

İSTANBUL BOĞAZI NİÇİN BOĞAZİÇİ'NDE AÇILMIŞTIR?

Prof. Dr. A. M. Celâl Şengör

İSTANBUL BOĞAZI NİÇİN BOĞAZİÇİNDE AÇILMIŞTIR?

Prof. Dr. A. M. Celâl Şengör

İTÜ Avrasya Yerbilimleri Enstitüsü, Ayazağa 34469 İstanbul

*La Géologie, c'est la Géographie qui bouge
(Jeoloji hareket eden coğrafyadır.)
André GEORGE («Pierre Termier», 1933, s. 78)*

Abstract

The Strait of Istanbul, otherwise known as the Bosphorus, formed as a result of the exploitation by the Flandrian transgression of the structurally lower position of the watershed located between the oppositely tilted peninsulæ of Thrace and Kocaeli (Bythina) than the watersheds on either of these geographical entities. I think that the seawater first invaded the watershed of the Bosphorus some 7 or 8 thousand years ago as RYAN and PITMAN proposed in 1997. However, whether the sea overtopped the Bosphorian watershed 8500 years ago or 7150 years ago is immaterial for the success of the model here proposed.

Öz

İstanbul Boğazı veya Boğaziçi, İstanbul'un il hudutları içerisinde Trakya ve Kocaeli yarımadalarının birbirine ters yönlerde çarpılmasının iki yarımada arasında yarattığı «nötral» bölgenin tektonik konumu nedeniyle, Trakya ve Kocaeli yarımadalarındaki su bölümü çizgilerine nazaran 200 hattâ 300 metre daha alçakta oluşan su bölümü çizgisinin Flandr deniz basması esnasında çevresinden daha önce aşılması neticesinde oluşmuştur. Bu olayın RYAN ve PITMAN'ın daha 1997'de ileri sürdükleri gibi muhtemelen 7 veya 8 bin yıl önce meydana geldiğini sanmaktayım. Ancak Boğaz'ın deniz suları tarafından istilâsının 7150 mi yoksâ 8500 yıl önce mi oluştuğu burada ileri sürülen tez açısından önemsizdir.

1.GİRİŞ

Yıldız HOŞGÖREN'i, veya kendisine son 37 yıldır hitap ettiğim şekliyle Yıldız Ağabey'i İstanbul Üniversitesi Coğrafya Enstitüsü'ne bir lise öğrencisi olarak gelip giderken tanıdım. Daha sonra sık sık olmasa olsa da aynı üniversitenin koridorlarında karşılaşmış konuştuk, kendisinden yayınlarını aldım ve yararlandım. Bu nedenle, meslekte 40. yılını doldurması nedeniyle öğrencileri tarafından derlenen bir kitaba katkıda bulunmaya davet edilmem beni hem onurlandırdı hem de çok sevindirdi. Benim coğrafyaya en yakın geldiğim konunun jeomorfoloji olması bana coğrafyacı Yıldız Hoşgören için oluşturulacak bir armağan kitabı için de jeomorfolojik bir problem seçmek fikrini verdi.

Aşağıdaki makale, insanlığın mitolojik çağlardan beri üzerinde kafa yorduğu, ama hâlâ tatminkâr bir şekilde çözemediği, İbrahim Hakkı AKYOL'un tabiriyle «Yakın-Şark coğrafyasının en muammaengiz, en münaziun-fih mes'elelerinden biri olan» (AKYOL, 1930, s. 303) «İstanbul Boğazı sorunu» konusuna hasredilmiştir. Boğaz'ın eski bir veya birkaç akarsu vadisi içine yerleşmiş olduğunu biliyoruz. Aşağı yukarı 7100 ilâ 8400 (hattâ 8900?) yıl öncesi aralığında herhangi bir zamanda, son buzul çağından sonraki Flandr deniz seviyesi yükselmesinin izleyen olaylar silsilesi içinde ânî bir su basmasıyla deniz altında kaldığı da artık yaygın olarak kabul edilen bir görüş (ör. bkz. RYAN 2007 ve oradaki atıflar). Ancak Boğaziçi niçin bulunduğu yerdedir? Niçin Marmara'nın suları Karadeniz'e ulaşmak için çok daha müsaitmiş gibi görünen Büyük Çekmece-Terkos berzahını değil de, daha engebeli ve yüksek olan Trakya-Kocaeli yüksek sathının ortasını tercih etmişlerdir? Niçin Boğaz'ın içine oturduğu vadi ne doğusundaki ne de batısındaki vadilere benzer? Niçin boyunca hem kuzeye hem de güneye akan akarsu emâreleri vardır?

Bu makale tüm bu sorulara çok basit bir cevap sunmaktadır. Boğaz'ın tüm sırları, özetle, Trakya-Kocaeli berzahının jeomorfolojik gelişmesinin ana hatlarında gizlidir. Yıldız HOŞGÖREN yıllardır öğrencilerine jeomorfolojinin temellerini kısa ve öz yazılarıyla onları detaya boğmadan anlatmaya çabalamıştır. Ben onun kadar kısa ve öz yazamasam bile, en azından öne sürdüğüm çözümün onun der-

slerine yakın bir açıklıkta olduğunu ümid ederim.

İstanbul Boğazı çevresinin jeomorfolojisi, üzerine kurulduğu kayaların bileşim ve yapılarından etkilendiği için önce İstanbul'un jeolojisinin özellikle jeomorfolojiye etki yapan yönlerinin ana hatlarıyla sunulması gerekir. Bu, bundan sonraki bölümün konusudur.

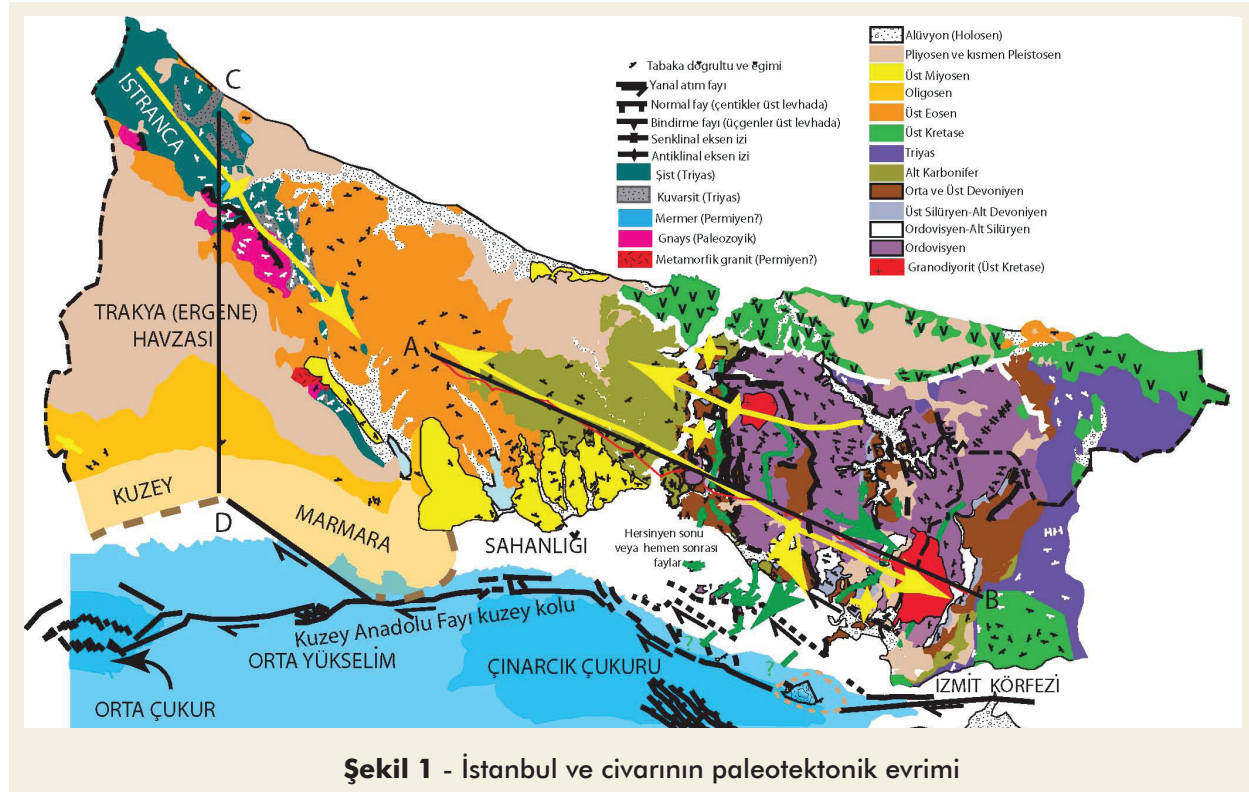
İstanbul'un Kuaterner öncesi jeolojisi

İstanbul Boğazı veya diğer adıyla Boğaziçi'nde ve çevresinde yer şekillerinin oluşmasını etkileyen ve önce büyük Amerikalı jeolog Grove Karl GILBERT ve daha sonra da ondan çok etkilenmiş olan William Morris DAVIS'in yapı, süreç ve zaman olarak tanımladığı üç önemli etkenden (DAVIS, 1899, s. 481; bkz. ERİNÇ, 1982, s. 3) birini oluşturan yapıyı tanıyabilmek için, şehrin üzerine oturduğu ve Boğaz'ın içinde açıldığı kayaç kütesinin bileşimini ve mimârisini öğrenmek gerekir. Boğaz ve çevresine günümüzdeki görünümünü kazandıran jeomorfojenik süreçlerin hemen tamamı yalnızca Tortoniyen'den, yani ± 11 milyon yıldan beri etkin olmuşsa da, bunların yonttuğu ve yontarken bileşim ve yapı özelliklerinden yararlandığı kayaların yaşları erken (?) Ordovisyen'e (yani $\pm 470-490$ milyon yıl öncesi aralığına) kadar inmektedir.

İstanbul'un jeolojisi birbirinden bağımsız en az üç Wilson (oyanus açılıp kapanma) döngüsünün izlerini taşıdığı için jeologun karşısına sayfeleri yırtılmış ve çoğu da kaybolmuş bir kitaptan tarih yazmaya benzer zor bir sorun çıkarır. Hele şehrin jeolojisinin en büyük kesimini oluşturan Paleozoyik yaşlı en eski Wilson döngüsünün izleri o derece bölük pörçük ve eksiktir ki, yapabileceğimiz tek şey, eldekilerin daha iyi bilinen dağ kuşaklarının nerelerine benzediğini tesbit ederek, eskiden İstanbul'un nasıl bir jeolojik yapının parçasını oluşturduğunu tahmin etmekten ibarettir. Neyse ki bunun başarılabilmesi elde kalan kısmın özellikleri nedeniyle imkânsız değildir, çünkü İstanbul'un Paleozoyik kayalarının çoğu, yer yer şiddetle kıvrımlanıp faylanmış olmalarına karşın, başkalaşıma uğramamışlardır ve Kurtköy Formasyonuna kadarki en alt ve Trakya Formasyonundan oluşan en üst stratigrafik birlikleri dışındakiler bol fosillidir.

