. İlhan (1971), Allen (1975) ve Sipahioğlu (1979) Umurlu'dan Kuyucak'a kadar uzanan 40 km uzunluğunda ve 1 metre atıma sahip bir yüzey kırığından bahsederler. Paton (1992)'ye göre kırığın uzunluğu 10-20 km civarındadır ve kırık 1 metrelik atıma sahiptir. Ergin ve diğ.(1967), depremin 50 km uzunluğunda ve 1.5 metre atımlı bir yüzey kırığı oluşturduğunu iddia etmektedir. Ambraseys ve Finkel (1987) ise deprem sırasında Aydın ve Nazilli arasında 70 km uzunluğunda bir yüzey kırığının oluştuğunu ve 3 metrelik bir atımın gerçekleştiğini savunur. Tablo-1, değişik araştırmacılara göre 20 Eylül 1899 deprem fayının sözkonusu kinematik parametrelerini gösterir.

Aydın-Nazilli fayı Aydın ili doğusundaki Yılmaz köyün 1 km batısından başlar ve İmamköy 'ün 2.5 km batısına kadar devam eder. Bu segment yaklaşık 6 km uzunluğunda, D-B doğrultulu ve güneye eğimli bir normal fay şeklindedir. Fay zonu alüvyonlar ile Asartepe formasyonunu birbirinden ayırır ve 3-5 m 'lik fay şevleri sunar. Hakyemez ve diğ. (1999) Büyük Menderes grabeni kuzey kenarının güney kenara göre daha aktif olduğunu ve bu nedenle graben doğrultusu boyunca uzanan Büyük menderes Nehri'nin güney kenara daha yakın olduğunu belirtirler. Araştırmacılara göre Büyük Menderes Nehri en az üç kez güneye göç ederek yatağını değiştirmiştir ve bu göç etme olayları Holosen'deki tektonik aktiviteye bağlıdır.

ÇALIŞMA	YÜZEY KIRIĞI UZUNLUĞU (m.)	FAYIN ATIMI (m.)	FAYIN TİPİ
İlhan (1971) Allen (1975) Sipahioğlu (1979)	40	1	Eğim atımlı normal fay
Paton (1992)	10-20	1	Eğim atımlı normal fay
Ergin ve diğ.(1967)	50	1.5	Eğim atımlı normal fay
Ambraseys ve Finkel (1987)	70	3	Eğim atımlı normal fay
Altunel (1999)		3.5	Oblik atımlı normal fay

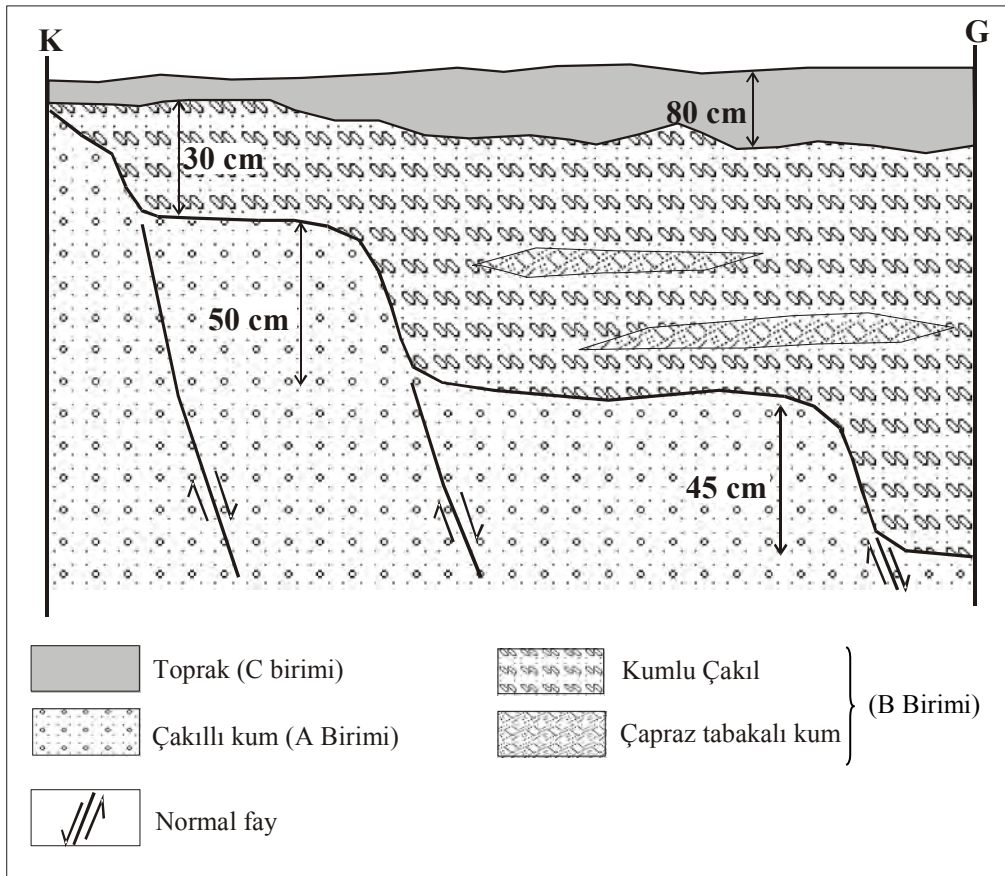
Çizelge 1 Değişik araştırmacılara göre 20 Eylül 1899 deprem fayının bazı kinematik parametreleri

Batı Anadolu'da Tarihsel depremlerdeki normal faylanmanın doğrultu atım bileşeni içerdiği bilinmektedir (Hancock ve Barka, 1987; McKenzie, 1972; Altunel, 1999). Aydın-Nazilli fayının da doğrultu atım bileşen içerdiği Altunel (1999) tarafından rapor edilmiştir. Araştırmacıya göre, Yılmazköy'ün 500 m batısında K-G doğrultusunda uzanan bir dere fay zonuna ulaştığında aniden D-B doğrultusuna

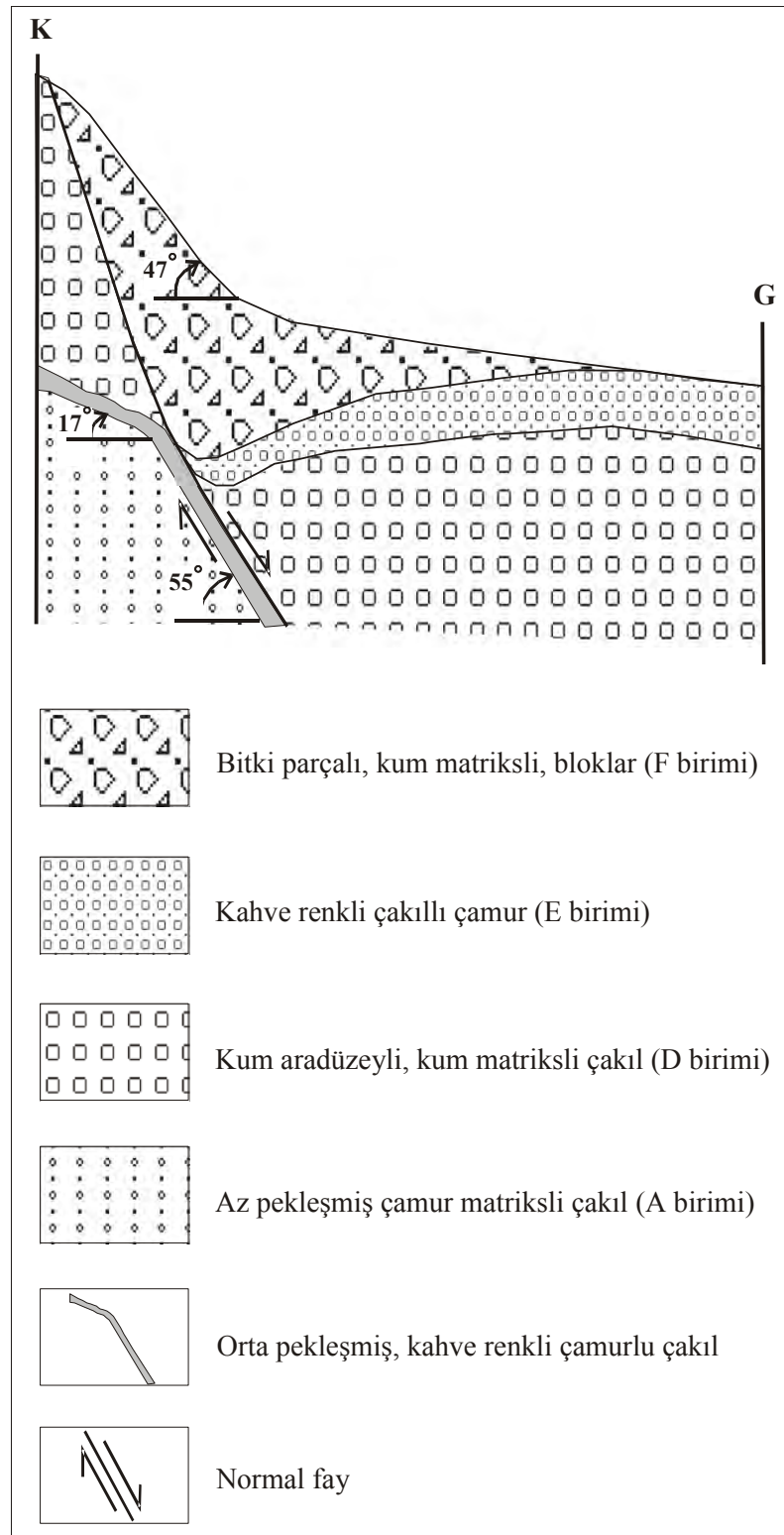
döner ve 30 metre fay zonu boyunca ilerledikten sonra tekrar K-G doğrultusunda devam eder. Altunel (1999), derenin sola doğru atılmasını fayın oblik niteliğine bağlamıştır. Araştırmacı fay dikliğinde alttan üste saptadığı eğim açısı değişimlerini (altta 52°-60°, 32°-40° ve üstte 20°-25°) faylanma evreleri olarak yorumlamıştır. Fay sarplığındaki her eğim değişikliğinin farklı depremlere karşılık geldiği bilinmektedir (Wallace, 1977).

Hendek çalışmaları

Bu çalışmada Aydın ile Köşk arasındaki zonda Asartepe formasyonu ile alüvyonlar arasında uzanan yüzey kırığı boyunca iki lokalitede kırığa dik yönde hendekler açılmıştır. Hendek-1 Aydın doğusundaki İmamköy'ün 2.6 km doğusunda 0582720/4190460 koordinatlarında, K-G doğrultusunda 2 metre eninde, 20 metre boyunda ve 4 metre derinliğinde açılmıştır (Şekil-1). Hendek-1 doğu duvarında birbirinden farklı üç birim ayırtlanmıştır (Şekil-3). A birimi grimsi-kahve renkli az pekleşmiş çakıllı kumdan yapıldır. A birimi uyumsuz bir dokanakla B birimi tarafından örtülüdür. B birimi çapraz tabakalı kum mercekleri içeren pekleşmemiş kumlu çakıldan oluşur. C birimi 80 cm kalınlığa erişen kahve renkli toprak niteliğindedir. A birimi ile B birimi arasındaki uyumsuz dokanak üç basamak oluşturacak şekilde gözlenir. Bu basamaklar sırasıyla 30, 50, 45 cm yüksekliğindedir. En üstte kalınlığı 80 cm'yi geçmeyen kahverenkli çamurlu-killi bir toprak örtüsü yer alır.



Şekil 3 Aydın-Nazilli fayı üzerinde açılan Hendek-1'in doğu duvarı

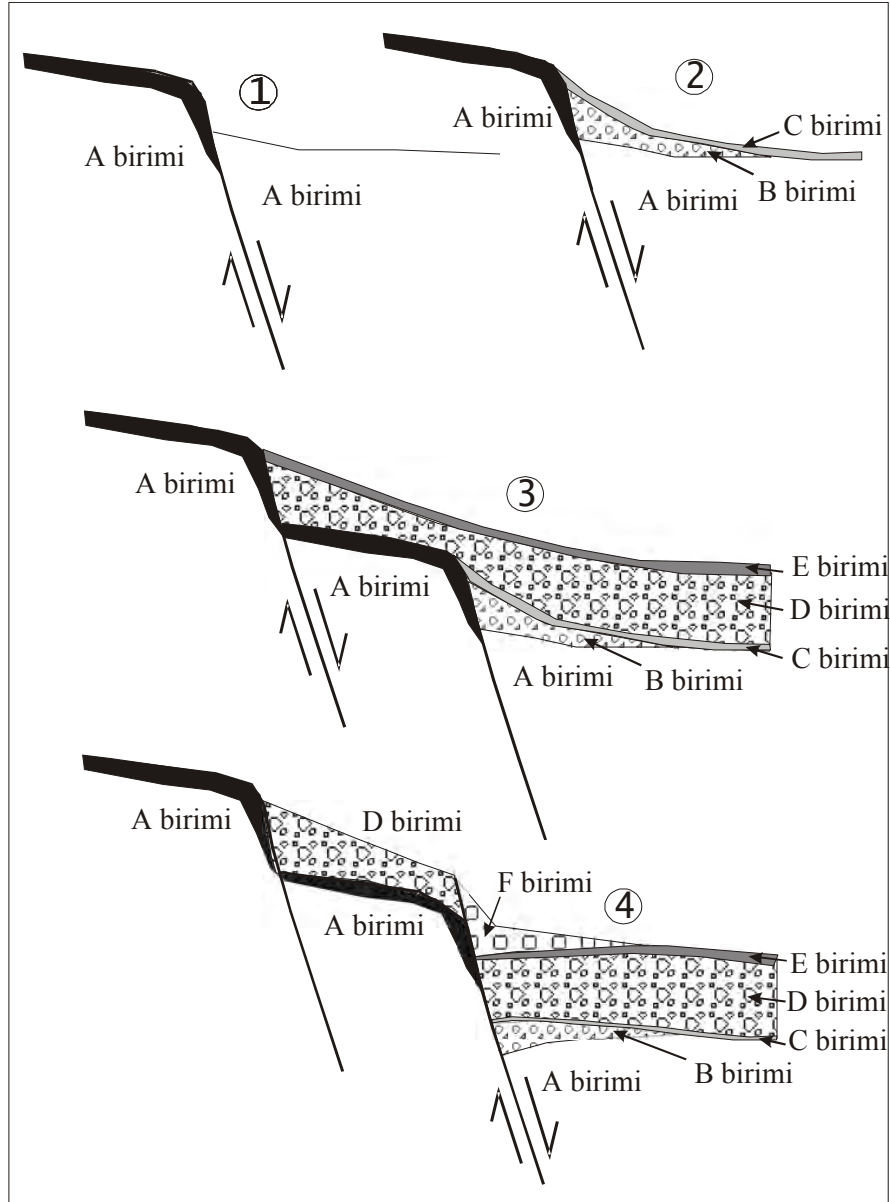


Şekil-4. Aydın-Nazilli fayı üzerinde açılan Hendek-2'nin doğu duvarı.

Hendek-2, Yılmazköy'ün hemen batısında 0577799/4190413 koordinatlarında açılmıştır (Şekil-1). Hendek-2, 4 metre derinliğinde, 2 metre genişliğinde ve 20 metre uzunluğunda olacak şekilde düzenlenmiştir. Hendek-2'nin doğu duvarında birbiririnden farklı dört birim saptanmıştır (Şekil-4). A birimi ve D birimi arasında ve E birimi ile F birimi arasında uyumsuzluk vardır. A birimi diğer birimlerden eski bir fay sevi ile ayrılır ve aynı zamanda eski bir fayın taban bloğunu oluşturur. A birimi

İTÜ AVRASYA YERBİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ
KUVATERNER ÇALIŞTAYI IV 2003

grimsi-kahve renkli, az pekleşmiş çamurlu çakıldan yapılıdır. A birimi güneye doğru 55° eğim sunan bir zon ile diğer birimlerden ayrılmaktadır. Bu zon 40 cm kalınlığında orta pekleşmiş kahve renkli çamurlu ince çakıldan oluşur. Hendek tabanından 2 metrelik bir yüksekliğe kadar devam eden 55 derecelik eğim bu metreden sonra 17 dereceye düşer. Bu zonun önünde ince kum aradüzeyleri içeren kum matriksli ve köşeli ve kötü boylanmalı çakıldan oluşan D birimi gözlenir. D birimi aynı zamanda 17 derece eğim sunan eski fay şevinin üzerinde uyumsuzlukla oturur. Eski fay şevi önünde yeralan D birimi üzerinde eski fay şevine doğru eğimlenmiş kahve renkli ince bir çamur zonu (E birimi) gözlenir. Bu zon içinde az oranda gelişigüzel dağılmış ince çakıllar olağandır. E biriminin üzerinde kabaca bir kama şekli oluşturacak şekilde gözlenen ve bitki parçaları ile 30 cm'ye ulaşan bloklar içeren kum aramaddeli F birimi yeralır. Eski fay şevinin üzerindeki D birimi ile F birimi güneye eğimli bir zayıflık zonu boyunca yan yana durur. F birimi Hendek-2 de gözlenen en genç birimdir ve bu birimin önünde gelişen fay şevinin eğim açısı 47 derecedir.



Şekil-5. Açılan hendeklerdeki verilere göre Aydın-Nazilli fayının tarihsel dönemdeki evrimi.

TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Büyük Menderes grabeninin kuzey kenarı üzerinde yer alan ve 20 Eylül 1899 depremine eden olan yüzey kırığı üzerinde açılan iki hendekte elde edilen verilere göre fayın evrimi Şekil-5 ile özetlenebilir. Hendek-2'de gözlenen litolojik özellikleri farklı birimlerin varlığı, koluvial kamalar ve toprak horizonları Aydın civarında oluşan eski depremleri ayırt etmede kullanılmıştır (Şekil-4). Bu depremler daha önce yapılan paleosismolojik çalışmalarla karşılaştırılmıştır. Aydın-Nazilli fayının jeolojik ve jeomorfolojik verilere göre MÖ 25/26, 22 Şubat 1653 ve 20 Eylül 1899 depremlerine neden olduğu tahmin edilmektedir (Altunel 1999). Her iki hendek de Altunel (1999)'un saptadığı yüzey kırığı üzerinde açılmıştır. Hendek-1'de herhangi bir faylanma evresine ait veri gözlenmemekle birlikte basamak oluşturacak şekilde gelişmiş fay zonunda toplam 1 metre 25 cm'lik bir düşey atım saptanmıştır (Şekil-3). Yılmazköy batısında yanal yönde 30 metre atılan derenin hemen yakınında açılan Hendek-2'de ise eski

İTÜ AVRASYA YERBİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

KUVATERNER ÇALIŞTAYI IV 2003

bir fay şevi ve bu fay şevine doğru eğimlenmiş eski bir toprak horizonu saptanmıştır (Şekil-4). Bu toprak horizonu üzerinde koluvial bir kama gelişmiştir.

Bu verilere göre ilk koluvial kama (B birimi) MÖ 25/26 depremine, ikinci koluvial kama (D birimi) 1653 depremine ve üçüncü koluvial kama ise 1899 depremine karşılık gelebilir. Bu durumda Aydın-Nazilli fay zonu üzerinde 246 yıl aralıkla en az iki deprem meydana gelmiş olmalıdır.

KATKI BELİRTME

Bu çalışma 02.KB.FEN.027 nolu AFS projesinden üretilmiş bir makaledir. Yazarlar DEÜ Rektörlüğü'ne maddi desteklerinden dolayı teşekkür eder. Yazarlar, ayrıca, arazi çalışmalarına katılan Araş.Gör. Ökmen SÜMER'e teşekkür eder. Yazarlar, arazi çalışmalarındaki yardımlarından dolayı Aydın Belediye Başkanı Sayın Hüseyin AKSU ve Aydın Vakıf Hizmetleri A.Ş. Teknik Müdürü Sayın Sefer BAKIŞ'a teşekkürleri bir borç bilir. Ayrıca, yazarlar, Yılmazköy muhtarı Sayın Ali CAN, Emirdağ muhtarı Sayın Ahmet KOÇAK, İmamköy muhtarı Sayın Mahmut ASLAN'nın tesekküre değer yardımlarını belirtmek isterler.

YARARLANILAN KAYNAKLAR

- Allen, C.R., 1975. *Geological criteria for evaluating seismicity*. Geological society of America Bulletin, 86, 1041-1057.
- Altunel, E., 1999. *Geological and geomorphological observations in relation to the 20 September 1899 Menderes earthquake, Western Turkey*. Journal of the Geological Society, London, 156, 241-246.
- Ambraseys, N.N. ve Finkel, C.F., 1987. *Seismicity of Turkey and neighbouring regions, 1899-1915*. Annales Geophysicae, 5B, 701-726.
- Bean, G., 1989. *Turkey Beyond the Maeander (revised version of 1971)*. Ernest Benn, London [Revised and edited by J. Bean (1980) and published by John Murray, London (1989)].
- Dewey, J.F. ve Şengör, A.M.C., 1979. *Aegean and surrounding regions: complex multiplate and continuum tectonics in convergent zone*. Geological society of America Bulletin, 90, 84-92.
- Ergin, K., Güçlü, U., Uz, Z., 1967. *Türkiye ve Civarının Deprem Kataloğu (M.S.11-1964)*. İTÜ, Maden Fakültesi, Arz Fiziği Enstitüsü yayınları, No. 24, İstanbul.
- Hakyemez, Y.H., Erkal, T. ve Göktaş, F., 1999. *Late Quaternary evolution of the Gediz and Büyük Menderes grabens, Western Anatolia, Turkey*. Quaternary Science Reviews, 18, 549-554.
- Hancock, P.L., and Barka, A., 1987. *Kinematic indicators on active normal faults in western Turkey*, Journal of Structural Geology, 9, 573-584.
- İlhan, E., 1971. *Earthquakes in Turkey*. In: Campbell, A.S.(ed.) *Geology and History of Turkey*. Petroleum Exploration Society of Libya, 431-442.
- Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü Veri Bankası, <http://www.koeri.boun.edu.tr>, Boğaziçi Üniversitesi, İstanbul.
- McKenzie, D.P., 1972. *Active tectonics of the Mediterranean Region*. Geophys.Jour.Royal Astr.Soc., Vol.30, pp.109-185.
- Paton, S., 1992. *Active normal faulting, drainage patterns and sedimentation in southwestern Turkey*. Journal of the Geological Society, London, 149, 1031-1044.
- Sipahioğlu, S., 1979. *Büyük Menderes alçalımı ile Menderes Masifi yükseliminin sınırını oluşturan kuşağa uygulanan bir deprem öncesi çalışma*. Deprem Araştırma Enstitüsü Bülteni, 25, 5-27.
- Sözbilir, H., 2000. *Batı Anadolu'dan örneklerle aktif faylar ve potansiyel aktif faylar*. Batı Anadolu'nun Depremselliği Sempozyumu, Badsem 2000, 133-142.
- Şengör, A.M.C., 1987. *Cross-faults and differential stretching of hanging walls in regions of low-angle normal faulting: examples from western Turkey*: Coward, M.P., Dewey, J.F. ve Hancock, P., ed., *Continental extensional tectonics*. Journal of the Geological Society, London, Special Publication, 28, 575-589.

Utku, M. ve Özyalın, Ş., 2000. Q100 yazılımı: Deprem Risk Analizi. Ulusal Jeofizik Toplantısı 2000, Genişletilmiş Özetler, sayfa 46-47, 23-25 Kasım 2000, MTA Genel Müdürlüğü Kültür Sitesi, Ankara.

Wallace, R.E., 1977. Profiles and ages of young fault scarps, north-central Nevada, Geological Society of America Bulletin, 88, 1267-1281.

Westaway, R., 1993. Neogene evolution of the Denizli region of western Turkey. Journal of Structural Geology, 15, 37-53.

ADAPAZARI OVASI FAN DELTASI

Musa ULUDAĞ¹

ÖZET

Sakarya nehri, Geyve boğazından çıktıktan sonra, Adapazarı ovasına girdiği alanda vadi tabanını ve güncel taraçaları sınırlayan 100-150 metre seviyelerindeki (Türbe tepe 109 m. – Mezarlık tepe 124 m. gibi) çakıl, kum karışımı depo karakterli seviyeler ile çevrilmiştir. Bu depolar bir fandelta karakterindedir. Orta Pleistosen’de İzmit körfezi ile bağlantılı olan Adapazarı ovası, daha sonra İzmit körfezinin batıya çekilmesi ile Sakarya ve diğer akarsular tarafından doldurulmuş ve ovanın drenajı Karadeniz’e bağlanmıştır (Uludağ 1998). Bu fikrin en önemli kanıtı ise Adapazarı ovasında yapılan C14 mutlak yaş tayinleri ve Sakarya nehrinin Geyve boğazından çıkıp ovaya girdiği sahada oluşturmuş olduğu fandeltadır. Adapazarı Ovasının kuzey batısını oluşturan, Gökçeeren ovasında yapılan yaşlandırmada alüvyonların yaşı, ova yüzeyinden 14.25 m seviyesinde 8610 ± 170 BP olarak tespit edilmiştir. Ayrıca Adapazarı ovasının kuzeyinde, Mağara boğazı civarında yapılan yaşlandırmada, ova yüzeyinden 26 m seviyede $4620 \pm$ BP olarak tespit edilmiştir (Uludağ 1998). Bu fikri destekleyen diğer önemli bir kanıt ise ovaya ait sondaj verileridir. Ovanın merkezi kısımlarında 300 m.ye kadar ulaşan alüvyonlar incelendiğinde akarsu çakıllarının yüzeye yakın olduğu derinliklere inildikçe durgun su ortamını karakterize eden killi birimlere geçilmektedir.

Orta Pleistosen’de Sakarya nehri ile bağlantılı olan İzmit Körfezi’nin Geç Holosen’ de batıya çekildiği saptanmıştır (Kerey v.d. 2002). İzmit Körfezi ile bağlantısı kopan Sakarya bu defa kuzeye doğru hareket ederek Karadeniz’e akmaya başlamıştır. İzmit Körfezinin batıya çekilmesi ve Sakarya nehrinin Karadeniz’e yönelmesinden günümüze kadar Sakarya nehri, Mudurnu çayı ve diğer küçük dereler Adapazarı ovasının drenaj sistemini oluşturmaya çalışmışlardır. Daha önce Bilgin (1984) son olarak da tarafımızdan yapılan çalışmalar esnasında özellikle Sakarya nehrine ait eski yatak izleri tespit edilmiştir.

Adapazarı Ovasına güneyden giren Sakarya nehri ve Mudurnu çayı, ovaya girişte oluşturdukları çakıl depoları ve bu çakıl depolarından Sakarya nehri yatağında olan üzerinde yapılan çakıl analizlerinde ortamın denizel karakterli olduğu ortaya konmuştur. ÖRNEK 1: Adapazarı ovasının Geyve boğazı çıkışında 50 m. seviyelerinde Adliye köyü mevkiinde gri renkli kumlu-çakıllı bir depo mevcuttur. Bu depodaki çakıllı seviyeden alınan %30’u kireçtaşı v.b. tortul kayalardan, % 70’i ise şist, kuvarsit, mermer gibi metamorfik kayalardan oluşan 2-7,5 cm boyutundaki 50 çakıllık örneğin morfometrik ölçümü sonucu çizilen indis histogramlarına göre, yassılık indisi ortanca değeri $I_{ys}=2.06$, yuvarlaklık indisi ortanca değeri $I_{yv}=293$ ’tür. Bu değerlere göre; depoda çapraz tabakalaşmaların olması, arada sarı renkli kil enjeksiyonlarının varlığı, çakılların orta derecede işlenmiş ve yatık oluşları gibi görünüşteki özelliklerine de dayanarak denizel kökenli, lagüner bir ortamı karakterize etmesi söz konusudur. Bunlara ilave olarak aynı deponun yuvarlaklık ve yassılık indis mukayese diyagramına bakıldığında, çakılların %

¹ Balıkesir Üniversitesi Fen-Edebiyat Fakültesi Coğrafya Bölümü

82'sinin denizel, % 18'inin ise flüvyal kökenli olduğu, ayrıca yassılık ve yuvarlaklık indisi ortanca değerleri karşılaştırıldığında da yine deponun denizel kökenli olduğu gözlenir. ÖRNEK 2: Adapazarı ovasının Geyve boğazı çıkışında 109 metrelik Türbe tepe mevkiinde, 40 metre yükseltili ova tabanından 69 metrelik bir yarmaya sahip sarı renkli killi, kumlu, çakıllı bir depo bulunur. Bu deponun 80-85 metre seviyelerinden alınan % 57'si kireçtaşı ve benzeri tortul kayalardan % 43'ü ise şist, kuvarsit, mermer gibi metamorfik kayalardan oluşan 1-8 cm boyutundaki 100 çakıllık örneğin morfometrik analizi sonucu çizilen indis histogramlarına göre, yassılık indisi ortanca değeri $I_{ys}=2.01$, yuvarlaklık indisi ortanca değeri $I_{yv}=266$ 'dır. Bu değerlere göre; depoda çakıl, kum aralanmalarının bulunması, çapraz tabakalaşmaların olması, arada kil enjeksiyonlarının varlığı, çakılların orta derecede işlenmiş ve yatık oluşları gibi görünüşteki özelliklerine de dayanarak denizel kökenli lagüner bir ortamı karakterize etmesi söz konusudur. Bu sebeple de, depoda aynı karakterde çakılların olmaması ve dolayısıyla Sakarya nehri'nin bugünkü yatağından 40-45 metrelere kadar yükselen bu depo, flüvyal fasiyeste olması beklenirken, sıkı denizlerdeki lagüner bir ortamı karakterize ederek, yassılık değerinin yüksek değer göstermiş olduğu, yuvarlaklık indisinin orta değerde olduğu görülür. Aynı deponun yuvarlaklık ve yassılık indisi mukayese diyagramına bakıldığında, çakılların % 75'inin denizel, % 25'inin ise flüvyal kökenli olduğu, ayrıca yassılık ve yuvarlaklık indisi ortanca değerleri karşılaştırıldığında da yine deponun denizel kökenli olduğu gözlenir. ÖRNEK 3: Adapazarı ovası Geyve boğazı çıkışında 109 metrelik Türbe tepe mevkiinde, 40 metre yükseltili ova tabanından 69 metrelik bir yarmaya sahip sarı renkli killi, kumlu, çakıllı bir depo bulunur. Bu kum-çakıl aralanması gösteren deponun 80-85 metre seviyelerinden alınan kuvarslı kum örneğinin granülometrik analizi sonucu çizilen eğride ortanca değer (M_d)= 0.44 mm, birinci çeyrek (Q_1)=0.60 mm ve ikinci çeyrek (Q_2)=0.34 mm'dir. Bu değerler, deponun genellikle orta kum boyutundaki unsurlardan meydana geldiğini sunmaktadır. Bunun yanı sıra, iri ve ince kum boyutundaki unsurlara da rastlanır. Eğri sigmoid'tir. Depodaki orta kum boyutu değeri %52.51'dir. bunu %21.67 iri kum, %13.23 ince kum, % 10.55 çok iri kum, % 2.04 çok ince kum boyutundaki değerler takip etmektedir. ÖRNEK 4: Adapazarı ovasının Geyve boğazı çıkışında 50 metre seviyelerinde Adliye köyü mevkiinde gri renkli kumlu-çakıllı bir depo mevcuttur. Bu depoda çakıllı seviyenin altındaki kumlu seviyeden alınan kuvarslı kum örneğinin granülometrik analizi sonucu çizilen eğride ortanca değer (M_d)=1.16 mm ve ikinci çeyrek (Q_2)=0.68 mm'dir. Bu değerler deponun genellikle çok iri kum boyutundaki unsurlardan meydana geldiğini sunmaktadır. Bunun yanı sıra diğer unsur boyutlarına da rastlanır. Eğri sigmoid'tir. Depodaki çok iri kum boyutu değeri %56.53'tür. bunu %27.38 iri kum % 11.11 orta kum, %2.95 ince kum, %0.42 çok ince kum boyutundaki değerler takip eder. Depolardaki çok iri kum ve orta kum boyutunun hakimiyeti, gücün aniden kesilerek birikimi, özellikle küçük boyutlu unsurların oldukça az olması ise, depoda taşıyıcı gücün etkisinin sürdüğünü kanıtlar

Bunlara dayanarak, Adapazarı ovası güney çevresinden aşınımın koparılarak akarsularla taşınıp gelen malzemenin daha sonra denizel/lagüner bir ortamda şekillenmiş olduğu söylenebilir. Adapazarı fandeltası olarak ifade ettiğimiz bu alan aynı zamanda seizm bakımından aktif bir sahadır ve bu aktivite deltanın oluşumundan günümüze kadar da devam etmiştir. Bu tektonik aktivite sonucunda depo

İTÜ AVRASYA YERBİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

KUVATERNER ÇALIŞTAYI IV 2003

malzemesi 45o ye varan eğimler göstermektedir. Fandeltaya ait Türbe tepe deposu üzerinde üç farklı noktada yapılan ölçümlere ait eğim değerleri de bu görüşü desteklemektedir. 1. İstasyon: Tabaka eğimi: 25-30o , eğim yönü: W, doğrultu: N-S, 2. İstasyon: Tabaka eğimi: 15o, eğim yönü: NW, doğrultu yönü: NE-SW, 3. İstasyon: Tabaka eğimi: 45o , eğim yönü: SW olarak ölçülmüştür.

Pliyosen sonlarında yayvan az menderesli bir vadide akan Sakarya'nın dolguları da Adapazarı havzasına (denizine) boşalmakta ve malzemelerini bu kaide seviyesine göre yığmaktaydı. Bu evreden sonra doğu-batı doğrultulu fayın hareketine bağlı olarak birinci omuz evreye ait kıyı düzlükleri çökmeye başladı. Daha sonra ikinci, sonra üçüncü evreler bunu takip etti ve bu süreçle birlikte ova tabanı da çökmeye başladı. Bunun sonucunda, ["Vadi içinde Vadi" (Valley in Valley form)] boğaz son derinleşmesini kazandı. Böylece her seferinde iç içe yarılan fandeltanın parçaları meydana çıktı. Bu açıklamalara bağlı olarak, Adapazarı ovasının güneybatısında ve dağ eteğinde bulunan yüksek hafif kırmızı renkli çakıllı arazinin Pliosene ait bir oluşum olduğu düşüncesi değişmiş, bu depoların bugünkü alüvyal ovoidan önce Geyve Boğazı kuzey ağzında dev bir fandelta karakterinde bir tortullanma olduğu ve bu tortulların çökmekte olan ovanın güneybatı kenarında, Geyve boğazından çıkan Sakarya nehrinin biriktirdiği tortulların eseri olduğu anlaşılmıştır.

SONUÇLAR

Sakarya nehri Karadeniz'e ulaşmadan önce, Adapazarı havzasına boşalmakta olup, Geyve boğazı ağız kısmında Fandelta karakterinde bir kıyı deltası oluşturabilecek kadar uzun bir süre bu havzaya akmıştır. Adapazarı Ovasında meydana gelen çökmeler bağlı olarak Sakarya nehri oluşturduğu bu fandeltayı dönemler halinde yararlanarak yatağını derinleştirmiştir.

Geyve Boğazı kuzey çıkışında oluşan fandelta nın tamamıyla bir delta karakteri göstermemesi ve depolar üzerinde yapılan çakıl analizlerinden malzemenin çok uzaklardan getirilmemiş olması sonucu, bize bu fandeltayı oluşturan akarsuyun şimdiki Sakarya'dan daha kısa boylu bir akarsu tarafından oluşturulmuş olabileceği düşüncesini doğurmaktadır.

Ülkemizin, ekonomik ve sosyal açıdan önemli bir bölümünü oluşturan Adapazarı ovası ve çevresi, Kuaterner jeomorfolojisi ve doğal çevre değişimleri açısından oldukça ilginç bir alan olması nedeniyle ileride daha da ayrıntılı çalışılması gereken problemleri sahalardan birisidir.

YARARLANILAN KAYNAKLAR

Bilgin, T. 1984: Adapazarı Ovası ve Sapanca oluğunun alüvyal morfolojisi ve Kuaternerdeki jeomorfolojik tekamülü. İ.Ü. Edebiyat Fakültesi Yayınları No. 2572, İstanbul

Kerey, İ.E., ve diğ. 2002: İzmit Körfezi doğusu, Adapazarı çevresi ve Sakarya deltası geç kuvaterner (Holosen) çökelleri hakkında, 55. Türkiye Jeoloji kurultayı, Ankara.

Tchepalyga, A. (1995): Pliyo-Pleistosen Karadeniz havzaları ve bunların Akdeniz ile ilişkileri (Black Sea Plio-Pleistocene basins and their interactions with Mediterranean). İzmit Kuvaterneri istifi (Quaternary sequence in the gulf of İzmit). Ed. Prof.Dr. Engin MERİÇ. ISBN 975-96123-0-5

Uludağ, M. 1998: Adapazarı Ovası ve çevresinin geç kuaternerdeki jeomorfolojik gelişimi. (Basılmamış doktora tezi), İstanbul.

Uludağ, M. 2003: Drainage problems and floods in the Adapazarı plain. Wessex Institute of Technology, Second International Conference on "River Basin Management 2003", 28-30 April 2003 Las Palmas, Gran Canaria.

KÜME ANALİZİ İLE TÜRKİYE’DE İKLİM BÖLGELERİNİN YENİDEN BELİRLENMESİ

Yurdanur Ünal¹, Mehmet Karaca²

GİRİŞ

Yer yüzündeki iklim çeşitlerinin sınıflandırılması, üzerinde en çok düşünülmüş klimatoloji konularından biridir. Bu çalışmalardan amaç, farklı iklim tiplerini ortaya koymak ve bu bakımdan birbirine benzeyen veya benzemeyen bölgeleri belirlemektir. İklim sınıflandırmasıyla sadece bilimsel karşılaştırmalar yapılmış ve problemler ortaya konmuş olmakla birlikte, herhangi bir coğrafi bölgenin iklim şartlarına bağlı kapasitesi, potansiyeli de ortaya konulmaktadır.

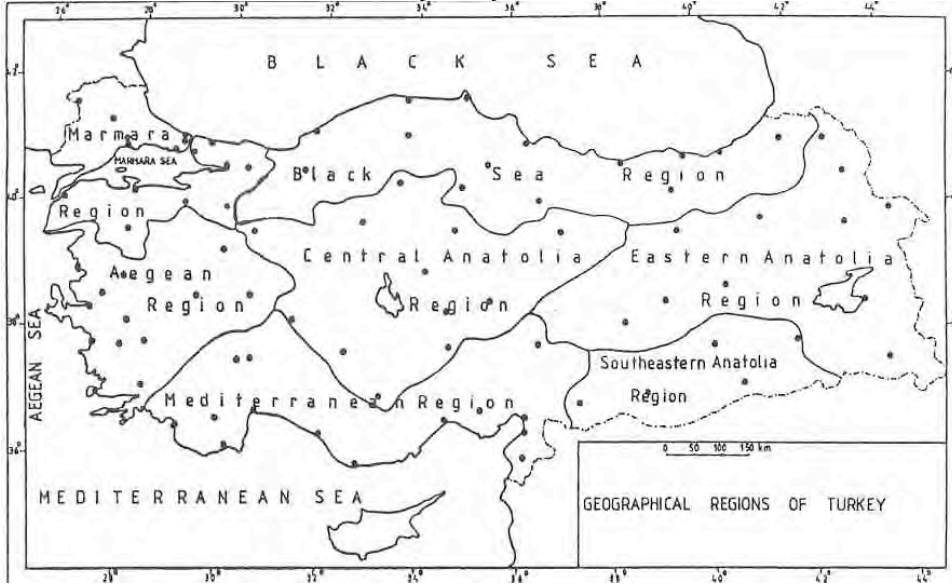
Bir yerin iklimini belirleyen en önemli değişkenlerin başında sıcaklık ve yağış gelmektedir. Çünkü, insanlar üzerinde ve onların aktiviteleri üzerinde en büyük etkiye sahiptirler. Bununla birlikte bitki örtüsünün dağılımında ve toprağın gelişiminde etkindirler. Ayrıca sıcaklık ve yağış için ortalama aylık ve yıllık değerler kolayca temin edilebildiği gibi uzun dönem kayıtlarını da bulmak mümkün olmaktadır.