İstanbul'un jeolojik evrimini iki ana bölümde ele alabiliriz: Başlangıçtan Kuzey Anadolu Makaslama Bölgesinin (bkz. ŞENGÖR ve diğerleri, 2005) oluştuğu yaklaşık 11 milyon yıl öncesine kadar olan paleotektonik dönem (yani eski tektonik veya eski yapılanma dönemi) ve

11 milyon yıldan bu yana gelişen neotektonik dönüm (yani yeni tektonik veya yeni yapılanma dönemi) . İstanbul'un jeomorfolojisi, yukarıda da belirttiğim gibi, tamamen yeni tektonik dönemde gelişmiş olan süreçlerin ürünüdür.



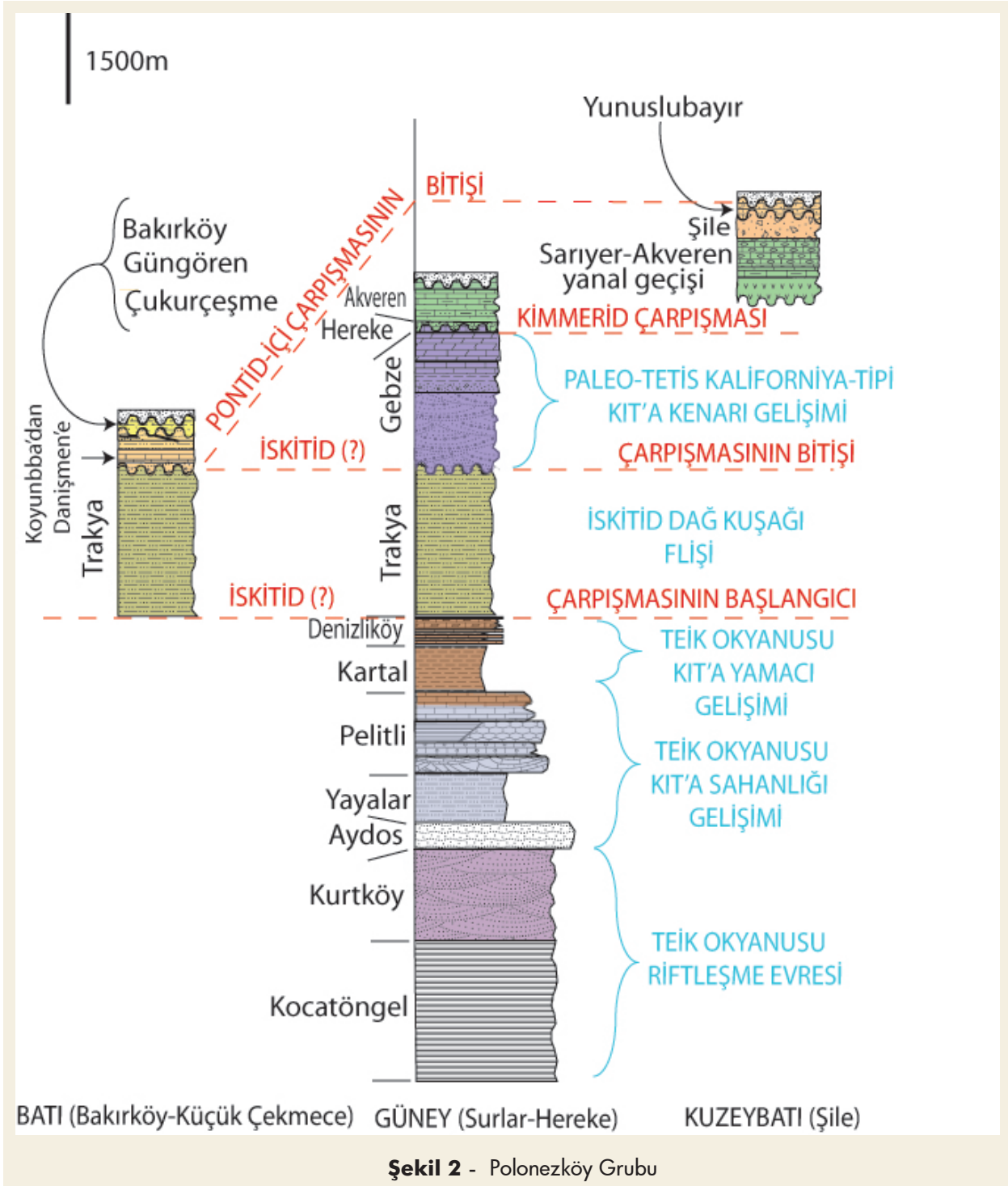
Şekil 1'deki jeolojik haritada çeşitli devirlere ait kayaçların İstanbul Boğazı yakın çevresindeki dağılımları gösterilmiştir. Bunların büyük çoğunluğu çökel kayaçlarıdır. İstanbul'un çökel kayaçlarının stratigrafisini gösteren ideal dikme kesitler Şekil 2'de gösterilmiştir. Şekil 3 ise il sınırları içerisinde görülen kayaçları etkilemiş olan jeolojik tarihenin şematik bir özettir.

Şimdi önce İstanbul ve çevresinin paleo-tektonik evrimini özetleyelim. Aşağıdaki anlatım büyük ölçüde ŞENGÖR ve ÖZGÜL tarafından NTV Yayınları tarafından basılmak üzere olan İstanbul Ansiklopedisi için hazırlanmış ve şu anda aynı yazarlar tarafından hazırlanmakta olan daha kapsamlı bir makaleye temel oluşturan bir makaleden alınmıştır. Onun için burada detaylı literatür referansları vermeyi gereksiz buldum. Okuyucu Paleozoyik ile ilgili modern bir referans listesini, İstanbul'un Paleozoyik jeolojisini burada sunulan stratigrafik adlamadan kısmen farklı bir adlamayla özetleyen AKYÜZ'de (2010) bulabilir. ZAPCI'nın (2010)

makalesi Triyas ile ilgili modern literatürü içeren bir listeye sahiptir. Kretase volkanizması ile ilgili en son bilgiler ise KESKİN ve diğerleri (2010) tarafından özetlenmiştir. ŞAHİN ve diğerleri (2010) İstanbul'da bulunan plütonik kayalar hakkındaki en güncel verileri içerir. İstanbul'un jeolojisinin incelenmesinin tarihçesi için okuyucu ŞENGÖR (2010)'a bakabilir. Orada 1933 sonrası çalışmaları büyük ölçüde göz önüne alınmamış olsa da, en azından 1933'e kadar son derece detaylı, AKYÜZ'ün, ZAPCI'nın, KESKİN ve diğerlerinin ve ŞAHİN ve diğerlerinin verdikleri referans listelerini büyük ölçüde tamamlayan bir referans listesi sunulmuştur.

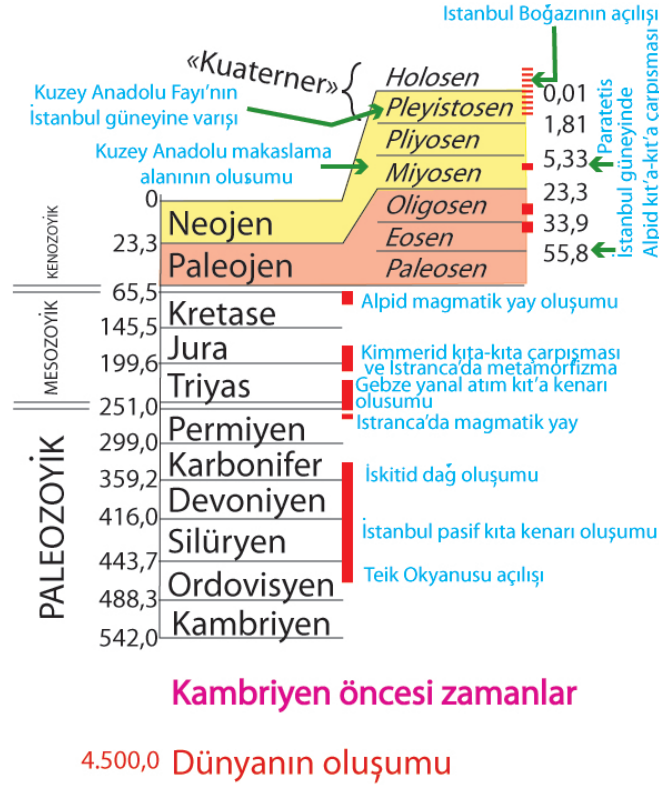
Paleozoyik kayaçları ve yapıları

İstanbul şehrinin Paleozoyik yaşlı kayaçları Polonezköy Grubu adı altında toplanmıştır. Polonezköy Grubu içerisindeki en yaşlı formasyon, bilhassa Polonezköy batısındaki Yeniçiftlik Deresi içerisinde ve Gebze kuzeyindeki Balçık köyü batısında yüzeye çıkan Kocatöngel Formasyonudur (GEDİK ve diğerleri, 2005). İnce



laminalı mil ve kilaşlarından oluşan bu formasyonun mevsimsel döngüsel tabakalanma («varv») gösterdiği, dolayısıyla çökeldiği devirde karalarda henüz yaşam olmamasına karşın kışın karla kaplanan bir ortamda bulunan bir gölde (?) çökeldiği sanılmaktadır. Bunun üzerine yaygın olarak pembemsi-mor renkli arkozlardan oluşan Kurtköy Formasyonu gelir. Kurtköy Formasyonu içerisinde yer yer çakıltaşları, yer yer de kilaşları görülür. Nemli ve sıcak ortamlarda

çok kolay ayrışarak kile dönüşen feldspat minerallerini bolca ve ayrışmamış halde içermesi, Kurtköy Formasyonunun ya kurak veya soğuk veya muhtemelen hem kurak hem de soğuk bir ortamda çökeldiğini gösterir. Çakıltaşı/kumtaşı/kilaşı geçişlerinin kısa mesafelerde olması ve formasyonun bir kilometreden fazla olan kalınlığı bunun bir rift ortamının ürünü olarak yorumlanmasına yol açmıştır.



Şekil 3 - Aydos Formasyonu

Kurtköy Formasyonunun üzerinde çökelmiş ve en çok 200 m kalınlığa sahip olan Aydos Formasyonu ise beyaz ve grimsi krem renkli, çok iyi yuvarlanmış kuvars tanelerinden oluşan bir ortokuvarsittir ve muhtemelen bir plaj çökelidir. Aydos Formasyonu ile birlikte, daha önceki formasyonların içinde çökelediği riftin yerini deniz kenarında duraylı bir sahanlığa bıraktığını görüyoruz. Bir başka deyişle, burada bir okyanus açılmaya başlamıştır. Bunun tarihi, hemen üstündeki Yayalar Formasyonunun Orta Ordovisyen yaşlı (± 460 milyon yıl önce) olmasından erken veya orta Ordovisyen olmalıdır. Hem Kocatöngel'de hem de Kurtköy'de soğuk iklim izlerinin bulunması, bu formasyonların tamamının belki de Üst Ordovisyen'e (Hirnantiyen'e veya en çok Ashgill düşük deniz düzeyi dönemi içine, yani ± 450 milyon yıl ile 443 milyon yıl arasına) sıkıştırılmasını gerektirebilir. Daha sonra deniz giderek derinleşmiş ve burada Yayalar Formasyonunun bol mika ve feldspat içeren kumtaşları çökelmiştir. Herhalde, Yayalar Formasyonu çökelirken soğuk ortam sürüyor ve çevrede bulunan granitik veya gnayslı kayalar aşınarak ortama mika ve feldspat temin ediyorlardı. Yay-

alar Formasyonunun üzerinde çökelmiş olan Pelitli Formasyonu Silüryen-erken Devoniyen sırasında çökelmiş kilttaşları ve kireçtaşlarından oluşur. Bilhassa kireçtaşları, artık ortama kırıntılı malzeme gelmediğini, yani çökelme ortamına yakın herhangi bir kara parçası kalmadığını gösterir.

Aydos Formasyonunun başından Pelitli Formasyonunun sonuna kadarki süre içerisinde İstanbul'da bugünkü konumuyla kuzey-güney uzanan ve doğuya bakan geniş bir Atlantik tipi kıt'a kenarı gelişmiştir. Bu kıt'a kenarı, büyük bir olasılıkla Ordovisyen süresince güney yarımkürede bulunmuş olan ve Gondwana Kıt'ası adı verilen dev bir kıt'anın kuzey kenarı boyunca bu kenarın kuzeybatıya bakan bir kısmını oluştuyordu. Zaten Kurtköy Formasyonunun imâ ettiği soğuk ortam muhtemelen Gondwana Kıt'asının erken Paleozoyik (geç Ordovisyen-en erken Silüryen) buzlaşmasının etkisini ifade etmektedir. Ordovisyen sonunda bu kıt'a kenarından bir parçanın koparak kuzeye taşındığı ve üzerinde Yayalar ve Pelitli Formasyonlarının çökelediği, giderek kırıntılı çökel kaynaklarından uzaklaşan ve ısınan bir

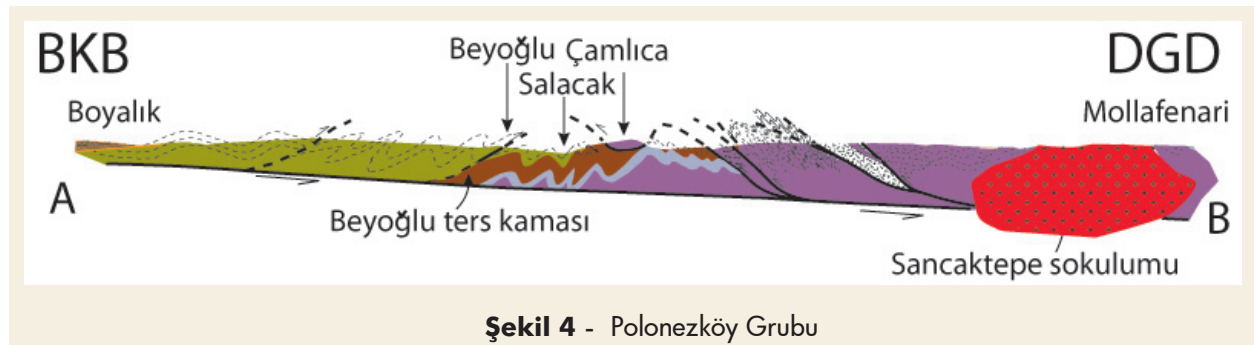
ortamı barındırdığı sanılmaktadır.

Kartal ve Denizliköy Formasyonları nisbeten derin deniz çökelleridir (batiyal çökeller) ve muhtemelen bir kıta yamacında çökelmişlerdir. Kartal egemen olarak siyah/gri renkli kilaşlarından oluşur ve bugünkü Karadeniz'in 200 metrenin altındaki kısımlarına benzer oksijence fakir (anoksik veya en azından hipoksik/disoksik) bir ortamda çökelmiştir. Kartal Formasyonunun çökelişi esnasında ortamda oluşan oksijen fakirliğinin nedenini bugün bilemiyoruz, ama Teik Okyanusunun Orta Devoniyen'den itibaren Kıpçak Yayı/Güney Çin'in Yangtze Bloku ve Gondwana-Land/Avrupa kıt'aları arasına sıkışması buna neden olmuş olabilir. Denizliköy Formasyonu ise hemen tamamen derin deniz kireçtaşlarından ve kilaşlarından oluşmaktadır. Denizliköy'ün en üstünde yaklaşık 20 metre kalınlığında bir çört düzeyi (eski Baltalimanı Formasyonu: bkz. AKYÜZ, 2010, şekil 1) ile Karbonifer'e geçilir. Bu çörtün içerisinde yer yer fosfor yumrularının olması en azından sığ sularda ortamın iyi oksijenlendiğinin işaretidir. İstanbul'da Karbonifer, Denizliköy'ün çörtleri hariç, muazzam kalınlıklara ulaşan (en az bir iki kilometre) ve en çok Boğaz'ın batı yakasında bulunan Trakya Formasyonu ile temsil edilir. Trakya Formasyonunun en üst kısımlarındaki çörtlü kireçtaşı ve kireçtaşı arakatmanları dışında tamamı ardışan kum ve kilaşlarından oluşur ve bugünkü konuma göre o zamanlar doğuda yükselen dağlardan gelen aşınma ürünlerinin oldukça derin sularda birikmesinden meydana gelmiştir. Bu tür kayalar bölgede faal bir dağ oluşumunun olduğunu gösterir ve bunlara fliš adı verilir. Trakya Formasyonu fliš içerisinde bulunan mikroskopik serpantin ve klorit parçaları, bu flišin kaynak bölgesinde belki bir kenet kuşağının olabileceği izlenimini vermektedirler. Karbonifer'de İstanbul'un üzerinde bulunduğu kara parçası Avrasya ile çarpışarak burada İskitid veya Hersinid dağ kuşağının bir

parçasını oluşturmuştur. Trakya Formasyonu bir İskitid (Hersinid?) flišidir.

Trakya Formasyonu İstanbul ili sınırları içerisinde varlığını kesin bildiğimiz en son Paleozoyik Formasyondur. Muhtemelen Trakya Formasyonunun çökmesi sırasında bugün İstanbul ilinin arazisini oluşturan alan doğu-batı yönde (Karbonifer'de bu muhtemelen yaklaşık kuzey-güneydi) sıkışarak Boğaz'ın doğu yakasında egemen olarak batıya, batı yakasında da egemen olarak doğuya eğimli bir kıvrımlı-bindirmeli yapı oluşturmuştur. Şekil 4 Gebze kuzeyindeki Mollafenari köyünden Çatalca yakınlarında Boyalık köyüne uzanan bir jeolojik kesit göstermektedir (konumu Şekil 1'de A-B çizgisi ile gösterilmiştir). Bu jeolojik kesitte egemen yapıların bindirmeler, hattâ sürüklenimler (=şaryajlar) ve kıvrımlar olduğu görülmektedir. Tüm bu yapılar İskitid (Hersinid?) dağ kuşağına aittir. Mollafenari civarındaki büyük granit külesi Sancaktepe granit plütunu olarak bilinir. Yaşı Rb/Sr yöntemiyle geç Permiyen (255 ± 5 milyon yıl) olarak tesbit edilmiştir. Bu plütunun yüksek K₂O içermesi (ŞAHİN ve diğerleri, 2010) muhtemel bir çarpışma sonrası «kenet geçen» («suture-crossing») bir plütun olabileceğini düşündürmekteyse de, hemen tüm kenet geçen S-tipi granitlerin tersine I ve S tipleri arasında geçiş özellikleri göstermesi, İskitid (Hersinid?) çarpışmasıyla kalınlaşmış bir kabuğun içine sokulmuş bir Kimmerid dalma-batma ürünü olması ihtimalini de gözden uzak tutmamamız gerektiğine işaret etmektedir.

İstanbul'un bir önülke kıvrım/bindirme kuşağı şeklindeki yapısal stili (Şekil 4), tüm şehrin altından büyük bir kurtulma düzeyinin (=décollement) geçmesi gerektiğini göstermiştir. Tüm yapı bu kurtulma düzeyi üzerinde muhtemelen erken-orta Karbonifer esnasında göreceli olarak batıya itilmiştir. Trakya Formasyonunu karakterize eden doğu verjanslı yapı erken gelişmiş bir



Şekil 4 - Polonezköy Grubu

geriye bindirme, yani retroşaryajdır ve önülke kıvrım/bindirme kuşaklarında sık görülen bir özelliktir. Sancaktepe granit plütünü ise muhtemelen bu kurtulma düzeyini kesmektedir, yani İstanbul'un Paleozoyik deformasyonu tamamlandıktan sonra sokulmuştur.

Mesozoyik kayaçları ve yapıları: İstanbul ili sınırları içerisinde kıvrımlanmış, bindirme ve sürüklenimlerle dilimlenmiş olan Paleozoyik kayaçlarının üzerine Gebze Grubu adı verilmiş olan Triyas yaşlı bir istif ilin en doğu ve kuzeybatı alanlarında ve komşu il Kocaeli'de açısız uyumsuzlukla oturur. Bu istifin en alt kayaçları, çökelme ortamı olarak Kurtköy Formasyonuna benzeyen kumtaşları, çakıltaşları ve kilaşlarını içeren Kapaklı Formasyonunu oluştururlar, ama tüm bu kayaçlar, Kurtköy'ünki gibi pembemsi mor renkli değil, kırmızı renklidir ve içinde çökeldikleri ortamın kurak ve muhtemelen sıcak bir çöl olduğuna işaret ederler. Gerçekten de bu kayaçlar içerisinde taze feldspat yoktur. Doğuya doğru, Amasra civarında, bu karasal kayaçların yaşı Üst Permian'e kadar iner (Çakraz Formasyonu). Çakıltaşlarının malzemesinin Gebze Grubu altındaki Paleozoyik yaşlı kayaçlardan derlenmiş olmasından, Kapaklı Formasyonu çökelirken çevredeki yükseklikleri İskitid (Hersinid?) dağ kuşağının harabelerinin oluşturduğu anlaşılmaktadır. Kapaklı Formasyonu içerisinde ayrıca İzmit Körfezi kuzey kıyıları boyunca bazaltik ve riyolitik volkanik kayaçlar bulunduğu görülmüştür. Böyle hem serbest SiO₂ (kuvars) açısından zengin (riyolit) hem de kuvarsı hiç bulunmayan (bazalt) volkanik kayaçların bir arada bulunmaları (bimodal volkanizma) ve çökellerin hem çok engebeli hem de duraysız bir topoğrafya içinde çökelmiş olmaları, burada yeni bir gerilmenin etkisinde gene bir rift rejiminin egemen olduğunu düşündürmektedir. Bu rift rejiminin Triyas Devrinde tâ Orta Asya'dan, Güney Avrupa'ya kadar uzanan geniş bir sağ yanal makaslama bölgesi içinde oluşmuş küçük, ikincil yapılardan oluştuğu sanılmaktadır (NATAL'IN ve ŞENGÖR, 2005). Zaten Kapaklı Formasyonunun kalınlığı da Kurtköy Formasyonu'nun kalınlığının onda birini bulmaz.