Klimatolojik çalışmalarda iklim tiplerinin ve benzer iklim bölgelerinin belirlenmesi amacıyla çeşitli data ve ayrıca birçok farklı metodlar da kullanılmıştır. Günümüze kadar bir çok çalışmalar yapılmakla birlikte genel dünya iklim paternlerinin belirlenmesi açısından en iyi bilinen ve en çok kullanılan sınıflandırma ‘Köppen Sınıflandırması’ dır. Bu sınıflandırma bir çok nedenden dolayı geniş bir kabul görmüş ve görmektedir. Metodun direk uygulanması ve kantitatif özellikler taşıması, bu yaklaşımın ana avantajları olarak görülmektedir. Bununla birlikte sınıflandırma kurallarının subjektif formüller içermesi, aslında çeşitli soruları ve problemleride beraberinde getirmektedir.

Ülkemizde de uzun yıllar önce Sırrı Erinç tarafından yapılan Marmara, Karadeniz, Ege, Akdeniz, Doğu, İç ve Güneydoğu Anadolu adı altında yedi iklim bölgesine ayrılan çalışmanın haritası Şekil 1. de verilmiştir. (Erinç, 1984).

¹ İTÜ, Uçak ve Uzay Bil. Fak. Meteoroloji Müh. Böl., 80626 Maslak İstanbul

² İTÜ, Avrasya Yer Bilimleri Enstitüsü, 80626 Maslak İstanbul



Şekil 1 Yedi coğrafi ve iklim bölgesi (Erinç, 1984).

YÖNTEM VE VERİ

İklimle birlikte sosyo-ekonomik unsurlarında göz önünde tutularak yapılmış olabileceği bu geleneksel olarak ayrılmış çalışmaya hem sorgulayıcı hem de alternatif bir yaklaşım getirilmeye çalışılmıştır. Bu noktadan hareketle araştırmamızda matematiksel bir metod olan küme (cluster) analizi kullanılarak, Türkiye'nin iklim bölgelerine kantitatif bir bakış açısı ile bakılmaya çalışılmıştır. Zira atmosferik araştırmalarda küme analizi kullanımının giderek daha yaygın hale geldiği çok iyi bilinmektedir (Kalkstein et al., 1990; Fovell and Fovell, 1993).

Bu amaçla uygun cluster analizinin seçimi aslında metodun başlangıç kısmını oluşturmaktadır. Bu tip ve buna benzer çalışmalar için hiyerarşik küme analizi kullanılmaktadır. Genellikle yaygın olarak kullanılan yedi çeşit hiyerarşik küme analizi bulunmaktadır. Bunlar; single linkage, complete linkage, centroid teknik, ward minimum varyans tekniği ve avarage linkage metodlarıdır. Bu metodların bazılarının zincirleme problemlerine sahip olması ve bazılarının yine eşit sayıda gruplamaya gitmesi gibi çeşitli problemlerle birlikte, yapılan araştırmalarda Ward Varyans Tekniği metodu yaklaşımının klimatolojik araştırmalar için en realistik sonuçları verdiği görülmüştür (Kalkstein et al., 1987, Ünal et al., 2003).

Hiyerarşik tekniklerin tümü şu dört temel adımı izlemektedir.

- I. Euclidean distance adı verilen ve tüm veriler arasındaki mesafeyi hesaplayan formül tüm istasyonlar için uygulanmaktadır,
- II. En yakın iki sonuç yeni bir küme olarak birleştirilmektedir,
- III. Bütün istasyonlar arasındaki mesafeler tekrar hesaplanmaktadır,
- IV. İkinci ve üçüncü adımlar tüm istasyonlar tek bir küme oluncaya kadar devam etmektedir.

Sonuçta bu çalışmada da Stocksby ve Michaels (1991)'in de önerdiği gibi average linkage metodunu içeren hiyerarşik teknik kullanılmıştır. Bununla birlikte veri olarak iklim faktörlerinden en belirleyici olan sıcaklık ve yağış verileri tercih edilmiştir. Bu amaçla aylık ortalama ve aylık minimum ve maksimum sıcaklıklarla, aylık toplam yağış verileri çalışmada kullanılmıştır. Aylık veriler, 1951'den 1998'e kadar olan periyodu içermekle birlikte, başlangıçta 287 istasyonda tüm ülkeyi kapsayacak şekilde özenle seçilmiştir. Homojenlik testi, daha önce Tayanç et al. (1998) tarafından test edilmiş olup, daha önceki çalışmalarda da baz alınmıştır. Homojenlik testi sonrası verideki boşluklarda ele alınarak istasyon sayısı 113 ile sınırlandırılmıştır. 36 sıcaklık (ortalama, minimum ve maksimum) ve 12 toplam yağış değişkeni küme analizinde eş ağırlıklı olabilmesi için sıfır ortalama ve bir varyansa sahip olacak şekilde ele alınmıştır. Çünkü toplam yağış, iki veya üç rakamlı büyüklük olmasına karşın sıcaklık tek veya iki rakamlı değişken olması, ortalama ve varyansı bu şekilde ele almamıza zorlamıştır.

SONUÇLAR

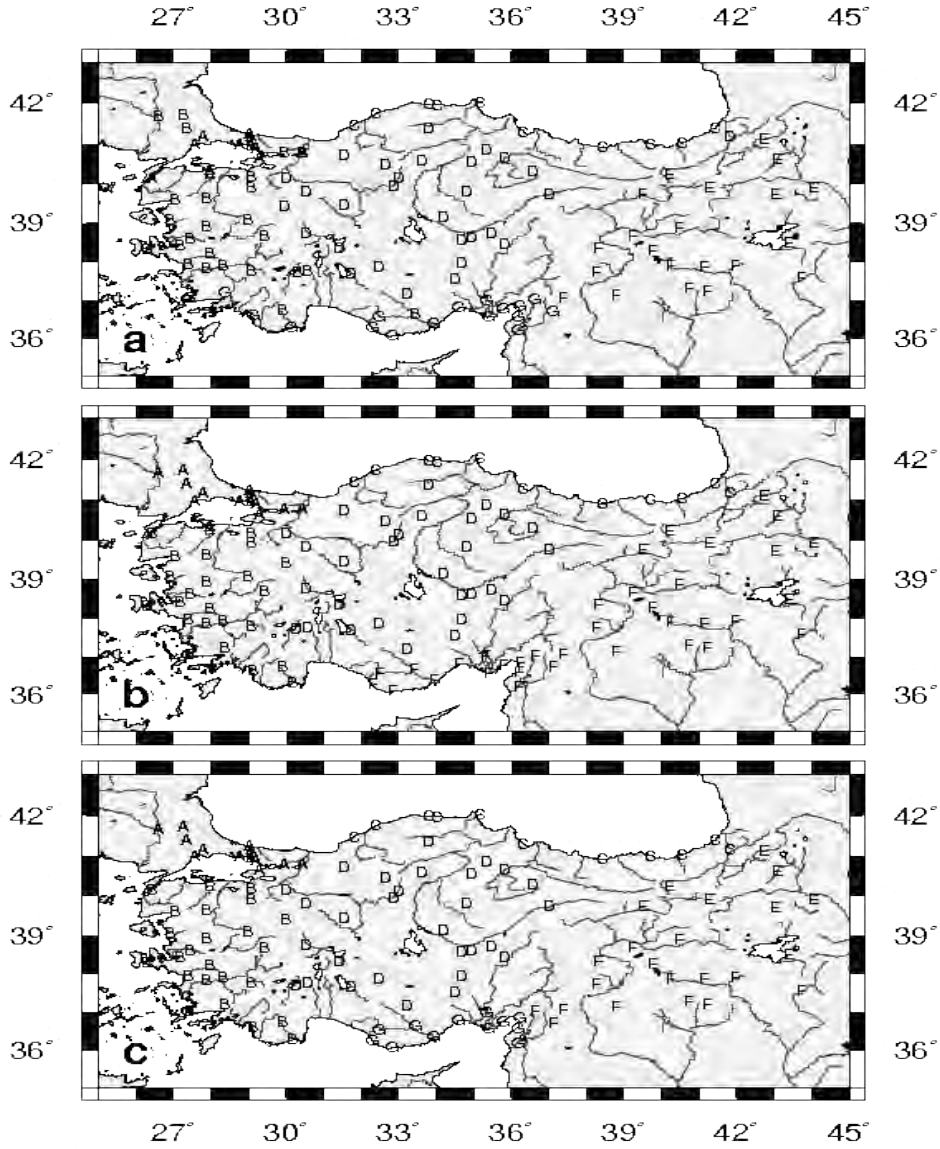
Sadece toplam yağış ele alındığında yedi, sıcaklık değişken olarak düşünüldüğünde ise; altı ana bölge bulunmuştur. Fakat bir bölgenin iklimini belirleyen en önemli iki değişken toplam yağış ve sıcaklıktır. Bundan dolayı her iki değişken gözönüne alınarak yapılan küme analizi sonucu yedi ana bölgeyi vermiştir. Yapılan uygulamaların sonucunda önceki çalışmalara benzer şekilde yedi ana bölge bulunmuştur. Bu çalışma sonuçlarının öncekilerden en belirgin farklılığı, bölgelerin sınırlardaki değişikliklerdir. Örneğin, Karadeniz bölgesi bu çalışma sonucunda dağlarla deniz arasındaki çok ince bir bölge olarak elde edilmiştir. En önemli bulgulardan biride Ege ile Batı Akdeniz bölgelerinin beraberce bir küme oluşturmalarıdır. Doğu Akdeniz, Batı Akdeniz'den ayrı bir küme gibi davranmıştır. Doğu Anadolu ve Güneydoğu Anadolu bölgeleri ise; geleneksel olarak belirlenen bölgelerle hemen hemen birebir örtüşmüştür.

Küme analizi yöntemiyle bulduğumuz yedi bölge ana bölge aşağıda sırasıyla verilmiştir:

- a) Marmara Bölgesi (Şekil 2 de A),
- b) Ege - Batı Akdeniz Bölgesi (Şekil 2 de B),
- c) Karadeniz Bölgesi (Şekil 2 de C),
- d) İç Anadolu Bölgesi (Şekil 2 de D),
- e) Doğu Anadolu Bölgesi (Şekil 2 de E),
- f) Güneydoğu Anadolu Bölgesi (Şekil 2 de F),
- g) Doğu Akdeniz Bölgesi (Şekil 2 de G).

Zaten geleneksel olarak yapılan çalışmalara nazaran bu çalışmada ortaya çıkan bölgelerdeki istasyonların sıcaklık ve yağış değerlerine ait ortalamalarına ve standart sapmalarına baktığımızda çok daha iyi bir uygunluk göze çarpmaktadır.

Özetle, bu çalışmada Türkiye'nin geleneksel iklim bölgelerine karşı, matematiksel bir metod olan küme analizi, alternatif bir yaklaşım olarak ortaya konulmuştur. Sonuçta aslında Türkiye'nin başlıca yedi ana iklim bölgesine ayrıldığı ve bu bölgelerin sınırlarının da geleneksel olarak bilinenden farklılıklar gösterdiği açıkça görülmüştür.



Şekil 2 Küme analiziyle belirlenen Türkiye iklim bölgeleri: a) toplam yağışa, b) sıcaklıklara ve c) her iki değişkenle.

YARARLANILAN KAYNAKLAR

- Erinç, S. (1984) 'Klimatoloji ve Metodları', 3. baskı, 540 sahife. İstanbul.
- Fovell, B. and Fovell, M. (1993) 'Climate zones of the conterminous United States defined using cluster analysis,' *Jour. Climate*, 6, 2103-2135.
- Kalkstein, L. S., Tan, G. and Skindlov, J. A. (1987) 'An evaluation of three clustering procedures for use in synoptic climatological classification', *J. Climate Appl. Meteor.*, 26, 717-730.
- Karaca M., Ü. Anteplioglu and H. Karsan, (1995a): 'Detection of Urban Heat Island in Istanbul, Turkey', *Il Nuovo Cimento*, Vol. 18C, No: 1, 49-55.
- Milligan, G. W. (1980) 'An examination of the effect of six types of error perturbation on fifteen clustering algorithms,' *Psychometrika*, 45, 325-342.
- Stooksbury, D. E. and P. J. Michaels (1991) 'Cluster analysis of southern U. S: Climate stations', *Theor. Appl.* 44, 143-150.
- Tayanç, M., Dalfes, N., Karaca, M. and Yenigün, O. (1998) 'Homogeneity analysis to Turkish temperature dataset', *Int. J. Climatol.* 18, 561-578.
- Ünal, Y., Kindap, T., and Karaca, M. (2003) 'Redefining Climate Zones of Turkey using Cluster Analysis, *Int. Jour. Climatol.* (baskıda).

**BÜYÜKÇEKMECE GÖLÜ BATISI ALANDA İŞLETİLEN TAŞ
OCAKLARINDAKİ ÜRETİM ATIMLARININDAN KAYNAKLANAN
SARSINTILARIN İNCELENMESİ**

Cengiz Kuzu¹, Erkin Nasuf¹, Yüksel Örgün², Tolga Yalçın², Atilla Öztürk³

ÖZ

Şehirlerdeki inşaat faaliyetlerine paralel olarak, yapı malzemesi olan kırmataşa da talep artmaktadır. İşin ekonomik baskısı ise, kırmataş üretiminin şehirlerin yakın alanlarında yapılmasını gerektirmektedir. Diğer yandan, İstanbul gibi düzensiz büyümenin mevcut olduğu yerlerde, önceden şehir dışı alanlarda yer alan taş ocaklarının hızla şehrsel mekanların içinde kaldığı veya bu mekanlara komşu olduğu gözlenmektedir. Sonuçta, taş ocakları ile şehrsel alan kullanıcıları arasında sorunlar doğabilmektedir. Bunların en önemlisi ise patlatma kaynaklı yer sarsıntılarıdır ve bu yazıda Büyükçekmece Gölü Batısındaki AKÇANSA firmasına ait ocaklardaki (Örgün ve diğ., bu bildiriler kitapçığı), patlatma kaynaklı yer sarsıntılarının incelendiği bir çalışma sunulmaktadır.

GİRİŞ

Madenciliğin temel işlemlerinden olan patlatma işi, yine bir madencilik faaliyeti olan, taş ocaklarındaki kırma taş (agrega) amaçlı üretimin de vazgeçilmez, temel bir işlemidir. Patlatma kaynaklı başlıca olumsuz çevre etkileri ise; yer sarsıntıları, hava şoku, taş savrulması, toz oluşumu gibi etkilerdir. Bunlardan yer sarsıntı ile ilgili büyüklükler; fiziki yapılar üzerinde oluşabilecek hasar limitlerinin altında kalsa bile, daha bu limitlerin yarısı seviyesinden itibaren çevredeki insanlar tarafından hissedilebilmekte ve haklı olarak huzursuzluk kaynağı olabilmektedir. Patlatma kaynaklı yer sarsıntısı ve bununun fiziki yapılar üzerindeki etkisi, özellikle yurdumuz madenciliğinin son yıllarında giderek artan sıklıkta duyulmaya başlanmıştır. Dünya ölçeğinde ise bu konudaki ciddi çalışmalar, otuzlu yıllar başında yapılmaya başlamış olup, yine bu konuya karşılık gelen araştırmalar, içinde bulunulan zaman dilimine göre yüksek teknoloji gerektiren türden araştırmalar olmuştur. Yurdumuzda da bu yönde, henüz tatmin edici seviyede olmamakla birlikte, öncü sayılabilecek çalışmalar başlatılmış bulunmaktadır [1].

**PATLATMA KAYNAKLI SARSINTILAR ve YAKIN ÇEVREDE HASAR
OLUŞTURMA RİSKİ**

Patlatma çalışmaları sonucunda oluşacak sarsıntıların etkilerinin araştırılması sırasında, esas olarak ocak çevresindeki yapı üzerinde çalışılmış ve atımlara ait kayıtlar buralardan alınmıştır. Patlatma kaynaklı sarsıntıların hasar oluşturma riskinin incelenmesinde takip edilebilecek olan alternatif yollar aşağıdaki bölümde “ölçekli mesafe” başlığı altında sunulmaktadır.

¹ İTÜ Maden Fakültesi, Maden Müh. Bölümü, 80626 Maslak-İstanbul

² İTÜ Maden Fakültesi, Jeoloji Müh. Bölümü, 80626 Maslak-İstanbul

³ AKÇANSA, Çatalca - İstanbul

Yer sarsıntısının incelenmesi ve ölçekli mesafe yaklaşımı

Ölçekli mesafe yaklaşımı; patlayıcı madde ile yapılan çalışmalarda, atımların çevre üzerine olan etkisini, patlayıcı madde miktarı ve uzaklık açısından güvenli sınırlar içinde tutmaya yarayan bir yaklaşımdır ve madencilikte yaygın olarak kullanılmaktadır. Esasen, parçacık hızı sorgulaması için kullanılan bir araç olmaktadır. Ölçekli mesafe (scaled distance -DS-) adı verilen uygulama ile; patlatma kaynaklı titreşimlerin bağlı olduğu, *mesafe* ve minimum 8 ms gecikme aralığı ön şartı sağlanmak üzere, bir anda patlatılan *patlayıcı madde miktarı* değişkenlerinin kombine etkisini gösteren $[ft/(lb/gecikme\ aralığı)^{0.5}]$ boyutunda bir ölçek kullanılmaktadır. Bu uygulama, özellikle OSMRE (US Office of Surface Mining Reclamation and Enforcement) tarafından da ele alınmış ve nasıl kullanılabileceği açıklanmıştır. Ölçekli mesafe olarak ifade edilen bu kavram $D/W^{1/2}$ şeklinde bir ifade olup, burada; D ile atım yapılan yer ile hasar oluşması bakımından sorgulanan fiziki yapı arasındaki mesafe (ft); W ile minimum 8 ms gecikme aralığı ön şartı sağlanmak üzere, bir anda patlatılan patlayıcı madde miktarı (lb) olarak alınmaktadır. Burada patlatma kaynaklı sarsıntıların sorgulanmasını sağlayan 3 farklı uygulama şekli üzerinde durulacaktır [2,3, 4]:

I. Yol, Parçacık hızının sınırlandırılması: Her bir sarsıntı sismograf tarafından kayıt edilmektedir. Burada, patlatma kaynaklı sarsıntının, çizelge 1' de belirtilen parçacık hızı sınırlarının altında kalması halinde, atımın çevre etkileri bakımından başarılı olduğu sonucuna varılmaktadır. Bu yolla, oldukça katı sayılabilecek olan ölçekli mesafe sınırlandırmasının yerine daha esnek bir denetleme şekli amaçlanmaktadır. Ancak burada, çizelge 1' de belirtilen "*mesafe - parçacık hızı*" sınırlarının aşımı gibi istenmeyen sonuçlar doğabilmektedir. Çizelge 1' de belirtilen, kısa mesafedeki parçacık hızı değerlerinin yüksek tutulması gibi ters görünen bir sınırlandırma, kısa mesafelerde yüksek frekansın baskın olması ve yapıların doğal frekansları olan 5-20Hz' lik frekansları ile çakışmamasındandır.

Atım Yapılan Yere Uzaklık		İzin verilebilen maksimum parçacık hızı	Ölçekli Mesafe Katsayısı
ft	m	in./sn.	lb/ft ^{1/2}
0-300	0-90	1.25	50
301-5000	91-1500	1.00	55
≥ 5001	>1500	0.75	65

Çizelge 1 Uzaklığa göre izin verilen maksimum parçacık hızları

II. Yol, Ölçekli Mesafe Katsayısı' nın doğrudan kullanımı veya ölçekli mesafe-parçacık hızı ilişkisinin kullanılması: Yukarıda da değinilen ölçekli mesafe kavramı üzerine kurgulanan bir yol, çizelge 1' deki "*mesafe - ölçekli mesafe*" ilişkisi çerçevesinde, her hangi bir izleme işlemine gerek kalmaksızın yapılabilecek atıma ait mesafe ve patlayıcı madde miktarının tesbiti esasına dayanmaktadır. Ancak çok katı sayılabilecek olan bu sınırlama, yerel şartlara ve aynı zamanda da uygulamaya özgü modifikasyonlara izin verebilecek şekile de dönüştürülebilmektedir. Buna göre, yeteri miktarda olmak üzere çeşitli ölçekli mesafeler için kayıt edilmiş parçacık hızı değerlerinin elde edilmesi gereklidir. Böylece hazırlanacak olan şekil 1A' daki gibi bir grafiksel gösterimdeki limit değerlerin aşılmayacağı

İTÜ AVRASYA YERBİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

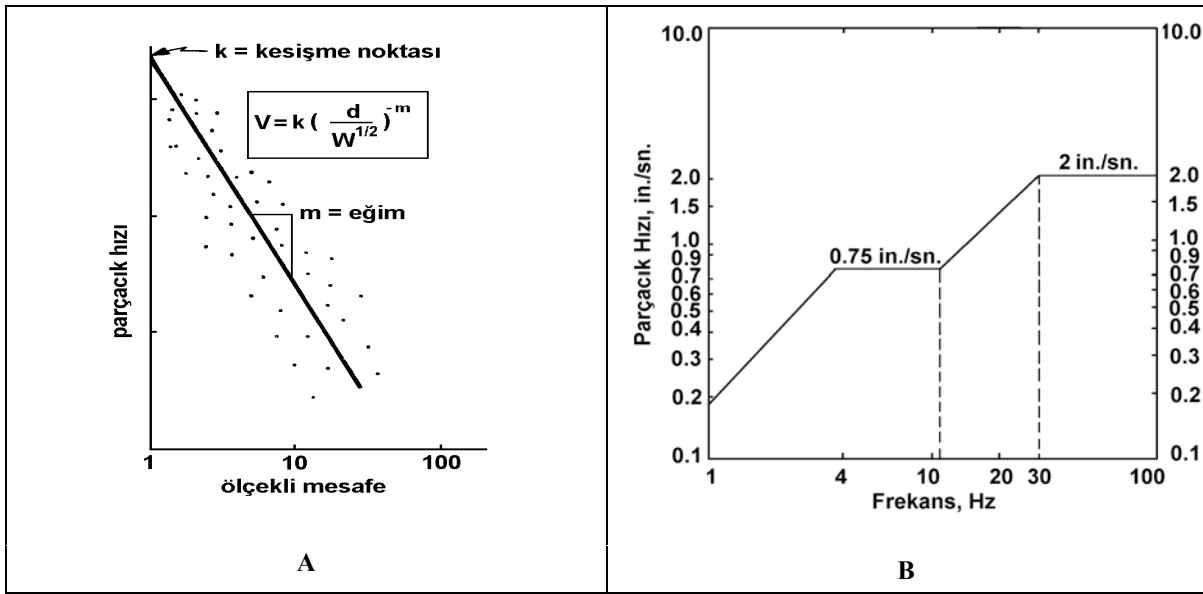
KUVATERNER ÇALIŞTAYI IV 2003

atımlar yapılması gerekecektir. Buradaki "modifiye edilmiş ölçekli mesafe", sadece elde edilmiş olduğu yer için geçerli yani sahaya özgüdür ve ilerleyen işletme konumuna paralel olarak güncellenebilir.

III. Yol, Parçacık hızı - frekans ilişkisi: Bu yol ile her atım için parçacık hızı değerleri ve frekans analizi gerekmektedir. Yani, hakim frekans ve bununla ilişkili parçacık hızının tesbiti çalışması yapılmaktadır. Sonuçta, Şekil 1B' deki diyagram ile belirtilen frekansa bağlı hız değerlerinin, atımlardan elde edilen değerlerle karşılaştırılması yapılarak sonuca ulaşılmaktadır. Burada şekil 1B' de görülen diyagram esas olarak USBM (US Bureau of Mines) tarafından RI 8507 [5] kapsamında hazırlanmış bulunan diyagramın modifikasyonu ile gerçekleştirilmiştir.

Kullanılan ölçü aleti

Söz konusu parçacık hızı ölçümlerinde, Instantel MiniMate Plus™ marka titreşim izleme cihazı kullanılmıştır. Cihaz, madencilik kaynaklı patlatmaların neden olduğu titreşimlerin izlenmesinde yurt dışında ve yurdumuzda da yaygın olarak kullanılmaktadır. Cihazın jeofon sensörleri vasıtası ile üç ekseninde olmak üzere; parçacık hızları, ivme, deplasman gibi büyüklükleri ve hakim frekansları ölçülebilmektedir. Cihaz ile ayrıca, hava şoku ölçümü de mümkün olmaktadır.



Şekil 1 Ampirik yoldan, ölçekli mesafe ile parçacık hızının ilişkilendirilmesi (A) ve OSMRE'ye göre güvenli frekans ve parçacık hızı değerleri (B)

Üretimdeki patlatma çalışmalarının incelenmesi

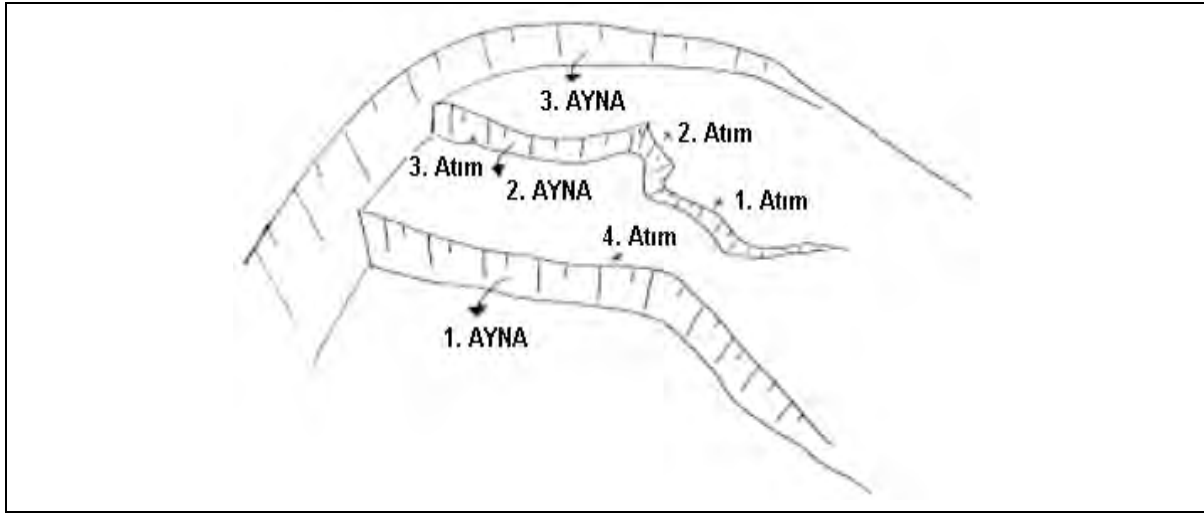
Söz konusu ocakta Şekil 2' deki krokide lokasyonu görülen atımlar esnasında oluşabilecek sarsıntı etkisinin araştırılması için, işletmede genellikle kullanılmakta olan patternde olmak üzere "Bölüm 2.1' de "I. Yol ve III. Yol " başlığı altında izah edildiği gibi bir çalışma yoluna gidilmiştir. Bu amaçla, Çizelge 2' de ayrıntıları verilen dört adet deneme atımı yapılmış ve bunların oluşturduğu sarsıntıya ait büyüklükler ölçülmüştür. Atımlarda kullanılan düzenler ve titreşimlere ait sonuçlar Şekil 3' de sunulmuştur. Üretim atımları aşağıda açıklanmaktadır.

1. Atım: Yapılan bu atım, “1. ATIM” olarak adlandırılmış bulunmaktadır. Bu atımda ateşleme sistemi olarak delik içinde 500 ms’lik NONEL kapsüller ve 17 ms’lik yüzey gecikme elemanları kullanılmıştır (Şekil 3).

2. Atım: Yapılan bu atım, “2. ATIM” olarak adlandırılmış bulunmaktadır. Bu atımda ateşleme sistemi olarak 9-11-13-15 numaralı elektrikli mili saniyeli kapsüller kullanılmıştır (Şekil 3).

3. Atım: Yapılan bu atım, “3. ATIM” olarak adlandırılmış bulunmaktadır. Bu atımda ateşleme sistemi olarak 9-11-13-15 numaralı elektrikli mili saniyeli kapsüller kullanılmıştır (Şekil 3).

4. Atım: Yapılan bu atım, “4. ATIM” olarak adlandırılmış bulunmaktadır. Bu atımda ateşleme sistemi olarak delik içinde 500 ms’lik NONEL kapsüller ve 17 ms’lik yüzey gecikme elemanları kullanılmıştır (Şekil 3).



Şekil 2 Atımların ocak içi lokasyonları

Özellikler	1. Atım	2. Atım	3. Atım	4. Atım
Patlayıcı ve yemleme cinsi	ANFO/dinamit			
Ateşleme sistemi	NONEL	Elektrikli kapsül		NONEL
Toplam patlayıcı (kg)	900/5	450/5	150/5	1650/5
Gecikme başına azami patlayıcı (kg),	81/0,450	133 (=7x19)/ 1,46 (=7x0,21)	40 (=4x10)/ 1,65 (4x0,35)	50/0,15
Delik boyu (m), çapı (mm) ve eğimi (°)	12/105/80	6/85/80	4,5-5/85/yatay delik	11,5/105/70
Delik taban payı ve sıkılama (m)	1/3,5-4	0,5-1/2	Yatay delik/2,5-3	0,5-1/4,5
Delikler arası, sıralar arası mesafe (m)	5,6/2,8	3,5/3	2,5/3	5,6/tek sıra
Dilim kalınlığı (m)	3	2,5	Yatay delik	3-3,5
Bileşke parçacık hızı (mm/sn.)	16,5	1,16	11,6	7
Boyuna parçacık hızı (mm/sn.), frekans (Hz)	10,2/28	0,889/32	11,6/43	6,35/18
Enine parçacık hızı (mm/sn.), frekans (Hz)	15,5/22	0,635/23	6,98/32	3,94/20
Dikey parçacık hızı (mm/sn.), frekans (Hz)	6,35/16	1,02/43	6,10/19	3,56/17
Gürültü (dB)	125L/7	119L/11	121L/11	125L/3,5
Titreşim ölçümü yapılan mesafe (m)	126,5	73	73	217

Çizelge 2. Atımlar ve bunun neticesinde oluşan titreşimlere ait parametreler

Görülebileceği gibi, atımların hepsi de daha önce komşu ocakta yapılan deneme atımlarından (kalibrasyon atımları) edinilen tecrübe ile ocak içi alanda ölçülmüştür. Ölçülen değerler, atımlara yaklaşık 70 – 210 m uzaklıklarda kaydedilmişlerdir. Gözle yapılan izlemede herhangi bir uzun mesafeli taş savrulması olayı görülmemiştir. Savrulma mesafeleri anılan düzende 100 metre değerinin altında

İTÜ AVRASYA YERBİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

KUVATERNER ÇALIŞTAYI IV 2003

kalmıştır. Ayrıca saha içindeki şantiye binasının çıplak gözle tetkiklerinde de herhangi bir yapısal hasar görülmemiştir. Bu durumun açıklaması, bir atımda patlatılan tüm patlayıcının gecikme uygulanarak farklı zamanlarda patlaması ve böylelikle oluşturulan şok dalgasının genliğinin zararsız bir seviyede kalması şeklinde özetlenebilmektedir. Nitekim böylelikle, aynı anda patlayan patlayıcı miktarları 40 ila 133 kg gibi düşük değerlerde tutulabilmiştir.

SONUÇLAR

Ülkemiz madenciliği için, patlatma kaynaklı titreşimleri sorgulayacak bir düzenleme henüz yapılmamıştır. Bu nedenle, değerlendirmelerde batılı ülkelerin (A.B.D., Almanya vd.) normları esas alınmaktadır. Bu normlarda, patlatma kaynaklı hasarların incelenmesi sırasında, patlatma sonucu oluşan sarsıntıların parçacık hızı değerlerine başvurulmaktadır. Nitekim, yine Alman DIN, Amerikan OSMRE, İngiliz BS ve benzeri kaynaklarda, konuyla ilgili düzenlemelerde parçacık hızı büyüklüğü esas olarak alınmakta ve yine bu değerler sadece yalnız başlarına kullanılmayıp frekansları bakımından da incelenmektedirler. Bu çalışmada da bu normlar esas alınmış ve Amerikan USBM (U.S. Bureau of Mines) ve OSMRE (Office of Surface Mining Reclamation and Enforcement)' nin gösterdiği yaklaşımlardan hareket edilerek, yapılan üretim atımlarına ait parametreler ve oluşan titreşim ve hava şoku değerleri bakımından, *ocak içi alanda dahi*, Amerikan USBM / OSMRE tarafından belirtilen limitlerin altında kaldığı görülmüştür. Esasen burada verilen limitler de kozmetik hasarlar, yani basit sıva çatlakları mertebesinde. Bu bakımdan izlenen tipteki patlatma çalışmalarının ve kullanılan patlayıcı miktarlarının çevre yapılar üzerinde bir hasar oluşturması söz konusu değildir.

YARARLANILAN KAYNAKLAR

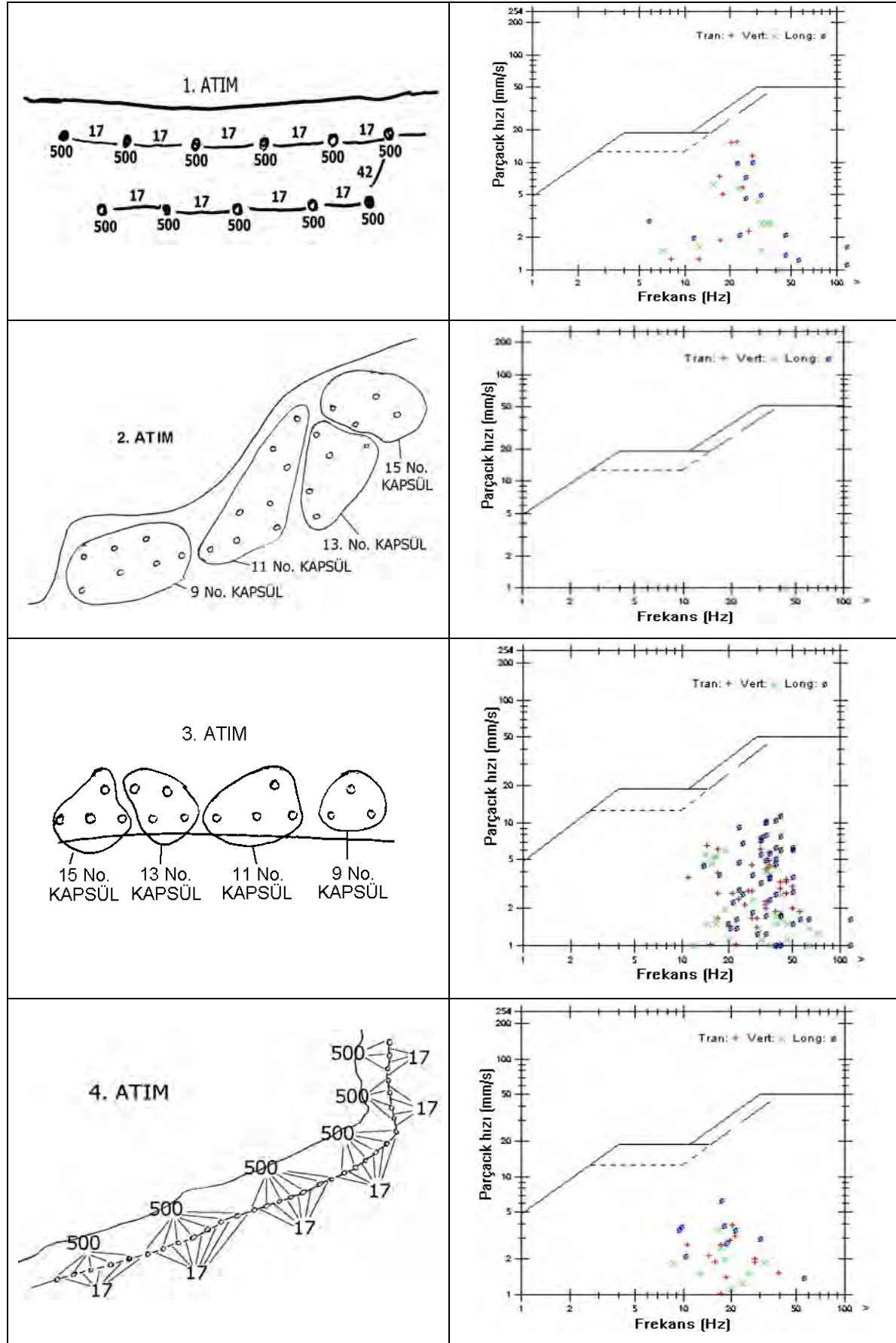
[1] Kuzu, C., İ.T.Ü Araştırma Fonu Projesi, “İstanbul Çevresi Taş Ocaklarında Değişik Jeolojik Formasyonlarda Yapılan Patlatmalar Sırasında Oluşan Titreşimlerin Karakteristiklerinin Yerinde Ölçümü ve Bu Karakteristiklere Bağlı Olarak Civar Yerleşim Birimlerine Etki Olasılığının Araştırılması”.

[2] Rosenthal, F. M ve Morloc G. L., *Blasting guidance manual*, OSMRE, 1987

[3] Hustrulid, W., *Blasting principles for open pit mining*, Balkema 1999.

[4] Atlas, *Explosives and Rock Blasting*, Atlas Powder Company, 1987.

[5] Siskind, D. E. ve Arkadaşları, *Structure Response and Damage Produced by Ground Vibration From Surface Mine Blasting*, USBM RI 8507, 1980, pp.73.



Şekil 3 Atımlar ve USBM ve OSMRE'ye göre frekanslara bağlı olarak parçacık hızları

**İSTANBUL-ÇATALCA-MURATBEY CİVARINDA YAPILAN
MADENCİLİK FAALİYETLERİNİN BÜYÜK ÇEKMECE GÖL
HAVZASINDA YERALAN YERALTI YÜZEY SULARINDA VE
ÇEVREYE OLAN ETKİSİ**

Yüksel Örgün¹, Tolga Yalçın¹, Erkan Bozkurtoğlu¹, Hakan Duman¹, Erdinç Yiğitbaş², Cengiz Kuzu³, Erkin Nasuf³, Atilla Öztürk³

ÖZ

Çalışmada, çimento hammaddesi kazanımına yönelik madencilik faaliyetlerinin Büyükçekmece Göl havzasında yeraltı ve yüzey sularına etkisi jeolojik, hidrojeolojik ve hidrojeokimyasal açıdan incelenmiştir. Çalışma alanının en önemli akarsuyu Koğuk dere ve kollarıdır ve çalışma alanı esasen bu dere ve kolları tarafından drene edilmektedir. Sahada eş yeraltı su seviyesi 40 ila 140 kotları arasında değişmektedir. Bölgede üç tür akifer ayırtlanmıştır. Bunlar: Yerel boşluklu ve çatlaklı Kırklareli kireçtaşı, yerel çatlaklı metamorfik birimler (Istranca Grubu) ve yerel taneli akifer niteliğindeki Pınarhisar formasyonudur. İnceleme alanındaki derelerden, kuyulardan ve kaynaklardan, 13 değişik noktadan, alınan su örneği incelenmiş; sular da baskın katyonun Ca^{++} ve baskın anyonun da HCO_3^- olduğu, bunun da bölgede hakim akifer kayanın karbonatlı kayaçlar olduğunu gösterdiği ortaya konmuştur. Ana anyon ve katyon değerleri, bu tür akiferlerden gelen suların değerleriyle benzerdir. Sular Fe, Pb, Zn, Cu ve Ni açısından da incelenmiş ve önemli bir kirlilik değeri saptanmamıştır. Bu metallerle ait en yüksek değerler derelerden alınan örneklerde ölçülmüştür ve bu metaller çoğunlukla antropojenik kökenlidir.

GİRİŞ

Madencilik faaliyetlerinin topoğrafyanın yanı sıra yeraltı ve yüzey suların üzerinde de değişen oranlarda etki yaptığı bilinmektedir. Çalışmanın amacı, inceleme alanı içerisinde sürdürülmekte olan madencilik faaliyetleri kapsamında açılmış ocakların, Büyük Çekmece Göl Havzasına olan etkilerini çevre ve maden işletmeciliği açılarından (Kuzu ve diğ., bu bildiriler kitapçığı) incelemek üzere jeolojik, hidrojeolojik, hidrojeokimyasal çalışmalar ile havzaya etkisini araştırmaktır (Şekil 1). Söz konusu ocaklarda patlayıcı madde kullanılarak patlatma yapılmakta ve kireçtaşı hammaddesi açık taş ocağı yöntemi ile basamaklar halinde işletilmektedir. Bu nedenle, Çatalca ilçesi Muratbey beldesi sınırları içerisinde kalan kireçtaşı ve şist ocaklarında jeolojik, hidrojeolojik ve hidrojeokimyasal incelemeler yapılmış (Nasuf ve diğ., 2001) ve bu çalışmalar sonucunda elde edilen veriler yardımıyla madencilik faaliyetinin su kaynaklarına olası etkileri araştırılmış ve elde edilen sonuçlar sunulmuştur.