Kapaklı Formasyonu üzerine kilaşından giderek kireçtaşına doğru gelişen Demirciler Formasyonu, denizin bölgeyi aynen Silüryen esnasında olduğu gibi istila ettiğini ve giderek

derinleştiğini gösterir. Ama Demirciler Formasyonunun tüm kayaçları ısı ve sıcak bir denizin ürünleridir. Formasyonun toplam kalınlığı da 200 metreyi zor bulur. Kapaklı Formasyonu üzerine çökelmiş olan Ballıkaya Formasyonu hemen tamamen kireçtaşı ve dolomitlerden oluşur ve çökelme esnasında ortama tamamen ısı denizel koşulların egemen olduğunu gösterir. Ballıkaya Formasyonu üzerine uyumlu olarak gelen Tepecik Formasyonu nisbeten daha derin denizel kireçtaşlarından ve çörtlerinden meydana gelir ve zengin bir Ammonit faunası içerir. Bu formasyonun üzerinde ayırtlanmış olan ince Bakırlıkıran Formasyonu bir kumtaşı birliği olup bitki fosilleri bulundurmaz. Bakırlıkıran Formasyonu tüm bölgenin geç Triyas esnasında su üstüne çıktığını işaret eder, ancak ne yazık ki Bakırlıkıran Formasyonu'nun ne dokanak ilişkileri, ne de yaşı kesin olarak tesbit edilebilmiştir.

Bakırlıkıran Formasyonu zamanına kadar İstanbul ve doğusunda görülen Triyas çökelleri kayaç ve fosil karakteri açısından tipik bir Alp (veya «Akdeniz») Triyası istifi görünümünü veriyor olsalar da, burada gözlenen kalınlıklar Alp Triyasının tipik kalınlıklarının bir büyüklük mertebesi altındadır. Türkiye'nin batısında tâ Sicilya'ya kadar kalın Alp tipi Triyas istifi derin denizel karakterli Jura kayaçlarına geçer. Bizde ise ortam ancak ince bir istif çökeltebilmiş olan Triyas sonunda sığlaşıp karalaşır ve İstanbul yakınlarında Jura ve Alt Kretase yaşlı kayaçlar bulunmaz. Bu eksiklik muhtemelen Paleo-Tetis'in kapanması esnasında meydana gelen Kimmerid orojenezinin bir etkisidir ve bölge bu dağ oluşum olayı esnasında kuzey-güney yönünde (bugünkü konum açısından) daralmıştır. Ancak Triyas ile geç Kretase arasında meydana gelen bu daralmanın oluşturduğu yapılar bugüne kadar kabaca olsa bile incelenmemiştir.

Paleo-Tetis kapanırken, İstanbul bölgesinin güneyinde erken Jura'da (Hettanjiyen-Sinemüriyen aralığı, yani ± 197 milyon yıl önce) Neo-Tetis Okyanusu açılmıştır. Ancak İstanbul ili sınırları içerisinde bu açılımın doğrudan jeolojik kanıtları bulunmaz, çünkü İstanbul, İzmit-Yalova güneyi-Marmara Adası-Şarköy kuzeyi şeklinde belirlenebilecek olan ve bugün Pontid-içi kenet kuşağı (ŞENGÖR ve YILMAZ, 1981) ile temsil edilen okyanus açılım hattının epeyce kuzeyinde kalmaktadır.

İstanbul bölgesinde, Kimmerid olaylarından sonraki en yaşlı kaya birimi İstanbul'daki pek çok anıtsal binada süs ögesi özelliği ağır basan yapıtaşı (sütun, döşeme vb) olarak kullanılmış olan pembemsi/krem renkli/kırmızımsı Hereke Formasyonudur. Hereke ve çevresinde yaygın olarak görülen bu formasyon, aslında ilerleyen bir deniz basmasının hemen önündeki yüksek enerjili plaj ortamında gelişen bir çakıltaşıdır ve içerisinde yumruk büyüklüğünden küçük bir misket büyüklüğüne kadar iyi yuvarlanmış çakıllar bulunur. Bu nedenle bu taş Hereke Pudingi de denmiştir (ör. ERGUVANLI, 1949). Çakılların doğal çimentosu kireçtaşıdır. Bu çakıllar alttaki Gebze ve Polonezköy gruplarının kayalarından ve Sancaktepe plütounundan derlenmiştir. Bu formasyonun çökme yaşı geç Kretase'dir ve Kimmerid dağ kuşağının harabelerinden beslenmiştir.

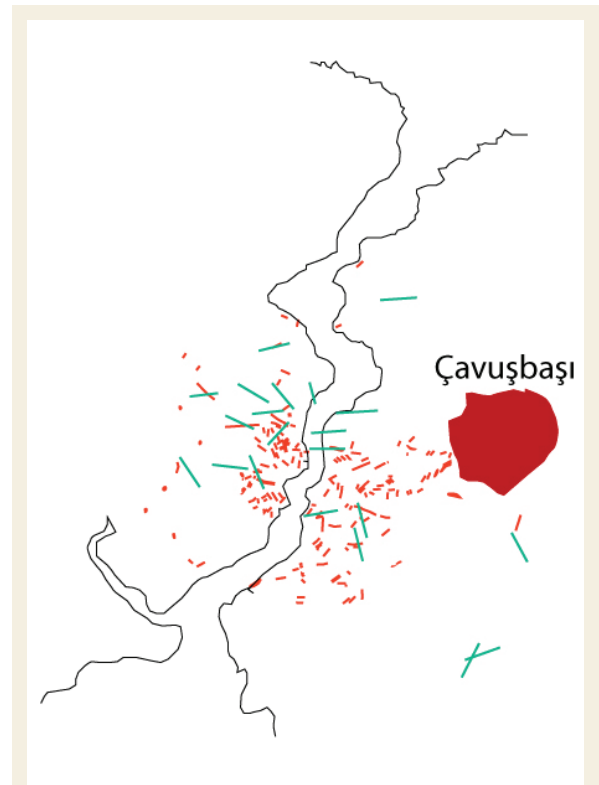
Hereke Formasyonu Gebze ve civarında çökelirken, İstanbul'un hemen tamamında şiddetli bir andezitik volkanizmayla beraber kırıntılı kayalar çökeliyordu. Hereke Formasyonu üzerinde gelişen ve sığ denizel kireçtaşlarından oluşan Akveren Formasyonu, kuzeye doğru yanal olarak andezitik lâv ve aglomeraların egemen olduğu Sarıyer Formasyonuna geçer. Bu belki bugünkü Endonezya'da Sumatra adasında andezitik volkaniklerin yanal olarak konglomeralar (ör. Pinang Konglomera Üyesi: Simeulue Adası) üzerine oturmuş olan mercanlı kireçtaşlarıyla (ör. Al Manis Kireçtaşı Formasyonu) örtülmüş olan Mentawai Adaları (Siberut, Sipora, Kuzey Pagai ve Güney Pagai adaları), Simeulue ve Nias adaları yay önü ortamına geçmesini andıran bir ortamdı. Volkanizma, Endonezya'daki ortam nasıl bugün Hint Okyanusu tabanının Sumatra altına dalmasından kaynaklanıyorsa, İstanbul'da da Neo-Tetis'in tabanının geç Kretase'de bugünkü Pontid-içi kenet hattı boyunca İstanbul altına dalmasının bir sonucuydu.

İstanbul Boğazının kuzey ağzının her iki yakasında da ise takriben Sarıyer hattından itibaren tek bir volkanın kuzey kısımları görülür. Mitolojideki Iason efsanesinde meşhur olan ve hem Rumeli Fenerinde (Öreke Taşı ve Roket Taşı isimleri altında; bazı kaynaklarda hepsi Öreke Taşları veya Kanlı Kayalar adı altında) hem de karşısındaki Kabakos körfezinin (klâsik Ampelodus sinus) doğu kenarında bulunan (orada

isimsiz) Çarpışan Kayalar (Symplegades veya Kyenai Petrai) bu volkanın aglomeralarından oluşurlar. Kabakos körfezinin dik yarı doğu sahilindeki bir lâv akıntısı içinde oluşmuş olan altıgen soğuma çatlakları ondokuzuncu yüzyıl başından beri dünyaca meşhurdur. Ve 1812-1814 yılları arasında İstanbul'da Fransız elçisi olarak görev yapan Napolyon'un bilgin generali Kont Antoine-François ANDRÉOSSY tarafından İskoçya'da Staffa adasındaki Fingal Mağarasında bulunan prizmatik bazaltlarla mukayese edilmiştir (Bkz. ŞENGÖR, 2002, 2010).

Kenozoyik kayalar ve yapıları: Sarıyer Formasyonu içerisindeki volkanın geri kalan kesimleri, Sarıyer'den Boğazın doğu sahiline bakarken de görülebileceği gibi, erozyonla götürülmüştür.