JEOLojİ ve HİDROJEOLojİ

İnceleme alanının temelinde Paleozoyik-Mesozoyik yaşlı Metapelitik fillat-şist topluluğu, bunun üzerinde Metapelit-Metabazit ardalanmasından oluşan birim ve onunda üzerinde de kuvarsit in yer aldığı,

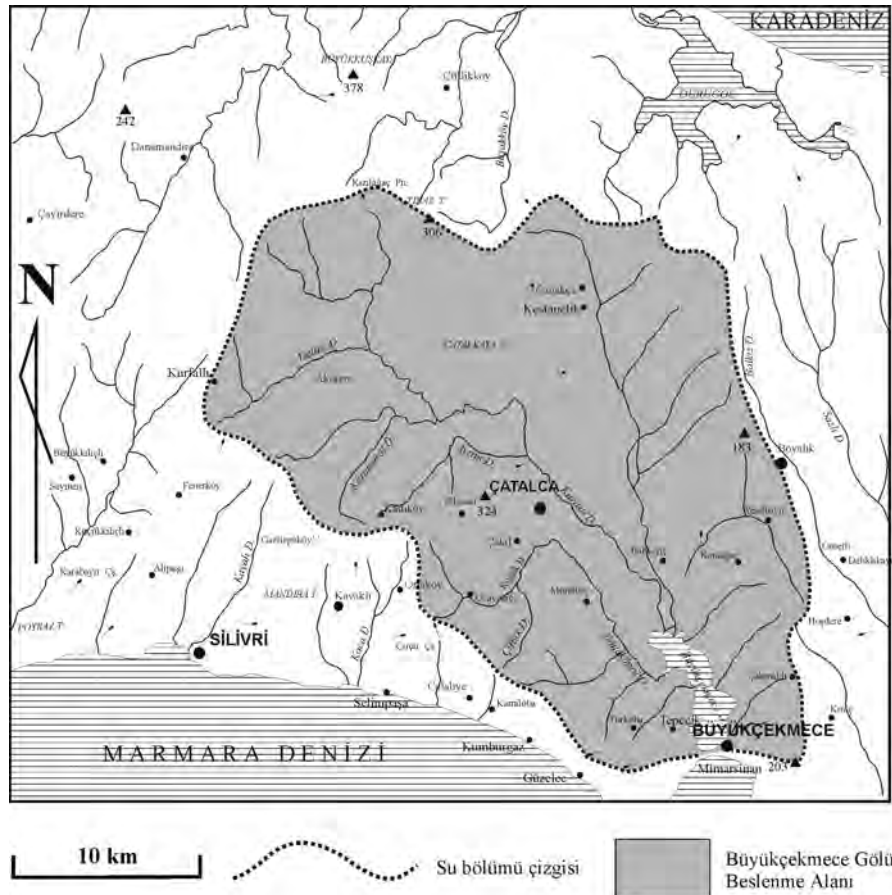
¹ İTÜ Maden Fakültesi, Jeoloji Müh. Bölümü, 80626 Maslak-İstanbul

² Çanakkale 18 Mart Üniversitesi, Jeoloji Müh. Bölümü, Çanakkale

³ İTÜ Maden Fakültesi, Maden Müh. Bölümü, 80626 Maslak-İstanbul

bu çalışma içerisinde Istranca Masifi kapsamında değerlendirilecek olan birimler takip etmektedir. Daha sonra bu gurubun üzerine normal bir fayla uyumsuz olarak Orta Eosen – Oligosen yaşlı Kırklareli Kireçtaşı, ve onun üzerinde de uyumlu olarak İhsaniye Formasyonu bulunmaktadır. Bu birimlerin üzerine sırası ile uyumsuz olarak Oligosen-Miyosen yaşlı Pınarhisar Formasyonu, bu birimin üzerinde uyumlu olarak Süloğlu Formasyonu, onunda üzerinde uyumlu olarak Danişment Formasyonu yer almaktadır. Tüm bu birimleri sırası ile uyumsuz olarak Kuvaterner yaşlı Alüvyon ve Yamaç molozu örtmektedir (Şekil 2 ve 3).

Taşocaklarının bulunduğu bölge yeraltısuları ve Büyük Çekmece Gölü ile irtibatlı olan Koğuk Deresi ve kolları tarafından drene edilmektedir. Bu derenin taşocakları arkasında kalan drenaj alanı yaklaşık 60 km² olup, yeraltı ve yerüstü suları açısından çalışma alanının en önemli akarsuyudur. Penman bilançosundan hesaplanan fazla su miktarına Koğuk Derenin ovaya taşıdığı yıllık su miktarı tahminen 12,8 milyon m³ 'dür. Çalışma alanı içerisinde su düzeyi ölçümleri sonucu eş yeraltısı seviyesi 40 ile 140 kotu arasında değişmektedir. Yeraltısuyu akım yönü Pamuk Tepe ve Muratbey civarında KD'ya yani Koğuk Dere'ye doğrudur ve buralarda hidrolik eğim ortalama olarak 1/10 ile 1/15 arasında değişmektedir (Şekil 4).



Şekil 1 İnceleme alanı ve madencilik faaliyetlerinin içinde bulunduğu Büyükçekmece havzası.

Bölgede yeralan jeolojik birimlerin litolojik ve yapısal özellikleri gözönüne alınarak üç tür akifer (su taşır) ayırtlanmıştır.

İTÜ AVRASYA YERBİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

KUVATERNER ÇALIŞTAYI IV 2003

Yerel Boşluklu (Karstik) Akifer (yba): Bölgede kumlu, mikro ve makro fosilli, algli ve resifal kireçtaşıdan oluşan Eosen yaşlı Kırklareli kireçtaşları ve yer yer tuf ara seviyeli, kumlu-killi kireçtaşı-marn boşluklu geçirimli (karstik) yapıdadır. Bu akifer içerisindeki yeraltısuyu karstik yapının oluşturduğu boşluklarda ve çatlaklarda bulunmaktadır.

YAS	FORMASYON	KALINLIK	SEMBOL	İSTİF	LİTOLOJİ VE AÇIKLAMALAR
KUVATERN		0-25m.	QalQyl		Yamaç molozu: Kötü boylanmış, köşeli çakıl, blok DISKORDANS Alüvyon: Kum, kil, silt, çakıl DISKORDANS
OLİGOSEN - MİYOSEN	DANIŞM. FM.	20-150m.	Td		Kömür seviyeleri içeren kilitaşı, miltası, kumtaşı KONKORDANS
	SÜLOĞLU FM	50-700m	Ts		Şeyl, kumtaşı, kilitaşı, miltası KONKORDANS
	Pınarhisar FM	5-80	Tp		Kumtaşı, çakıllı kumtaşı, çakıltaşı, konjeryalı kireçtaşı, killi kireçtaşı DISKORDANS
OLİGOSEN	İHSANİYE FM	15-60m	Ti		Karbonat çimentolu kumtaşı - çakıltaşı, killi - kumlu kireçtaşı - marn. Yer yer tuf ara seviyeli. KONKORDANS
ORTA EOSEN - OLİGOSEN	KIRKLARELİ KÇT.	40-150m.	Tk		Kireçtaşı, kumlu, mikro ve makro fosilli, algli kireçtaşı Resifal kireçtaşı DISKORDANS
PALEOZOYİK - MESOZOYİK	ISTRANCA GRUBU	>2000m	PzMzık		Kuvarsit
			PzMzim		Metapelit - metabazit ardalanması, yer yer mermer mercekli.
			PzMzıf		Metapelitik fillat - şist

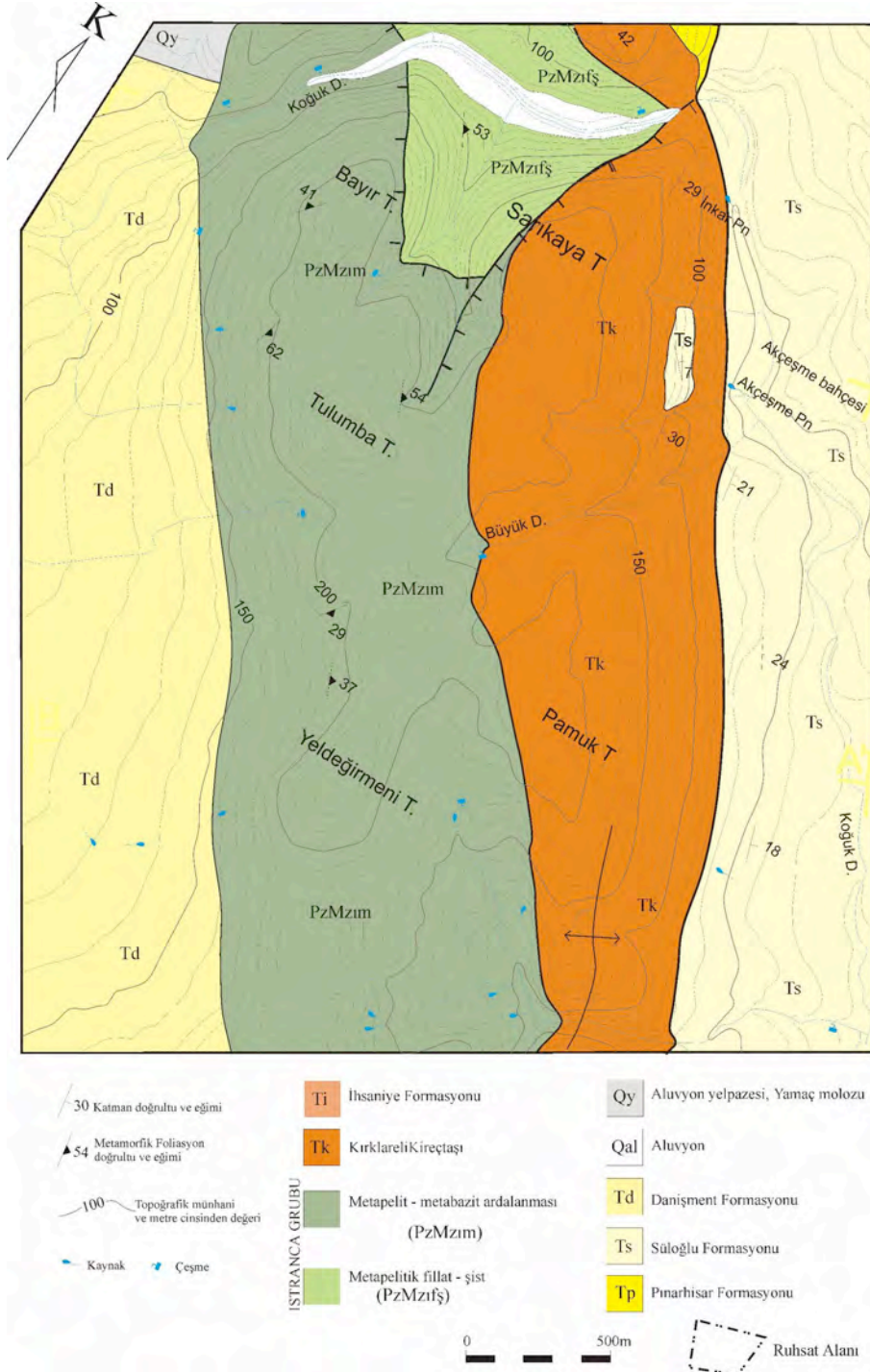
Şekil 2. Çatalca–Muratbey arasında kalan alandaki birimleri gösterir Stratigrafik Sütün Kesit

Yerel Çatlaklı Akifer (yça). Temel kayaç niteliğindeki metapelitik fillat-şist, yer yer mermerli metapelit-metabazit ardalanması ve kuvarsitten oluşan Paleozoyik-Mezozoyik yaşlı metamorfik birimler (Istranca Grubu) çatlaklı olduğu yerlerde yerel çatlaklı akifer niteliğindedir. Bu akifer içerisinde yeraltısuyu çatlaklar içerisinde bulunmaktadır.

Yerel Taneli Akifer (yta): Kumtaşı, çakıltaşı ve yer yer killi kireçtaşıdan oluşan Pınarhisar formasyonu, şeyl, kumtaşı, kilitaşı, miltasından oluşan Süloğlu formasyonu, kilitaşı-miltası ve kumtaşıdan oluşan Danişment formasyonu, güncel yamaç molozu ve alüvyon yerel taneli akifer niteliğindedir. Kum-

kumtaşı birimleri akifer niteliğinde olup, killi-milli kısımları pratik olarak geçirimsiz birimleri oluştururlar.

İnceleme alanındaki kaynaklar Istranca Grubu'nu oluşturan metamorfik birimlerde ve Eosen yaşlı Kırklareli kireçtaşı-Süloğlu formasyonu dokanağına yakın kesimlerde, yeraltısuyu düzeyinin topoğrafyayı kestiği noktalarda kaynaklar ve kuyular yer almaktadır (Şekil 4).



Şekil 3. Çatalca – Muratbey arasında kalan alanın jeoloji haritası

SU KİMYASI

Muratbey Beldesi sınırları içinde yer alan taşocağı ve civarında yeraltı ve yüzey sularının hidrojeokimyasal özelliklerini tanımlamak ve varsa ocak işletmelerinden kaynaklanmış olabilecek olan iyon değişimlerini (iyon artış ve/veya azalışı) ortaya koymak amacıyla 13 değişik su noktasından örnek alınmıştır. Örnek alım noktaları, çalışma alanının su noktaları ve eş yeraltısuyu düzey haritasına işlenmiştir (Şekil 4). Çalışma sahasından alınan ve İTÜ Maden Fakültesi Laboratuvarlarında incelenen 13 su örneğinin analiz sonuçları Çizelge 1’de verilmiştir. Çizelge 1’de verilen analiz sonuçları, su-kayaç ilişkisini ortaya koymak için ana anyon ve katyon değerleri mek/l cinsinden hesaplanıp incelendiğinde, Ca⁺⁺ ‘un un baskın katyon ve HCO₃⁻ ‘ünde baskın anyon olduğu görülmektedir. Ayrıca katyonlar ve anyonlar kendi aralarında mek/l çinsinden büyüklük sırasına göre dizildiklerinde:

Katyonlar büyük bir çoğunlukla aşağıdaki gibi bir dizilim sergilerken;



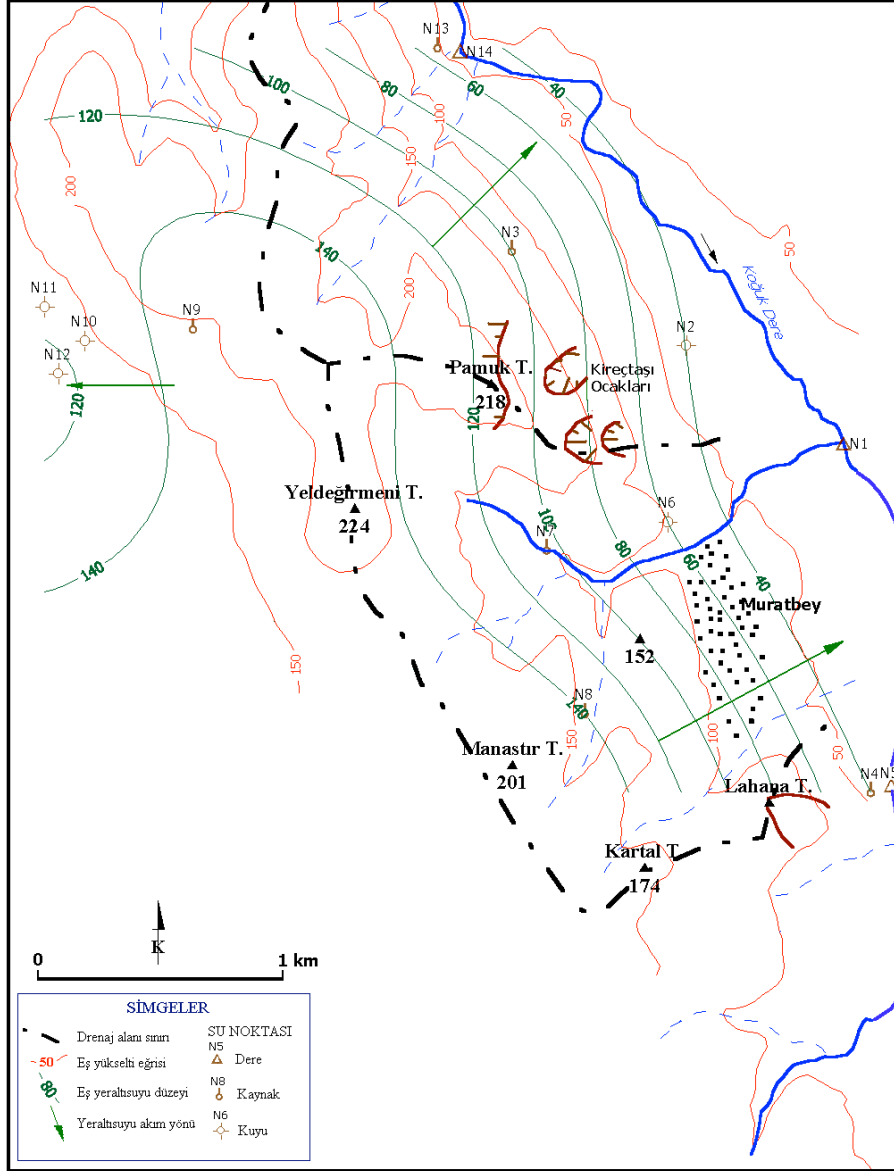
Anyonlar ise aşağıda görüldüğü gibi iki değişik dizilim göstermişlerdir



Ca ve HCO₃ ‘ün baskın olması bize suların tümünün kalsiyum ve karbonat oranı yüksek sular sınıfında yer aldığı gösterir ki bu dizilim suların kireçtaşı gibi karbonat oranı yüksek kayalarla temas halinde olduğuna işaret eder. Bu sonuç da arazide yapılan jeolojik ve hidrojeolojik gözlem ve incelemelerle örtüşmektedir. Ayrıca suların katyon dizilimi de bu sonucu doğrulamaktadır. Bununla birlikte, Çizelge 1 incelendiğinde, literatürden bilinen karbonat bileşimli kayalardan gelen suların bileşimlerinin kısmen ayrılarak örneklerin bazılarında mg/l cinsinden Na+K değerlerinin Mg değerlerinden büyük olduğu görülmektedir. Bu da bize kireçtaşlarının homojen olmayıp, lokal olarak yer yer kil ve marn içerikli heterojen bir mineralojik yapı sergilediğini göstermektedir. Zira sodyumlu killeri, suyun Ca⁺⁺ ve Mg⁺⁺ iyonlarıyla, iyon değişimi yaparak, suları Na⁺ ve K⁺ iyonları açısından zenginleştirdiği bilinmektedir. Benzer şekilde yukarıda verilen anyon dizilimleri incelendiğinde örneklerin bir kısmının sodyum içeriklerinin yüksek olmasına paralel olarak rCl⁻ > rSO₄⁼ şeklinde bir dizilim sergilerken, diğerleri literatürde verilen bilgilere paralel olarak rSO₄⁼ > rCl⁻ şeklinde bir dizilim sergilemişlerdir.

Suların Fe, Pb, Zn, Cu ve Ni içerikleri de incelenmiş ve sonuçlar Çizelge 1’de verilmiştir. Çizelgeden de görüleceği gibi elde edilen değerlerde önemli bir yükselme yoktur. Fe değerleri, örneklerinin tümünde TS 266’ya göre içilebilir sular için verilen maksimum 0.2 mg/l değerinin altında kalmıştır. Bu sonuç ortamın karbonatlı kayalardan ileri gelen bazik ortam koşullarıyla da uyumludur. TS 266 içilebilir sularda Pb ve Ni bulunmasını tavsiye etmezken, 0,05mg/l’ye müsaade edilebileceğini belirtmektedir. Bu çalışmada incelenen örneklerin tümünde ölçülen Pb ve Ni değerleri 0,05mg/l’nin altında kalmıştır. Ölçülen en yüksek Pb ve Ni değerleri de (0,032 ve 0,0091 mg/l) Koğuk dereye aittir. Zn ve Cu değerleri de TS 266’nın önerdiği alt sınır değerlerin çok altında kalmıştır. Bütün bu sonuçlar, bölgenin litolojisine bağlı olarak bazik bir ortam özelliği yansıtması, bunun da Cu, Pb, Zn ve diğer bazı

elementlerin çözünmesini zorlaştırması ve ayrıca çevrede bu elementlerin sularda yükselmesine neden olacak etkenlerin yeterince bulunmadığı şeklinde açıklanabilir. Arazi çalışmalarında Koğuk derenin çalışma alanı içinde kalan kısımlarında evsel ve endüstriyel atıklarla kirlendiği ve Koğuk dereye birleşen Çamaşır derenin de Çatalca Belediyesi çöp döküm sahası içinde kaldığı saptanmıştır.



Şekil 4 Su noktaları ve eş yeraltısuyu düzeyi haritası

Ocak işletme etki alanı dışında kalan kaynak (N4, N7, N8, N9, N13), kuyu (N10, N12) ve dere (N5, N14) örneklerinin, iyon içerikleri ile tam ocak işletme etki alanında kalan kaynak (N3), kuyu (N2, N6) ve dere (N1) örneklerinin iyon içeriklerinde ciddi bir azalış veya artışı gözlenmemektedir. Anyon ve katyon değerindeki çok az artış veya azalış da tamamen ana akifer kaya olan kireçtaşlarının heterojen olan mineralojik yapısıyla alakalıdır. Ağır metal içeriklerindeki değişim de yukarıda da belirtilmiş olduğu gibi evsel atıklar, tarımsal faaliyetler (gübreleme gibi), trafik ve sanayi artıklarından kaynaklanmaktadır.

İTÜ AVRASYA YERBİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ
KUVATERNER ÇALIŞTAYI IV 2003

Örnek	Ca	Mg	Na	K	Cl	SO ₄	HCO ₃	Fe	Pb	Zn	Cu	Ni
N1 ^d	140,95	36,11	29,70	0,51	71,0	90	414,8	0,10	0,032	0,019	0,390	0,008
N2 ^{ku}	101,31	6,54	8,0	0,02	26,5	25	359,9	0,001	0,024	0,022	0,184	0,005
N3 ^{ka}	62,77	4,47	3,9	0,05	12,5	45	164,7	0,001	<0,01	0,025	0,094	<0,001
N4 ^{ka}	94,54	5,73	10,4	0,18	32,0	21	305,0	0,01	<0,01	0,011	0,133	0,004
N5 ^d	113,02	27,56	30,3	0,55	68,8	95	433,1	0,04	0,018	0,001	0,261	0,009
N6 ^{ku}	83,20	6,64	7,5	0,38	23,3	24	280,6	0,04	<0,01	0,032	0,178	0,002
N7 ^{ka}	97,20	24,26	25,0	0,23	43,0	160	341,6	0,001	<0,01	0,009	0,013	<0,001
N8 ^{ka}	76,07	4,24	9,2	0,3	23,7	15	262,3	0,01	<0,01	0,00	0,011	<0,001
N9 ^{ka}	130,05	7,52	16,0	1,0	26	44	311,1	0,01	<0,01	0,008	0,20	0,0011
N10 ^{ku}	117,35	11,57	12,0	3,3	27	52	213,5	0,03	<0,01	0,57	0,45	0,0051
N12 ^{ku}	131,71	13,65	21,0	2,5	26	65	390,4	0,06	<0,01	0,009	0,41	0,0054
N13 ^{ka}	128,00	2,30	8,5	0,7	22	15	274,5	0,20	<0,01	0,086	0,30	0,0020
N14 ^d	147,98	29,73	27,0	5,9	60	90	457,5	0,07	<0,01	0,163	0,32	0,0091

Çizelge 1. Örneklerin Kimyasal Analiz Sonuçları (mg/l)

d: Dereden alınan örnek

ku: Kuyudan alınan örnek

ka : Kaynakdan alınan örnekler

SONUÇLAR

İncelenen suların inorganik ve kimyasal analizleri ve fiziksel parametreleri, Türk İçmesuyu Standartlarıyla (TS 266, 1997) karşılaştırıldığında, değerlerin Standart da belirtilen sınır değerler içinde kaldığı görülmüştür. Örneklerde yüksek oranda bulunan HCO₃ için TS 266 da her hangi bir sınır değeri verilmemiştir. Ölçülen Ca değerlerinin tümü TS 266 da belirtilen tavsiye edilen değerin (75 mg/l Ca) üstünde, bir örnek hariç (Örnek No 7) diğerleri müsaade edilen maksimum miktarın (200 mg/l Ca) altında kalmıştır. Kalsiyumdaki bu yüksekliğin nedeni ise suların, bölgedeki nispeten geçirgenliği yüksek kireçtaşlarından geliyor olmalarındandır. Örneklerin çoğunda ölçülen ve TS 266 sınır değerleri arasında kalan nitrat, evsel ve tarımsal faaliyetlerden ileri gelmektedir. Ölçülen Fe, Zn, Cu, Ni değerleri de TS 266 sınır değerleri içinde kalmıştır. Elde edilen tüm hidrojeokimyasal sonuçlar birlikte değerlendirildiğinde, inceleme sahasındaki taş ocaklarının, yeraltı ve yüzey sularının inorganik kimyasal bileşimleri üzerinde her hangi bir olumsuz etkisi olmadığı sonucuna varılmıştır.

YARARLANILAN KAYNAK

Nasuf, E., Yiğitbaş, E., Kuzu, C., Örgün Y., Yalçın, T. (2001) May Yapı Limited Şirketi İstanbul ili Çatalca ilçesinde bulunan IR 577 ruhsat no'lu Muratbey kalker madeni ocağında yapılan üretim faaliyetleri sonucu Büyük Çekmece Göl havzasının kirletilip kirletilmediğinin etüdü, İTÜ Maden Fakültesi Vakfı Projesi, 35 s.

B.ÇEKMECE GÖLÜ HAVZASINDAKİ CS-137 KULLANIMINA DAYALI EROZYON ARAŞTIRMALARINA AİT İLK NOT

A Preliminary Report on the use of Cs-137 in erosion investigations in Büyükçekmece Lake Basin

Sevilay Hacıyakupoğlu¹, T.Ahmet Ertek², Nilgün Çelebi³ Gürsel Karahan³, Fatih Öztürk¹, A.Evren Erginal²,
Hakan Kaya²

ÖZET

Nüfus miktar ve yoğunluğu her geçen gün biraz daha artan İstanbul şehrinin içme suyu kaynaklarından biri olan Büyükçekmece Gölü'nün kıyıları erozyon, sedimentasyon ve potansiyel kütle hareketlerinin etkisi altındadır. Sahada litoloji, tektonik, iklim, eğim, zayıf bitki örtüsünün varlığı ve insan faktörü bu nedenler arasında sayılabilir. Bu problemleri sayısal değerlerle tam olarak belirleyebilmek, ölçebilmek ve etkin toprak koruma kontrol stratejilerini oluşturabilmek için, güvenilir deneysel bilgilere gereksinim duyulmaktadır. Dünyada son yıllarda özellikle erozyon konusunda çalışılan sezyum-137 (¹³⁷Cs ya da Cs-137) serpinti radyonüklidinden yararlanılarak, toprak dağılım hızı ve şekli tahmin edilmektedir. Bu çalışmanın konusunu, bu yöntemi kullanarak, B.Çekmece Gölü kıyı bölgesindeki bir referans alanını temsil etmek üzere alınan toprak örnekleri için, ¹³⁷Cs radyonüklidinden yararlanarak ¹³⁷Cs profili elde edilmesi oluşturmaktadır. Böylece, elde edilen sonuçlarla yöredeki dinamik topraklardaki erozyon, sedimentasyon ve kütle hareketlerinin analizinde radyonüklidlerin kullanımı olanağı ortaya konulmuş olacaktır.

GİRİŞ

Araştırma sahası, Büyükçekmece Gölü'nün doğusundaki Çakmaklı Köyü'nün güneyinde rotasyonel türde heyelanların meydana geldiği Çakmaklı Deresi havzasının doğu subölümü sahası üzerinde yer alır. Yılda ortalama 645 mm yağış alan saha, 14° C ortalama yıllık sıcaklık değerine sahip olup, 180 m yükseltili Pliosen penneplenin üzerinde yer alan bir aşınım yüzeyidir. Aynı zamanda alçak bir plato yüzeyine karşılık gelen bu saha ve yakın çevresinin litolojik yapısını alttan üste doğru bakıldığında; Silivri formasyonunun kil ve marnları, Çukurçeşme formasyonunun kum, kil ve çakılları ile Bakırköy formasyonunun ince katmanlı kireçtaşları temsil eder (Şenyuva ve Eroskay, 1996; Ertek ve Kaya 2001; Ertek et al 2001; Ertek and Kaya 2001). Özellikle Çukurçeşme formasyonundaki killer arasında irili ufaklı kum mercer ve cepleri yağmurlu mevsimde suyla dolduğundan önlerindeki topukların kazılması ile kuru mevsimde stabil olan yamaçlar, yağışlardan sonra kaymaya başlamaktadır (Toğrol, 1991). Bu kum mercer ve ceplerinde yağışları takiben tünemiş su akiferleri oluşmakta ve boşluk suyu basınçları yükselmekte; kum ceplerinde biriken su, önlerindeki kil zemini kaydırmaktadır (Sağlam,

¹ İstanbul Teknik Üniversitesi, Enerji Enstitüsü, 34490 Maslak-Istanbul.haciyakup1@itu.edu.tr

² İstanbul Üniversitesi, Coğrafya Bölümü, 34459 Beyazıt-Istanbul taertek@yahoo.com, evrenerginal@hotmail.com

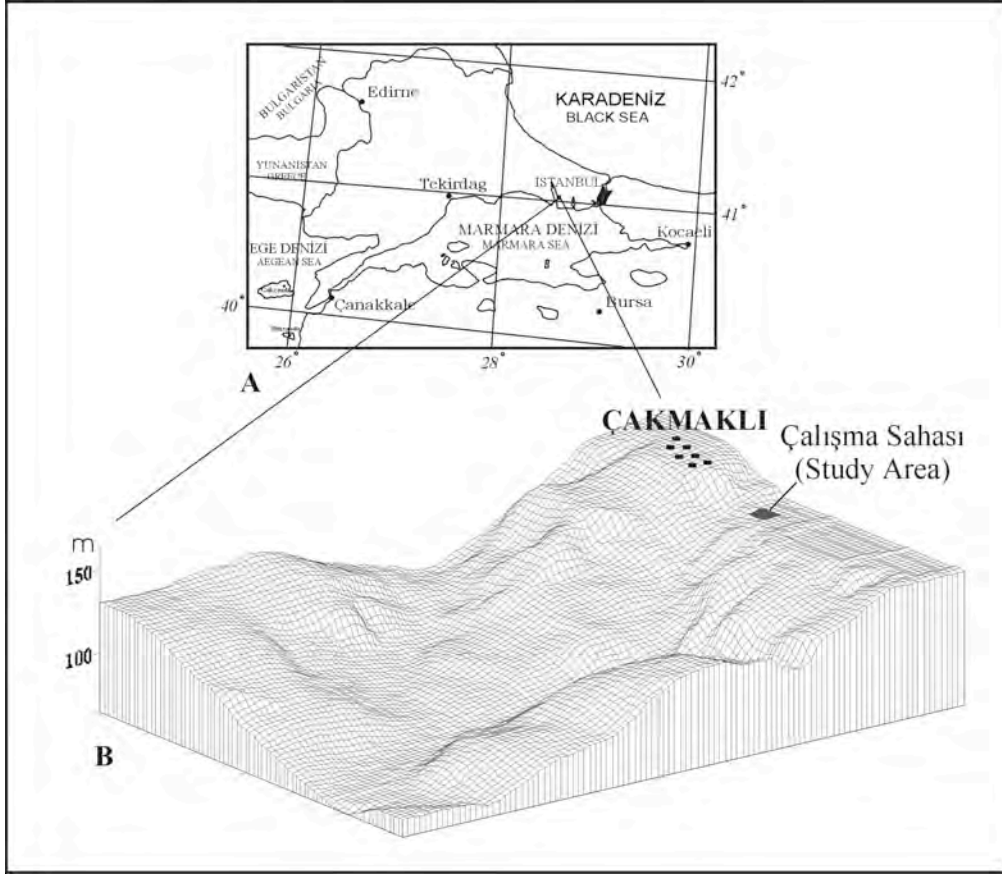
³ Çekmece Nükleer Araştırma ve Eğitim Merkezi, PK.1, 35831 Havaalanı-Istanbul. celebin@nukleer.gov.tr, karahang@nukleer.gov.tr

²T.C. M.E.B. Altinyıldız İlköğretim Okulu, Büyükçekmece İstanbul, kaya.hakan@superonline.com

İTÜ AVRASYA YERBİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

KUVATERNER ÇALIŞTAYI IV 2003

1991). Dolayısıyla mobil karaktere sahip olan yöre toprakları, yağışlı mevsimlerde her zaman kayma eğilimi göstermektedir (Şekil 1)



Şekil 1 Çalışma sahasının lokasyon haritası (A) ve sayısal arazi modeli (B)

Günümüzde erozyon ve sediment birikimi döngüsü üzerine birçok araştırma yapılmaktadır ve bu araştırma konularından biri de doğal ve yapay radyonüklidlerin kullanımıdır. Serpinti radyonüklidleri sezyum-137 (^{137}Cs , Cs-137), kurşun-210 (^{210}Pb , Pb-210), plutonyum-239 (^{239}Pu , Pu-239), plutonyum-240 (^{240}Pu , Pu-240), berilyum-7 (^7Be , Be-7), karbon-14 (^{14}C , C-14), silisyum-32 (^{32}Si , Si-32), alüminyum-26 (^{26}Al , Al-26), klor-36 (^{36}Cl , Cl-36)'dır. Bunlardan özellikle Cs-137 ve Pb-210, sedimentlerin kronolojik araştırmalarında kullanılır (Zapata et al, 1995). Fakat son yıllarda, dünyanın çeşitli bölgelerindeki toprak erozyonunun belirlenmesinin öneminin artması Cs-137 ölçümlerinin, toprak dağılım hızını ve şeklini belirlemede büyük ilgi görmesine neden olmuştur (He and Walling, 1997; Walling, 2000). Arazi kullanımındaki değişimlerin daha iyi belirlenebilmesi için, araştırmalar bu tekniğin geliştirilmesini sağlamak amacıyla devam etmektedir. 1950 ve 1970'li yıllar arasında atmosferde yapılan nükleer testlerde ve 1986 yılında Çernobil nükleer santrali kazası sırasında Cs-137 radyonüklidi ortaya çıkmıştır. Dünyanın atmosferine dağılan bu radyonüklid serpintiyle yeryüzüne iner. Cs-137 serpintileri, aşınım ve birikim döngüsü için benzersiz bir belirteçtir, çünkü Cs-137 çevrede doğal olarak bulunmaz, yapay bir radyonükliddir. Serpintiyle ya da yağmurla toprak yüzeyine ulaşan Cs-137 kildeki mineraller tarafından çabuk ve güçlü bir şekilde tutulur. Cs-137 serpintisinin yeryüzündeki hareketi daha sonra toprak ve sediment partiküllerinin hareketiyle gerçekleşir. Bu da Cs-137'nin iyi bir sediment izleyicisi

olmasının nedenidir. Birçok toprak cinsi için laboratuvar ve arazi koşullarında Cs-137'nin toprakta derine inme oranının düşük olduğu fark edilmiştir. Bu da sezyumun toprakta güçlü tutulmasının sonucudur.

Araştırmalar, Cs-137'nin yüzeye yayıldıktan sonraki yeniden dağılımının, erozyonla ve toprak partiküllerinin taşınımı ve birikmesiyle aynı anda olduğunu göstermiştir. Cs-137 dağılımının saptanması, hem Cs-137 dağılımının dikey biçimini, hem de bölgedeki toplam Cs-137 miktarının belirlenmesini içerir. Bu da, erozyona uğrayan ve uğramayan bölgelerin belirlenmesinde ve bu bölgeler arasında niceliksel karşılaştırmalar yapılmasında kullanılır (Hacıyakupoğlu, 2002).

DENEYSEL ÇALIŞMALAR

Örnek toplanması

Büyükçekmece Gölü doğusundaki Çakmaklı Köyü'nün güneyindeki Mezarlık mevkiinde, az eğimli olan ve üzerinde uzun yıllardır tarım yapılmadığı bilinen ortalama 180 m yükseklikteki araziden, motorlu delici ile toprak örneği alınmıştır. Örnekler 12x12 m boyutundaki kare şekilli bir alandan toplanmıştır. Bu kare şekilli sahanın her bir köşesi merkez alınmak kaydıyla, her köşeden 1'er metre aralıkla 3 örnek alınmıştır. Örnek adedi 12 olup, 3 no'lu örneğin 2 m kuzeyinden 1 adet de referans örneği temsil etmek üzere, örnek alınmıştır. Bu çalışmada da yalnızca bu referans noktası üzerinde çalışılmıştır. Kullanılan delicinin ucundaki tüp çapı 69 mm'dir, delme derinliği 0.5 m'dir. Tüpün içindeki toprak örneği, derine doğru 2 cm'lik toprak kalınlığını temsil etmek üzere, ardısıra kesitler olarak dışarıya alınmıştır. Araştırmanın yapıldığı bu noktanın koordinatları GPS ile belirlenmiş ve 1/5 000 ölçekli haritaya işaretlenmiştir. Bu sahadan alınan diğer 12 örnek üzerindeki Cs-137 ölçümü çalışmaları da sürmektedir.

Örnek hazırlanması

Kesit toprak örnekleri etüvde 50OC'de birkaç gün kurutulmuş ve bu süreçten sonra küçük parçalara ayrılacak şekilde öğütülerek 2mm delik çaplı elekten geçirilmiştir. Daha sonra her bir örnek tartılıp paketlenerek gamma spektroskopik analiz için hazırlanmıştır.

Gamma spektroskopik analiz

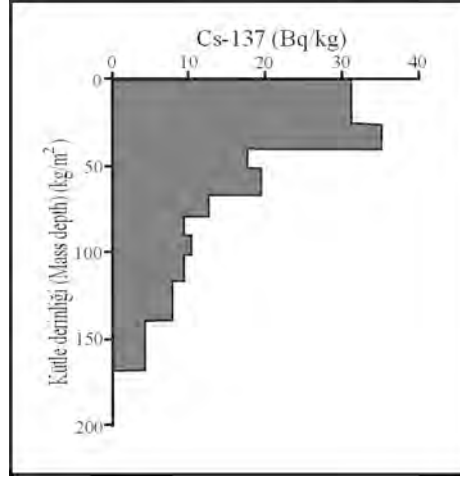
Gamma spektroskopik analiz kurşundan oluşan zırh içindeki, yüksek saflıkta, ters elektrotlu ve geniş aralıklı ortak eksenli, yarı iletken detektörler (% 15 relatif verimli Canberra HP REGe high purity reverse-electrode coaxial Ge detector ve % 18 relatif verimli Canberra HP XtRa high purity extended range coaxial Ge detector), çok kanallı analizör (Genie-2000 spectroscopy system) ve diğer nükleer elektronik sistemlerden oluşan yüksek rezolüsyonlu gamma spektroskopi sisteminde gerçekleştirilmiştir.

Radyoaktivite ölçümü sırasında verimi arttırabilmek ve geometrik hatayı en aza indirmek için, örnekler standart marinelli kaplarına konularak sayılmıştır. Spektroskopi sisteminin enerji ve verim kalibrasyonları, marinelli kabında bulunan, örnek yoğunluğuna yakın yoğunlukta olan, aktivitesi bilinen ve homojen dağılmış olarak, 40 ile 2500 keV enerji aralığında gamma enerjileri veren, Am-241, Cd-109, Co-57, Sn-113, Cs-134, Cs-137, Co-60 ve Y-188 radyonüklidlerini içeren, standart kaynaklarla

İTÜ AVRASYA YERBİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

KUVATERNER ÇALIŞTAYI IV 2003

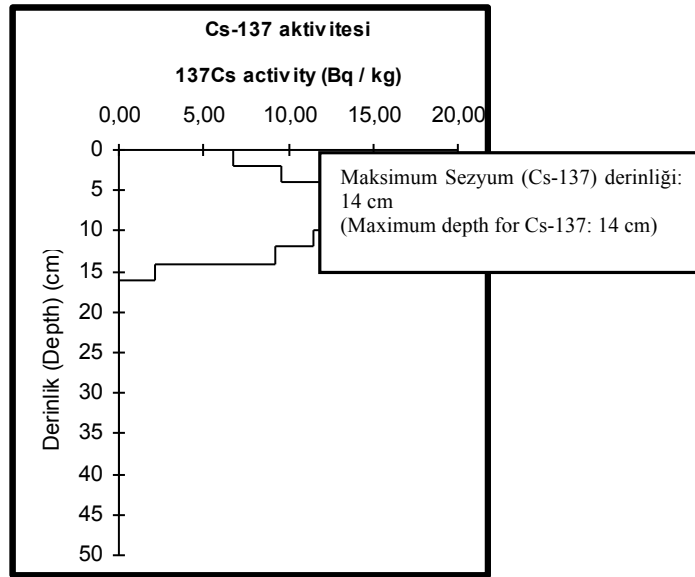
yapılmıştır. Spektrumlarda ^{137}Cs radyoaktivitesini belirleyebilmek için 661.66 keV enerjili pik alanından yararlanılmıştır. Örnekler, içerdikleri radyoaktivite seviyesinin çok düşük olması nedeniyle, istatistiksel güvenli seviye aralığı 2σ olmak üzere, 100.000 saniye süreyle sayılmıştır.



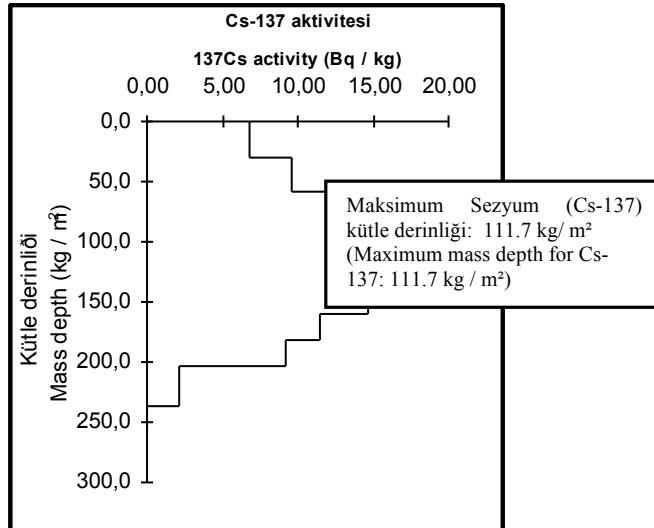
Şekil 2 Güney İtalya'da yapılan bir çalışmada referans olarak alınan bir alan için derinliğe göre Cs-137 aktivitesinin dağılımı (Porto et al, 2001)

Cs-137 profilinin oluşturulması

Bir bölge için Cs-137 profilinin oluşturulması, aşınım (erozyon) ve birikimin önemsiz değerde olduğu stabil bir alandaki Cs-137 radyoaktivite envanterinin oluşturulmasını gerektirir. Bu da “referans envanteri” olarak isimlendirilir. Böylece aşınım (azalan envanter) ve birikim (artan envanter) söz konusu olan her bir noktanın, bu referans envanterle karşılaştırılması olanağı elde edilir. Şekil 2’de Güney İtalya’da yapılan bir çalışmada referans olarak alınan bir alan için, derinliğe göre Cs-137 dağılımı görülmektedir (Porto et al, 2001). Şekil 3’te Büyükçekmece Gölü kıyılarında yapılacak çalışmalarda referans olarak alınabilecek bir alan için, Cs-137 aktivitesinin derinliğe göre dağılımı ve kütlenin derinliğine göre dağılımı (Şekil 4) görülmektedir. Ekili olmayan alanlardaki Cs-137 profili toprak yüzeyine yakın yerlerde geniş bir pik yaparak daha sonra yüzeyden aşağı doğru bir uzantı sergiler. Referans olarak alınan ekili olmayan sahada Cs-137 konsantrasyonu derinlikle yaklaşık üstlü çokluk olarak azalır. Başlangıçtaki Cs-137 dağılımı kümülatif gevşeme kütlenin derinliği (relaxation mass depth) olarak tanımlanabilir. Cs-137’nin bu dağılımı, Cs-137 radyonüklidi ve toprak partikülleri arasındaki etkileşime, yağış rejimine ve toprağın fiziksel ve kimyasal özelliklerine bağlı olarak değişir ve toprak sistemindeki bir seri fiziksel, fizikokimyasal ve biyolojik süreçler sonucu şekillenir (He and Walling, 1997). Bu şekilde belli bir noktadaki Cs-137 envanteri ölçülmek suretiyle, azalan ya da artan Cs-137 envanterini, aşınım ya da birikim hızlarına bağlayan kalibrasyon modellerinden ya da yöntemlerinden yararlanarak, ilk serpinti tarihinden (yaklaşık 40 yıl öncesinden) günümüze kadar olan toprak aşınım ya da birikim hızları saptanabilir (Owens and Walling, 1996; Walling, 2000). Büyükçekmece Gölü havzasında göl kenarı ve Mimarşinan çevresinde gerçekleştirilen farklı bir çalışmada, alınan toprak örneklerinde tespit edilen Cs-137 radyoaktivite konsantrasyonlarının da, (sırasıyla 2.65 Bq / kg ve 6.4 Bq / kg), Şekil 3’teki sonuçlar kapsamında olduğu görülmektedir.



Şekil 3. Büyükçekmece Gölü kıyılarında Cs-137 aktivitesinin derinliğe dağılımı.



Şekil 4. Büyükçekmece Gölü kıyılarında Cs-137 aktivitesinin kütle derinliğine göre dağılımı.

SONUÇLAR

Sezyum-137 ölçümleri uygulanarak yapılan toprak erozyonu belirlenmesi araştırmaları toprak bilimleri, kimya, çevre kirliliği, çevre radyoaktivitesi, tarım araştırmaları, jeomorfoloji, coğrafya, arkeoloji, mühendislik dalları (ziraat, orman, jeoloji, jeofizik, inşaat, çevre) gibi farklı birçok konu ve uzmanlık alanını kapsamaktadır (Hacıyakupoğlu ve Ertek, 2000; Hacıyakupoğlu ve Ertek, 2002; Hacıyakupoğlu v.d. 2002; Hacıyakupoğlu et al. 2003 a; Hacıyakupoğlu et al. 2003 b, Hacıyakupoğlu v.d., 2003). Bu çalışmada ise, İstanbul batısındaki aktif ve potansiyel bir heyelan alanında kütle hareketleri-erozyon gibi mobil süreçlerde, Cs-137 radyonüklidinin dağılımı incelenmiş ve yüzeyden itibaren 50 cm derinliğe kadar inilen delgilerde sezyum-137 profili elde edilmiştir.

Sahanın litolojik, jeomorfolojik ve iklimiyle ilgili değişkenlere bağlı olarak Sezyum-137'nin incelenen toprak profilinde, eriştiği maksimum derinliğin 14 cm olduğu ve kümülatif kütle derinliğinin 111.7 kg/m² olduğu gamma spektroskopik ölçümlerle belirlenmiştir. Bu değerler erozyon kontrolü ve

İTÜ AVRASYA YERBİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

KUVATERNER ÇALIŞTAYI IV 2003

modellemelerinde yukarıda belirtilen disiplinler tarafından kullanılan önemli değişkenleri temsil etmektedir. Böylece bu çalışma, bölge kapsamında yapılacak olan diğer çalışmalarda bir referans olarak da kullanılabilecektir.

Şekil 3'te Sezyum-137'nin maksimum olduğunu gösteren tek pik değerinin elde edilmesi, 26 Nisan 1986 yılında meydana gelen Çernobil nükleer santral kazası sonucunda serbest atmosfere yayılan sezyum-137 serpintisinin, incelenen alana düşmediğini göstermektedir. Bu nedenle Şekil 3'te gözlenen Cs-137 aktivitesinin, yalnızca 1963 termonükleer denemesi ile serbest atmosfere yayılan sezyum-137'den kaynaklandığı anlaşılmıştır.

Çalışma sonuçlarının, incelenen örnek sahadaki toprak erozyonu, sedimantasyon ve kütle hareketlerinin oluşturduğu mobil süreçlerin kontrolü çalışmalarına katkı yapacağı beklenmektedir. Sonuçta, Türkiye'nin en yoğun nüfusunun yaşadığı Marmara Bölgesi'nin sezyum-137 ölçümlerine göre bir erozyon haritasının yapılması ve dolayısıyla da aynı bölge için sezyum-137 dağılım haritasının elde edilmesi, daha ileri aşamada ise, bunun tüm ülke geneline yayılımı ile "Türkiye Sezyum-137 Haritası"nın ortaya konulması planlanmaktadır.

KATKI BELİRTME

Konuya göstermiş olduğu ilgi ve desteğinden dolayı İstanbul Teknik Üniversitesi Rektörü sayın Prof. Dr. Gülsün Sağlamer'e ve İ.T.Ü.Geliştirme Vakfı yönetimine, bu metodolojiyi öğreten ve görüşlerinden sürekli yararlandığımız Exeter Üniversitesi Fiziki Coğrafya Profesörü Des Walling'e, çalışmayı destekleyen ve örneklerin alınması için gerekli donanım ve teçhizatından yararlanmamızı sağlayan İstanbul Su ve Kanalizasyon İdaresi (İ.S.K.İ.) eski Genel Müdürü sayın Prof. Dr. Veysel Eroğlu ve desteğini sürdüren İSKİ Genel Müdürü M. Ali ÇODUR'a ve İ.S.K.İ Elektrik Mekanik Daire Başkanlığı'ndan sayın Selami Taşer'e, Sayın Özlem Aslan'a ve yardımcı olan tüm İSKİ personeline ve ayrıca çalışmaya katkıları nedeniyle TEMA Vakfı'na; ve Prof. Dr. Şarman Gençay'a, Prof. Dr. Çetin Ertek'e, Dr.Berna Ataksor'a ve Büyükçekmece Belediye Başkanı Dr. Hasan Akgün'e teşekkür ederiz.

YARARLANILAN KAYNAKLAR

Ertek, T. A., and Kaya, H. 2001, *Effects of the natural hazards on the landscape of Büyükçekmece Lake. Proceedings of the Fifth International Conference on the Mediterranean Coastal Environment, MEDCOAST 01, E.Özhan (Editor), 23-27 October 2001, Vol. 1, pp. 385-394, Hammamet, Tunisia.*

Ertek, T. A., Akgün, H., Gazioğlu, C., Yücel, Z. Y., Kaya, H. 2001, *Repeatedly with an anthropogenic triggering example of the Büyükçekmece Landslides: Çakmaklı Landslide (Istanbul, NW Turkey). Fifth International Conference on Geomorphology, Chuo Univ, abstracts of conference papers, pp. 63, Tokyo.*

Ertek, T. A., Kaya, H. 2001, *Büyükçekmece Gölü doğal görünümü üzerine doğal afetlerin etkisi (Ed: E.Özhan, Y.Yüksel). Türkiye'nin Kıyı ve Deniz Alanları III. Ulusal Konferansı, Yıldız Teknik Üniv., Türkiye Kıyıları 01 Konferansı, Bildiriler Kitabı, s: 815-826, İstanbul.*

Hacıyakupoğlu, S., Ertek, T. A., 2000, *Erozyon ve sedimantasyon araştırmalarında Cs-137 ve Pb-210 ölçümlerinin uygulanması. İ.T.Ü. Nükleer Enerji Enstitüsü –TEMA Vakfı Bilimsel Etkinlikleri Seminerleri. Süleyman Demirel Kültür Merkezi, İstanbul Teknik Üniversitesi, İstanbul.*

Hacıyakupoğlu, S., 2002, *Various aspects of using Cs-137 and Pb-210 measurements in soil erosion and sedimentation investigations and their potential application in Turkey. Final Report for*

Grant to Support Long Term Research Activities of Istanbul Technical University for the training in Exeter University (UK), Istanbul.

Hacıyakupoğlu, S., Ertek, T.A., 2002, *Erozyon araştırmalarında Cs-137 ve Pb-210 ölçümlerinin kullanılması ve Türkiye’de uygulanabilirliği*”, *Su Havzalarında Toprak ve Su Kaynaklarının Korunması, Geliştirilmesi ve Yönetimi Sempozyumu Bildiriler Özetleri*, s: 79, 18-20 Eylül 2002, Mustafa Kemal Üniversitesi, Ziraat Fakültesi, Antakya.

Hacıyakupoğlu, S., Ertek, T. A., Karahan, G., Fırat, C., Erginal, A. E., Kaya, H., 2002, *Büyükçekmece Gölü doğu kıyılarındaki dinamik topraklarda Sezyum-137 (137 Cs) profili. Türkiye’nin Kıyı ve Deniz Alanları IV. Ulusal Konferansı, Bildiriler Kitabı*, s: 1283-1290, 5-8 Kasım 2002, Dokuz Eylül Üniversitesi, İzmir.

Hacıyakupoğlu, S., Ertek, T. A., Walling, D.E., 2003 a, *The Use of Cs-137, Pb-210 and Be-7 Measurements for Assessing Soil Erosion and Sedimentation in the Riva Basin (Istanbul, NW Turkey) first Research Co-ordination Meeting (311-RC-888) of the Co-ordinated Research Project “Assessing The Effectiveness Of Soil Conservation Techniques For Sustainable Watershed Management Using Fallout Radionuclides”*, 19-23 Mai 2003 Vienna, Austria (accepted for print).

Hacıyakupoğlu, S., Ertek, T. A., Walling, D.E., Karahan, G., Fırat, C., Erginal, A. E., Kaya, H., 2003 b, *Büyükçekmece Gölü yakın çevresi toprak kesitlerinde Sezyum-137 dağılımı ve erozyonla ilişkisi. Sırrı Erinç Sempozyumu (SES 03), 11-13 Eylül 2003, Bildiriler Kitabı, İstanbul Üniversitesi Coğrafya Bölümü & Deniz Bilimleri İşletmeciliği Enstitüsü, Beyazıt, İstanbul (baskıda).*

Hacıyakupoğlu, S., Ertek, T. A., Walling, D., Öztürk, F., Karahan, G., Erginal, A. E., Çelebi, N., 2003 c, *Interpretation of the erosion effect with caesium-137 profiles measurements in western side of Istanbul (NW Turkey). Symposium 25 years of Assessment of Erosion, Dept. Soil Management and Soil Care, Ghent University, 22-26 September 2003, proceedings, Ghent, Belgium (accepted for print).*

Hacıyakupoğlu, S., Ertek, T. A., Walling, D., Öztürk, Ö., Karahan, G., Erginal, A. E., Çelebi, N., Güreli, L., Kaya, H., Akgün, H., 2003 d, *Investigation of the erosion in Istanbul/ Büyükçekmece Lake basin using caesium-137 measurements. MEDCOAST 03, 7-11 October 2003, Ravenna, Italy (accepted for print).*

He, Q., Walling, D.E., 1997, *The distribution of fallout 137Cs and 210Pb in undisturbed and cultivated soils, Appl.Rad.Isot.*, 48/5, 677-690.

Owens, P.N., Walling, D. E. 1996, *Spatial variability of Caesium-137 inventories at reference sites: an example from two contrasting sites in England and Zimbabwe, Appl.Rad.Isot.*, 47/7, 699-707.

Porto, P., Walling, D. E., Ferro, V., 2001, *Validating the use of caesium-137 measurements to estimate soil erosion rates in a small drainage basin in Calabria, Southern Italy. Journal of Hydrology*, 248, 93-108.

Sağlam, A. 1991, *Doğalgaz boru hattı Marmara Denizi girişi heyelanı, stabilitenin tekrar sağlanması için alınan önlemler. KTÜ. Türkiye I. Heyelan Sempozyumu, 27-29 Kasım 1991, Bildiriler Kitabı*, s:22-37, Trabzon.

Toğrol, E. 1991, *İyileştirme önlemleri. KTÜ. Türkiye I. Heyelan Sempozyumu, 27-29 Kasım 1991, Bildiriler Kitabı*, s:1-4, Trabzon.

Walling, D. E., 2000, *Recent advances in the use of environmental radionuclides in soil erosion investigations. In International Symposium on Nuclear Techniques in Integrated Plant Nutrient, Water and Soil Management, International Atomic Energy Agency Publication, IAEA-SM-363, 175-177, Vienna.*

Zapata, F., Agudo, E. G., Hera, C., Rozanski, K., 1995, *Use of nuclear techniques in soil erosion and siltation studies. International Atomic Energy Agency Publication, IAEA-SM-334/45, 631-642, Vienna,*

**İSTANBUL BOĞAZI BÜYÜKÇEKMECE ARASI ŞELF VE KARA
ALANINDA GENÇ FAYLARA AİT İZLERİN SIĞ SİSMİK VE
MORFOLOJİK VERİLER YARDIMIYLA İNCELENMESİ**

Erkan Gökaşan¹

Özet:

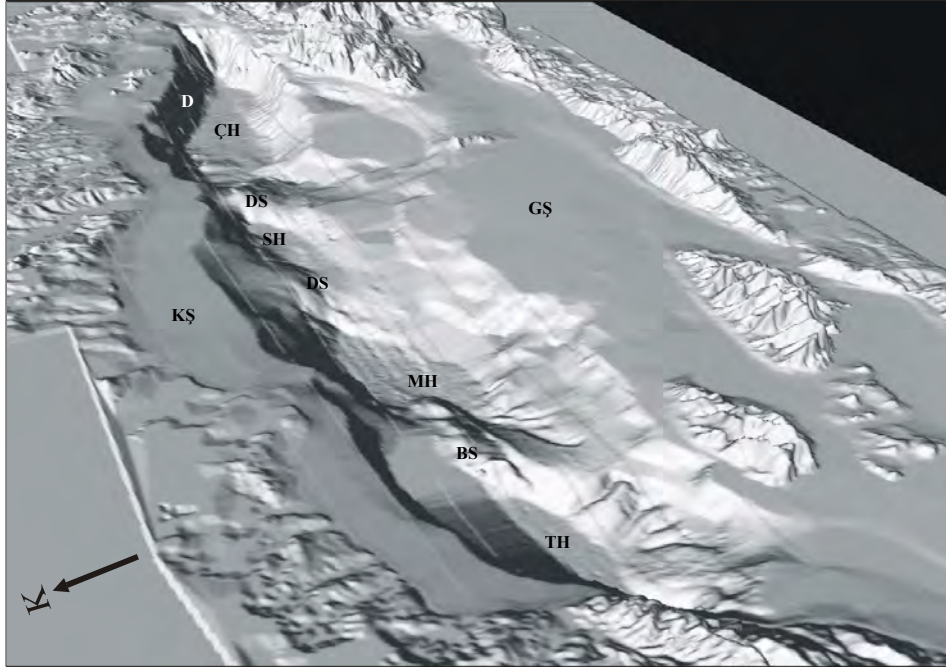
Büyükçekmece-İstanbul Boğazı arasında şelf üzerinde alınmış olan sismik kesitler ve devamında kara morfolojisinde izlenen çizgisellikler, bu alanda KB-GD istikametli genç fayların varlığını işaret etmektedir. Bu faylarla Çınarcık Havzası kuzey yamacını kontrol eden fayın birbiri ile olan uyumu, bu fayın KB istikametinde karaya doğru uzandığını gösterir. Bu fayın, Trakya-Eskişehir fay zonunun Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ) tarafından reaktif edilmiş bölümü olduğu düşünülmektedir.

GİRİŞ:

17 Ağustos 1999 Marmara (İzmit) depremi ardından yapılan yeni çalışmalar, Marmara Denizi'nde KAFZ'na ait yeni bir kırığın, daha önceki çalışmaların aksine (Barka ve Kadinsky-Cade, 1988) İzmit Körfezi ile Ganos Dağları arasında Marmara Denizi'ni yaklaşık D-B istikametinde katettiği belirlenmiştir (İmren vd., 2001). Bu fayın, Ganos Dağ Sistemi ile Büyükçekmece açıkları arasındaki ve İzmit Körfezi içerisindeki parçaları oldukça açık bir şekilde ortaya çıkarılmıştır (Okay vd., 2000; Gürbüz vd., 2000; İmren vd., 2001; Gökaşan vd., 2001; Le Pichon vd., 2001; Gazioğlu vd., 2002; Yaltırak, 2002; Gökaşan vd., 2003). Bununla birlikte fayın, Çınarcık Havzası içerisindeki karakteri ve iki kırığın arasındaki ilişki ise halen tartışmalıdır. Çınarcık Havzası'ndaki artçı depremlerin çözümü ve havzanın kuzey yamacının morfolojisi, bu yamacın günümüzde bir doğrultu atımlı fay tarafından kontrol ediliyor olduğunu göstermektedir (Örgülü ve Aktar, 2001; Gazioğlu vd., 2002; Şekil 1).

İ.Ü. R/V Arar ile Büyükçekmece-İstanbul Boğazı arasında toplanmış olan siğ sismik verinin yorumlanması sonucu (Şekil 2), sismik kesitler üzerinde deniz tabanını dahi etkilemiş olan genç fayların izlerine rastlanmış ve bu fayların Çınarcık Havzası kuzey yamacı boyunca uzanan KAFZ'na ait kırığın kuzeydeki devamı olduğu iddia edilmiştir (Gökaşan vd., 2002). Bu yaklaşım Gökaşan vd. (2003)'te değişik boyutları ile desteklenmiştir. Bu çalışmada, Gökaşan vd (2002; 2003)'te değinilmiş olan sonuçlar ışığında İstanbul Boğazı ile Büyükçekmece arasında kalan şelf ve kara alanlarındaki genç faylar incelenecektir.

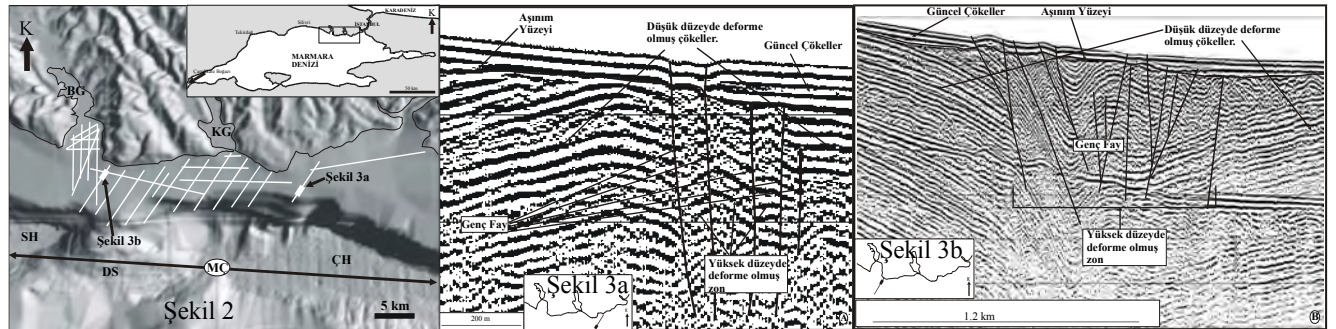
¹ İ.Ü. Deniz Bilimleri ve İşletmeciliği Enstitüsü, 34470, Vefa, İstanbul



Şekil1: Marmara Denizi ve çevresinin yüzey görüntüsüne KB yönünden bir bakış (Gazioğlu vd., 2002’de değiştirilerek). “KŞ”, Kuzey Şelfi; “GŞ”, Güney Şelfi; sırasıyla “TH, MH, SH, ÇH”, Tekirdağ, Merkez, Silivri ve Çınarcık havzalarını; “BS, DS”, Batı ve Doğu sırtlarını, “D” ise Çınarcık Havzası’nın kuzey yamacının doğrusal parçasını göstermektedir.

TARTIŞMA VE SONUÇ:

Sismik kesitlerde stratigrafik açıdan üstten alta doğru, güncel çökeller, son buzul dönemine ait aşınım yüzeyi ve bu dönem öncesi bölgede var olan istifin tamamını temsil eden daha eski çökeller ayırtlanmıştır (Gökaşan vd., 2002; Şekil 3).



Şekil 2: Sismik profil haritası (Gökaşan vd., 2002’den değiştirilerek). MÇ=Marmara Çanağı.

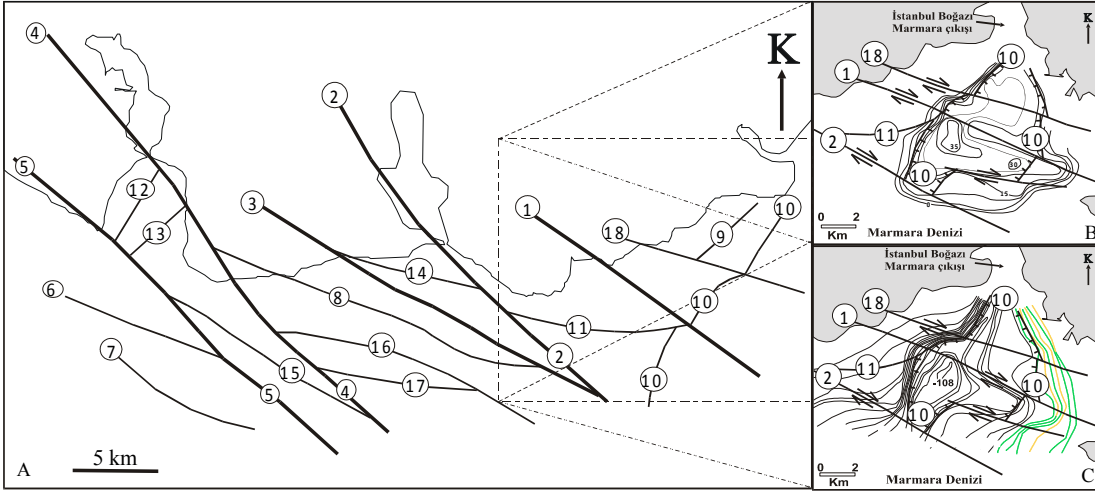
Şekil 3a-b: Şelf üzerinden iki örnek sismik kesit (Gökaşan vd., 2002’den değiştirilerek).

Kesitlerde altta yer alan eski çökellerin, uğramış oldukları düşük düzeydeki deformasyon nedeniyle düşük açılı bir monoklinal yapısına sahip olduğu görülmektedir (Şekil 3). Ancak kesitlerde bazı zonlar boyunca söz konusu birimlerin yoğun bir deformasyona maruz kaldıklarına dair izler gözlenmektedir. Bu zonlar boyunca, aşınım yüzeyinin ve deniz tabanının da deforme olduğu ve güncel çökellerin kalınlıklarında ise değişim meydana geldiği gözlenmektedir (Gökaşan vd., 2002). Tüm bu veriler bu zonların genç faylara ait, fay zonları olması gerektiğini işaret eder. Şelf üzerinde söz konusu fayların KB-GD yönünde uzanıyor olduğu belirlenmiştir (Şekil 4). Bu yön, İstanbul Boğazı Marmara çıkışında hazırlanan temel kaya ve sediment kalınlık haritalarındaki sağ yanal ötelenmelerle de

İTÜ AVRASYA YERBİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

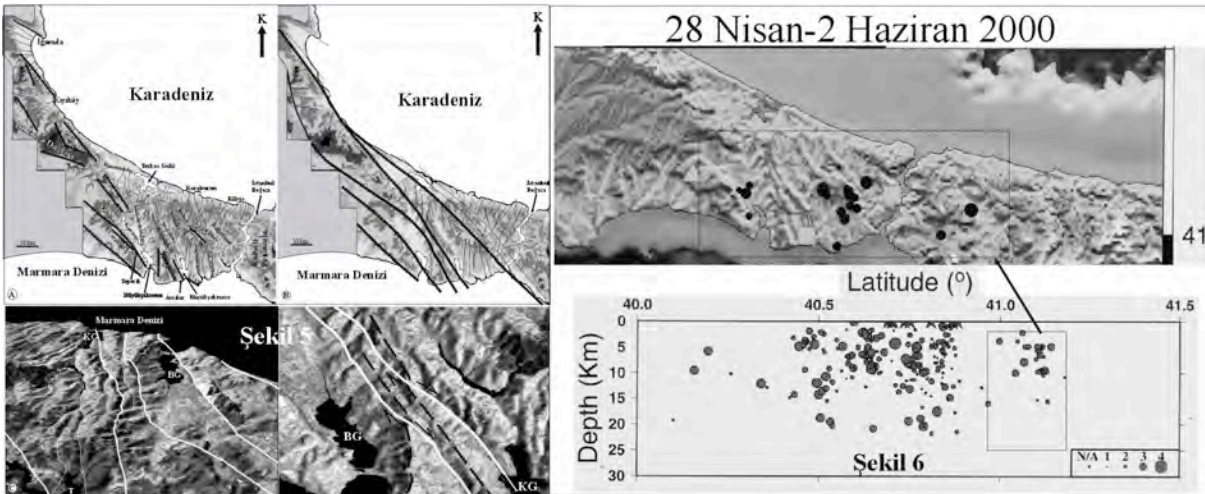
KUVATERNER ÇALIŞTAYI IV 2003

uyumludur (Oktay vd., 2002). Kesitlerde fay zonları boyunca düşey atım görülmemesi ve Oktay vd. (2002) tarafından hazırlanan haritalarda izlenen sağ yanal ötelenme söz konusu fayların sağ yanal doğrultu atımlı karaktere sahip olduğunu gösterir.



Şekil 4: Genç fay haritası (Göktaşan vd., 2002 ve Oktay vd., 2002'den değiştirilerek).

Karadaki ana morfolojik unsurları ise KB-GD uzanımlı yarı paralel akarsu sistemi ve Istranca Dağlarının KD uzantısı oluşturur. Bu iki unsur beraber değerlendirildiğinde kara morfolojisinde KB-GD istikametli çizgiselliklerin bölgedeki hakimiyeti açıkça izlenebilir (Göktaşan vd., 2002; Şekil 5). Ayrıca bu çizgiselliklerle uyumlu olarak; Küçükçekmece, Kırıkköy ve İğneada kıyıları ile Marmara kıyıları gerisindeki bazı akarsuların su bölüm hatlarında KB-GD yönünde sağ yanal ötelenmeler gözlenmektedir. Bu ötelenmeler, İstanbul Boğazı Marmara çıkışında temel paleo-topografyası ve üzerindeki sedimentlerde izlenen aynı yöndeki sağ yanal ötelenmelerle uyumludur (Göktaşan vd., 2002; Oktay vd., 2002; Şekil 4-5).

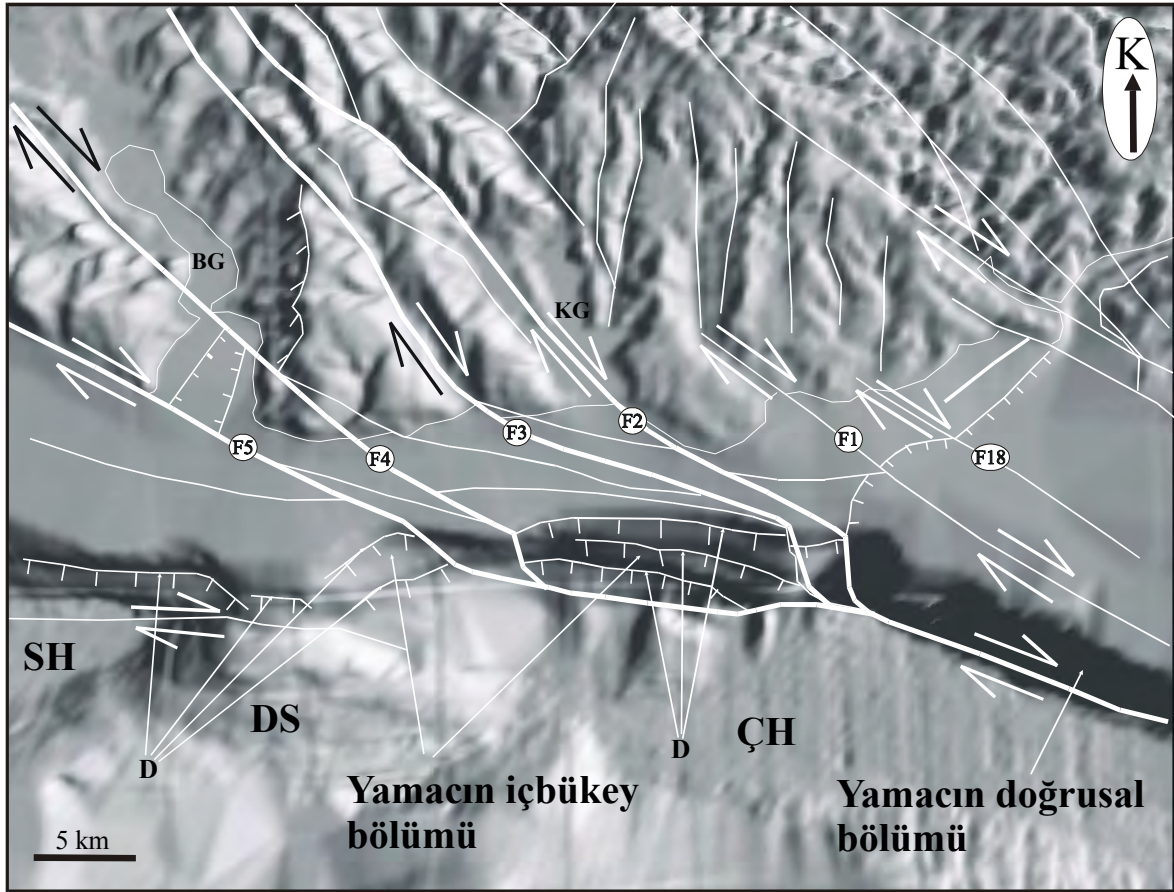


Şekil 5: Bölge morfolojisindeki çizgisellikler ve sağ yanal ötelenmeler (Göktaşan vd., 2002'den değiştirilerek. "KG", Küçükçekmece, "BG" ise Büyükçekmece gölünü gösterir.

Şekil 6: İnceleme alanı sismik aktivite ve derinliği (Taymaz vd., 2001'den değiştirilerek).

Bu alanda B.Ü. Kandilli Deprem Merkezi verileri, Büyükçekmece ve Küçükçekmece civarında yoğun bir sismolojik aktivite gösterse de bu aktivitenin taş ocağı patlatmalarından kaynaklandığı fikri tartışılmaktadır. Bununla birlikte Taymaz vd. (2001) tarafından yapılan çalışmada, bu alanda odak derinliği 5-15 km arasında olan depremlerin varlığı bölgedeki mikrosismik aktivitenin bir bölümünün tektonik kökenli olabileceğine işaret eder (Şekil 6).

Deprem episantrlarının karada izlenen çizgiselliklerin üzerinde bulunması, kıyı ve su bölüm hatlarında izlenen sağ yanal ötelenmeler ve karadaki çizgisellikler ile şelf üzerindeki fayların kıyıda birleşmesi nedeniyle sismik kesitlerde izlenen genç faylar karada çizgisellikler boyunca devam ettirilmiştir (Göktaşan vd., 2002; Şekil 7). İnceleme alanındaki faylar konumları ve doğrultuları açısından Çınarcık Havzası'nın doğrultu atımlı fay tarafından kontrol edildiği düşünülen (Örgülü ve Aktar, 2001; Gazioğlu vd., 2002) kuzey yamacının devamında yer aldığından söz konusu faylar Göktaşan vd. (2002) tarafından KAFZ'nun bu yamacı kontrol eden kırığının kuzeybatıdaki devamı olarak yorumlanmıştır.



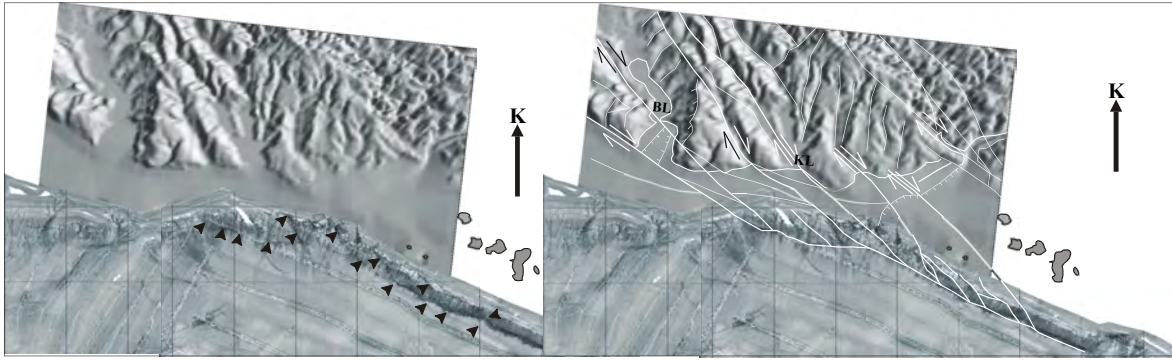
Şekil 7: Çalışma alanı için önerilen fay haritası (Göktaşan vd., 2002'den değiştirilerek).

R/V Le Suroit tarafından toplanmış olan dip yansıma haritasında, söz konusu yamacın doğrusal bölümü ve havza ile yamacın sınırında güncel çökelleri kesen faya ait en yeni kırık açıkça izlenmektedir (Le Pichon vd., 2001). Genç kırığın deniz tabanındaki izi takip edildiğinde, yamacın KB-GD'dan D-B yönüne döndüğü bölgede bu izin yamacı izlemek yerine, onu keserek KB-GD istikametinde Küçükçekmece Gölü'ne doğru devam ettiği görülmektedir (Göktaşan vd., 2003; Şekil 8a). Benzer şekilde yamacın da faylara tarafından KB-GD doğrultusunda sağ yanal olarak ötelenmiş olduğu açıkça

İTÜ AVRASYA YERBİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

KUVATERNER ÇALIŞTAYI IV 2003

izlenebilmektedir. Yamaç boyunca izlenen bu kırıklar, şelf ve gerisinde bulunan faylarla karşılaştırıldığında ise bu fayların birbirlerinin devamı olduğu görülmektedir (Şekil 8b). Bu veriler yamacı oluşturan fayın, Küçükçekmece açıklarında dönerek batıdaki kolla birleşmediği, onun yerine yamacı keserek şelf üzerinde KB yönünde devam ediyor olduğunu desteklemektedir. Gökaşan vd. (2002; 2003) bu kırığın, inaktif Trakya-Eskişehir fay zonunun (Sakinç vd., 1999) KAFZ tarafından kısmen aktive edilmesi sonucu geliştiğini iddia etmiştir. Bu fay zonunun Marmara Denizi kıyılarında reaktif olduğu bilinmektedir (Perinçek, 1991). Bu durumda, KAFZ'nun Çınarcık Havzası'nın kuzey yamacı yerine, güney yamacını izleyen kırığının Ganos'dan gelen fay ile birleşerek, KAFZ'nun asıl kolunu oluşturduğunu söylemek mümkündür (Şekil 9). Bu yaklaşım, İmren vd. (2001), Yaltırak (2002) ve Gökaşan vd. (2003) tarafından Marmara Denizi için önerilen fay modeli ile de uyumludur.



Şekil 8: Çınarcık Havzası kuzey yamacı üzerindeki kırıklar ile çalışma alanında bulunan genç faylar arasındaki ilişki (Le Pichon vd., 2001 ve Gökaşan vd., 2003'den değiştirilerek).



Şekil 9: Marmara Denizi aktif fay haritası (Gökaşan vd., 2003).