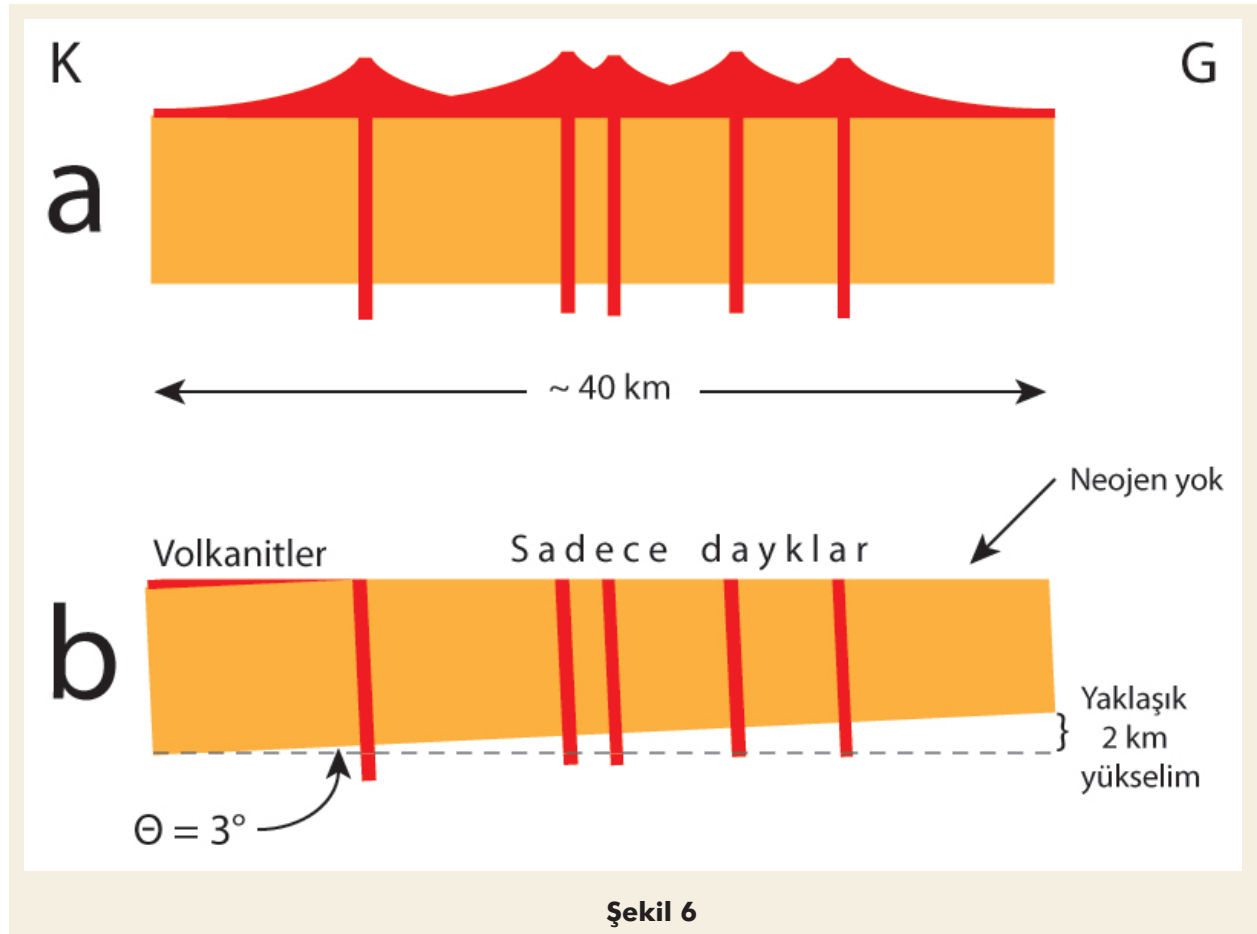
Kendisine «Boğaziçi Volkanı» adını verebileceğimiz bu Üst Kretase volkan kalıntılarından derlenen yaşlar volkanizmanın 80-65 milyon yıl arasında dağıldığını fakat en çok verinin 65 milyon yıla yakın zamanlarda biriktiğini göstermiştir (Muharrem SATIR kişisel görüşme). Bu volkanın uğradığı aşınmanın detayları bu makalenin konusu için hayati öneme sahiptir.



Şekil 5

Öncelikle Şekil 5 İstanbul'daki «Kretase» yaşlı tüm andezitik, diyoritik ve granodiyoritik sokulum kayalarının bir haritasını göstermektedir. Bu haritada görülen daykların çoğu andezitik bir kısmı diyoritiktir. Kırmızı ile gösterilen dayklar PENCK (1919)'dan, yeşille gösterilenler ise ÖZGÖRÜŞ ve OKAY (2005)'den alınmıştır. Her iki çalışma da aynı kütleleri hedef almış ve birbirinden bağımsız yapılmıştır. ÖZGÖRÜŞ ve OKAY (2005)'de PENCK'e atıf olmaması bunu göstermektedir. Şekil 5'deki harita üzerine aynı zamanda Çavuşbaşı Granodiyoriti de

yeleştirilmiştir. Tüm bu yapılar eldeki izotopik yaş verilerine göre $\pm$ aynı yaştadır. Benim kanım, Çavuşbaşı'nın Boğaziçi Volkanının çekirdeğini, daykların ise o çekirdekten kenara sokulan radyal ve yer yer de konsantrik dayk sistemlerini oluşturduklarıdır. Bunlar belki de parazitik küçük konileri besliyorlardı. Şekil 6a yüzü bu şekilde volkanlarla kaplı bir kabuk parçasını göstermektedir. Şekil 6b ise bu kabuk parçasının 3° kuzeye eğilmesi halinde neler olacağını sergilemektedir. Şekil 6b'de gördüğümüz manzara, İstanbul'daki volkanik örtünün ve sokulumların sergilediği



Şekil 6

manzaradır. Buradaki eğilmeyi 3° almamanın nedeni, eğilme ve onu izleyen erozyon sürecinin yarattıklarını bir şekle sığdırabilmek içindir; aslında İstanbul'daki eğilme açısı çok daha az olmuş da olabilir. Buylece İstanbul'un jeolojisi, Üst Kretase sokulum ve volkaniklerinin dağılımını izah etmek için, tüm Kocaeli yarımadasının kuzeye doğru çarpılmış olmasının çok mantıklı ve tutarlı bir varsayım olacağını göstermektedir. Aşağıda bu varsayımın drenajın bize sunduğu verilerle de desteklendiğini göreceğiz.

Volkanın bazı kısımları muhtemelen Şile'den

Kilyos'a kadar uzanan ve yanal atım bileşeni önemli olabilecek bir bindirme fayının altında kalmış da olabilir. Şile şaryajı (=sürüklenimi) diye bilinen bu önemli fay (BAYKAL, 1942) boyunca İstanbul Paleozoyik arazisi, kuzeydeki Sarıyer Formasyonu üzerine bindirmiştir (bkz. Şekil 1). Ölçülebilen eğimi güneye doğru genellikle $60-45^\circ$ olan bu fayın hareket zamanı muhtemelen en erken Eosen'dir (İpresiyen-Lütesyen arası: bkz. BAYKAL, 1942, s. 221). Bu konudaki yeni gözlemler şunlardır: Şile'de, dokanak ilişkileri görülememekle beraber, Sarıyer

Formasyonunun üzerine Necdet ÖZGÜL'ün Atbaşı Formasyonunun iki üyesinden alttaki olarak yorumladığı Şile birliği gelmektedir. Ancak yakın zamanda yapılan paleontolojik incelemeler, Şile birliğinin onu uyumsuz olarak üzerleyen Yunuslubayır birliğinden en az dört-beş milyon yıl daha yaşlı olduğunu göstermiştir. Kaldı ki iki birlik arasında açısız bir uyumsuzluk vardır. ŞENGÖR ve ÖZGÜL (baskıda) bu nedenle Şile birliğini Şile Formasyonu, onun üzerine gelen Yunuslubayır birliğini de Yunuslubayır Formasyonu olarak betimlemeyi uygun görmüşlerdir.

Şile Formasyonu yaklaşık 56-50 milyon yıl öncesi aralığında sualtı göçmelerinin ürünü olan iri bloklardan meydana gelmiş ve bozumsu mavi renkli kilitaşlarınca tutturulmuş kaba bir çökel birimdir. Bu göçmeler muhtemelen ilerleyen Şile bindirmesinin önündeki duraysız sualtı topoğrafyasında gelişmiştir (BAYKAL ve ÖNALAN, 1979). İlginç olan, döküntü içerisinde volkanik Sarıyer Formasyonunun değil, kireçtaşından oluşan Atbaşı'nın çakıl ve iri bloklarının bulunmasıdır. Bunun nedeni, herhalde, bindirme fayının, Atbaşı Formasyonu Sarıyer Formasyonunu örttüğünden sonra harekete geçmiş ve Atbaşı tamamen aşınıp gitmeden durmuş olmasıdır.

Şile Formasyonunu açısız bir uyumsuzlukla Yunuslubayır Formasyonuna ait sığ denizel kireçtaşları örter. Bu kayaçların yaşı Eosen Devresinin bir Çağı olan Lütessen'in de en erken dönemlerine, yani aşağı yukarı 47-48 milyon yıl öncesine karşılık gelir. Tüm bu yeni gözlemler, BAYKAL'ın (1942) gözlem ve yorumlarının büyük ölçüde güvenilir olduğunu göstermektedir.

Bu dönemde İstanbul ilinin batısı ve güneyi tamamen kara halindeydi. İlin güneyinden geçen ve Pontid-içi Okyanusu adı verilen Neo-Tetis kolu, muhtemelen en erken Eosen'de kapanmış (bu herhalde Şile bindirmesini de harekete geçiren olaydı), tüm bölge sıkışarak yükselmişti (ŞENGÖR ve YILMAZ, 1981). Denizin İstanbul'un batısına geri dönmesi geç Eosen'in erken Çağlarına, Bartonien'e (38-39 milyon yıl önce), karşılık gelir. İçerisinde bolca nümmülit bulunduran bu sığ denizel kireçtaşı çok ince bir kumtaşı/çakıltası örtüsü oluşturan Koyunbaba Formasyonu üzerinde gelişir ve