YARARLANILAN KAYNAKLAR

Barka, AA., Kadinsky-Cade, K., 1988, Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity, *Tectonics*, 7:663-684

Gazioğlu, C., Gökaşan, E., Algan, O., Yücel, ZY., Tok, B., Doğan, E., 2002, Morphologic features of the Marmara Sea from multi-beam data. *Mar Geol* 190(1-2): 333-356

Gökaşan, E., Alpar, B., Gazioğlu, C., Yücel, ZY., Tok, B., Doğan, E., Güneysu, C., 2001, Active tectonics of the İzmit Gulf (NE Marmara Sea): from high resolution seismic and multi-beam bathymetry data. *Mar Geol* 175(1-4):271-294

Göktaşan, E., Gazioğlu, C., Alpar, B., Yücel, ZY., Ersoy, Ş., Gündoğdu, O., Yaltırak, C., Tok, B., 2002, *Evidences of NW extension of the North Anatolian Fault Zone in the Marmara Sea; a new approach to the 17 August 1999 Marmara Sea earthquake. Geo-Marine Lett 21:183-199*

Göktaşan, E., Ustaömer, T., Gazioğlu, C., Yücel, Z.Y., Öztürk, K., Tur, H., Ecevitoglu, T., Tok, B., 2003; *Morpho-tectonic evolution of the Marmara Sea inferred from multi-beam bathymetric and seismic data, Geo-Marine Letters (in press)*

Gürbüz, C., Aktar, M., Eyidoğan, H., Cisternas, A., Haessler, H., Barka, A., Ergin, M., Türkelli, N., Polat, O., Üçer, SB., Kuleli, S., Barış, S., Kaypak, B., Bekler, T., Zor, E., Biçmen, F., Yörük, A., 2000, *The seismotectonics of the Marmara Region (Turkey): results from a microseismic experiment. Tectonophysics 316:1-17*

İmren, C., Le Pichon, X., Rangin, C., Demirbağ, E., Ecevitoglu, B., Görür, N., 2001, *The North Anatolian Fault within the Sea of Marmara: a new evaluation based on multichannel seismic and multi-beam data. Earth Planet Sci Lett 186:143-158*

Le Pichon, X., Şengör, AMC., Demirbağ, E., Rangin, C., İmren, C., Armijo, R., Görür, N., Çağatay, N., Mercier de Lepinay, B., Meyer, B., Saatçiler, R., Tok, B., 2001, *The active main Marmara Fault. Earth Planet Sci Lett 192:595-616*

Okay, AI., Kaşlılar-Özcan, A., İmren, C., Boztepe-Güney, A., Demirbağ, E., Kuşçu, İ., 2000, *Active faults and evolving strike-slip basins in the Marmara Sea, northwest Turkey: a multichannel seismic reflection study. Tectonophysics 321:189-218*

Oktay, FY., Göktaşan, E., Sakıncı, M., Yaltırak, C., İmren, C., Demirbağ, E., 2002, *The effect of North Anatolian Fault Zone to the latest connection between Black Sea and Sea of Marmara. Mar Geol 190(1-2): 367-382*

Örgülü, G., Aktar, M., 2001, *Regional moment tensor inversion for strong aftershocks of the August 17, 1999, İzmit Earthquake (Mw=7.4). Geophys Res Lett 28(2):371-374*

Perinçek, D., 1991, *Possible strand of the North Anatolian Fault Zone in the Thrace Basin, Turkey-an interpretation. AAPG Bull 75: 241-257*

Taymaz, T., Kasahara, J., Hirn, A., Sato, T., 2001, *Investigations of micro-earthquake activity within the Sea of Marmara and surrounding regions by using ocean bottom seismometers (OBS) and land seismographs: initial results. In: Taymaz T (ed) Symposia on seismotectonics of the north-western Anatolia-Aegean and recent Turkish earthquakes, İstanbul, 8 May 2001. İstanbul, pp 42-51*

Sakıncı, M., Yaltırak, C., Oktay, FY., 1999, *Paleogeographical evolution of the Thrace Basin and the Tethys-Paratethys relation at northwestern Turkey (Thrace). Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol 153:17-40*

Yaltırak, C., 2002, *Tectonic evolution of the Marmara Sea and its surroundings. Mar Geol 190(1-2): 493-529*

İSTANBUL İÇİN DEPREM SENARYOLARININ HAZIRLANMASINDA COĞRAFI BİLGİ SİSTEMLERİNİN KULLANIMI

Okan Tüysüz¹

ÖZET

17 Ağustos 1999 ve 12 Kasım 1999 depremleri Marmara Bölgesinde büyük can kaybına ve maddi hasarlara yol açmış, dünyanın en aktif deprem kuşaklarından biri üzerinde yer alan ülkemizin depreme hazırlıksız olduğunu açık bir biçimde göstermiştir. Depreme hazırlanmada önemli aşamalardan biri de bir depremde meydana gelmesi muhtemel olan yer sarsıntısının belirlenmesidir. Böylece alınacak tedbirler bir bölgede yaşanması muhtemel maksimum yer sarsıntısına göre planlanabilecektir. Yer sarsıntısının büyüklüğü bir bölgede depremin yarattığı ivme ile ifade edilir. Bir depremin kaynağında üretilen elastik enerjinin kaynaktan uzağa doğru yayılması esnasında nasıl azalacağı ve bunun belli uzaklıkta ne kadar yer ivmesi yaratacağı deneysel formüller kullanılarak tahmin edilebilmektedir. Bu çalışma İstanbul’u etkilemesi muhtemel bir depremde nerede ne şiddette bir yer sarsıntısı oluşacağını belirlenmesini amaçlamıştır. Bunun için Marmara Denizi içerisinde mevcut aktif faylar dikkate alınarak ve Coğrafi Bilgi Sistemleri kullanılarak kullanıcı kontrollü bir şiddet belirleme sistemi geliştirilmiştir. Sistem daha detay verilerin girilmesi ile geliştirilebilir niteliktedir. Senaryonun çeşitli faylar dikkate alınarak çalıştırılması ile elde edilen sonuçlara göre İstanbul’un sahil şeridi ve yakın bölgeler olası bir depremde en büyük şiddetten etkilenecek alanlardır.

GİRİŞ

Türkiye, aktif bir tektonik rejim içerisinde yer almakta, bu nedenle de büyük depremlerden etkilenmektedir. Bilhassa 17 Ağustos ve 12 Kasım 1999 depremlerinden sonra depremlerin yol açabileceği sorunlar ülkemizde daha etkin bir biçimde anlaşılmış, gelecekteki depremlere hazırlık kavramı üzerinde ağırlıklı olarak durulmaya başlanmıştır. Bu kapsamda yapılan çalışmalardan biri de deprem senaryolarının hazırlanmasıdır. Bu yoğun ve çok disiplinli çalışmanın önemli aşamalarından biri de bir bölgede gelecekte olması muhtemel depremlerin şiddetinin ve yaratacağı etkilerin belirlenmesidir.

Bir depremde bir bölgede yaşanan deprem şiddetini denetleyen çeşitli faktörler vardır. Bunların en önemlileri depremin büyüklüğü ve kaynak mekanizması, deprem odağına olan uzaklık ve zemin koşullarıdır. Deprem odağından salınan deprem dalgaları kayalar içerisinde uzağa doğru hareket ettikçe kayalar tarafından soğurulur ve etkilerini kaybederler. Deprem dalgalarının uzaklıkla azalması “azalım” adı ile bilinir. Azalım, deprem dalgalarının kaynaktaki özellikleri ile kaynaktan itibaren takip ettikleri yolun değerlendirilmesi ile verilen bir noktadaki yer sarsıntısının tahmin edilmesidir. Önceki deprem verilerine dayandırılmış olan formüller kullanılarak bir depremin çevresinde yaratacağı ivme, buradan hareketle de oluşabilecek şiddet belirlenebilmektedir.

¹ İ.T.Ü, Avrasya Yerbilimleri Enstitüsü, 34469, Maslak, İstanbul

Son 20 yılda bilgisayar teknolojisinde gelişmelerden biri de mekansal dağılımı olan (coğrafi) verilerin sınıflanmasına ve sorgulanmasına olanak sağlayan Coğrafi Bilgi Sistemleri'nde (CBS) yaşanmıştır. Bu araştırmada jeolojik veriler ve CBS in analiz yetenekleri kullanılarak faylar üzerinde olabilecek depremlerin azalım ilişkileri araştırılmıştır.

İSTANBUL'UN ZEMİN KOŞULLARI

İstanbul, yer yer geniş yayımlı ve oldukça kalın olabilen alüvyonlar ve yamaç molozları ile tarihi bir yerleşimin ve hızla büyüyen bir metropol olmanın beraberinde getirdiği yapılaşmanın bir sonucu olan suni dolgular dışında genel olarak kaya ortamı üzerinde yer almaktadır. İstanbul'un üzerine oturduğu bu birimler zemin davranışı açısından üç grupta ele alınabilir. Birinci grup Paleozoyik yaşlı kayalardan oluşur. Bu birimlerin ortak özelliği yaşlı ve sağlam kayalardan oluşmasıdır. Bilhassa Avrupa yakasında Halkalı, Küçükçekmece ve İkitelli civarlarında görülen Eosen yaşlı kireçtaşları da sağlam kaya niteliği nedeniyle bu gruba dahil edilebilir. İkinci grup Mimarşinan, Gürpınar ve çevresinde görülen Gürpınar formasyonu, Karaburun formasyonu ve eşdeğerleri, Bakırköy, Gaziosmanpaşa, Bahçelievler ve çevresinde görülen Üst Miyosen istifleri ile bilhassa Anadolu yakasında geniş yayımlı olan Belgrad formasyonunun tutturulmamış ya da çok zayıf tutturulmuş kırıntılılarından oluşur. Bu grubun ortak özelliği genellikle killi, kumlu yer yer zayıf tutturulmuş nitelikte birimleri içermesidir. Üçüncü grup ise genellikle zayıf zemin niteliği taşıyan alüvyon, yamaç molozu ve suni dolguları içerir.

İstanbul Paleozoyik istifi litolojik olarak kuvarsit, arkoz, grovak, şeyl ve kireçtaşlarından oluşmaktadır. Tüm bu birimler orijinal niteliklerinin korunduğu alanlarda son derece sağlam bir kaya ortamı, böylece de yerleşim açısından tercih edilir bir özellik sergilemektedirler. Ancak bu birimlerin deformasyon esnasında kazanmış oldukları kırık, çatlak fay ve makaslamalar ile atmosferik koşullar altında uğradıkları değişiklikler yukarıda da değinildiği gibi orijinal kaya davranışının bozulmasına neden olmuşlardır. Bilhassa zemin davranışı açısından önemli olan üst 30 metrelik zon içerisinde görülen ayrışma ve alterasyonlar İstanbul'da mühendislik yapılarının inşasında karşılaşılan büyük problemlere yol açmaktadır. Örneğin Anadolu yakasında geniş yer kaplayan Kurtköy formasyonunun arkozları orijinalde sert-çok sert kaya niteliği taşımalarına rağmen yer yer alterasyon sonucu tamamen kuma dönüşmüş olarak izlenmektedir. Bilhassa Avrupa yakasında yaygın olarak görülen ve İstanbul'un tünel, metro, köprü gibi önemli mühendislik yapıları için detaylı araştırılmış olan Karbonifer yaşlı grovaklar (Trakya formasyonu) yer yer aşırı çatlaklı yapısının yanı sıra killeşme, ayrışma gibi ikincil etkilerle de kaya niteliğini yitirmiş olarak bulunabilmektedir. İlksel niteliklerinin korunduğu alanlarda Vs hızı 1000-1500 m/sn veya daha fazla olan birimde bu tür kesimlerde Vs hızı 200 m/sn ye kadar düşebilmektedir. Paleozoyik istiflerdeki bu davranış farkı genellikle yatay ve düşey olarak çok ani ve hızlı değişimler gösterebilmekte, aynı yapının farklı kesimlerinde bile çok farklı davranışlar ortaya çıkabilmektedir. Bu örneklerden de anlaşılacağı gibi her ne kadar İstanbul'un büyük bir kesimi kaya ortamı üzerinde bulunmakta ise de bu ortamın zemin davranışı çok sayıda faktör tarafından hızla indirgenebilmektedir.

İTÜ AVRASYA YERBİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

KUVATERNER ÇALIŞTAYI IV 2003

İstanbul'un bilhassa Avrupa yakasında görülen Çukurçeşme, Güngören ve Bakırköy formasyonları gibi birimler zemin davranışı açısından Paleozoyik birimlerden farklı özelliklere sahiptir. Masif kayadan gevşek kuma kadar değişen litolojilerden oluşan ve çoğunlukla birbirleri ile yanal ve düşey geçişler gösteren bu birimlerde Bakırköy formasyonundaki bazı erime yapıları dışında ikincil etkiler genellikle önemsiz kalmaktadır. Bu birimler içerisinde zemin davranışını etkileyecek başlıca ikincil etkilerin başında yeraltısuyu gelmektedir. Örneğin yer yer gevşek kumlardan oluşan Çukurçeşme formasyonunda sığ yeraltısuyu varsa zemin taşıma gücü son derece azalmaktadır. Bu tür örneklerle Gaziosmanpaşa, Maslak, Eyüp gibi ilçelerde yaygın olarak rastlanmıştır. Güngören ve Bakırköy formasyonlarında oturma, heyelan gibi olumsuz etkiler yaygındır. Bu grup kayaların önemli bir özelliği de 1 ile 2.5 misline varan oranlarda zemin büyütmesine yol açmalarıdır.

İstanbul'un kuzey kesimlerini oluşturan ve Şile, Kilyos, Sarıyer civarlarında yaygın olarak mostra veren ve üzeri Miyosen çökelleri ile örtülen Üst Kretase yaşlı volkanik istifler de farklı zemin davranışı gösteren birimlendendir. Bu istifin egemen litolojisi olan volkanitler genellikle şiddetli bir alterasyondan etkilenerek kısmen ya da tümü ile killeşmişlerdir. Orijinalde masif kaya olan bu birimler çoğu mühendislik çalışmalarında sert-orta sert kil olarak değerlendirilmektedir.

Alüvyonlar dere içerilerine özgü alanlarda yer almakla birlikte üzerlerinde yer yer yoğun yerleşim görülmektedir. Gerek alüvyonlar gerekse benzer zemin davranışı gösteren örneğin yamaç molozları gibi diğer birimler ve dolgular zemin davranışını olumsuz etkileyen birimlerdir. Bunlarda zemin ve şev duraysızlıkları, oturma, kabarma ve kayma olayları ile 3 misline varan zemin büyütmesi başlıca sorunları oluşturmaktadır. Çoğu çalışmada bu tür birimler üzerinde yerleşimden kaçınılması tavsiye edilmektedir.

Zemin davranışını etkileyen faktörlerden biri de morfolojidir. Topoğrafya eğimi, bakış yönü, kayanın yapısal unsurları ile topoğrafya eğimi arasındaki ilişki zemin davranışını etkilemektedir. Örneğin tabakalanma ile topoğrafya eğiminin aynı yöne olması kaya akmalarına ya da heyelanlara yol açabilmektedir. Diğer yandan ani topoğrafik değişimlerin deprem dalgalarının yayılmasında son derece etkili olduğu ve bunların büyütülmesine yol açtığı bilinmektedir.

Bu çalışma açısından ele alındığında İstanbul'daki birimlerin depreme karşı davranışının nasıl olduğu önemli bir sorundur. Birimlerin davranışını etkileyen ve bu etkinin ölçülmesinde önemli parametrelerden biri Vs hızlarıdır. Vs hızları laboratuarda ya da yerinde ölçülebilen büyüklüklerdir. Bu değerler aynı formasyon içerisinde yukarıda tanımlanan nedenlerle farklı bölgelerde ve farklı derinliklerde hızlı değişim göstermektedir. Bu nedenle bir birim ya da bir yer için ortalama bir Vs hızının verilmesi bir genellemeye yol açacağından senaryoda gerçekten farklı sonuçların elde edilmesine yol açabilir. Yerel değerlerin kullanılmasında teknik açıdan bir zorluk olmamakla birlikte daha çok bir test niteliği taşıyan bu tür bir çalışmada mümkün olduğunca doğru bir ortalama değerlerin kullanılması uygun görülmüştür. Sistemin açık yapısı nedeniyle gerektiğinde yerel değerler de bu sisteme kolayca entegre edilebilecektir.

İstanbul'daki formasyonların yerel ya da ortalama Vs hızlarının yayınlandığı bir çalışma bulunmamaktadır. Bu değerler kısmen İstanbul Büyükşehir Belediyesi Zemin Deprem Müdürlüğünde mevcut olup talep etmemize tarafımıza verilmemiştir. Bu nedenle hazırlanan senaryoda kullanılacak değerler İstanbul'da faaliyet gösteren bazı mühendislik büroları ve bazı belediyeler ziyaret edilerek toplanmış, yerel koşullar da dikkate alınarak bunların ortalamaları alınmıştır. Ortalama alınırken farklı katmanların doğrudan ölçülen Vs değerlerinin yanı sıra zeminin ilk 30 metresinde yapılan sondajlardaki SPT (Standart Penetration Test) değerleri alınarak bunlara karşılık gelen Vs değerleri de kullanılmıştır.

İSTANBUL'UN DEPREMSELLİĞİ

İstanbul, tarih boyunca yıkıcı depremlerden etkilenmiştir. İstanbul'un İmar ve İskan Bakanlığı tarafından hazırlanan 1996 tarihli Türkiye Deprem bölgeleri haritasındaki konumu Şekil 1 de izlenmektedir. Buna göre İstanbul il sınırları içerisinde 1, 2, 3 ve 4. derece deprem bölgeleri bulunmaktadır.



Şekil 1 Türkiye deprem bölgeleri haritasında İstanbul ilinin konumu (Afet İşleri Genel Müdürlüğü, 1996)

İstanbul il sınırları içerisinde kara üzerinde gerek tarihsel gerekse aletsel döneme ait bilinen hiçbir yıkıcı deprem yaşanmamıştır. İstanbul’da yıkıcı etki oluşturan bütün depremlerin Marmara denizi içerisindeki faylar üzerinde olduğu kabul edilmektedir (Şekil 2). Son veriler ışığında da Marmara denizi içerisinde ciddi bir deprem tehlikesi olduğu kabul edilmektedir. Bu konudaki başlıca kabuller aşağıdaki verilere dayanmaktadır:

17 Ağustos 1999 Kocaeli-Gölcük ve 12 Kasım 1999 Düzce depremleri Kuzey Anadolu Fayı üzerinde 1939 da başlayan ve batıya doğru süren bir dizi deprem etkinliğinin son halkaları olmuşlardır. Bu durum fay segmentleri üzerindeki stres transferi ile açıklanmaktadır. Bir deprem, üzerinde olduğu faydaki gerilmeyi azaltırken, komşu faylar üzerindeki gerilmeleri değiştirir. Deprem sonrası yapılan çalışmalar, sismik aktivitenin gerilmenin arttığı alanlarda arttığını, gerilmenin azaldığı alanlarda ise

miktarı, fayın uzunluğu, fayın uzaklığı, kaynak ile bölge arasındaki kaya türü, morfoloji gibi faktörlerle denetlenir. Maksimum yer ivmesinin belirlenmesi amacı ile ölçülen ivme değerlerinden hareketle çok sayıda azalım formülü geliştirilmiştir. Bu formüllerde yukarıda sayılan parametreler kullanılarak deprem odağından belli uzaklıkta bir alanda olabilecek maksimum yer ivmesi belirlenebilmektedir. Söz konusu azalım formülleri içerisinde en fazla kabul görenlerden biri Boore vd. (1993 ve 1997) tarafından geliştirilen formüllerdir. Yakın zamanda Arıoğlu vd. (2001) Boore vd. (1993 ve 1997) formüllerini 17 Ağustos 1999 depremi esnasında ölçülen değerlerle karşılaştırarak bu formülün Marmara bölgesi için geçerliliğini test etmişler ve uygun bulmuşlardır. Bu araştırmada İstanbul için deprem senaryosu hazırlamada CBS, söz konusu azalım formülünü otomatik olarak çalıştırılması için kullanılmıştır. Böylece azalım formüllerinde veya jeolojik ve jeofizik verilerde değişiklikler olduğunda ya da risk bölgeleri belirlendiğinde programın çalıştırılması ile İstanbul ve çevresinde nerelerin hangi şiddette sarsılabileceği kolaylıkla tespit edilebilecektir. Diğer yandan gerektiğinde program uyarlanarak ölçülen ivmelerden hareketle hangi fayın kırıldığı ve ne büyüklükte bir deprem yaşandığının belirlenmesinde de kullanılabilecektir.

Çalışma için amaca en uygun bulunan, ESRI (Environmental Systems Research Institute Inc.) tarafından üretilmiş olan ve bu konuda tüm dünyada en yaygın kullanılan programlardan biri olan ArcView 3.2 kullanılmıştır. Program dünya genelinde çok farklı amaçlarla kullanılmakla birlikte bu çalışmadaki amaç çerçevesinde aşağıdaki aşamaların gerçekleştirilmesi için kullanılmıştır:

- 1- İstanbul'un sayısal jeoloji haritasının hazırlanması,
- 2- Hazırlanan jeoloji haritasındaki her bir formasyonun çeşitli parametrelerine ait verilerin (kaya/zemin türü, Vs hızları vb) veri bankasına işlenmesi
- 3- İstanbul'u etkilemesi olası fayların haritalanması
- 4- Bu fayların boylarından hareketle üretebilecekleri maksimum deprem büyüklüğünün belirlenmesi, bunların fay haritalarının veri bankalarına işlenmesi
- 5- Azalım formüllerinin mevcut ivme değerleri ile test edilmesi (böylece uygun formülün seçilmesi)
- 6- Azalım formülünün İstanbul için uygulanması
- 7- Elde edilen ivme değerlerinin şiddet değerlerine dönüştürülmesi
- 8- Eş şiddet haritalarının hazırlanması.

Detay kullanımı Tüysüz (2003) tarafından tanıtılmış olan bu uygulamanın amacı güncel verilerin kolaylıkla entegre edilebileceği bir sistem oluşturulması ve bu sistemin olası bir depremin yaratacağı şiddeti tayin etmede kolay ve hızlı bir yöntem olarak kullanılmasıdır. Burada istenen bir fay seçilebilmekte, bu faya formüller ışığında otomatik olarak bir deprem büyüklüğü atanabilmekte ve bu fayın belirtilen büyüklükte bir deprem üretmesi durumunda oluşacak şiddet dağılımı otomatik olarak haritalanmaktadır. Böylece bölge, il, ilçe, mahalle hatta bina bazında bir yer seçilerek bu yerin

İTÜ AVRASYA YERBİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

KUVATERNER ÇALIŞTAYI IV 2003

etkileneceği deprem şiddeti otomatik olarak belirlenebilmektedir. Elde edilen değerler yerel zemin koşullarını da içerebildiğinden Şekil 1 de verilen haritada olduğu gibi “deprem bölgesi” kavramının genellemelerinden kurtulmak mümkün olmaktadır.

SONUÇLARIN DEĞERLENDİRİLMESİ

Bu çalışmada 5 senaryo hazırlanmıştır. Bunlar her biri Marmara fayının bir segmentini oluşturan Ganos-Tekirdağ segmenti, Tekirdağ-Yeşilköy segmenti, bu iki segmenti içeren Batı Marmara fayı ve Adalar faylarına (Şekil 2) ait senaryolar ile tüm fayların bir arada kırılmasına yönelik senaryolardır. Buna göre:

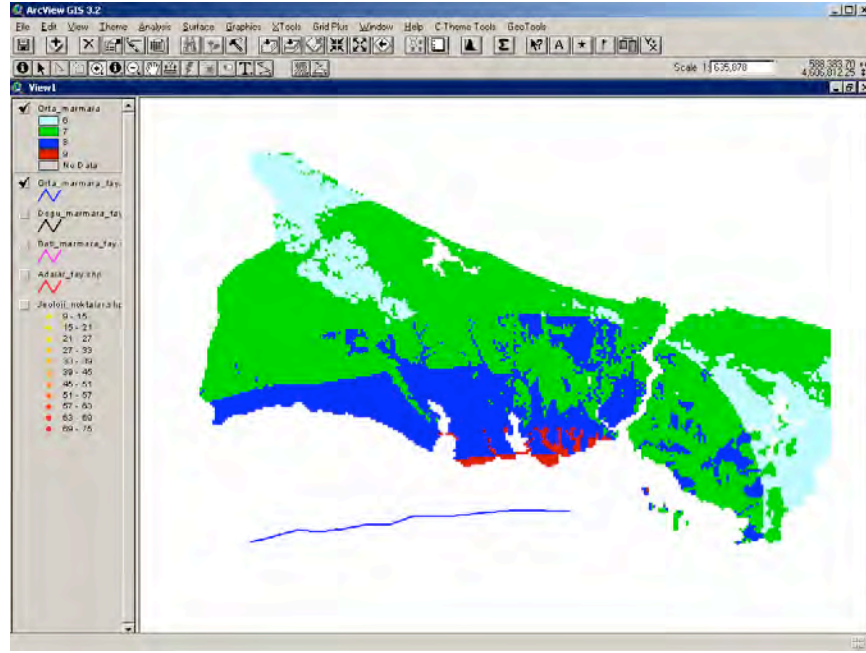
1- Adalar fayı ile Tekirdağ çukurluğu arasında yeralan Tekirdağ-Yeşilköy segmenti (65 km) kırıldığında deprem İstanbul’un Avrupa yakasında sahil şeridinde 9, Avrupa yakasının güney kesimlerinde 8 şiddetine varmaktadır (Şekil 3).

2- Adalar fayı 37 km uzunluğundadır. Bu fay kırıldığında 6.89 büyüklüğünde bir deprem beklenmektedir. Bu fayın oluşturacağı depremde 9 şiddetinde yer sarsıntısı beklenen alanlar oldukça sınırlıdır (Şekil 4). Buna karşılık sahile yakın kesimde 7 ve 8 şiddetinde bir sarsıntı yaygın olacaktır.

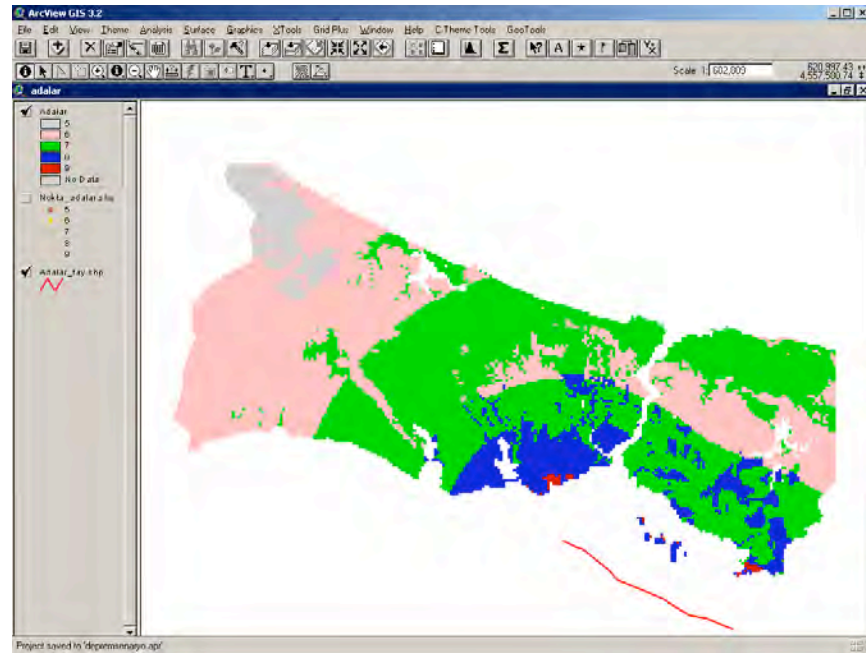
3- Batı Marmara fayı Ganos açıklarından başlayarak Yeşilköy açıklarına kadar uzanır ve 122 km uzunluğundadır. Bu fayın kırılması durumunda 7.5 büyüklüğünde bir deprem beklenmektedir. Bu depremde İstanbul’un Avrupa yakasında sahil şeridinde 9, daha iç kesimlerde ve 8 ve giderek azalan değerlerde yer sarsıntısı beklenmelidir (Şekil 5).

4- Ganos-Tekirdağ segmenti 57 km uzunluğundadır. Bu fayın kırılması durumunda 7.1 büyüklüğünde bir deprem beklenir. Bu durumda İstanbul’un Avrupa yakasında kısmen 8, ancak büyük çoğunlukla 7 ve 6 şiddetinde yer sarsıntısı oluşacaktır (Şekil 6)

5- Tüm fayların birlikte ve tek seferde kırılması durumunda toplam fay uzunluğu 159 km dir. Bu durumda 7.63 büyüklüğünde bir deprem beklenmektedir. Bu tür bir depremde İstanbul’un sahil şeridinde geniş bir alan 9 şiddetinde bir yer sarsıntısına uğrayacaktır (Şekil 7).

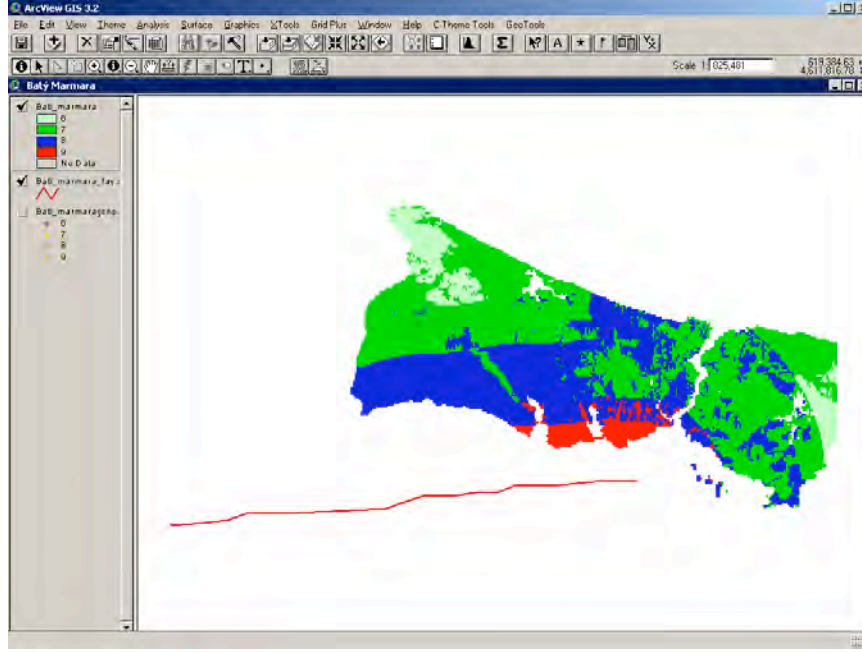


Şekil 3 Tekirdağ-Yeşilköy fayının kırılması durumunda oluşacak eş şiddet haritası

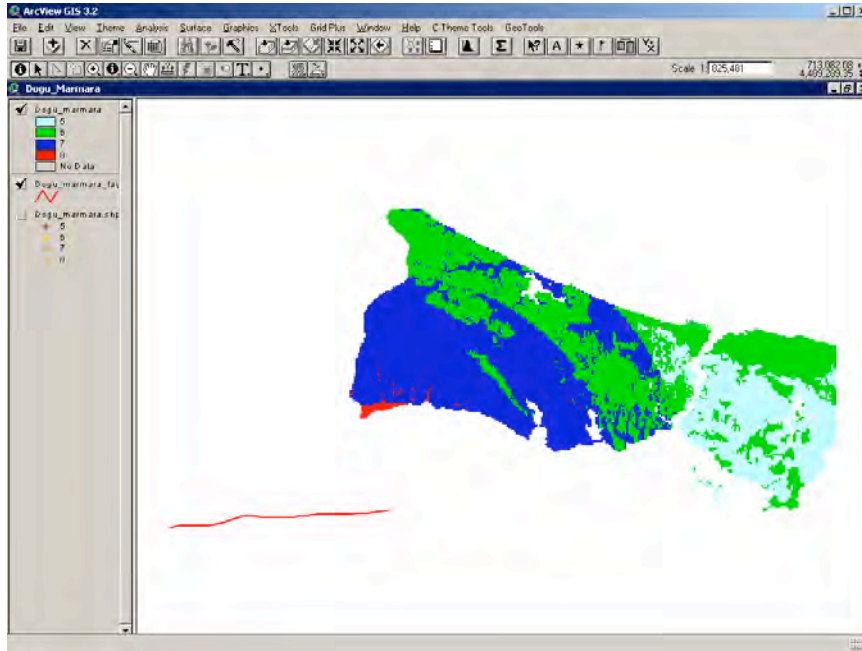


Şekil 4 Adalar fayının kırılması durumunda oluşacak eş şiddet haritası

İTÜ AVRASYA YERBİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ
KUVATERNER ÇALIŞTAYI IV 2003

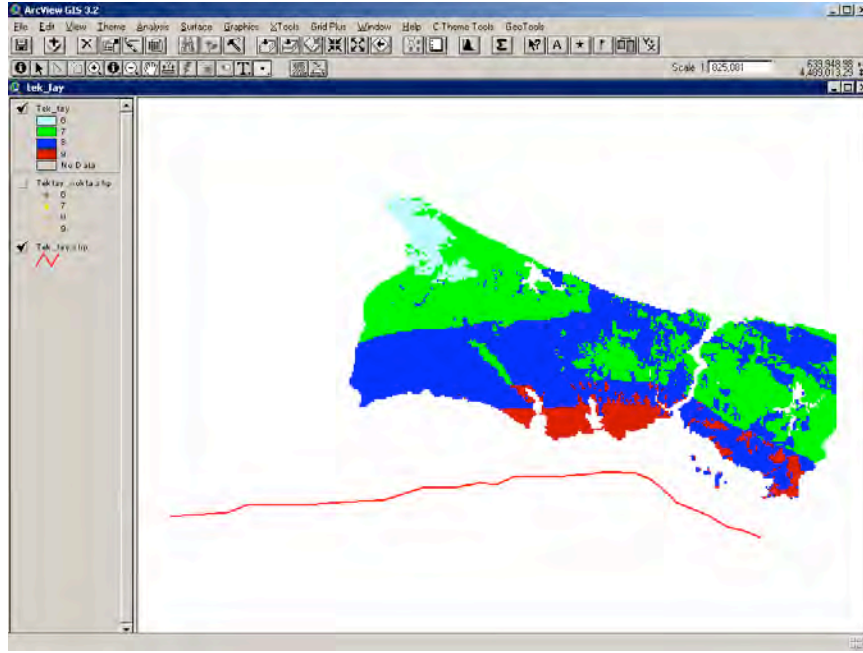


Şekil 5 Batı Marmara fayının kırılması durumunda oluşabilecek eş şiddet haritası



Şekil 6 Ganos-Tekirdağ segmentinin kırılması durumunda oluşması beklenen eş şiddet haritası

Yukarıda verilen değerlerde sarsılma süresinin ve zemin büyütmesinin dikkate alınmamıştır. Bu etkiler de gözetildiğinde verilen değerlerin olası en düşük ihtimallere karşılık geldiği belirtilebilir.



Şekil 7 Marmara'daki tüm fayların birlikte kırılması halinde beklenen eş şiddet haritası

Yukarıda verilen haritalar dikkate alındığında bunların halen ülkemizde geçerli olan ve Bayındırlık ve İskan Bakanlığı Afet İşleri Genel Müdürlüğünce en son 1996 yılında yayınlanmış olan deprem bölgeleri haritası ile uyumadıkları görülmektedir. Günümüzde imar ve inşaat projelerine esas değerlerin bu harita dikkate alınarak seçildiği gözetsilirse 1996 tarihli bu haritanın zaman geçirilmeden değiştirilmesi gereği açık olarak ortaya çıkmaktadır.

YARARLANILAN KAYNAKLAR

Arioğlu, E., Arioğlu, B.M., Girgin, C., 2001, Doğu Marmara depreminin yer ivme değerleri açısından değerlendirilmesi. *Beton Prefabrikasyon*, =cak-Nisan 2001, 57-58, 5-15.

Boore, D. M., W. B. Joyner, and T. E. Fumal, 1993,. *Estimation of response spectra and peak accelerations from western North American earthquakes: An interim report*, U.S. Geological Survey Open-File Report 93-509.

Boore, D.M., W.B. Joyner, and T.E. Fumal (1997). *Equations for estimating horizontal response spectra and peak acceleration from western North American earthquakes: A summary of recent work*, *Seism. Res. Letters*, v. 68, 128–153.

Le Pichon, X., Şengör, A.M.C., Demirbağ, E., Rangin, C., İmren, C., Armijo, R., Görür, N., Çağatay, N., Mercier de Lepinay, B., Meyer, B., Saatçılar, R., Tok, B., 2001, *The active Main Marmara Fault*, *Earth and Planetary Science Letters*, 192, 595-616.

Parsons, T., Toda, S., Stein, R., Barka, A., Dieterich, J., 2000, *Heightened odds of large earthquakes near İstanbul: an interaction-based probability calculation*. *Science*, 288, 661-665.

Tüysüz, O., 2003, *İstanbul İçin Deprem Senaryolarının Hazırlanmasında Coğrafi Bilgi Sistemlerinin Kullanımı*, İTÜ Bilimsel Araştırma Projeleri Birimi, 76s.

**MARMARA DENİZİNDE TARİHSEL DEPREMLER: YERLERİ,
BÜYÜKLÜKLERİ, ETKİ ALANLARI VE GÜNCEL KIRILMA
OLASILIKLARI**

Cenk Yaltırak^{1,2}, M. Korhan Erturaç², Okan Tüysüz², Kezban Saki-Yaltırak²

Marmara Denizi ve yakın çevresinde 32 si tarihsel, 2 si güncel olmak üzere toplam 34 yıkıcı deprem olmuştur. Bunların yanı sıra, Marmara kıyılarındaki yerleşimlerde 64 tane,, hakkında herhangi bir yeri yıktığı konusunda bilgi bulunmayan ama hissedilen deprem vardır. Bu depremlerin içinde bilgi verenler M.S.484 yılından itibaren başlar. 484 yılından bu yana 1515 yıl içinde tarihi yerleşimlere göre, Marmara Denizi ve çevresinde olan depremler; Şarköy, batı, orta ve doğu Marmara, İstanbul'un güney batısı ile İzmit Körfezi civarında olmak üzere 6 ana grupta toplanabilmektedir. Bu ayrımların yapılması basit bir temel metoda dayanır. Öncelikle, tarihsel depremlerin en güvenilir sonuçları saptanmıştır. Bu saptamaların en önemlisi, bir depremin yıkım yapıp yapmadığıdır. Bundan sonra, nereyi yıkmıştır veya çevrede etkilediği alan neresidir sorusuna yanıt aranmıştır.

Bunu yapabilmek için depremler etki alanlarına göre sınıflanmışlardır. Kıyılarda bulunan, tarihsel olarak sürekli yerleşim olan bölgeler sınıflanırken doğu-batı yönüne göre değerlendirilmiştir. Böylece, yıkımın merkezi ve etki alanı ile depremin Marmara'nın hangi kesiminde olduğu ortaya çıkarılmıştır. İkinci aşamada, bu depremlerin İstanbul'da yaptıkları etkiler sınıflanmıştır. Bu sınıflamada, kriter olarak, İstanbul'un anıtsal yapılarında oluşan hasarlar ele alınmıştır. Tarihsel depremlerin İstanbul'a etkisi; surlarda, tapınaklarda, Ayasofya kubbesinde, Galata'da, Bakırköy-Yeşilköy civarında ve Boğaz hisarlarında oluşan hasarlar, can kaybı, deprem sonrası salgın ve göç, tsunami dalgasının olup olmadığına göre beş seviyede değerlendirilmiştir. Bunlar, hissedilen, ağır hissedilen (panik yaratacak derecede), hafif yıkıcı, yıkıcı ve ağır yıkıcı etkilerdir. Bu yaklaşımdan sonra depremlerin alansal dağılımı ve İstanbul'a olan etkileri bir araya getirilerek, Marmara Denizi çevresinde hasar merkezlerinin doğu batı ekseninde konumu saptanmıştır. Bu metotla 484, 824, 1083, 1354,1659 ve 1912 depremlerinin Saroz Körfezi ile Marmara denizi batısı arasında bir yerde; 543, 797, 1063, 1343, 1569 ve 1766-Ağustos depremlerinin Batı Marmara kıyılarındaki; 542, 795, 1032, 1346, 1556, 1766-Mayıs depremlerinin orta Marmara kuzey sahilleri ve İstanbul'da; 478, 732, 1011, 1332, 1542, 1754 depremlerinin İstanbul'un batısı ve İstanbul sur içinde etkin olduğu saptanmıştır. İstanbul'da ağır hasar yapan ve etki alanı içinde de hasar yaratan depremler ise sadece 557, 989 ve 1509 depremleridir. Bu üç deprem de İstanbul'da ağır hasar yapmış, çok sayıda ölüme neden olmuştur. Tsunami dalgası oluşturan, sur kulelerini yıkan, Ayasofya Kubbesini yıkan veya hasar verenler de bu depremlerdir. Yalova, Bursa, Marmara Ereğlisi, Hersek Deltasında yıkıcı etkileri olan bu depremler, Doğu Marmara çevresinde etkindirler. İzmit Körfezi ve doğusunda etkin olan depremler ise 551, 740, 975, 1296, 1501, 1719 depremleridir, Yalova ile İzmit'in doğu kesimi arasında etkindirler.