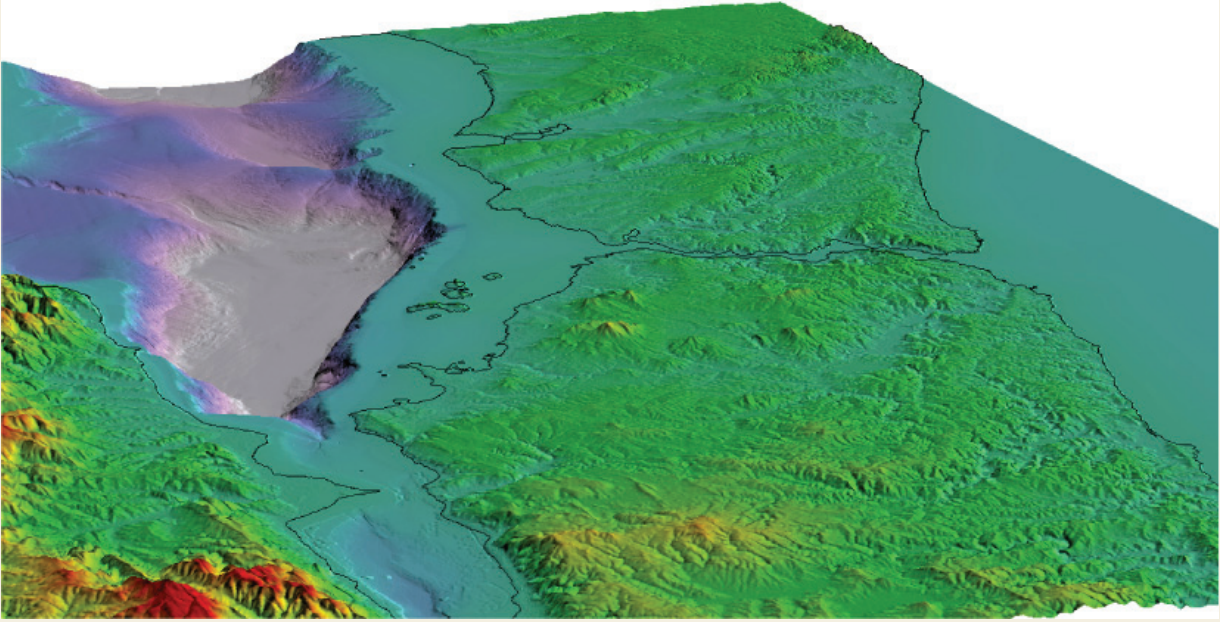
Soğucak Formasyonu olarak anılır. Soğucak Formasyonu yaşam durumu bozulmamış ve çok güzel görülebilen mercan resiflerinden ve bu resifler çevresinde gelişen kireçtaşı kayalarından oluşmuştur (ör. GÖRÜR ve diğerleri, 1981). Kalınlığı 40 ile 400 metre arasında değişen Soğucak Formasyonu, kalınlığı 400 ilâ 1000 metreye ulaşabilen Ceylan Formasyonunun daha derin denizel kumtaşları ve kilitaşlarıyla örtülür. İstanbul il hudutları içerisinde, Ceylan Formasyonunu toplam kalınlıkları 2,5 kilometreyi bulan ve Ami BOUÉ'nin daha 1840'da pek haklı olarak «molas» diye betimlediği Oligosen yaşlı Mezardere, Osmancık ve Danişmen Formasyonları örter. Açık kıvrımlarla kıvrımlanmış olan Oligosen molasının üzerine açılı uyumsuzluk ile Miyosen yaşlı Çukurçeşme, Güngören ve Bakırköy Formasyonları gelir. Bu kıvrımlanma, Eosen başında meydana gelen kıta-kıta çarpışmasının en son ürünüdür ve muhtemelen Trakya ve Kocaeli yarımadalarında doğu-güneydoğudan batı-kuzeybatıya uzanan büyük boyutlu temel kıvrımlarının (bkz. Şekil 1'de sarı renkle gösterilen büyük antiklinal eksenleri) da sebebidir.

Toplam kalınlıkları doğudan batıya 100 metreden 1,5 kilometreye kadar değişen acısu çökellerinin yaşı Üst Miyosen'dir. En yaşlı Formasyon olan Çukurçeşme'den derlenmiş olan tüm iri memeli fosilleri ve acısu çiftkabukluları Vallesiyen yaşını vermektedir ki bu Miyosen'in Tortonien Devresine karşılık gelir (11-8 milyon yıl öncesi). Vallesiyen çökelleriyle birlikte İstanbul bölgesinde paleotektonik dönem biter ve neotektonik dönem başlar.

İstanbul ve civarının neotektonik evrimi

Vallesiyen'den sonra İstanbul takımıyla yükselmiştir. Bu yükselmenin yaşı 11 ile 1,5 milyon yıl aralığında olmalıdır. Ancak, aşağıda göreceğimiz gibi, bu yükselme yeknesak olmayıp, sonunda Trakya ve Kocaeli yarımadalarında birbirinin zıddı iki çarpılma yaratmıştır (Şekil 7).

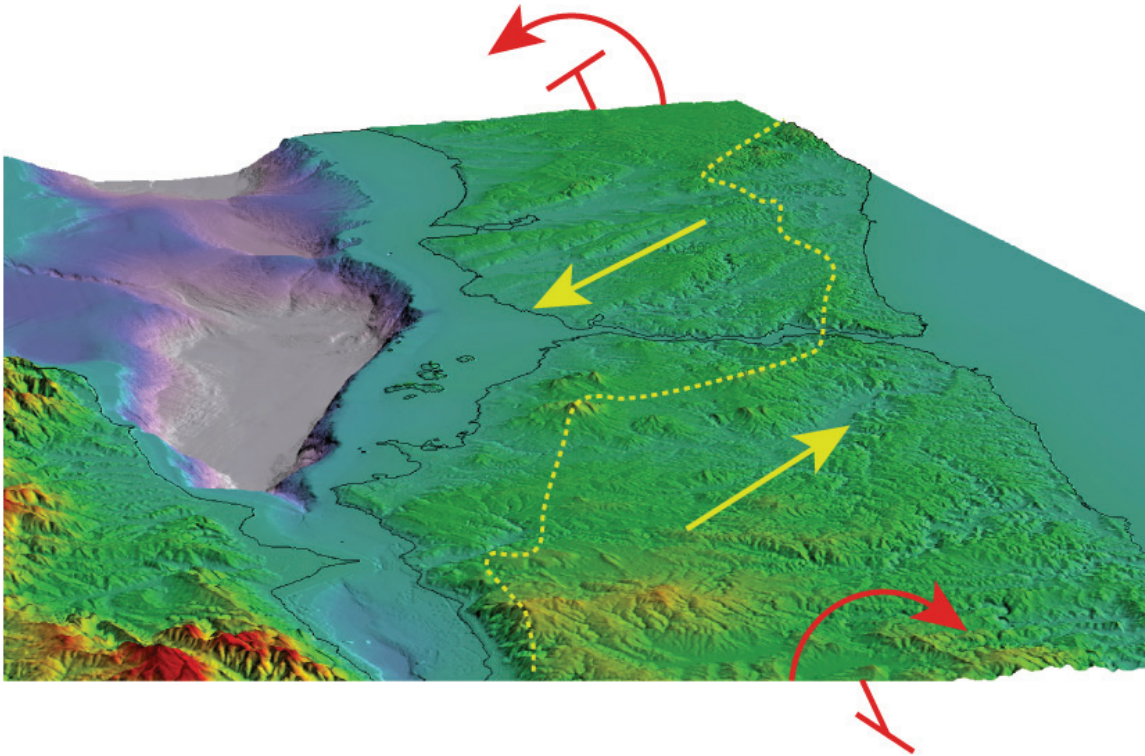
Yalnız batıdaki Kenozoyik çökellerinin değil, diğer tüm kayaçların üzeri İstanbul'da daha ziyade yüksek alanlarda korunmuş olan ve nehir çökellerinden oluşan turuncu-kırmızı renkli ve kaba taneli bir örtüyle kaplıdır. Bu örtüye, elde hiçbir veri olmamasına karşın, yirminci



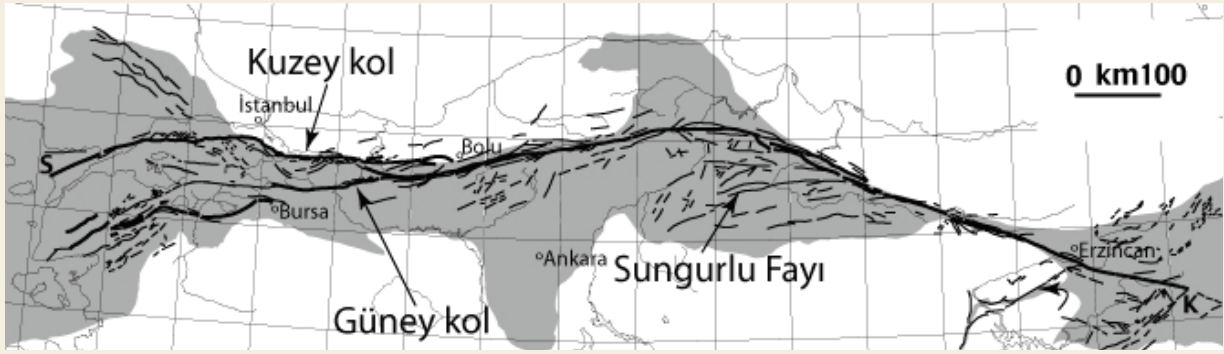
Şekil 7a

yüzyıl başından beri genelde Pliyosen-Pleyistosen yaşı uygun görülmüştür. Bu örtü bugün İstanbul Boğazının batısında kuzeyden güneye, doğusunda da güneyden kuzeye tatlı bir eğim gösteren orta derecede engebeli bir aşınma

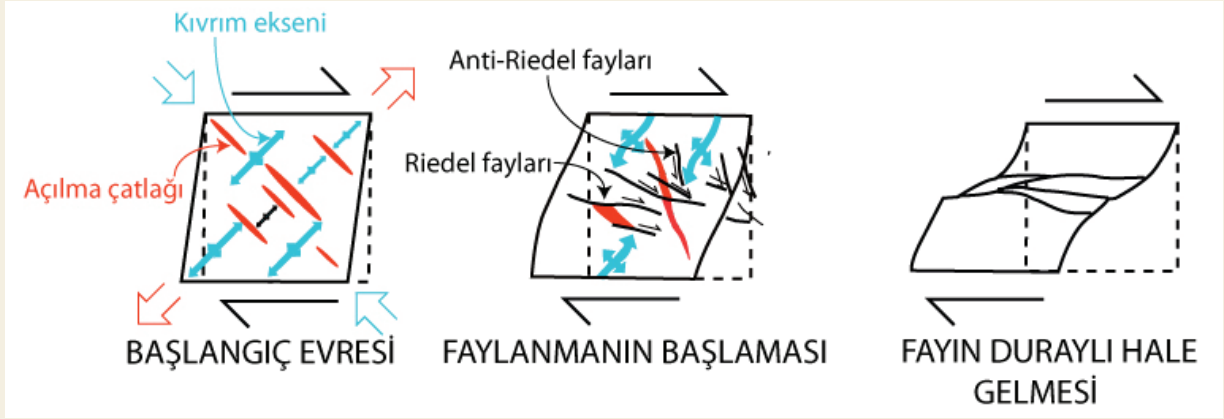
yüzeyi üzerinde akan derelerin çökellerini temsil eder (Şekil 7). Bu çökellerin bazıları bugün İstanbul'un yüksekçe yerlerinde görüldüğünden, şehrin jeomorfolojik gelişmesinde bir rölyef terslenmesinden bahsedilir. Meşhur Belgrad