¹ İstanbul Teknik Üniversitesi Maden Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü

² İstanbul Teknik Üniversitesi Avrasya Yerbilimleri Enstitüsü

Bu depremlerin olduğu bölgelerin çevrelediği Marmara Denizi'nde son yıllarda yapılan çalışmalarla elde edilen fay haritaları farklı kinematik modellere dayanır. Bu modellere tarihsel depremleri bölgesel olarak koyduğumuzda, yığılmalar olmakta ve iki deprem arasında geçen zamanda biriken atım, yıkıcı olamayacak kadar etkisiz depremler üretmektedir.

Örneğin, Doğu Marmara'da Adalar Fayı (50 km.) ve Adalar Fayı'ndan batıya Gaziköy'e kadar uzanan 110 km.lik parça, kırılma kinematığı açısından üzerinde büyük deprem olacağı tahmin edilen faylardır. Eğer Marmara'da ana depremler bu iki fayda oluyor ise bu durumda, Batı Marmara'da 18, Doğu Marmara'da 3 deprem olması gerekirdi. Bu modele göre Batı kolunda olması gereken bu 18 depremin aralarındaki zaman aralıkları ve GPS hızlarından elde edilen birikime göre, ancak bu fayın üzerinde yıkıcı diyebileceğimiz depremler 4 tanedir. Bu durumda, Marmara denizi çevresinde yıkıcı olan 14 tarihsel depremin olmaması gerekir. Bu da tarihsel verilerde sözü edilen yıkımları açıklamamaktadır. Doğu Marmara'da Adalar Fayı'nın 50 km boyu ve 12 km sismojenik zon göze alındığında, olması gereken üç tarihsel depremin büyüklükleri, etki alanları ve oluşturabilecekleri yıkımlar da tarihsel verilerle uymamaktadır.



Şekil 1 Adalar Fayı üzerinde biriken gerilme
AB: İki blok herhangi iki nokta arasında alınan uzaklık (dik kenar)
BB': İki blok arasında sağ yanal ötelenme miktarı (kısa dik kenar)
AB': Ötelenme sonrasında iki blok arasındaki oluşan yeni uzaklık (hipotenüs)

Normal bileşenli Adalar Fayı (Okay vd., 2000 ve Armijo vd., 2002) üzerinde biriken atımı bulabilmek için, KAF'ın bölgede sağ yanal hareketinden kaynaklanan gerilmeyi hesaplamak gerekir. Doğu Marmara'da olan depremler arasında geçen zaman aralıklarına göre, Kocaeli bloğu ile Armutlu bloğu birbirine göre sağ yanal, 1894 ile 1509 arasında 6 m., 1509 ile 989 arasında 8.3 m., 989 ile 557 arasında 6.8 m. ötelenmiş olması gerekir. Adalar Fayı'nın eğim açısı 80-85°, sismojenik zon 10-12 km, taban ve tavan bloğu arasında deformasyonun gerçekleştiği zonun genişliği 1.74 km civarındadır. Fay

İTÜ AVRASYA YERBİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

KUVATERNER ÇALIŞTAYI IV 2003

zonu dışında kalan alanı rijit kabul ettiğimizde* ve maksimum atım dikkate alındığında, hipotenüsün uzunluğunda olan değişimden (Şekil-1) elde edilen gerilme miktarı 2 cm dir. Bu durumda 80°eğimli bir fayda, sağ yanal atımın yaratacağı yamulmadan oluşabilecek maksimum düşey atım 10 cm civarında olacaktır. Bu durumda 10 cm düşey atım, Adalar Fayı'nda maksimum büyüklük olarak Mw 6.1 civarında bir potansiyeli gösterir (Çizelge-1).

Fay uzunluğu (m)	Sismojenik derinlik (m)	Atım (m)	Mw
50.000	10.000	0,10	6,12

Çizelge 1 Adalar Fayı'nın normal atımla çalıştığı ve doğu Marmara'da ki depremlerle kırılması varsayımı üzerine maksimum büyüklük

Bu durumda Adalar Fayı'nda oluşabilecek 500 yıllık birikimler, Doğu Marmara'da olan tarihsel depremleri karşılayacak kadar yıkıcı olamayacaktır. Le Pichon vd.(2001)'nin modeli de, Batı Marmara'daki diğer fay modellerinden kinematik olarak farklı değildir. Bu model de, Batı ve Orta Marmara'da 18 tarihsel depremi sorgulamayı gerektirir. Adalar Fayı doğrultu atımlı varsayılırsa (Le Pichon vd., 2001), en fazla atımın gerçekleşeceği hesaplanan 1509 depreminin büyüklüğü Mw 7.4'ü geçmeyecektir. Bu durumda, Marmara Denzinin doğusunda 1894 ten bu yana biriken atım 1.7 m. olduğundan, bugün Adalar Fayı'nın Mw 6.9 dan büyük bir deprem üretmesi mümkün değildir. Bu durumda da tarihsel verilerle ve güncel çalışmalarla bir çelişki ortaya çıkmaktadır. İstanbul'u etkileyen 3 büyük depremin Ayasofya Kubbesi'ni yıktığı bilinmektedir. Durukal vd., (2003) tarafından yapılan hesaplarla bu kubbeyi yıkacak deprem büyüklüğünün Mw 7.6 dan büyük olması gerekir. Bu durumda doğrultu atımlı fay modeline göre hesaplanan potansiyellere göre (Çizelge-2), Ayasofya kubbesinin, surların ve hisarların yıkılması ile ilgili tarihsel bilgilerin doğru olmaması gerekir.

Deprem	Fay uzunluğu (m)	Sismojenik derinlik (m)	Atım (m)	Mw
200?	50000	10000	1,74-1,83	6,94
1894	50000	10000	6,16	7,31
1509	50000	10000	8,3	7,40
557	50000	10000	6,8	7,34

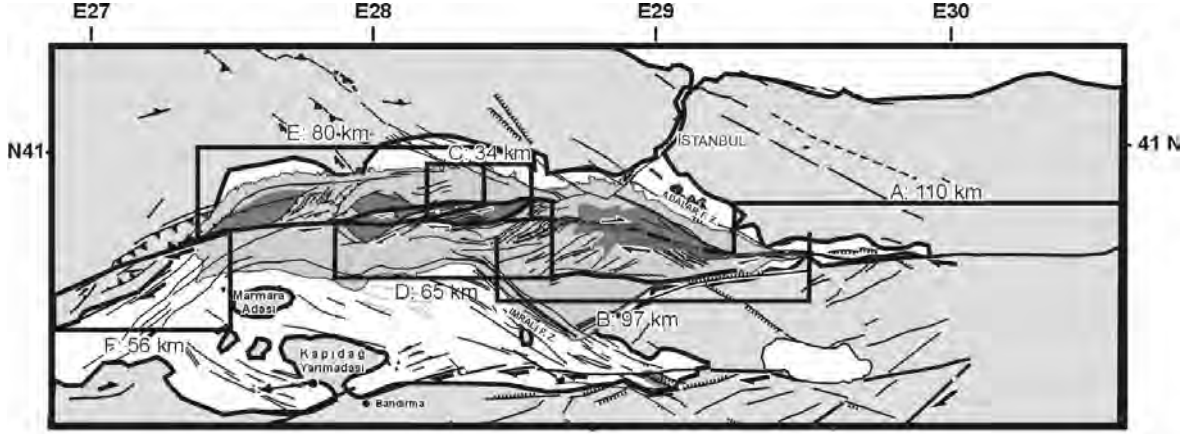
Çizelge 2 Adalar Fayı'nın doğrultu atımlı çalıştığı ve doğu Marmara'da ki depremlerle kırılması varsayımı üzerine büyüklük hesapları

Söz konusu fay modelleri (Okay vd 2000; Le Pichon vd., 2001; Armijo vd., 2002) tarihsel olarak yıkıcı depremleri üretecek potansiyel ile uyumsuz görülmektedir. Bu durumda, Marmara'yı kat edecek yanal hareketin, tarihsel yıkıcı depremleri üretebilmesi için daha fazla fay düzlemine gereksinimi vardır. Bu faylarda da deprem periyotlarının yıkıcı olacak birikimi sağlayacak kadar uzun olması gerekir.

Tarihsel depremler ile faylar arasındaki ilişkiyi açıklama olasılığı olan diğer bir model ise Yaltırak (2002) tarafından sığ, orta derin ve derin sismik kesitlere dayanarak ortaya konan, derinde tek fay, yüzeye doğru at kuyruğu örgüsünden oluşan bir yapıdır (Şekil-2). Bu çalışmada, söz konusu modele göre, hareketin fay saçaklarına aşmalı olarak aktarması sonucu oluşabilecek periyotlar ve büyüklükler

* Eğer deformasyonu fay zonu dışınada yayarsak, fay üzerinde birikecek olan stres azalacaktır. Bu nedenle, bu kabul ile sadece fay üzerinde deformasyonun biriktiğini kabul ederek, en yüksek gerilme miktarı hesaplanabilir.

hesaplanmıştır. Marmara’da kara ve deniz alanında tarihsel ve coğrafi olarak sınıflayabildiğimiz depremler, Yalıtırak (2002) nin fay haritasında ortaya konan 6 parçanın coğrafi olarak çevresinde yer alır. Tarihsel depremlerin yıkım alanı dikkate alınarak söz konusu depremlerin en yakın parçada gerçekleştiği kabul edilebilir. Yapılan sınıflama ile tarihsel depremler arasında geçen sürede biriken atım miktarları, söz konusu fay parçalarının Mw 7.1 ile 7.7 arasında kırılmış olabileceklerini göstermektedir (Çizelge-3).



Şekil 2 Marmara Denizi’nde bulunan örgülü fay yapısı ve fay parçalarının başlangıç ve bitişlerine göre dağılımı (Yalıtırak, 2002’den alınmıştır.)

F GAZİKÖY (56 km)	E BATI MARMARA (80 km)	D ORTA SIRT KUZEY FAYI (65 km)	C DOĞU SIRTI BATISI (34 km)	B DOĞU MARMARA (97 km)	A KÖRFEZ (110 km)
Geçen Yıl Büyüklük TARİH	Geçen Yıl Büyüklük TARİH	Geçen Yıl Büyüklük TARİH	Geçen Yıl Büyüklük TARİH	Geçen Yıl Büyüklük TARİH	Geçen Yıl Büyüklük TARİH
2003	2003	2003	2003	2003	17 08 1999
91 Mw 7.05	236 Mw 7.46	236 Mw 7.38	249 Mw 7.21	494 Mw 7.71	280 Mw 7.43
09 08 1912	05 08 1766	22 05 1766	05 10 1754		25 05 1719
253 Mw 7.28	197 Mw 7.39	210 Mw 7.35	212 Mw 7.16		221 Mw 7.4
17 02 1659	13 12 1569	10 05 1556	12 06 1542	14 10 1509	1498 (14 09 1501)
305 Mw 7.4	226 Mw 7.43	213 Mw 7.35	210 Mw 7.16	520 Mw 7.72	202 Mw 7.37
01 03 1354	18 10 1343	19 05 1346	17 01 1332		01 07 1296
271 Mw 7.38	280 Mw 7.45	304 Mw 7.45	321 Mw 7.27		321 Mw 7.5
6 12 1082/3	23 10 1063	13 08 1032	09 11 1011	25 10 989	26 10 975
259 Mw 7.36	266 Mw 7.49	237 Mw 7.38	279 Mw 7.24	432 Mw 7.63	235 Mw 7.41
05 05 824	797	795	732 ?		26 10 740
340 Mw 7.44	254 Mw 7.42	253 Mw 7.4	254 Mw 7.22		189 Mw 7.35
484	06 09 543	16 07 542	25 09 478	557(55)	551

Çizelge 3 Marmara Denizi’nde Yalıtırak (2002) modeline göre hesaplanan tarihsel deprem büyüklükleri. Deprem büyüklüklerinin hesaplanmasında sismojenik zonun derinliği Taymaz vd. 2001 e göre Doğuda 9-12 km, orta kesimde 10-13 km batıda ise 12-16 km arasında alınmıştır. Bu Çizelgede doğrultu atımlı faylar dikkate alınmıştır. 1894 depremi normal bileşenli Adalar Fayı’nda olduğundan bu Çizelgede yer almamaktadır. Adalar Fayı üzerinde 2800 yılda 9 cm gerilme yüklemesi olmakta, bu da 1 m. düşey atıma karşı gelmektedir. 40 km lik Adalar Fayı’nda 1 m düşey atım, Mw. 7.0 büyüklüğünde deprem üretmektedir. F parçasında yapılan saha çalışmasında 1912-1659, 1659-1354 ve 1354-1083 depremlerinin saha atımları gözlenmiş hata payı 50 cm altında kalmıştır (Yalıtırak vd.,2002)

İTÜ AVRASYA YERBİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

KUVATERNER ÇALIŞTAYI IV 2003

Tarihsel verilerle uyumlu olan fay paternine dayanarak, verilerin geçmişe doğru test edilmesi mümkündür. Bunun yolu, Çizelge-3 te elde edilen büyüklükler ve fay haritasına (Şekil-2; Yaltırak, 2002) dayanarak, geçmişe yönelik ivme ve şiddet haritalarını bilgisayar ortamında üreterek tarihsel veri ile karşılaştırmaktır. Bu çalışmada söz konusu edilen yaklaşım Coğrafi Bilgi Sistemleri ile üretilen haritalarla test edilmiştir (Tüysüz, 2003). Bunun için ilk olarak üretilen değerler, 17 Ağustos 1999 ve 1912 depremi için uygulanmış, tarihsel ve yarı tarihsel olan bu dönemde yapılan eş şiddet haritalarına uyumlu bir sonuç elde edilmiştir (Erturaç ve Tüysüz, 2003). Aynı şekilde yine, 1894 depremi için yapılan hesaplama ile sahada yapılan gözlemlere uygun bir sonuç elde edilmiştir. Bu aşamadan sonra Yaltırak (2002) fay paterninde her bir kesim, maksimum ve minimum değerlerle yeniden hesaplanmış, modele göre oluşan eş şiddet haritaları ile tarihsel veriler karşılaştırılmıştır. Bu çalışmada öne sürülen modele göre elde edilen tarihsel deprem etki alanları, tarihsel depremin yakın çevre şehirlerinin hasarları ile uyumlu bir Çizelge çizmiştir.

Bu modelden elde edilen, Marmara Denizi'nde oluşan 32 tarihsel 2 güncel depremin yeri hakkında bilgi veren senaryo, diğer modellere göre tarihsel verilerle çok daha fazla uyumludur. Bu durumda her bir kesimin üzerinde olan depremler ve büyüklüklerine dayanarak olasılık hesabı yapmak mümkündür. Bunun için elde edilen depremler ve her bir kesim için olasılık, teker teker sınırlı sayıda olsa bile gerçek bireylere dayanarak hesaplanabilir. Bunun için depremler arası geçen zamana göre t-Dağılım fonksiyonu uygulanarak günümüzde her bir kesimde daha önce oluştuğu hesaplanan depremlere göre olasılık hesabı yapılmıştır (Çizelge-4).

YIL	GAZİKÖY	BATI MARMARA	ORTA SIRT KUZEY FAYI	DOĞU SIRT BATISI	DOĞU MARMARA	İZMİT
2002	%0,01	%29	%34	%37	%65	%0,03
2007	%0,02	%41	%45	%46	%70	%0,03
2012	%0,02	%53	%55	%54	%75	%0,03
2017	%0,02	%65	%66	%63	%79	%0,04
2022	%0,02	%75	%75	%71	%82	%0,04
2027	%0,02	%83	%82	%78	%85	%0,05
2032	%0,03	%88	%87	%83	%87	%0,05
2037	%0,03	%92	%91	%87	%89	%0,05
2042	%0,03	%94	%93	%90	%90	%0,06
2047	%0,04	%96	%95	%92	%92	%0,07
2052	%0,04	%97	%96	%94	%93	%0,07
2057	%0,05	%98	%97	%95	%94	%0,08
2062	%0,06	%99	%98	%96	%94	%0,09

Çizelge 4 Marmara faylarında deprem olasılıkları dağılımı

Sonuç olarak, Marmara Denizi ve çevresindeki tarihsel depremler coğrafi olarak 6 gruba ayrılabilir.

34 yıkıcı depremde açıklayabilecek modelde 6 sismojenik fay parçası bulunur. Bu senaryoya göre hesaplanan büyüklüklere dayanılarak yapılan ivme ve şiddet haritaları, geçmişe yönelik yapılan gruplamayı ve büyüklükleri destekleyen bir patern sunar.

Marmara'da tarihsel depremlerin dağılımı ile her bir fay parçası dikkate alınarak yapılan olasılık hesabında Marmara kara alanlarında (A ve F parçalarında) büyük deprem olma olasılığı bulunmamaktadır.

Marmara'da kırılması beklenen dört kesimin üzerinde yapılan olasılıklara göre önümüzdeki en fazla 60 yıl içinde Marmara denizi içinde bulunan bütün parçalar kırılma eşiklerine ulaşacaktır.

Doğu Marmara'da deprem olasılığı önümüzdeki 10 yıl için sanıldığı gibi %30 civarında değil %75 tir. Bu 17 Ağustos 1999 depreminin stres yüklemesi katkısı olmadan yapılan değerlendirmedir. Tüm bu veriler 16 Ağustos 1999 da elimizde olsaydı ve İzmit parçası için deprem olasılığı hesaplınsaydı, Gölcük depreminin %98 olasılıkla gerçekleşeceğini öne sürebilirdik. Aynı hesabı 1912 Şarköy depremi öncesi için yaptığımızda ise, bu depremin gerçekleşme olasılığı %15 ten azdır. Düşük olasılığa rağmen kırılma eşğine yaklaştığından bu parça kırılabilmiştir. Bu da Marmara'da kırılma eşğini aşmış veya yaklaştırmış bulunan dört fay parçasının herhangi birinin her an kırılabilmesini gösterir. Bu nedenle, Marmara'da olabilecek depremlerin yerinin batıda veya doğuda olması, diğer depremlerin olmayacağını değil, aksine çok daha hızlı gerçekleşebileceğini gösterir.

Marmara Denizi'nde önümüzdeki 60 yıl içinde 4 yıkıcı depremin olacağı neredeyse kesindir(Çizelge-4). Bu depremlerin büyüklüğü, gelecek süreye göre neredeyse hiç değişmemektedir. Doğu Marmara'daki parçada kırılma büyüklüğü de Mw 7.71 civarındadır. Önümüzdeki 60 yıl içinde birikecek büyüklük, bu sonucu ondalık seviyesinde değiştirebilecek kadardır. Bu da İstanbul, Bursa ve Yalova'da alınacak tedbirlerin en az bu değere göre belirlenmesini gerektirmektedir. Özellikle İstanbul'u tehdit eden B, C, D parçaları üzerinde olabilecek depremler, Bursa ve Yalova için de ağır tehdit oluşturmaktadır.

Yapılan eş şiddet haritaları ve ivme dağılımı haritaları, bölgede kıyı çevresi alanların ve alüvyonal ovalardaki her türlü yerleşim alanının ağır deprem tehdidi altında olduğunu göstermektedir. Bu çalışmada seçilen aralıklar arttırılarak ivme ve şiddet için mikro bölgelendirme yapılabilme olanağı vardır.

YARARLANILAN KAYNAKLAR

Armijo, R., Meyer, B., Navarro, S., King, G., Barka, A., 2002. Asymmetric slip partitioning in the Sea of Marmara pull-apart: a clue to propagation processes of the North Anatolian Fault, Terra Nova, 14, 2, 80-87.

Durukal, E., Cimilli, S., Erdik, M., 2003, Dynamic Response of Two Historical Monuments in Istanbul Deduced from the Recordings of Kocaeli and Düzce Earthquakes, Bulletin of the Seismological Society of America, 93, 2 (baskıda)

Erturaç, M. K., Tüysüz, O., 2003, Modelling the earthquake intensities: A case study on the faults of the Marmara region, NW Turkey. EGS-AGU-EUG Joint Assembly, 6-11 April, 2003, Geophysical Abstracts, Vol.5, EAE03-A-450.

İTÜ AVRASYA YERBİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

KUVATERNER ÇALIŞTAYI IV 2003

Le Pichon, X., Şengör, A.M.C., Demirbağ, E., Rangin, C. , İmren, C., Armijo, R., Görür, N., Çağatay, N., Mercier de Lepinay, B., Meyer, B., Saatçılar, R., Tok, B., 2001, The active Main Marmara Fault, Earth and Planetary Science Letters, vol.192, no: 4, p.543-560.

Okay, A., Kaşlılar, A., İmren, C., Boztepe, A., Demirbağ, E., Kuşçu, İ. 2000, Active faults and strike slip basins in the Marmara Sea, northwest Turkey: a multi-channel seismic reflection study. Tectonophysics, 321, 189-218.

Tüysüz, O., 2003, İstanbul için deprem senaryolarının hazırlanmasında Coğrafi Bilgi Sistemlerinin kullanılması, İTÜ Bilimsel Araştırma Projeleri raporu. 80 sf.

Yaltırak, C., 2002 Tectonic evolution of the Marmara Sea and its surroundings. Marine Geology, 190 , ½, 493-530

Yaltırak, C., Alpar, B., Altınok, Y., 2002. Mürefte-Şarköy Depremi: Ganos Fayı'nın 9 Ağustos 1912 Depreminde atımı, kırık uzunluğu, büyüklüğü, karakteri ve aynı yörede olan tarihsel depremler. Aktif Tektonik Araştırma Grubu 6. Toplantısı, 21-22 Kasım 2002, ATAG-6 Bildiriler Kitabı. 90-93

ULUABAT –MANYAS GÖLLERİ VE YAKIN ÇEVRESİNİN JEOMORFOLOJİK GELİŞİM MODELLEMESİ

Barış Mater¹, Hüseyin Turoğlu¹, Musa Uludağ², İsa Cürebal², Cengiz Yıldırım³

Uluabat ve Manyas Gölleri (Güney Marmara, Türkiye) ve yakın çevresi Kuzey Anadolu Fay Zonu içinde kalması sebebi ile Türkiye'nin tektonik bakımından en aktif sahalarından biridir. Bu özelliği, sahanını özellikle Kuvaterner'de hızlı bir jeomorfolojik gelişim-değişim aşamaları geçirmesine neden olmuştur. Bu çalışmada, Uluabat ve Manyas Gölleri ile yakın çevresinin neotektonik dönem içindeki jeomorfolojik gelişimin, farklı konulara ait veriler ile desteklenerek, modellemesinin yapılması hedeflenmiştir. Modellemede sahanın jeolojik, jeomorfolojik, pedolojik, hidrografik, arkeolojik özellikleri incelenmiştir. Bu özelliklerin jeomorfolojik gelişim ile ilişkileri yorumlanmaya çalışılmış ve elde edilen veriler bir araya getirilerek sonuca gidilmiştir. Çalışmada; 1/25 000 ölçekli topografya ve jeoloji haritaları, deprem istatistikleri, uydu görüntüleri, hava fotoları, sahaya ait arkeolojik çalışmalar, arazi çalışmaları sırasında alınan GPS verileri ve arazi gözlemleri, sahaya ait DSİ tarafından yapılmış değişik lokasyondaki 46 adet sondaj verisi kullanılmıştır.

Uluabat ve Manyas Gölleri ile çevresini konu alan bir çok jeolojik ve jeomorfolojik içerikli çalışmalar [1, 2, 3, 4, 5, 6,] yapılmış, oluşum ve gelişime yönelik bazen örtüşen bazen de farklılaşan yaklaşımlarda bulunulmuştur. Bu çalışmanın diğerlerinden farklılığı ise konuya ait tek yönlü olmayan bakış açıları ile veri temini ve bunların ortak platformda değerlendirilmesi özelliğidir. Bu amaç için elde edilen, konulara ait somut verileri şu şekilde özetlemek mümkündür (7, 8).

DRENAJ VERİLERİ

- Drenaj sisteminde genç fayların etkisi ile ötelenmeler meydana gelmiştir.
- Sularını Hanife Dereye boşaltan Mustafakemalpaşa Çayı yatağını değiştirerek kuzeye yönelip, Uluabat Gölüne boşalmaya başlamıştır.
- Karacabey depresyonuna kuzeyden boşalan dereler, paralel ve/veya subparalel bir drenaj şebekesine sahiptirler (Şekil).
- Karacabey Depresyonuna boşalan akarsular gölün küçülmesine uyumlu olarak, yatak değiştirdikleri dikkati çekmektedir.
- Uluabat Deresi, Uluabat Gölünün gidegeni, eğim ve yükselti özellikleri sebebi ile aynı zamanda ters akış ile gölü besleyen bir deredir.
- Her iki gölün yakın zamana kadar büyük bir hızla alansal küçülme yaşamaktadır. Saz-kamış alanlarının ise oldukça geniş alanlar kaplaması, küçülme için dikkat çekicidir.

¹ İstanbul Üniversitesi, Edebiyat Fakültesi, Coğrafya Bölümü

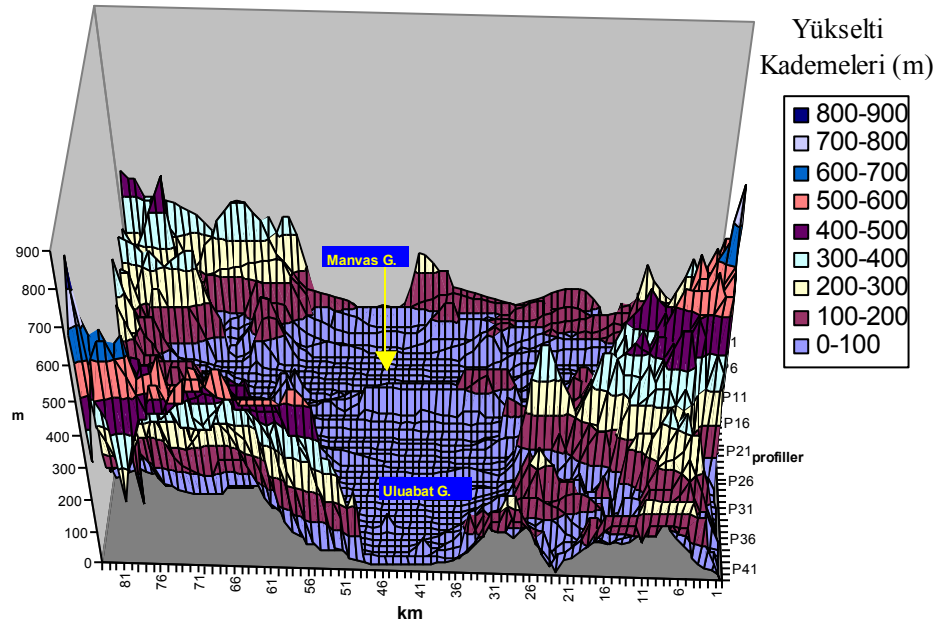
² Balıkesir Üniversitesi, Fen Edebiyat Fakültesi Coğrafya Bölümü

³ MTA Genel Müdürlüğü, Jeoloji Etüdleri Daire Başkanlığı

İTÜ AVRASYA YERBİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ
KUVATERNER ÇALIŞTAYI IV 2003
MORFOLOJİK VERİLER

- Uluabat Gölünü güneyden sınırlayan ve topografik diskordansa neden olan diklik, düşey atımlı Uluabat Fayının morfolojideki etkisidir.
- Drenaj sistemlerindeki ötelenmeler, Uluabat Gölü güneyindeki fay dikliliği, doğrultu atımlı Manyas fayı, bu fay üzerindeki depremler, sıcak su kaynakları ve yakın zamana kadar var olan bataklıklar aktif tektoniğin diğer delilleri arasında sayılan örneklerdir [6, 9, 10].
- Manyas Gölü tabanı deniz seviyesinden 13m, Uluabat Gölü tabanı ise deniz seviyesinden sadece 2 m yüksektir (Şekil 1).
- Aksakal kütesinin kuzeyindeki doğu-batı uzanımlı oluk, yükselmiş eski akarsu yatağıdır. Sonraki aşamada, Manyas Gölü ve Aksakal kütesinin yükselmesi ile vadi terk edilmiştir.
- Genel olarak kuzeye bakan yamaçların güneye bakan yamaçlara göre çok daha dik oldukları görülmektedir. Dikliklere kuzeybatı veya kuzeydoğu cephe olarak da rastlamak mümkündür.
- Proje sahasında birbirine paralel çizgiselliklere bağlı olarak meydana gelen çarpılmalar gelişmiştir (Şekil 1). Bu çarpılmaların güneye bakan yamaçlarda daha az eğimli olmaları, üzerlerinde daha uzun boylu drenajın gelişmesine imkan tanımıştır. Kuzeye bakan yamaçlarda ise kısa boylu drenaj yer alır.
- Nilüfer Çayı doğu-batı doğrultulu bu çizgiselliklerin birine yerleşmiştir. Yan kollarına ait drenaj özelliği yukarıdaki açıklamalar ile uyumludur.
- Özellikle Manyas Çayı ve Hanife Dere vadi kenarlarında akarsu taraçaları, yine araştırma sahasının güneyindeki faylara bağlı olarak meydana gelen yükselmelerin sonucu gelişmiştir. Mustafakemalpaşa Çayının eski yatağını terk ederek bu günkü yatağını oluşturmada da bu yükselimlerin rolü vardır.
- Tektonik hatlar doğrultu atımlı faylar ile karakterize olmalarına rağmen düşey atım bileşenlerinin de olduğu, hatta yer yer düşey atımlarının daha çok ön plana çıktığı profillerde ve arazideki izlerinde görülmektedir.
- Çevresindeki yükseltilere rağmen, Karacabey Depresyonu (± 10 m), Uluabat Gölü (3 m), Manyas Gölünün (16 m) deniz seviyesine oldukça yakın olmaları dikkat çekicidir.
- Fayların, genel olarak neojen ve sonrası çökellerinin yayıldığı alanlarda etkili olduğu takip edilmektedir. Ayrıca, Uluabat Gölünün güneyinde 150-200 m larde neojen mostralarına rastlanması genç tektonik aktivitenin sonuçlarındandır.
- Olasılıkla, Karacabey depresyonunda çarpılarak çökme devam ederken, depresyonun kuzey kısımları daha yüksekte kalması sonucu neojen çökelleri üzerinde erozyon yaşanmış olmalıdır. Böylece sığ olan neojen örtülerinin sıyrılmaları ile alttaki paleozoik ve Mesozoik kayalar da yüzeylenmiştir.
- Uluabat Gölüne doğru az eğimli ve çoğunlukla neojen arazilerinden oluşan sahanın pedimentasyona uğradı düşünülmektedir.

- Vertisoller ve Redzinalar proje sahasında oldukça geniş alanlar kaplar. Bu tür topraklar, özellikle Vertisoller Neojen göl sedimentlerinin karakteristik toprakları olup[7], bunların sınırları kabaca eski göl tabanı yayılım alanları ile çakışmaktadır.
- Uluabat Gölünün kuzey kıyılarında gevrek yalıtışı oluşumları tespit edilmiştir. Ancak yaşlandırma yapılamamıştır.
- Uluabat Gölünün kuzey kıyılarındaki yalıtışının tekstürü; tür, tane boyutu ve dağılışı özellikleri açısından oldukça karışık olup, sel deposu karakteri taşımaktadır. Bu depolar yüzeysel sellenme kanıtıdır.
- Bu sahada, eğim yönünde belirgin büyük bir akarsu da gelişmemiştir.
- Uluabat gölünün kuzey kıyı çizgisinde, düzenli bir gerilemenin meydana gelmediği düşünülmektedir.



Şekil 1: Çalışma sahası profil serileri (sahaya doğuda bakış).

SEDİMANTOLOJİK VERİLER

- Çalışma sahası içinde D.S.İ. Genel müdürlüğünce yapılan 46 adet sondaj [4], çökel istifin stratigrafik ve kökensel özellikleri ile ilgili olarak incelenmiş ve şu verilere ulaşılmıştır.
- Sondajlarda genel olarak üç farklı fasiyes dikkati çekmektedir. Bunlar; neojen öncesi kayalara ait temel arazileri, göl - bataklık ortamının çökelleri ve akarsu çökelleridir.
- Sahanın güneydeki sondajlarda genel olarak, kireçtaşı, marnlı kireçtaşı ve marn ardalıması takip edilir. Bu seri taban konglomerası ile devam eder ve daha sonra gelen istifler ise akarsu ve göl çökellerinin ardalandığı bir stratigrafi gösterir. Kalın bir akarsu çökeli, benzer bir kalınlığa sahip göl ortamının çökelleri takip eder. Daha sonra ise tekrar akarsu çökellerine geçilir. Bu sondajların ortalama derinliği 250 m dir.

İTÜ AVRASYA YERBİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

KUVATERNER ÇALIŞTAYI IV 2003

- İç kısımlara gidildikçe istifdeki malzeme çeşitliliği ve kalınlıkları değişiklik göstermektedir.
- Kemalpaşa batısındaki oluk içinde yapılan sondajlarda 60-125 m kalınlıklara sahip akarsu çökelleri kesilmiş olmasına rağmen, günümüzde çizgisel bir akış yoktur.
- Manyas Gölünün güneybatısındaki sondajlarda kısa mesafelerde neojen fasiyeslerine girilmektedir. Üzerlerinde sınırlı ölçüde sık kil tabakalarının yer aldığı görülür. Bu kil çökellerinin Manyas gölünün genç çökelleri olduğu düşünülmektedir (Şekil).
- Manyas Gölünün kuzeyinde iki adet sondaj yapılmıştır. Her iki sondajda da 40 m kadar akarsu-göl çökelleri kesilmiştir.
- Manyas Gölünün gidegeni üzerinde yapılan sondajda, 30 m kadar devam eden kil tabakasından sonra tuf ve andezitlere girilmiştir. Akarsu çakıllarına rastlanmaması, gidegenin çok güncel olduğunu göstermektedir.
- Uluabat Gölünün gidegeni yakınlarında da iki adet sondaj açılmış olup, sadece üst seviyelerde ince bir bant olarak (1 kaç m) akarsu çökelleri kesilmiştir. İstifi oluşturan diğer çökeller durgun su ortamı fasiyesine aittir.

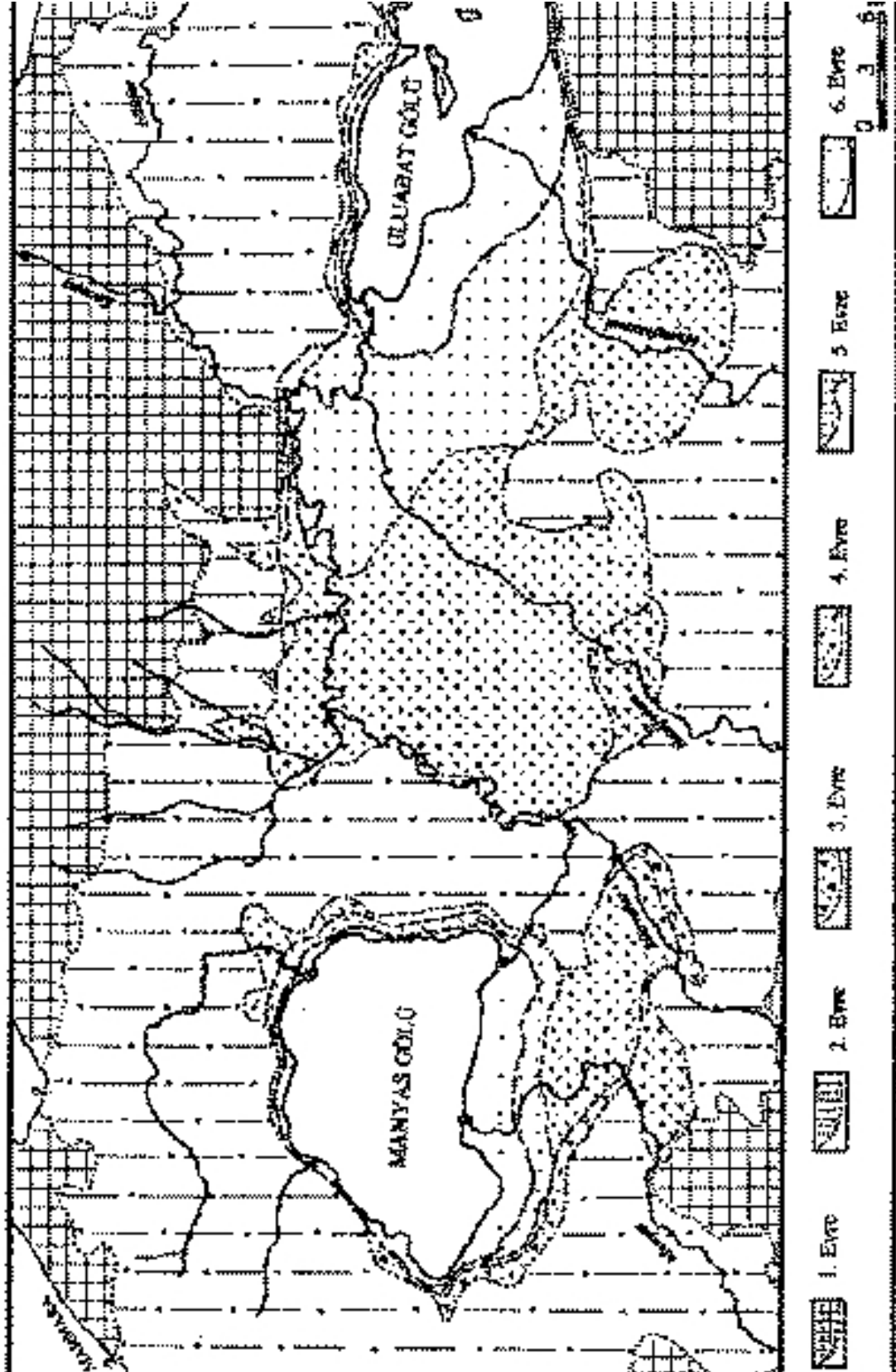
ARKEOLOJİK VERİLER

Çalışma sahasında Paleolitik-Ortaçağ zaman aralığı (Paleolitik: M.Ö.600000-10000, Neolitik: M.Ö. 10000-5000, Kalkolitik : M.Ö.5000-3000, Tunç çağı: M.Ö.: 3000-1200, Ortaçağ: M.Ö. 1200 - M.S.1000) yaklaşık pleistosenin ortalarından M.S. 1000 yıllarına kadar gelmektedir. Bu zaman aralığı da proje çalışmasının üzerinde yoğunlaştığı zaman periyodunun önemli bir bölümünü kapsamaktadır. Proje sahasında 1 Adet Paleolitik, 3 adet Neolitik, 5 adet kalkolitik, 4 adet Tunç çağı ve 3 adet Ortaçağ dönemlerine ait tarih öncesi yerleşimlerdir [11]. Bu yerleşimlerin, dağılışı eskiden yeniye doğru, göl sınırlarının küçülmesine paralellik sağlayacak şekilde olduğu dikkat çekicidir.

SONUÇLAR

Yukarıda özetlenerek maddelenen verilere bağlı olarak çalışma sahası için altı aşamalı jeomorfolojik gelişimin modeli geliştirilmiştir (Şekil 2). Bu evreler:

- 1.Evre : Neotektonik dönem öncesi.
- 2.Evre: Çarpılarak yükselme ve neojen çökellerinin yüzeylenmesi.
- 3.Evre: Devam eden tektonik faaliyetler ve pediment gelişimi.
4. Evre: Delta gelişimleri ve drenaj gelişimindeki değişimler.
- 5.Evre: Karacabey Ovasının gelişimi.
- 6.Evre: Çalışma sahasının güncel temel morfolojik özelliklerinin şekillenmesidir.