Şekil 7b



Şekil 9



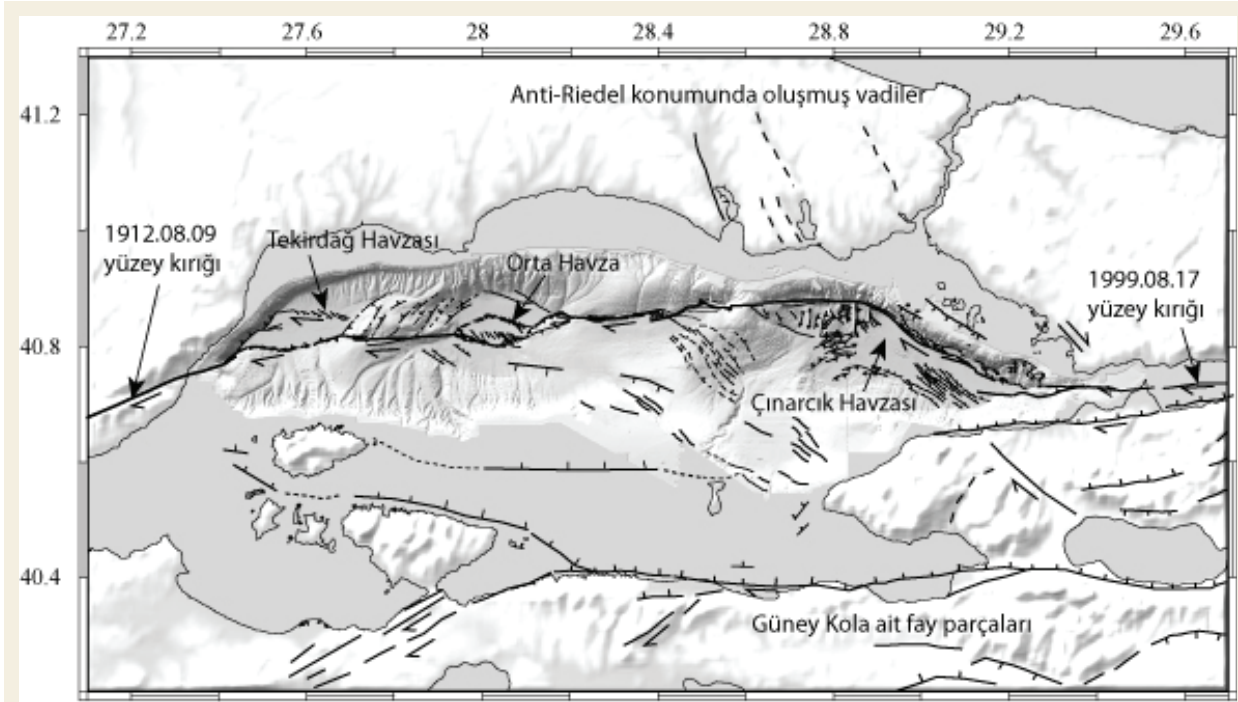
Şekil 10

kırılmaya dirençleri nisbeten daha az olan okyanusal kayaların yaygın olarak bulunduğu bir alan içine yerleşmiştir. İstanbul güneyinde, Kuzey Anadolu Fayı iki ayrı ana kol ile temsil edilmektedir. Bunlardan biri, İzmit-Gemlik-güney Marmara sahanlığı (genişliği yaklaşık 45 km)-Bursa-Uluabat-Manyas gibi geniş bir bant içerisinde Biga yarımadasına ulaşır ve oradan Etili-Bayramiç çöküntüleri üzerinden Ege'ye çıkar. Babakale kuzeyinde sahilde beyaz-boz renkli geç Kenozoyik depoları içinde görülen düşey atımı az faylar muhtemelen bu kol ile ilişkilidir. Bu kol üzerinde hareket yılda ortalama 4,5 mm kadardır ve deprem faaliyeti kuzey kola nazaran çok daha azdır. Buna mukabil kuzey kol üzerinde hareket hem depremlerden hem de küresel yer belirleme ağı (Global Positioning Network: GPS) yardımıyla tesbit edildiği kadarıyla 25 mm kadardır (LE PICHON VE KREEMER, 2010). Burada depremler hem güney kol boyunca olanlara nazaran daha büyük, hem de daha siktir. Kuzey kol boyunca hemen her 250 yılda bir moment büyüklüğü (M_w) 7'den fazla bir deprem Marmara Denizi içerisinde meydana gelmektedir (bkz. ŞENÖR ve diğerleri, 2005).

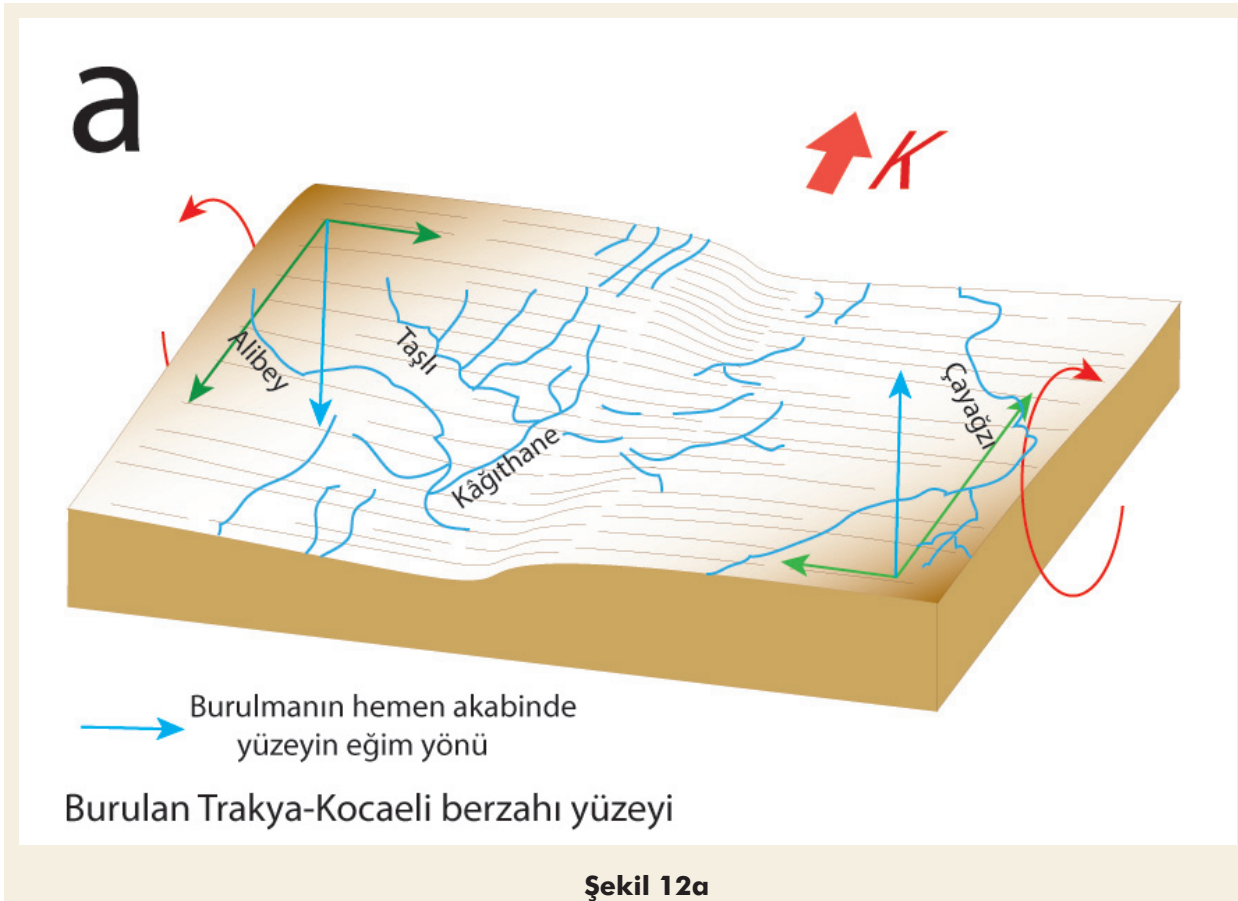
Kuzey Anadolu Fayı ailesi bir günde oluşmamıştır. Eldeki veriler, Marmara Denizi civarında sağ yanallı atımla ilgili yamulmanın yaklaşık 11 milyon yıl önce, yani orta-geç Miyosen'de başladığını göstermektedir (bkz. Şekil 3). Hatırlanacağı üzere bu aynı zamanda İstanbul batısındaki Miyosen yaşlı çökellerin de oluşumlarının aşağı-yukarı tamamlanmak üzere olduğu tarihtir. İlk başta, sağ yanallı atımlı hareket İstanbul'dan Bursa'ya kadar genişliği neredeyse 100 km kadar olan bir bölgeyi etkilemeye başlamıştı. Bu şekilde etkilenen bir bölgede ne tür yapıların oluşacağı, Şekil 10'da görülmektedir. Başlangıç evresinde, kuzeybatı-güneydoğu doğrultulu açılma çatlakları ve normal faylar, buna aksi yönde de kıvrımlar ve bindirme fayları oluşur, çünkü yamulan bölge, kuzeydoğu-güneybatı yönünde uzar ve kuzeybatı-güneydoğu yönünde kısalır. Daha sonra kuzey-kuzeybatı yönlü sol yanallı atımlı anti-Riedel (R') fayları, onları takiben de ortamdaki genel yanallı atım doğrultusuna yaklaşık 12° - 15° açı yapan Riedel (R) fayları oluşur. Riedeller, anti-Riedellerin tersine sağ yanallı atımlıdır. Bu yapı ailelerinin hangisinin daha egemen olacağı, bölgede daha önce bulunan

yapılara ve kayaç türlerine bağlıdır. Sağ yanal yamulma geliştikçe, bu sefer daha önce oluşmuş yapılar yamulmanın karakteriyle uygun olarak saat yönünde dönmeye başlarlar. Zamanla,