Şekil 2 Uluabat ve Manyas Gölleri ile yakın çevresinin jeomorfolojik gelişim evreleri

İTÜ AVRASYA YERBİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ
KUVATERNER ÇALIŞTAYI IV 2003
YARARLANILAN KAYNAKLAR

- [1]YALÇINLAR, İ., *Manyas Havzasının Morfolojik Etüdü*, İ.Ü.Coğr.Enst.Yay. No:9, İstanbul, 1946.
- [2]ERİNÇ, S., *Karacabey Boğazı*, İ.Ü. Coğr. Enst. Derg., Sayı:4, s.95-97, İstanbul,1957.
- [3]İNANDIK,H., *Türkiye Gölleri*, İ.Ü.Yay.no:1155, Coğrafya Enst.Yay.no:44, İstanbul, 1965.
- [4]D.S.İ. Genel Müdürlüğü, *Aşağı Susurluk Havzası Hidrojeolojik Etüd Raporu*, Jeoteknik Hizmetler ve Yeraltı Suları Dairesi Başkanlığı, Ankara, 1980
- [5]EMRE, Ö.-KAZANCI, N.-ERKAL, T., *Manyas ve Ulubat Göllerinin Kökeni ve Kuvaterner Jeomorfolojisi*, TÜBİTAK YDABÇAG 426/G, 1997.
- [6]BARKA,A.A., *The North Anatolian fault zone*, Annales Tectonica, special issue, supplement to volume VI - 164-195, 1992.
- [7]MATER,B., TUROĞLU,H., ULUDAĞ,M.,YILDIRIM,C., CÜREBAL,İ., *Manyas ve Uluabat Göllerinin Kuaternerdeki Evrimi ve Sonuçları*, 1186/070998 sayılı İ.Ü.Araştırma Fonu, Araştırma Projesi, İstanbul, 2001.
- [8]TUROĞLU,H.-ULUDAĞ,M-MATER,B.,*Geomorphic environmental changes at Uluabat and Manyas lakes (Souther Marmara region, Turkey) from neotectonics to present time*, Forth International Conferance on Environmental Problems in Coastal Regions, COASTAL ENVİRONMENT IV, WIT Press, ISBN:1-85312-921-6, ISBN:1462-6098, UK. 2002.
- [9]ŞENGÖR,A.M.C.,*Türkiye'nin Neotektoniğinin Esasları*, T.J.K.Konf., No:2, Ankara, 1980.
- [10]KAZANCI, N.-BAYHAN, E.-SULİMAN, N.-ŞAHBAZ, A.-İLERİ, Ö.-KETİN,İ., 6 Ekim1964 *Manyas Depremi esnasında zeminde meydana gelen tansiyon çatlakları*, T.J.K.Bülteni, Cilt:X, S:1-2, Ankara, 1969
- [11]ÖZDOĞAN,M., 1989 Yılı Marmara Bölgesi Araştırmaları ve Toptepe Kazısı, T.C.Kültür Bakanlığı,Anıtlar ve Müzeler Genel Müdürlüğü XII Kazı sonuçları toplantısı I,Ankara, 1990.

YAŞAYAN FOSİL *SEQUIADENDRON GIGANTEUM* (AĞAÇLI LİNYİTLERİ): KSILOLOJİ, PALİNOLOJİ VE YAŞI

Aliye Aras¹, Necmi Aksoy², Zühtü Batı³, Mehmet Sakınç⁴, Mustafa Erdoğan³

ÖZ

Ağaçlı linyitleri (Akpınar köyü kömür ocağı) içinden Prof. Dr. Mustafa Erdoğan tarafından alınıp, İTÜ Maden Fakültesi arka bahçesine getirilen, turbalaşmış ve ağaç özelliğini kaybetmemiş yaşayan fosil ağaç *Sequoiadendron giganteum* yaklaşık 5 m uzunluğunda ve 1.15 m çapındadır. Gövdesindeki ksilolojik veriler bunun bir *Sequoiadendron giganteum* olduğunu belirtir. Fosilleşme özelliğinin az olması, bazı araştırmacılar tarafından aynı lokalitelerde bulunan ve Pliyo-Kuvaterner olarak yaşlandırılan örneklerin, bölgedeki linyit oluşumlarının spor pollen içerikleri ve bunların yaş konakları ile ağacın kömürleşme özelliği; *Sequoiadendron giganteum* un Üst Oligosen–Alt Miyosen yaşında olduğunu belirtir.

Anahtar kelimeler: *Sequoiadendron giganteum*, Ağaçlı linyitleri, Ksiloloji, Polen-Spor Üst Oligosen Alt Miyosen

GİRİŞ

Taxodiaceae familyasına bağlı olan *Sequoia* cinsi, herdem yeşil, dev yapılı, iri ve görkemli bireylere sahip koniferlerdendir. Bu taksonun bağlı bulunduğu Taxodiaceae familyası, jeolojik devirlerde yaşamış, birçok taksonu kömürleşmiş, fosil olarak yeryüzünden kaybolmuş olmakla beraber, günümüzde familyanın 10 cinsi: *Athrotaxis*, *Cunninghamia*, *Cryptomeria*, *Taiwania*, *Sciadopitys*, *Glyptostrobus*, *Metasequoia*, *Taxodium*, *Sequoia*, *Sequoiadendron* ve 15 kadar türü bulunmaktadır. Jeolojik devirlerde, özellikle ılıman ve rutubetli iklimde çok geniş yayılış alanına sahip olan *Sequoiadendron giganteum*, günümüzde sadece Kuzey Amerika’da (Kaliforniya), Sierra Nevada dağlarının yüksek kesimlerinde doğal yayılışını sürdürmektedir. İlk defa 1833 yılında Yosemite vadisinin kuzeyinde, Sierra’ya ilerleyen bir yürüyüş ekibi tarafından keşfedilmesine rağmen, popüler keşfi 1852 yılında olmuştur. 1853 de William Lobb materyalin toplandığı yer olan Calaveras adını, bu yeni taksona isim olarak düşündü, ancak botanikçi John Lindley tarafından *Wellingtonia gigantea* adıyla yayımlandı. Ancak, Amerikalı botanikçiler dünyanın bu en büyük ağacına bir İngiliz savaş kahramanının adının verilmesine büyük tepki gösterdiler ve ismin geçersiz sayılması için çalıştılar. *Wellingtonia* adının *Sabiaceae* familyasından bir bitkiye ait olduğu o dönem fark edilmemişti. 1854 yılında Joseph Decaisne tarafından *Sequoia gigantea* adı verildi. Ancak bu isimde daha önceden Endlicher tarafından Sahil Sekoyası’nın bir kültür varyetesi için kullanıldığından geçerliliğini kaybetti. 1855 yılında Albert Kellogg tarafından *Taxodium giganteum* Kellogg ve Behr. olarak yayınlandı. Taksona geçerli son isim, 1939 yılında T. Buchholz tarafından *Sequoiadendron giganteum* (Lindl.) Buchh. olarak verildi (Hartesveldt ve diğ., 1975).

¹ İstanbul Üniversitesi, Fen Fakültesi

² İstanbul Üniversitesi, Orman Fakültesi

³ Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı,

⁴ İTÜ, Avrasya Yerbilimleri Enstitüsü

³ İTÜ, Maden Fakültesi Jeoloji Müh. Bölümü

İTÜ AVRASYA YERBİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

KUVATERNER ÇALIŞTAYI IV 2003

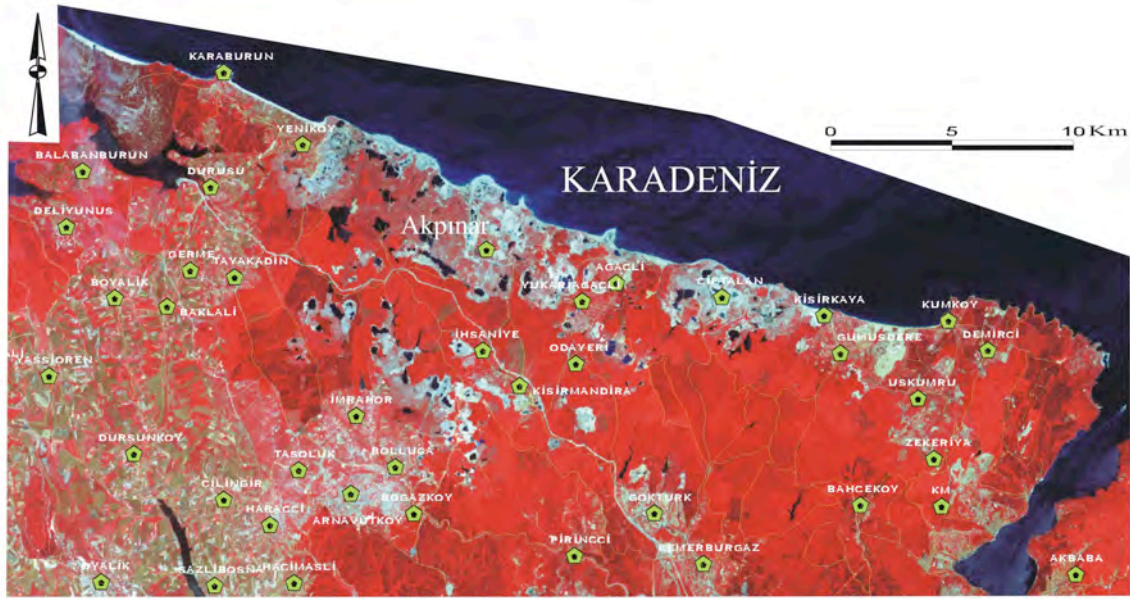
S. giganteum, çap, yaş, boy bakımından dünyanın en görkemli ve en uzun boylu ağaçlarıdır. 2.500-3.000 yıllık canlı örnekleri bulunmaktadır. Çoğunlukla 75-85 m maksimum 105 m boy ve 3-4 m, maksimum 12 m çap yaparlar. Yaşlı gövdelerin kabukları çok kalın (25-50 cm), boyuna derin çatlaklı, yumuşak lifli ve tarçın kırmızısı rengindedir. Tomurcukları pullarla örtülmemiş, çıplaktır. Oldukça geniş yayılan bir kök sistemine sahiptir, odunu hafif, yumuşak fakat dayanıklıdır (Yaltırık, 1993). Dermatit, astım, konjuktif, rinite sebep olması, göz, deri ve solunum sistemi üzerinde toksik etkisi nedeniyle, odunu ile çalışılırken önlem alınması gereklidir. Kuzey Amerika da Sirra Nevada dağlarında “General Sherman Tree” adıyla bilinen en eski dev *S. giganteum* 2.500-3000 yaşındadır. 1.256 metrik ton ağırlığındadır. Yaklaşık uzunluğu 83.8 metre çevresel dağılımı 31.3 metredir. Çapı 11.1 metre kereste hacmi 1.486 metre küptür (Hartesveld ve diğ., 1991).

Sequoiadendron, yaprak özellikleri nedeniyle Taxodiaceae familyasının bir diğer üyesi olan Cryptomeria'lara benzerlerse de yaprakların 3 sıra üzerinde sarmal dizilişleri ile bu cinsten ayrılırlar. Birçok özellikleri bakımından *Sequoia sempervirens*' e benzerlik gösterir (Schwarz ve Weide 1962; Li, 1987-1988; Takaso ve diğ., 1992). Li'nin 1987 yılında *Sequoia sempervirens*'in orijini, 1988 yılında *Sequoia sempervirens*'in ailesi, adlı çalışmalarında da Sequoia'nın Sequoiadendron ve Metasequoia'nın hibriti olduğunu ileri sürmektedir. Schwarz ve Weide (1962) Sequoia, Sequoiadendron ve Metasequoia'nın yakın benzerliklerinden dolayı aynı cins olarak değerlendirilmesini önermektedir. Dogra (1966) Taxodiaceae'nin embriyolojisi adlı çalışmasında *Taxodium distichum*, Cryptomeria ve *Sequoidendron giganteum*'un embriyolojik gelişiminin Taxodian tipte olduğunu belirtmiştir. Son 20 yıldır yapılan morfolojik, kimyasal ve genetik çalışmalarla Taxodiaceae familyası Cupressaceae familyası ile birleştirilmekte, bunların tek bir familya olarak göz önüne alınması önerilmektedir. (Hart, 1987; Watson ve Eckenwalder, 1993; Brunsfeld ve diğ., 1994). Birçok özellik bakımından birbiriyle çok yakın bağlantıları olan bu iki familya diğer Konifer familyalarından ayrılmaktadır. Sequoia, Metasequoia ve Sequoiadendron cinsleri Cupressaceae familyasından Cupressus cinsi ile çok yakın benzerlikler göstermektedir (Eckenwalder, 1976).

Jeolojik devirlerde, özellikle Miyosen'in ılıman ve rutubetli ikliminde geniş yayılış alanlarına sahip olan Taxodiaceae familyasının taksonları bugünkü linyit oluşumuna büyük ölçüde katılmışlardır. Batı Anadolu'da Kütahya-Tunçbilek, Ankara-Kızılcahamam dolaylarında Sequoia, Taxodium gibi taksonların fosillerine rastlanmıştır (Yaltırık, 1993). Kuzey Trakya Havzası'nda yayılış gösterdiği bilinmektedir (Özgüven, 1971; Aytuğ ve diğ., 1995). Türkiye'de bulunan silisleşmiş ya da odun özelliğini kaybetmemiş durumdaki Taxodiaceae odunları üzerinde çeşitli çalışmalar yapılmıştır (Özgüven, 1971; Kayacık ve diğ., 1995; Uçar ve diğ., 1996).

Kuzey Trakya Havzası Linyitleri ve bunların yaşlandırılması ile ilgili çeşitli çalışmalar bulunmaktadır. Nakoman (1968) Ağaçlı linyitleri, Akyol ve Akgün'ün (1995) Türkiye'deki kömürlerle ilgili genel bir değerlendirmesi bulunmaktadır. Bu çalışmalarda Kuzey Trakya Havzası Linyitleri Üst Oligosen-Alt Miyosen, TPAO'da 1990'lı yıllara kadar yapılan palinolojik çalışmalarla Üst Oligosen-Alt Miyosen, Batı (1996) doktora tez kapsamında gerek yüzleklerden gerekse kuyularda kesilen damarlardan

aldığı kömür örneklerinin hepsini Üst Oligosen, Kayacık ve diğ., (1995; Akkemik 2003) İstanbul Eyüp İlçesi Çiftalan Mevkiindeki linyit ocaklarından alınan Sequoiadendron odun örneklerini Pliyo-Kuvaterner olarak yaşlandırmıştır.



İnceleme Alanı Yerbulduru Haritası

Bu çalışmanın amacı, Ağacli linyitlerinden çıkarılan, odun özelliğini koruyan fosil ağaç örneğinin hangi taksona ait olduğu tespit etmek, *Taxodium distichum*, *Cryptomeria japonica* ve *Sequoia sempervirens* ve Metasequoia ile aralarındaki ksilolojik açıdan benzerlikler ve farklılıkları belirlemek, bölgede yapılan jeolojik, paleocoğrafik, polen-spor çalışmaları verileriyle örneğin olası yaşını tespit etmektir.

MATERYAL VE METOD

Ağacli linyitleri, Akpınar köyünde (Foto 1) kömürler içinde bulunan fosil ağaç örneği araştırma materyali olarak seçilmiştir. 2000 yılında Prof.Dr. Mustafa Erdoğan tarafından İTÜ Maden Fakültesine getirilen örnek yaklaşık 01.15 m çapında, ve 5 m uzunluğunda olup, kısmen kömürleşmiş ve ağaç özelliğini kaybetmemiş durumdadır (Foto 2). *S. sempervirens* ve fosil ağaçtan alınan odun örneklerinde ksilolojik araştırmalar için, makroskobik ve mikroskobik incelemeler yapılmıştır. Makroskobik gözlemler çıplak göz ve x10 lup altında yapılmıştır. Mikroskobik incelemeler için ise, fosil ağaca ait örnek yaklaşık 6 saat, *S. sempervirens*'e ait odun örneği 3 saat kaynatılarak içindeki havanın çıkması sağlanmıştır. Daha sonra keskin bir jilet yardımıyla transversal, radyal ve tanjansiyal yönde kesitleri alınarak, gliserin-jelatin içinde daimi preparatları yapılmıştır. X4, X10, X25, X40 büyütme objektif altında incelenerek, dijital kamerayla çekimleri yapılmış ve "spot insight software" kullanılarak ölçümleri gerçekleştirilmiştir. Örneğin tanınmasında Greguss (1945), Jacquot (1955) Atlasları ve Ayrıca Özgüven'in (1971) İstanbul (Avrupa Türkiye) Neojen florasına ait fosil bir Taxodiaceae odunu adlı çalışması kaynak olarak kullanılmıştır. Literatürlerde *Sequoidendron giganteum* ile yakın benzerlikleri olduğu belirtilen *Taxodium*

İTÜ AVRASYA YERBİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

KUVATERNER ÇALIŞTAYI IV 2003

distichum, *Cryptomeria japonica* ve *Sequoia sempervirens* ve *Metasequoia* arasındaki ksilolojik açıdan benzerlikler ve farklılıklar Tablo 1 de verilmiştir.

Kuzey Trakya Havzasına ait Linyit ocaklarında yapılan çalışmalar, polen ve spor kayıtları, kömürleşme ve oluşum şekline ait verilerin yorumu yapılarak Fosil örneğin olası yaşı belirlenmiştir.

SONUÇ VE TARTIŞMA

Fosil odun örneği üzerinde yapılan makroskobik, mikroskobik araştırma ve inceleme sonuçlarından, örneğin *Sequoidendron giganteum* olduğu belirtir.

Makroskobik Özellikler: X10 lup altında, odun heterojen, yıllık halkalar çok belirgin. İlkbahar odunundan yaz oduna geçiş ani ve çok keskin reçine kanalı yok.

Mikroskobik Özellikler: Transversal yöndeki kesitlerde odun heterojen, ilkbahar odunundan yaz odununa geçiş ani, yıllık halka sınırları çok belirgin (Mikrofoto. 1, 2). Tracheidlerin yan yüzlerinde spiral kalınlaşma yok. Yaz odununda kenarlı geçitler tracheidlerin radyal ve tanjansiyal yüzeylerinde. İlkbahar tracheidlerinin yan zarlarında kenarlı geçitler çoğunlukla tek sıralı gözlendi. Radyal yöndeki kesitlerde özışınlarının kareye yakın formda oluşu çok tipik. Özışınlarının ilkbahar odunu ile karşılaşma yerlerinde 2-4 adet taxodioid tip geçit bulunmakta (Mikrofoto. 3, 4). Özışınları homoselüler, genişliği 1-2 hücre, yükseklikleri çoğunluk 5-12, maksimal 22 hücre olarak sayıldı (Mikrofoto. 5).

Sequoidendron giganteum ile yakın benzerlikleri olduğu belirtilen *Sequoia sempervirens* *Taxodium distichum*, *Cryptomeria japonica* ve *Metasequoia glytostroboides* arasındaki ksilolojik benzerlikler ve farklılıklar Tablo 1 de verilmiştir. Tablo incelendiğinde kendisine en çok benzeyen *Sequoia sempervirens*’ten İlkbahar tracheidlerinin yan zarlarında çoğunlukla tek sıralı kenarlı geçitlerin olması, özışını ile ilkbahar odunu tracheidlernin karşılaşma yerlerindeki taxodioid tip geçitlerin sayısı, özışınlarının tipi ve hücre yüksekliği (Mikrofoto. 6, 7); *Taxodium distichum*’ dan ilkbahar tracheidlerinin yan zarlarında ki kenarlı geçitlerin sayısı, Özışını hücre yüksekliği ve özışını ile ilkbahar odunu tracheidlernin karşılaşma yerlerindeki geçitlerin tip ve sayısı; *Cryptomeria japonica*’ dan özışınları hücre yüksekliği, özışını ile ilkbahar odunu tracheidlernin karşılaşma yerlerindeki taxodioid tip geçitlerin sayısı; *Metasequoia glytostroboides*’ den ise İlkbahar tracheidlerinin yan zarlarında ki kenarlı geçitlerin sayısı, özışınları hücre yüksekliği, özışını ile ilkbahar odunu tracheidlernin karşılaşma yerlerindeki taxodioid tip geçitlerin sayısı bakımından farklılıklar göstermektedir.

Sequoiadendron ya da bu *Sequoiadendron*’nun alındığı kömür düzeyinin yaşı ile ilgili olarak Ağaçlı linyitleri ile ilgili Nakoman (1968), Akyol ve Akgün’ün (1995), TPAO’da 1990’lı yıllara kadar yapılan palinolojik çalışmalarda Danişmen Formasyonu’nun üst dokanağının aşınmış olması da dikkate alınarak formasyona (dolayısıyla kömürlere de) Üst Oligosen-Alt Miyosen; Kayacık ve diğ.. (1995) Pliyo-Kuvaterner; Batı (1996) doktora tezinde Üst Oligosen olarak yaşlandırmıştır. Batı (1996) Ağaçlı Linyitlerinden 2 farklı açık işletmede (Eryılmaz ve Kutman Madencilğe ait) 6’sı kömürlerden, 6’sı da kömürlerin arasındaki şeylerden 12 palinolojik örnek incelemiştir. Bu örneklerin sadece birinde

Schizaeaceae (*Leiotriletes microadriennis*) ve Polypodiaceae (*Laevigatosporites haardti*, *Verrucatosporites favus*, *V. alienus* ve *V. scutulum*) familyalarına ait sporlar ile çok kötü korunmuş ender cf. Compositae (pollen) taksonları gözlenmiştir. Compositae'nin stratigrafik olarak ilk çıkışı Miyosen tabanı olması nedeniyle bu örneğe normalde Miyosen yaşı verilebilir. Ancak, gerek Compositae polenlerinin çok kötü korunmuş olması, tanımlama zorluğu nedeniyle cf.li verilmesi, gerekse örneğin alındığı düzeyin kömürlerle direk ilişkisinin görülememesi nedeniyle bu örneği kapsam dışı tutabiliriz. Bu ilişkinin geçişli olduğu belirlenebilse ve Compositae'ler net olarak tanımlanabilseydi kömürlere Üst Oligosen-Alt Miyosen diyebilme şansı olabilecekti.

Bunun dışında kalan 11 örnekte spor, polen ve fungal spor gruplarına ait kapsamlı bir palinomorf topluluğu tanımlanmıştır. Kömür örneklerinde genellikle fungal sporlar (mantarlar) ve sporlar hakim iken, aradaki şeyl düzeylerinde polenler daha yoğun olarak bulunmaktadır. Denizel etkiyi (tuzlu su) gösterecek herhangi bir fosil bulgusuna rastlanmamıştır. Bu kömürlerin tamamı limnik kömürlerdir. Palinomorf topluluğu bize akarsularla beslenen bataklık ortamlarını göstermektedir. Bunlar içinden bazı taksonlar aşağıda belirtilmiştir.

Polen Topluluğu: Pinus, Carya, Calamus, Quercus, Sequa, Alnus, Carya, Fagaceae, Taxodiaceae, Myricaceae

Spor Topluluğu: Polypodiaceae, Schizaeaceae, Selaginellaceae, Lycopodiaceae, Osmundaceae.

Fungal sporlar (form generik isimler kullanıldı): *Hypoxylonites* spp., *Polyadosporites enormis*, *P. orbis*, *Anatolinites dongyingensis*, *Inapertisporites* spp., *Pluricellaesporites vermiculus*, *Multicellaesporites* spp., *Pesavis* sp., *Diporicellaesporites* sp., *Dyadosporites* sp. ve Hyphae.

Bu taksonlar gerek Nakoman (1968) gerekse Bati (1996) nın palinomorf topluluğu ile oldukça benzerlik gösterir. En önemli farklılık kömürler ve arasındaki seylerde gerek Ağaçlı (Nakoman, 1968) gerekse diğer Trakya (Bati, 1991) kömürleri çalışmalarında bol bulunan Calamus (*Dicolpopollis kalewensis*-form generic name) türü polen ile *Anatolinites dongyingensis* türü fungal spor taksonunun çok düşük bolluk değerlerinde olmasıdır. Taksonun bolluk zonu Trakya havzası çökelleri için Üst Oligosen olarak kabul edilmekte, ancak, yine de çalışılan 12 örnekte (1örnek hariç) Miyosen çıkışlı formların gözlenmemiş olması nedeniyle Ağaçlı kömürlerinin yaşı çalışılan alanda Üst Oligosen olarak düşünülmelidir. Bir başka deyişle fosil Sequoiadendron'nun ya da bu Sequoiadendron'nun alındığı kömür düzeyinin yaşı Pliyo-Kuvaterner olamaz. Ağaçlı Linyitlerine ait kömürler çok düşük kalorili linyit hatta turba özelliğindedir. Bati (1996) Trakya'da Saray, Poyralı ve diğer yüzey kömür örneklerinde yaptığı (her bir örnekte 100 ölçüm) vitrinit yansıma değer ölçümlerinde, yüzey kömürlerinin vitrinit yansıma değer ortalamalarının % 0.20 -0.30 arasında değiştiklerini belirlemiştir. Bugün güncel bir bitki-ağaçta 0.20'ler civarında vitrinit yansıma değeri ölçüldüğü ve turba/liniyit geçişinin 0.27 civarında olduğu düşünülürse ekonomik olarak işletilme özelliği olan bu kömürlerin üstüne gelen çökel kalınlığının, kömürleşme açısından çok yeterli olmadığı ortaya çıkar. Yani Sequoiadendron ve diğer ağaç fosillerinin bu derece iyi

korunmuş, bugün kömürlerin içine taşınmış, düşmüş gibi görünmelerinin nedeni kömürleşme dönemi ve sonrasında bu bitkilerin çok fazla gömülmeye maruz kalmamalarıdır.

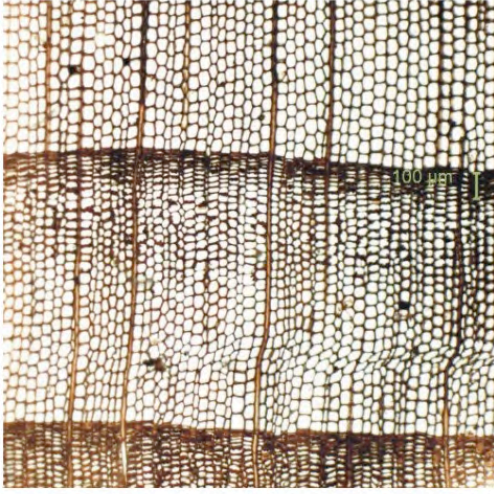


Foto-1: S. giganteum transversal kesit 4X.

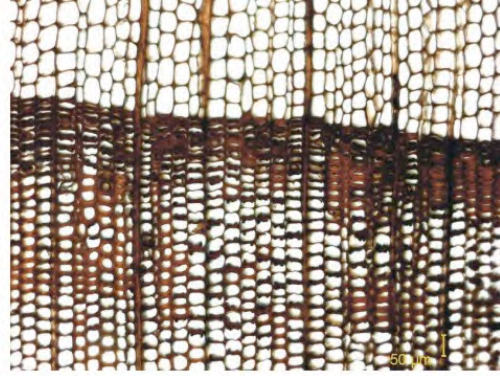


Foto-2: S.giganteum transversal kesit 10X

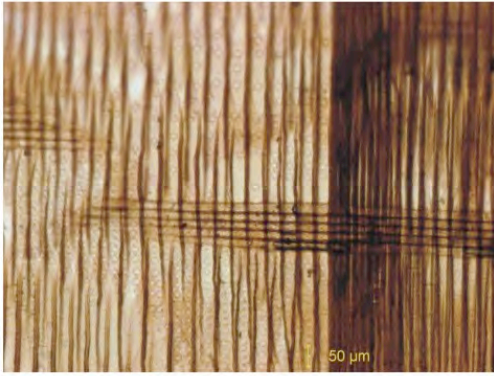


Foto-3: S. giganteum radyal kesit 10X

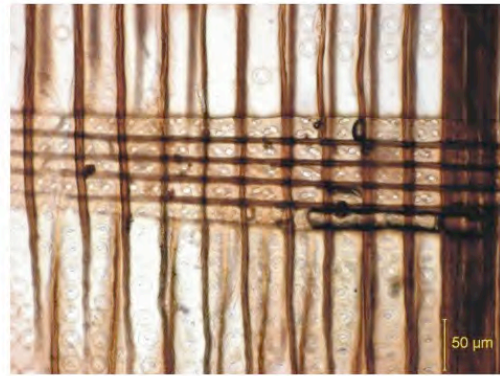


Foto-4 S. giganteum radyal kesit 25X

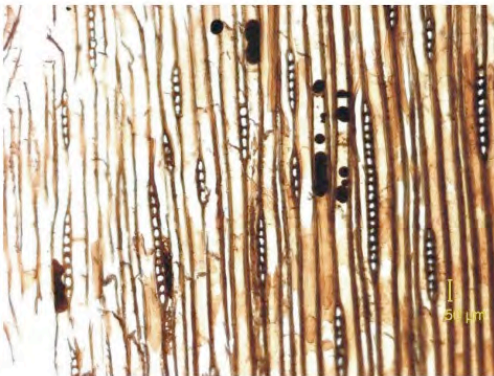


Foto-5: S. giganteum tanjansial 10X



Foto-6: S. sempervirens trans. 25X.

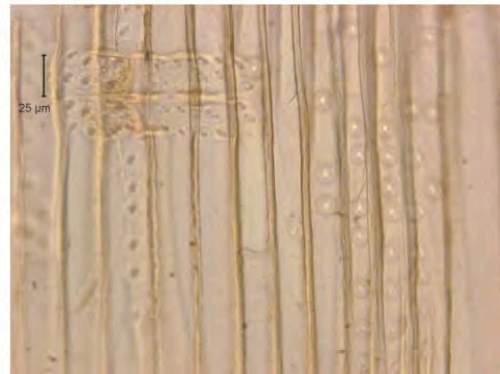
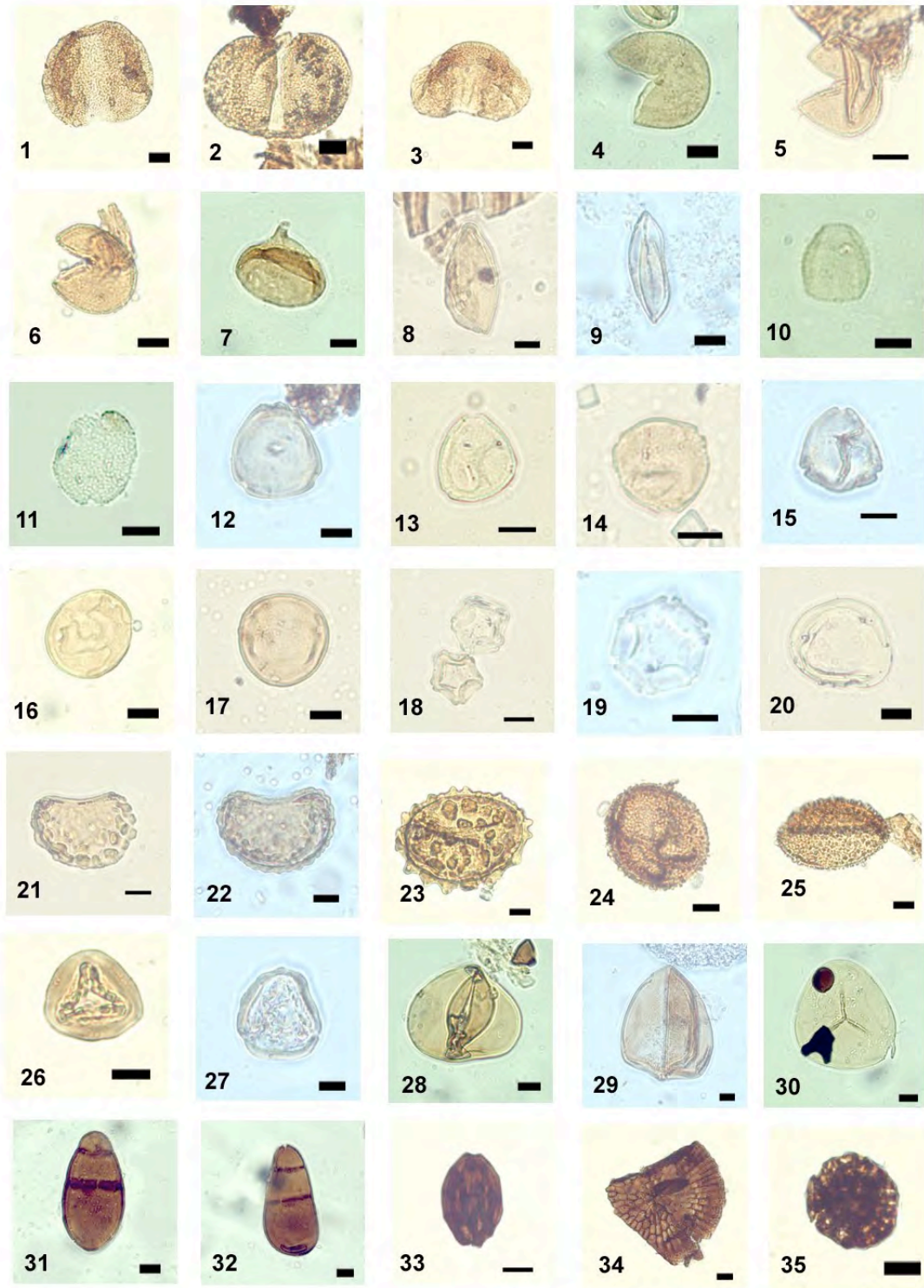


Foto 7: S.sempervirens radyal 40X

Ksilolojik mikroskopik özellikler



1- Pinaceae 2- Pinaceae 3- Pinaceae 4- Taxodiaceae 5- Taxodiaceae 6- Taxodiaceae
7- Sequaceae 8- Palmae 9- Palmae 10- Calamus 11- Calamus 12- Engelhardtia
13- Engelhardtia 14-?Engelhardtia 15- Myricaceae 16- Carya 17- Carya 18- Alnus
19- Alnus 20- Polypodiaceae 21- Polypodiaceae 22- Polypodiaceae 23 - Polypodiaceae 24- Osmundaceae 25-
Osmundaceae 26- Polypodiaceae 27 Polypodiaceae 28 Schizaceae 29-Polypodiaceae 30- Polypodiaceae 31-
Anatolinites dongyingensis 32- Anatolinites dongyingensis 33- Striadiporites sanctaebarbarae
35- Paramicrothallites sp. 36- Polyadosporites enormis
Not: Çizgisel ölçek 10 mikronu göstermektedir.

İTÜ AVRASYA YERBİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ
KUVATERNER ÇALIŞTAYI IV 2003

Taksonlar		<i>Sequoia sempervirens</i>	<i>Taxodium distichum</i>	<i>Cryptomeria japonica</i>	<i>Metasequoia glyptostroboides</i>
Özellikler	Tracheidler	Spiral kalınlaşma	-	-	-
		İlkbahar tracheidlerinin radyal yüzeylerindeki kenarlı geçit sayısı	Sıklıkla biseri	Uniseri veya biseri	Sıklıkla biseri, uniseri az görülmekte
		kenarlı geçitlerin yazı odununda bulunduğu yer	Tracheidlerin radyal ve tanjansiyal yüzeylerinde	Tracheidler n radyal, nadir olarak tanjansiyal yüzeyinde	Tracheidler n radyal ve tanjansiyal yüzeylerinde
	Ozışınları	Genişliği	Uniseri, biseri	Uniseri, biseri	Uniseri, biseri
		Hücre yüksekliği	Genelde 10-15 hücre, bazen 30 hücreden fazla	Çoğunlukla 1-4 hücre Max. 15 hücre	1-28 arasında değişimle beraber, Çoğunlukla 8-10
		Tipi	Homocellular	Homocellular	Homocellular
		İlkbahar odunu ile karşılaşma yerlerindeki geçit tipi ve sayısı	Taxodioid, 2-4	Taxodioid, 2-6	Taxodioid, 2-3

Günümüzde *Sequoiadendron giganteum* yazları sıcak ve nemli, kışları soğuk ve özellikle kar yağışlı alanda yetişmektedir. Yayılış gösterdiği bölgede yıllık yağış miktarı 900-1400 mm. dir. Bu yağış miktarının büyük çoğunluğu Ekim-Nisan aylarındaki karlardan gelmektedir. Kar kalınlığı 2 m veya daha fazla olabilmektedir (Rundel, 1969). Yetiştigi bölgede maksimum sıcaklık Temmuz ayında 24-29 derece, minumum sıcaklık Ocak ayında 1° –6° arasındadır. Ekstrem sıcaklık -24° ile +40° arasında değişmektedir (Stark, 1968; Rundel, 1969). Bu bilgiler ışığı altında Ağaçlı Linyitlerinin olduğu bölgenin Geç Oligosen döneminde yazları daha sıcak ve nemli, kışları ise daha soğuk ve özellikle kar yağışlı olduğunu söyleyebiliriz.

YARARLANILAN KAYNAKLAR

- Akkemik, Ü. 2002. Ülkemizde Ksiloloji, Palinoloji ve Dendrokronoloji Alanında Yapılan Çalışmaların Doğa Tarihi Açısından Bir Değerlendirilmesi ve Bazı Yeni Bulgular. I. Ulusal Doğa Tarihi Kongresi. Kırsal Çevre ve Ormancılık Sorunları Araştırma Derneği Yayın No: 11. 24-45. Ankara.
- Akyol, E. ve Akgün, F., 1995. Trakya karsal Tersiyer'inde yaş tayinleri, Trakya Havzası Jeolojisi Sempozyumu, Bildiri Özleri, s.28.
- Aleksandrov P. 1996. (eds.) *International Plant Propagators in Bulgaria - Propagation of Ornamental Plants -*, Vol. 2, Sofia, Higher Institute of Forestry, 213-218
- Batı, Z., 1996. *Palynostratigraphy and coal petrography of the Upper Oligocene lignites of the Northern Thrace Basin, NW Turkey*, PhD. Thesis, Middle East Technical University, Ankara, 341p.
- Brunsfeld, Steven J., Pamela E. Soltis, Douglas E. Soltis, Paul A. Gedeck, Christopher J. Quinn, Darren D. Strenge and Tom A. Ranker. 1994. *Phylogenetic relationships among the genera of Taxodiaceae and Cupressaceae: evidence from rbcL sequences*. *Systematic Botany* 19(2): 253-262.
- Dogra, P.D. 1966. *Embryogeny of the Taxodiaceae*. *Phytomorp.* 16: 125-141.
- Eckenwalder, J.E. 1976. *Re-evaluation of Cupressaceae and Taxodiaceae: A proposed merger*. *Madr.* 23: (5):237-300.
- Greguss, P. 1945. *Bestimmung der Mitteleuropäischen Laubhölzer und Sraucher Auf Xylomotomischer Grundlage*, pp. 206-207, Budapest.
- Hart, J.A. 1987. *A cladistic analysis of conifers: Preliminary results*. *J.Arn.Arb.* 68 (3):269-307.
- Hartesveldt, Richard J.; Harvey, H. Thomas; Shelhammer, Howard S.; Stecker, Ronald E. 1975. *The giant sequoia of the Sierra Nevada*. Washington DC: National Park Service.
- Jacquot, C. 1955. *Atlas d'anatomie des Conifères, Texte*, pp. 104-111.
- Kayacık, H., Aytuğ, B., Yalırık, F., Şanlı, İ., Efe, A., Akkemik, Ü., İnan, M. 1995. *Tersiyer'in Sonunda İstanbul'un çok yakınında yaşamış Mamut Ağaçları*. *İ.Ü.Or.Fak.Der. Seri A*, 45(1): 15-22.
- Li, L. 1987. *The origin of Sequoia sempervirens (Taxodiaceae) based on karyotype*. *Acta Bot. Yun.* 9(2): 187-192.
- Li, L. 1988. *The parents of Sequoia sempervirens (Taxodiaceae) based on morphology*. *Acta Bot. Yun.* 10(1): 33-37.
- Nakoman, E., 1968. *Ağaçlı linyitleri mikroflorasının etüdü*. *TJK Bült.* 9, 1-2, 51-58.
- Özgül, K. 1971. *İstanbul (Avrupa Türkiye) Neojen florasına ait fosil bir Taxodiaceae odunu*. *İ.Ü.Fen Fak.Mec. Seri B, Cilt 36, Sayı 1-2, İstanbul*.
- Rundel, P.W. 1969. *The distribution and ecology of the giant sequoia ecosystem in the Sierra Nevada, California*. Thesis (Ph.D.), Duke University, Durham, NC. 204 p.
- Schwarz, O. And H. Weide. 1962 *Systematic revision of the genus Sequoia*. *Feddes Repertorium Specierum Novarum Regni Vegetabilis*, Berlin 66(3): 159-192.
- Stark, N. 1968. *The environmental tolerance of the seedling stage of Sequoiadendron giganteum*. *American Midland Naturalist* 80 (1): 84-95.
- Takaso, T. & Tomlinson, P.B. 1992. *Seed cone and ovule ontogeny in Metasequoia, Sequoia and Sequoiadendron (Taxodiaceae-Coniferales)*. *Bot.J.Linn.* 109:15-37.
- Ucar, G., Staccioli, C.G., Stoll, M. 1996. *Chemical composition and ultrastructure of a fossil wood from the genus of ancestral sequoia*. *Wood Sci. and Tech.* 54 (6): 411-421.
- Watson, Frank D. and J. E. Eckenwalder. 1993. *Cupressaceae. Flora of North America Editorial Committee (eds.): Flora of North America North of Mexico, Vol. 2. Oxford University Press.*

İTÜ AVRASYA YERBİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ
KUVATERNER ÇALIŞTAYI IV 2003

Yaltırık, F. 1993. Dendroloji Ders Kitabı I, Gymnospermae (Açık tohumlular), İ.Ü. Orman Fakültesi yayınları. İ.Ü. Yayın No: 3776, O.F. Yay. No: 419, İstanbul.

BEYÜZÜMÜ DELTA KOMPLEKSİNİN (BEYÜZÜMÜ-VAN) FASIYES ÖZELLİKLERİ VE GELİŞİM MODELİ

The Facies Characteristics and Evolution Model of Beyüzümü Delta Complex (Beyüzümü-Van)

Serkan Üner¹, Türker Yakupoğlu¹, Muzaffer Şenol²

ÖZ

Van Gölü havzası Miyosen sonlarından itibaren geniş yayımlı göllerin ve akarsuların bulunduğu bir bölgedir. Bu göllerin kıyılarında birçok delta oluşmuştur ve halen oluşmaktadır. Kuvaterner yaşlı Beyüzümü Delta Kompleksi de bunlardan bir tanesidir.

Van şehir merkezinin kuzeydoğusunda, Beyüzümü köyünün kuzeyindeki delta, 88 m. kalınlığa sahip, genel olarak kumlu ve çakıllı birimlerin hakim olduğu bir istif oluşturmıştır.

Delta çökellerinin ayrıntılı çalışılması sonucunda delta kompleksi içerisindeki birimler; (1) çapraz tabakalı, siltli kum fasiyesi, (2) pomza ara katkılı fosilli kum fasiyesi, (3) bitki köklü çamurtaşı fasiyesi, (4) çakıllı kaba kum fasiyesi, (5) fosilli, kumlu çakıl fasiyesi, (6) iyi boylanmış, pomzalı kaba çakıl fasiyesi olmak üzere ayırtlanmıştır.

Bu fasiyeslerin özelliklerinin incelenmesi ve delta loblarındaki yer değişimlerinin belirlenmesi ile Beyüzümü Delta Kompleksinin gelişimi ortaya konulmaya çalışılmıştır.

Anahtar Kelimeler: Delta, Kuvaterner, fasiyes analizi

ABSTRACT

Widespread lakes and streams have been present in Lake Van basin since Late Miocene. Many deltas have been formed at margins of these lakes. Quaternary aged Beyüzümü Delta Complex is one of them.

The delta which is located in northeast of Van city center and north of Beyüzümü Village presents a sequence in which sandy and gravelly facieses are dominant.

When deltaic sediments were studied in detail these facieses were determined: (1) cross-bedded silty sand facies, (2) pumice interbedded fossiliferous sand facies, (3) mudstone facies with plant roots, (4) gravelly coarse sand facies, (5) fossiliferous sandy gravel facies, (6) pumice interbedded, well sorted coarse gravel facies.

By studying the characteristics of the facieses and determining the shifting of delta lobes, evolution of Beyüzümü Delta Complex have been tried to explained.

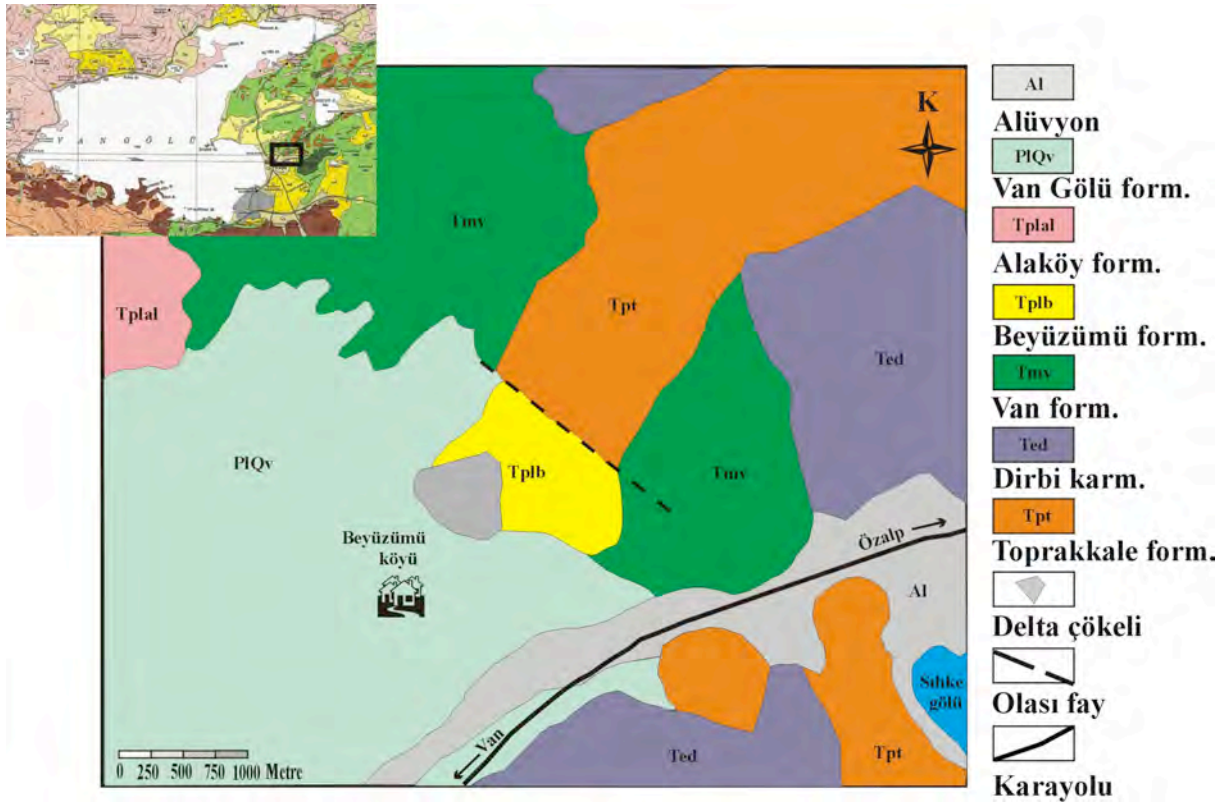
Key Words: Delta, Quaternary, facies analysis

¹ Yüzüncü Yıl Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 65080 Van (suner@yyu.edu.tr)

² Yüzüncü Yıl Üniversitesi, Coğrafya Bölümü, 65080 Van

GİRİŞ

Beyüzümü Deltası Van şehir merkezinin 5 km kuzeydoğusunda, Beyüzümü köyünün kuzeyinde yer almaktadır. Delta yakın çevresinde; Üst Paleosen-Eosen yaşlı neritik kireçtaşlarından oluşan Toprakkale Formasyonu (Tpt), serpantinleşmiş peridotit, gabro, kireçtaşı, marn, kumtaşı ve şeyl'den oluşan Dirbi Karmaşığı (Ted), Üst Oligosen-Alt Miyosen yaşlı türbiditik kumtaşları ve kilitaşlarından oluşan Van Formasyonu (Tmv), Üst Pliyosen yaşlı kireçtaşı arakatlı kumtaşı ve konglomeralardan oluşan Beyüzümü Formasyonu (Tplb), pomzalı kilitaşı, silttaşı, kumtaşı ve konglomeralardan oluşan Üst Pliyosen-Pleyistosen yaşlı Alaköy Formasyonu (Tplal) (Acarlar ve diğ. 1991), Kuvaterner yaşlı, göl-akarsu ve delta çökellerinden oluşan Van Gölü Formasyonu (Aksoy, 1988) ile güncel akarsu çökelleri (Al) yer alır (Şekil 1).



Şekil 1. Beyüzümü Delta Kompleksi yakın çevresinin 1 / 25.000 ölçekli jeoloji haritası

Günümüzde Van Gölüne yaklaşık 7 km. uzaklıkta bulunan Beyüzümü Deltası genel olarak kumlu ve çakıllı birimlerden oluşmuştur. 88 metre görünür kalınlığa sahip delta istifinde pomzalı ve fosilli seviyeler sıkça yer almaktadır. KD-GB uzanımlı delta sisteminde, delta loblarındaki yer değiştirmeler de açıkça gözlenebilmektedir.

BEYÜZÜMÜ DELTA KOMPLEKSİNİN FASIYES ÖZELLİKLERİ:

Delta kompleksi içerisindeki birimler; (1) çapraz tabakalı, siltli kum fasiyesi, (2) pomza ara katlı fosilli kum fasiyesi, (3) bitki köklü çamurtaşı fasiyesi, (4) çakıllı kaba kum fasiyesi, (5) fosilli, kumlu çakıl fasiyesi, (6) iyi boylanmış, pomzalı kaba çakıl fasiyesi olmak üzere ayırtlanmıştır.

Fasiyes 1: Çapraz tabakalı, siltli kum fasiyesi. Yaklaşık 20 metre kalınlığa sahip olan fasiyes açık kahverenkli. İnce kum, silt ve kil araldanmasından oluşan birim içerisinde çok sayıda tekne türü çapraz tabakalanma ve dalga ripılları yer almaktadır. Birim içerisindeki tabakaların eğimi yaklaşık 5° dir. Kumlu birimler içerisinde oygu-dolgu yapıları ve kil mercekleri bulunmaktadır. Yer yer ince pomza çakıllarının, okside seviyelerin ve büyüme faylarının gözlendiği fasiyes göl-delta ilerisi ortamını temsil etmektedir.

Fasiyes 2: Pomza ara katkılı, fosilli kum fasiyesi. Yaklaşık 40-50 metre kalınlığa sahip olan fasiyes genel olarak kahverenkli. İnce kumlu tabakalardan oluşan birim içerisinde pomza tanelerinden oluşan mercekler ve ince fosil (gastropod, pelesipod) seviyeleri bulunmaktadır. Üst kısmı dağıtım kanalları tarafından aşındırılan (Şekil 2) birimde, tekne türü çapraz tabakalar sıkça gözlenir. Pomza ve fosil kavkı parçaları üst kısımlara doğru bir artış göstermektedir. GB yönlü, 22° eğimli tabakalara sahip olan fasiyes delta önünde çökelmiştir.

Fasiyes 3: Bitki köklü çamurtaşı fasiyesi. 2,5-3 metre görünür kalınlığa ve yaklaşık 60 metre yayılıma sahip olan fasiyes koyu gri-açık kahverenkli. Yatay konumlu, pekişmemiş tabakalardan oluşan birimin kalınlığı, akarsuların aşındırması sebebiyle yer yer 1 m.'ye kadar düşmektedir. Bitki kök kalıntılarının, okside seviyelerin, fosil kavkı parçalarının ve organizma eşeleme izlerinin bulunduğu fasiyes delta düzlüğü-bataklık ortamı için tipiktir. (Galloway, 1976), (Şekil 3).



Şekil 2. Dağıtım kanalının aşındırdığı delta



Şekil 3. Fasiyes 3, bataklık ortamı önü çökelleri (Fasiyes 2)

Fasiyes 4: Çakıllı kaba kum fasiyesi. Yaklaşık 7-8 metre görünür kalınlığa sahip olan fasiyes koyu gri renklidir. İnce çakıllardan ve kaba kumdan oluşan birim içerisindeki çakıllar orta-iyi yuvarlaklaşmıştır. Maksimum 1 cm. çapa sahip olan çakıllar kaba kum içerisinde dağınık halde bulunmaktadır. K70B/26°GB konumlu tabakalardan oluşan birim (Postma, 1990; Prior and Bornhold, 1990)'da tanımlandığı gibi delta önü ortamını temsil etmektedir (Şekil 4).

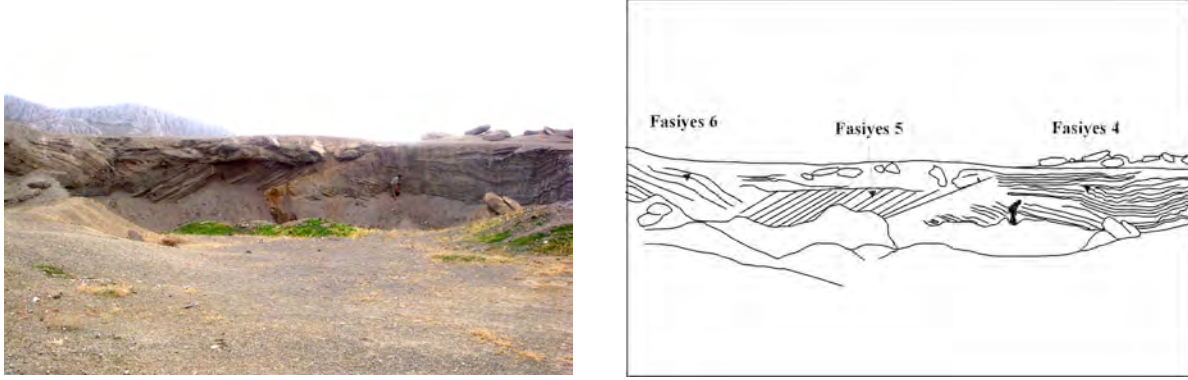
Fasiyes 5: Fosilli, kumlu çakıl fasiyesi. Genel olarak gri renge sahip olan fasiyes, kaba çakıllardan ve az miktarda kumdan oluşmaktadır. K65D/31°GD konumlu ince tabakalardan oluşan birim yaklaşık 5 metre görünür kalınlığa sahiptir. İyi boylanmış polijenik çakılların arasında, gastropod kavkı parçaları ve pomza taneleri de yer almaktadır. Fasiyesin çökme ortamı delta önü olarak tanımlanmıştır (Bkz. Şekil 4).

İTÜ AVRASYA YERBİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

KUVATERNER ÇALIŞTAYI IV 2003

Fasiyes 6: İyi boylanmış, pomzalı kaba çakıl fasiyesi. Yaklaşık 8 metre görünür kalınlığa sahip olan fasiyes açık gri renklidir. İyi boylanmış, ortalama 3-4 cm. çaplı, yarı yuvarlak, polijenik çakıllardan oluşan fasiyes içerisinde bol miktarda pomza tanesi bulunmaktadır. Fasiyes K80B/27°GB konumlu ince tabakalardan oluşur ve delta önü ortamını temsil eder (Bkz. Şekil 4).

Bu altı fasiyesin oluşturduğu 88 metrelik istif Şekil 5’te verilmiştir.



Şekil 4. Delta loblarındaki yer değiştirme sonucunda oluşan farklı konuma sahip tabakalar

BEYÜZÜMÜ DELTASININ GELİŞİMİ:

Delta oluşumunda; akarsuyun getirdiği malzemenin miktarına, malzemenin tane boyuna ve havza koşullarına bağlı olarak deltanın dağıtım kanalları yön değiştirebilmektedir. Dağıtım kanallarında meydana gelen bu yön değişimi, delta loblarında da yer değiştirmelere sebep olabilir (Şekil 6). Beyüzümü Deltasında delta loblarındaki yer değiştirme açıkça gözlenebilmektedir.

Şekil 6. Delta loblarındaki yer değişiminin model üzerinde gösterimi

SONUÇLAR

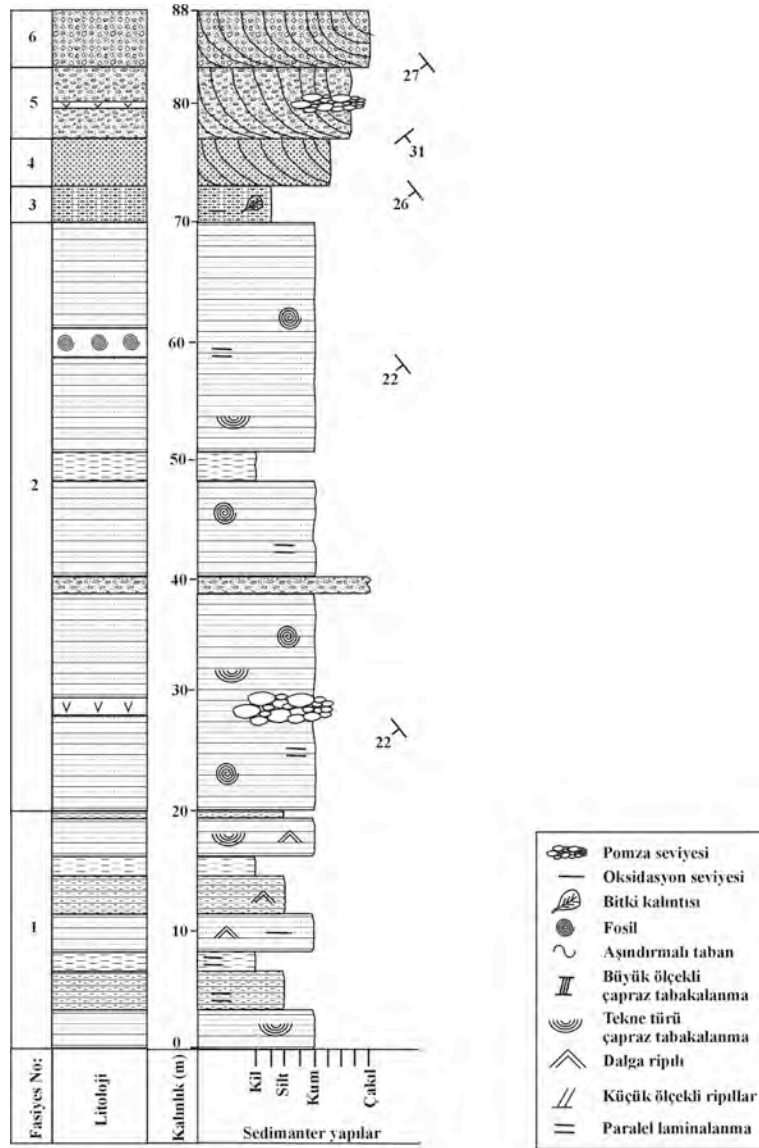
Bu çalışma ile aşağıdaki sonuçlar elde edilmiştir:

Delta istifi yaklaşık 90 metre kalınlığa sahiptir ve delta düzlüğü, delta önü, delta ilerisi ve bataklık ortamı çökelleri ile temsil edilmektedir.

Delta kompleksi içerisindeki birimler; (1) çapraz tabakalı, siltli kum fasiyesi, (2) pomza ara katkılı fosilli kum fasiyesi, (3) bitki köklü çamurtaşı fasiyesi, (4) çakıllı kaba kum fasiyesi, (5) fosilli, kumlu çakıl fasiyesi, (6) iyi boylanmış, pomzalı kaba çakıl fasiyesi olmak üzere 6 ayrı fasiyese ayrılmıştır.

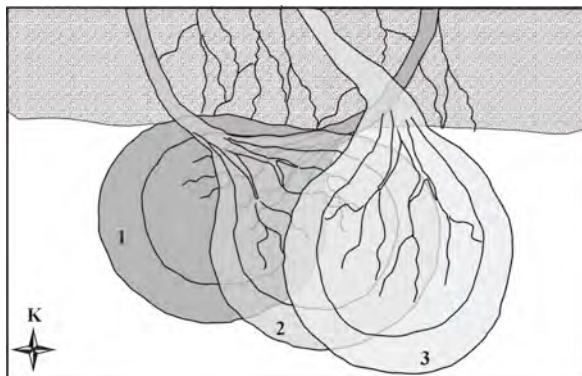
Dağıtım kanallarının yer değiştirmesi sonucunda, delta loblarında meydana gelen yer değişimleri belirlenmiştir.

Delta, bulunduğu yer itibarıyla Van Gölü’nün paleocoğrafik gelişimi ve göl çökellerinin yayılımı hakkında fikir vermektedir.



Şekil 5. Beyüzümü Delta Kompleksindeki birimlerin oluşturduğu istif

Delta boşalım yönü ve boşalım açısındaki değişimler şu şekilde belirlenmiştir.



- 1.Delta önü eğim açısı 26°, eğim yönü GB
- 2.Delta önü eğim açısı 31°, eğim yönü GD
- 3.Delta önü eğim açısı 27°, eğim yönü GB

İTÜ AVRASYA YERBİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ
KUVATERNER ÇALIŞTAYI IV 2003

YARARLANILAN KAYNAKLAR

Acarlar, M., Bilgin, A.Z., Elibol, E., Erkan, T., Gedik, İ., Güner, E., Hakyemez, Y., Şen, A.M., Uğuz, M.F., Umut, M., 1991. *Van Gölü Doğusu ve Kuzeyinin Jeolojisi*, MTA Gen. Müd. Jeoloji Etüt Dairesi Yayını, Rapor No: 9469, 94 s. (yayınlanmamış).

Aksoy, E., 1988, *Van ili doğu-kuzeydoğu yöresinin stratigrafisi ve tektoniği*, Fırat Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Doktora Tezi, 171 s. (yayınlanmamış).

Galloway, W. E., 1976. *Sediments and stratigraphic framework of the Copper River fan delta, Alaska*. *Journal of Sedimentary Petrology*, Vol. 46, No: 3, 721-737.

Postma, G., 1990. *Depositional architecture and facies of river and fan deltas: a synthesis*. In: *Coarse-Grained Deltas*. A.Colella and D.B.Prior (eds.), *Special Publication of International Association of Sedimentology*, 13-27.

Prior, D.B., Bornhold, B.D., 1990. *The underwater development of Holocene fan deltas*. In: *Coarse-Grained Deltas*. A.Colella and D.B.Prior (eds.), *Special Publication of International Association of Sedimentology*, 75-90.

COMPARISON OF THE MEDITERRANEAN COASTAL DUNES WITH THE CALIFORNIAN DUNES FROM THE POINT OF COASTAL MORPHOLOGY

Levent Yilmaz¹

ABSTRACT

The development of the dunes are governed by the effects of turbulence. Turbulence is a type of fluid flow that is strongly rotational and apparently chaotic. Turbulence separates nearby parcels of air and thus mixed fluid properties. The evolution of sand dunes is determined by the interactions between the atmosphere, the surface and the transport and deposition of sand. We are concerned with this physical process and its computational simulation from three perspectives; namely, (1) flow structure; (2) sand transport and deposition and (3) interactions between flow structure and sand transport-deposition, which determine the dune morphology.

Keywords: Coastal morphology, dunes, sediment supply

INTRODUCTION

The shore management depends on the equilibrium of sand dunes from the engineering point of view. The engineering structures are very important at the shorelines which have a stability. By moving dunes it brings some disadvantages to the engineering structures at the shorelines. That's why to predict the dune movement reasons the measurements at the Mediterranean Coast of Turkey took place. The dune formation is compared with the California Dune Measurements (Stam, 1994) to find a similar behaviour of the coastal dune movement.

The Mediterranean Dune measurement took place at the Mediterranean Coast of Fethiye, Iztuzu halfisland where a big lagoon named Oludeniz is situated between the Iztuzu (Dune Measurement area) and the small fisherstown Koycegiz, Dalyan at the southern part of Turkey Mediterranean coast. Koycegiz is situated 45 miles western of Fethiye. The biggest Touristic Hotel Complex near Koycegiz is the Neckarman German Group Hotels. They built the Hotels at the beach, where the Mediterranean turtles (Caretta, Caretta) put their eggs on this sandy beaches. After the tourism, the turtles can't come to this area to put their eggs, which was only one save area at the whole Mediterranean coasts for caretta caretas. The baby turtles can never reach safely the sea-shores.

There is a major difference between flow over low hills and flow over sand dunes in that the surfaces of sand dunes are mobile and continuously evolving. In particular, flow within the inner layer may not reach an equilibrium or reach a very different equilibrium with the underlying surface. The motion of saltation particles causes an effective increase in surface roughness which varies proportionally

¹ Coastal Studies Institute, Geoscience Complex, Louisiana State University, Baton Rouge, LA 70803, U.S.A.
Technical University of Istanbul, Civil Engineering Department, Hydraulic Division, 34469, Maslak, Istanbul, Turkey

İTÜ AVRASYA YERBİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

KUVATERNER ÇALIŞTAYI IV 2003

with saltation flux and which in turns is a function of the friction velocity, u_* . Hence, flow over mobile sand dunes is more complex than that over low hills, as the adjustment of flow over sand dunes is more complex than that over low hills, as the adjustment of flow over sand dunes is also accompanied by the feedback processes between fluid motion and particle motion. While there is a lack of detailed direct measurements for flow over sand dunes, it is expected that saltation leads to a gradual increase in roughness length along the windward slope and the depth of the inner layer would also increase along the windward slope.

The scope of this work was to give the impact assessment of the dune behavior along this coast to save the Mediterranean turtles. The first dune measurement took place in March, 1997. The second measurement planned at the same year at July. In July it was instead of dunes only some wavy features at the Iztuzu Half-Island. It means that there were a big storm and the whole half-island was washed away. That's why, it was only one measurement in the whole year of 1997. The Lagoon has the name Oludeniz, which has the meaning the "Death Sea". This lagoon has only one connection with the Mediterranean Sea. On the western part of this lagoon there is one thermal spring near the sea shore.

CONCEPTUAL FRAMEWORK

There is the Dune Hazard Assessment Tool (DHAT)(CERC,1998) which creates a profile information file and runs DHAT with known dune hazard distance. DHAT also gives the information with known average dune crest and toe elevations. DHAT runs with average dune crest and toe elevations from profile information file and DHAT was added to other ArcView Projects. There is another reference about hydraulic and data analysis (Jongman, R.H., 1987). In the literature proposed Guadalupe-Nipomo Dunes National Wildlife Refuge, it can be found of no significant impact, summary of comments and responses, land protection plan, and conceptual management plan. San Luis Obispo and Santa Barbara counties, California U.S. Fish and Wildlife Service. Another reference was given by U.S. Fish and Wildlife Service as Coachella valley sand dune ecosystem facts. By Coastal Services Center (U.S.) it was given a remote sensing perspective of South Carolina's Coast. Another exploratory analysis was given by Gordon Melissa Lee as "Coastal Management regarding beach and dune protection". Some basic information about dunes can be found in Proceedings of IAHR (1960).

Especial attention has been paid to why these bed forms develop, and the main tool for these investigations has been the stability analysis. In stability analysis, an original plane bed is given an (infinitely) small disturbance.

EMBRYO AND FOREDUNES

Desert versus coastal dunes

The desert show a variety of different types of sand dunes with fascinating shapes and distribution pattern. While the number of basic dune forms is fairly limited, a variety of combinations of dune types occurs. The evolution of sand dunes is determined by the interactions between the atmosphere,

the surface and the transport and deposition of sand. We are concerned with this physical process and its computational simulation from three perspectives; namely, (1) flow structure; (2) sand transport and deposition and (3) interactions between flow structure and sand transport-deposition, which determine the dune morphology. It appears that there remains so far a serious lack of direct observations of flow structure, sand transport and deposition, which are critical to an understanding of the erosion processes. Computational simulation could play an important role to the understanding of dune dynamics, but so far few studies of this kind have been carried out, and those which have been attempted have been confined to very simple cases. Most sand dunes are relatively low compared with their horizontal dimension and therefore, their aerodynamic characteristics are similar to those of low hills.

Beach ridges versus coastal dunes

Compound dunes made up of two or more dunes of the same basic type, coalescing or overlapping; and complex dunes in which two or more different basic types are combined or superimposed (McKee, 1979).

Sediment supply and aeolian entrainment

The morphology and dynamics of Aeolian sand dunes are governed by sand movement induced by wind shear . In conditions of unidirectional constant winds and sand supply, it is well known that transverse and barchan dunes migrate downwind without changing their shapes (Bagnold, 1941; Coursin, 1964; Long and Sharp, 1964, Hastenrath, 1967; Howard et al., 1978; Fryberger et al., 1984; Al-Hinai and Moore, 1987). On the assumption of morphological conservation, Zeman and Jensen (1988) developed a model of dune dynamics, but with limited success due in part to the difficulties in wind-flow calculation.

Transport rates and sediment sorting

During an dune development event, a large numbers of sand-sized particles hop along the Aeolian surface in the direction of the prevailing wind, generating horizontal transport of sand sized particles. This horizontal transport of sediments and the interactions between the particles, flow, surface roughness elements and topography result in the evolution of sand dunes, the deformation of surface topography and the development of fence-line drifts. Saltating particles obtain momentum from the atmosphere and strike the surface with an increased velocity. The impact of saltating particles is one of the major mechanisms for dune development (Gillette, 1974, 1989; Nickling and Gillies, 1989; Shao et al., 1993b and Alfaro et al., 1997). The saltation takes place in the atmospheric surface layer, the motion of saltating particles involves complex interactions with a flow of strong vertical shear. If the load ratio is high, such as is the case very close to the surface, particle-to-particle collisions may occur frequently. The lift off of particles from the surface and the impact of particles on the surface involve particle-to-surface and fluid-to-surface interactions. The saltation process also contains a large degree of randomness, which originates from lift-off conditions and from turbulent fluctuations in the atmosphere.

The concept of uniform saltation allows the development of mathematic models for saltation and it is justified for the reasons given below. Most particles, ejected from the surface by aerodynamic forces

İTÜ AVRASYA YERBİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ
KUVATERNER ÇALIŞTAYI IV 2003

or by the impact of other saltating particles, lift off from the surface with a large angle (about 55°) (Shao, 2000), climb steeply to a maximum height, follow a flatter descending path and finally strike the surface at a small angle (about 13°).

The equation of particle motion is

$$m \frac{du_p}{dt} = F_d + F_l + F_g + F_m \quad (1)$$

where m is particle mass and the F_d , F_l , F_g , F_m are different forces which involves complex interactions with the particle. Equation (1) can be written as

$$m \frac{du_p}{dt} = -\frac{1}{2} C_d \rho A u_r u_r + \frac{1}{2} C_l \rho A \nabla |u|^2 d + mg + \frac{1}{8} C_m \pi \rho d^3 (\Omega_p x u_r) \quad (2)$$

For spherical particles, $m = \pi \rho_p d^3 / 6$ and $A = \pi d^2 / 4$, the above equation can be written as

$$\frac{du_p}{dt} = -\frac{3}{4} \frac{C_d}{\sigma_p d} u_r u_r + \frac{3}{4} \frac{C_l}{\sigma_p} \nabla |u|^2 + g + \frac{3}{4} \frac{C_m}{\sigma_p} (\Omega_p x u_r) \quad (3)$$

Supposing that the aerodynamic lift and Magnus forces are negligible. Then the equations of motion can be simplified to

$$\frac{du_p}{dt} = -\frac{3}{4} \frac{C_d}{\sigma_p d} (u_p - u) u_r \quad (4)$$

$$\frac{dw_p}{dt} = -\frac{3}{4} \frac{C_d}{\sigma_p d} (w_p - w) u_r - g \quad (5)$$

in the (x,z) coordinate system, with x being aligned in the direction of the mean wind and z being height.

In reality, the particles usually lift off from the surface randomly with different velocities and angles and their motion in the atmosphere is subject to turbulent fluctuations. The observations show that for relatively large particles, the randomness in particle motion is almost entirely determined by irregular lift-off conditions while the influence of turbulence is small (the impact of turbulence on the motion of smaller particles is expected to be stronger).

The lift off of particles as a stochastic variable is completely described by the joint probability density function $p(v_o, \theta)$. In general, the quantities can be determined through the integration over all possible lift-off velocities and angles. The mass concentration can be expressed as

$$\hat{c}(z) = \int_0^\infty \int_0^\pi \hat{c}(z) p(v_o, \theta) d\theta dv_o \quad (6)$$

The mass, momentum and energy fluxes can be determined in a similar fashion

$$\hat{q}_x(z) = \int_0^{\infty} \int_0^{\pi} \hat{q}_x(z) p(v_o, \theta) d\theta dv_o \quad (7)$$

$$\hat{\tau}_{pxz}(z) = \int_0^{\infty} \int_0^{\pi} \hat{\tau}_{pxz}(z) p(v_o, \theta) d\theta dv_o \quad (8)$$

According to Shao (2000), for the saltation of multi-sized particles, a further integration over all particle-size groups is required. For instance, the mass concentration is finally expressed as

$$c(z) = \int_0^{\infty} \hat{c}(z) p(d) \delta d \quad (9)$$

where $p(d)$ is the particle size distribution. Similarly,

$$q_x(z) = \int_0^{\infty} \hat{q}_x(z) p(d) \delta d \quad (10)$$

$$\tau_{pxz}(z) = \int_0^{\infty} \hat{\tau}_{pxz}(z) p(d) \delta d \quad (11)$$

Embryo, foredune and secondary dune development

Flow around low hills has been an active research topic in atmospheric boundary-layer studies and is reasonably well understood . During a wind-erosion event, the dune surface becomes mobile and therefore, the flow behaviour can be somewhat different from that around a low hill. A unique feature here is that the flow adjustment takes place both on the macro-scale, determined by the basic dune configuration, and on the micro-scale in the surface layer, determined by the rate of the sand transport. Over a short time, the dune morphology is the determinant for the sand transport and deposition, but on the longer time frame, it is the transport and deposition of sand which determine the dune morphology.

Sand dunes can be classified according to the form of the sand body and the position and number of slip faces. The basic types are **barchan dunes, transverse dunes, barchanoid ridges, longitudinal dunes, star dunes, reversing dunes, dome dunes, blowout dunes, parabolic dunes**. They reflect the environmental factors which influence the transport and deposition of sand, especially the wind strength and direction, the sand supply, vegetation, physical barriers and distance from the source. Various combinations of these factors are responsible for each distinctive dune type and the genesis and development of the basic dune types permit generalization.

The barchanoid-type dunes, including barchans, barchanoid ridges and transverse dunes, are best studied. They result from winds having a single prevailing direction and are oriented with their axes perpendicular to that direction. A barchan has a sickle-shaped form with two horns directed forward in the direction of migration. Barchan dunes are relatively small and isolated, with a height usually between 0.3

İTÜ AVRASYA YERBİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ
KUVATERNER ÇALIŞTAYI IV 2003

and 10 m, although exceptional heights up to 50 m are observed. The windward slope ranges between 5 and 15° and a slip face exists at the lee-side with a slope of 30 to 34° depending on grain characteristics. A barchan can migrate large distances downstream without significantly changing its form and size.

As the wind speed exceeds the erosion threshold, sand particles on the windward slope are eroded and transported and deposited to the lee-side. Deposition starts at the crest, reaches a maximum at a distance not far from the crest on the lee slope and declines further downstream. As a consequence, sand particles accumulate more rapidly in the upper part than in the lower part of the slope resulting in an increasingly steep lee surface which eventually leads to small avalanches of sand and flow separation. The formation of a return flow up the lee slope maintains the steepness of the slip face. This process is accompanied by a flow around the dune and increased wind speed on both side of the dune, resulting in stronger erosion rate and formation of the two horns. The migration speed of a barchan is related to the rate of sand transport over the crest and inversely related to the height . Bagnold (1941) showed that the migration speed of a barchan is

$$v_m = \frac{Q}{\rho_b h}$$

CONCLUSIONS

The development of the dunes are governed by the effects of turbulence. Turbulence is a type of fluid flow that is strongly rotational and apparently chaotic. Turbulence separates nearby parcels of air and thus mixed fluid properties . It has eddy structures arranged in a continuous spectrum of sizes and intensities. It is difficult to define turbulence, but it is fairly easy to recognize its presence at the dune development. Turbulence imposes forces on dune development. Turbulence mixes air with different properties and creates fluxes of important physical quantities. Turbulence creates fluxes of momentum, heat, and moisture, large-scale atmospheric flows interact with the earth's surface through the boundary-layer turbulence at the surface of the earth. Hence the theory and practice of dune development prediction and the theory of wind climate all require taking account of turbulence.

REFERENCES

- Alfaro, S.C., Gaudichet, A., Gomes, L., and Maille, M. 1997. Modeling the size distribution of a soil aerosol produced by sandblasting. *J. Geophys. Res.*, 102, pp. 11239-11249.
- Al-Hinai, K.G., Moore, J.M. 1987. Monitoring of sand migration in eastern Arabia by remote sensing . 20th International Symposium on Remote Sensing of Environment, Proceedings. Environment Research Institute of Michigan: Ann Arbor, Michigan.
- Anderson, R.S. 1988. The pattern of grainfall deposition in the lee of Aeolian Dunes. *Sedimentology*, 35: pp. 175-188.
- Anderson, R.S., Hallet, B. 1986. Sediment transport by wind; toward a general model. *Geological Society of America Bulletin* 97; pp. 523-535.
- Bagnold, R.A. 1941. *The Physics of Blown Sand and Desert Dunes* . Methuen: London.
- CERC (Coastal Engineering Research Center).1998. *Shore Protection Manual*. U.S. Army Corps of Engineer Waterways Experiment Station, Washington, D.C.; U.S. Government Printing Office.

- Coursin, A. 1964. Observations et experiences faites en avril et mai 1956 sur les barkhanes du Souhel el Abiodh (region est de Port-Etienne). Institut Francaise de l'Afrique Noire, Bulletin, Serie A 26; pp. 989-1022.
- Fryberger, S.G. 1979. Dune forms and wind regime. In McKee ED, (ed). *A Study of Global Sand Seas*. United States Government Printing Office: Washington.
- Fryberger, S.G., Al-Sari, A.M., Clisham, T.J., Rizvi, S.A.R., Al-Hinai, K.G. 1984. Wind sedimentation in the Jafurah sand sea, Saudi Arabia. *Sedimentology* 31; pp. 413-431.
- Gillette, D.A. 1974. On the production of soil wind erosion aerosols having the potential for long range transport. *Journal de Recherches Atmospheriques*, 8, pp. 735-744.
- Gillette, D. A. and Stockton, P.H. 1989. The effect of nonerodible particles on wind erosion at erodible surfaces. *J. Geophys. Res.*, 94, pp. 12885-12893.
- Greeley, R., Iversen, J.D. 1985. *Wind as A Geological Process on Earth, Mars, Venus and Titan*. Cambridge University Press; Cambridge.
- Hastenrath, S.L. 1967. The barchans of the Arequipa region, southern Peru. *Zeitschrift fur Geomorphologie* 11; pp. 300-311.
- Howard, A.D., Morton, J. B., Gad-el-Hak, M., Pierce, D. B., 1978. Sand transport model of barchan dune equilibrium. *Sedimentology* 25: pp. 307-338.
- IAHR, 1960. 17th Congress of the International Association for Hydraulic Research, Proceedings: Hydraulic Engineering for improved water management , Baden-Baden, Germany.
- Jackson, P.S., Hunt, J.C.R. 1975. Turbulent wind flow over a low hill. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 101; pp. 929-955.
- Lancaster, N. 1995. *Geomorphology of Desert Dunes*. Routledge; London.
- Long, J.T., Sharp, R.P. 1964. Barchan-dune movement in Imperial Valley, California, *Geological Society of America Bulletin* 75: pp. 149-156.
- Lettau, K., Lettau, H.H. 1978. Experimental and micrometeorological field studies of dune migration. In Lettau, H.H., Lettau, K. (eds). *Exploring the World's Driest Climates*. Institute of Environmental Science Report 101. Center for Climatic Research, University of Wisconsin, Madison; pp. 110-147.
- Lumley, J.L. 1970. *Stochastic Tools in Turbulence*, Academic Press, New York.
- Lumley, J.L., and Panofsky, H.A. 1964. *The Structure of Atmospheric Turbulence*: Wiley-Interscience, New York.
- McKee, E.D. 1979. Introduction to a study of global sand seas . In McKee, E.D., editor, *A Study of Global Sand Seas*, number 1052, pp. 1-17, Professional Paper U.S. Geol. Surv.
- Mulligan, K.R. 1988. Velocity profiles measured on the windward slope of a transverse dune. *Earth Surface Processes and Landforms* 13: pp. 573-582.
- Nickling, W. G., Gillies, J. A. 1989 . Emission of fine-grained particulates from desert soils. In Leinen, M. and Sarnthein, M., editors, *Paleoclimatology and Paleometeorology: Modern and Past Patterns of Global Atmospheric Transport*, pp. 133-165, Dordrecht. Kluwer Academic Publishers.
- Ruelle, D., Takens, F., 1971 . On the nature of turbulence. *Comm. Math. Phys.* 20, pp. 167-192, and 23, pp. 343-344.
- Shao, Y., 2000. *Physics and Modelling of Wind Erosion*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.
- Shao, Y., McTainsh, G. H., Leys, J. F., and Raupach, M. R. 1993a. Efficiency of sediment samplers for wind erosion measurement. *Aust. J. Soil Res.*, 31, pp. 519-532.
- White, B.R., Schulz, J.C. 1977. Magnus effect in saltation. *Journal of Fluid Mechanics* 81; pp. 497-512.
- Wiggs, G.F.S., Livingstone, I., Warren, A. 1996. The role of streamline curvature in sand dune dynamics: evidence from field and wind tunnel measurements. *Geomorphology*, 17; pp. 29-46.