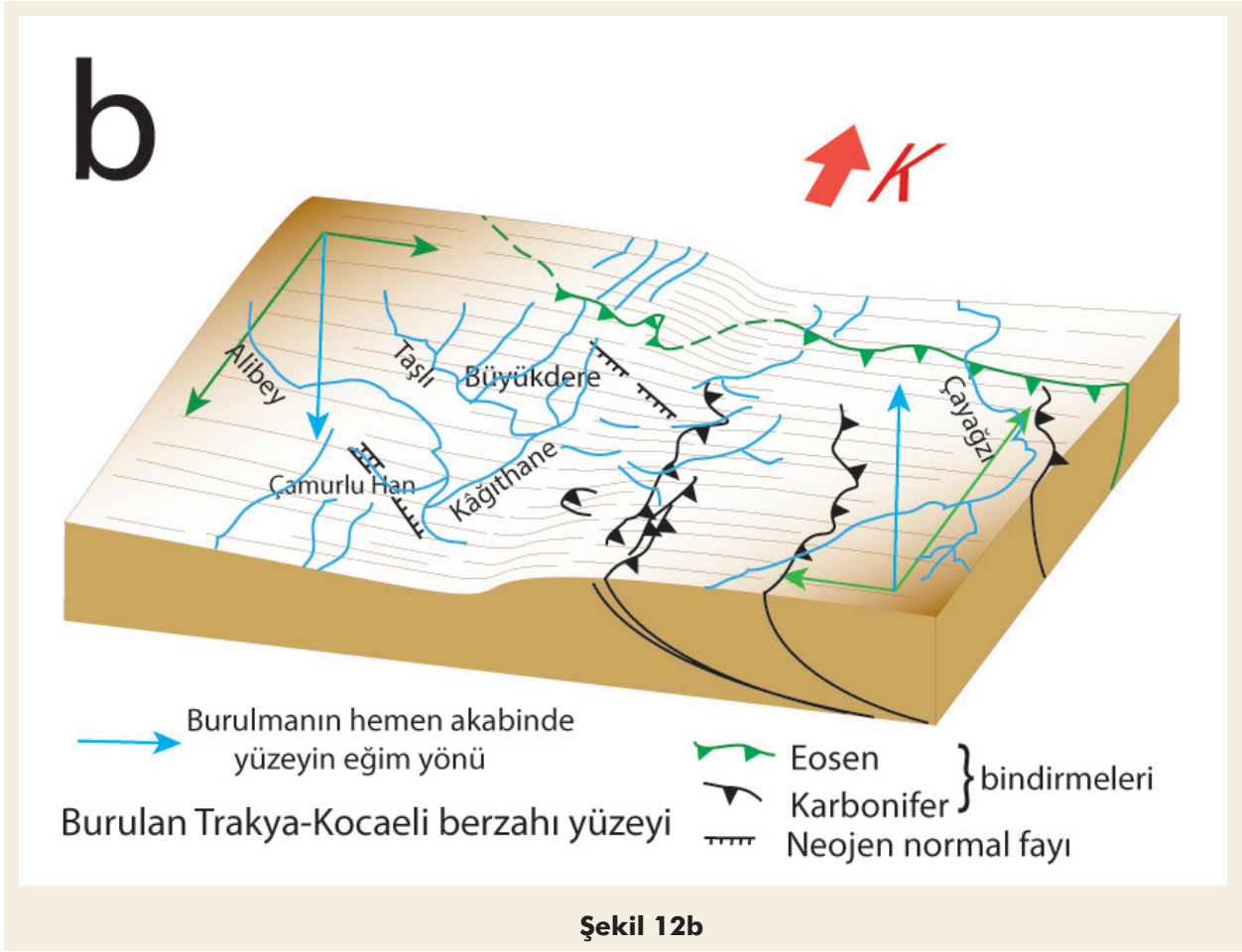
yamulan alanda Riedeller P-kesmeleri adı verilen küçük faylar marifetiyle birleşerek tek bir yanal atımlı fay oluştururlar ki bugün Marmara içerisinde artık bu safhaya geçilmiştir (Şekil 11).



Şekil 11



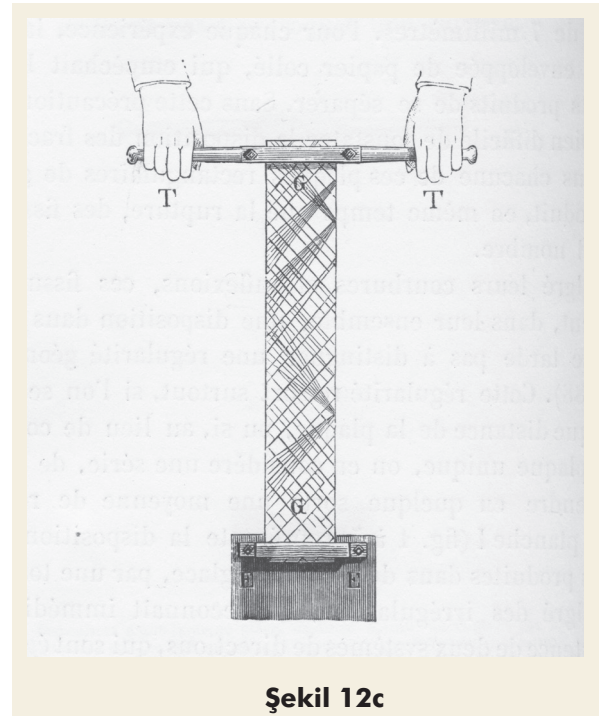
Şekil 12a

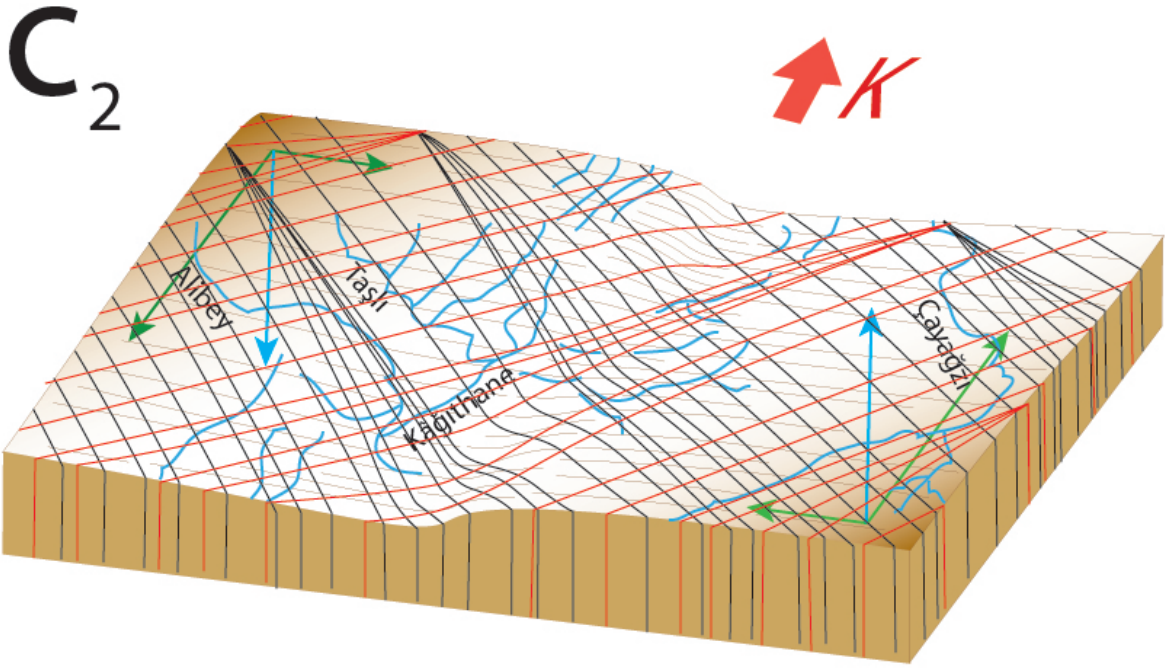


Marmara denizi içindeki büyük çukurlukların hiç birinin yaşı 2 milyon yıldan daha fazla değildir; muhtemelen çok daha azdır. İstanbul güneyinde, Marmara Denizi'nde makaslama alanının tamamını kesip geçen tek bir ana yanal atımlı fayın oluşumunu temsil eden son evreye henüz 200.000 yıl kadar önce gelinmiştir. Şekil 11 Marmara Denizi içerisinde bugünkü fayı ve onun üzerinde yirminci yüzyılda meydana gelen iki büyük depremin yüzey kırıklarının bulunduğu yerleri göstermektedir. Yanal atım alanının tâli yapılardan daha yeni kurtularak temiz bir fayı oluşturması çok yakın zamanda olduğundan, fayın kuzeyinde yanal hareketle daha önce gelişmiş yapıların muhtemel jeomorfolojik imzaları hâlâ belirgindir. Bunlar da Karasu, Sazlı, Alibey, Taşlı ve Çayağzı derelerinin ve daha pek çok tâli akarsuyun vadi konumlarının gösterdiği gibi, muhtemelen bugünkü drenajı etkilemişlerdir (Şekil 12).

Örneğin, Boğaz'ın kuzey kısmındaki Büyükdere vadisi burada bulunan tüm Neojen kayalarını etkileyen bir normal fayı izler ve kuzeybatı-güneydoğu yönünde uzanır. Benzer

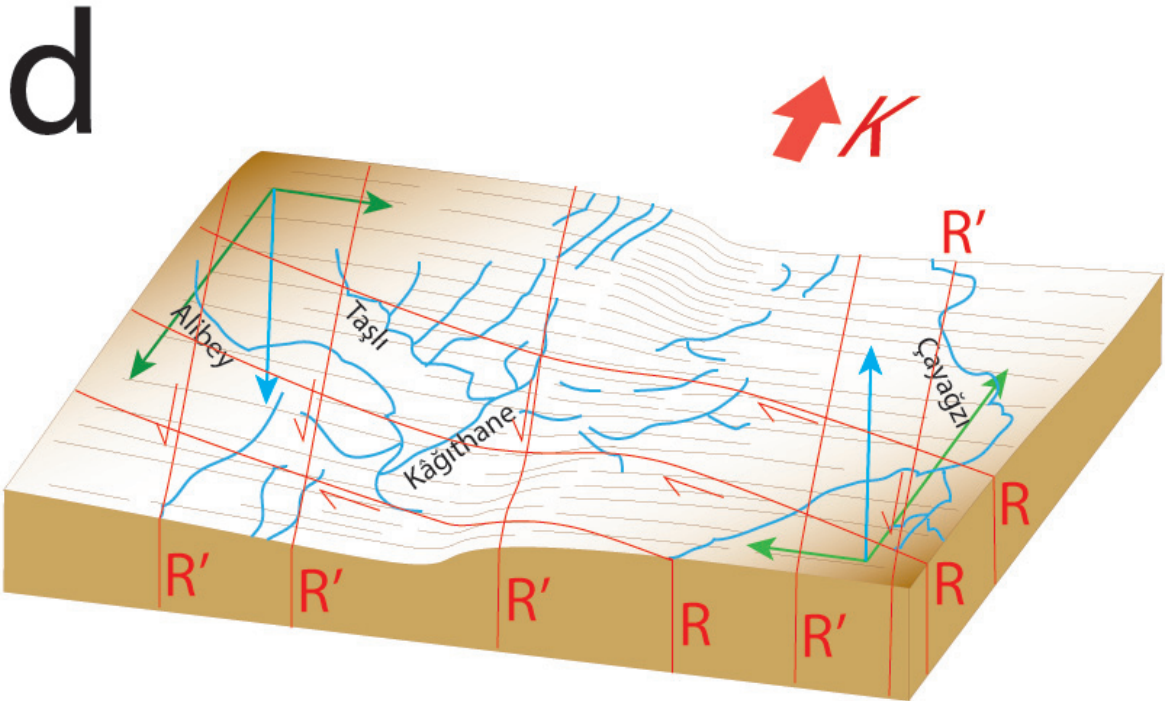
şekilde Alibey Barajının güneyinde, Çamurlu Han civarında, hem büyük Sırp jeologu ve coğrafyacısı Jovan CVIJIĆ 1908'de, hem de Ernest CHAPUT 1931'de aynı yönde uzanan ve





Burulma çatlakları

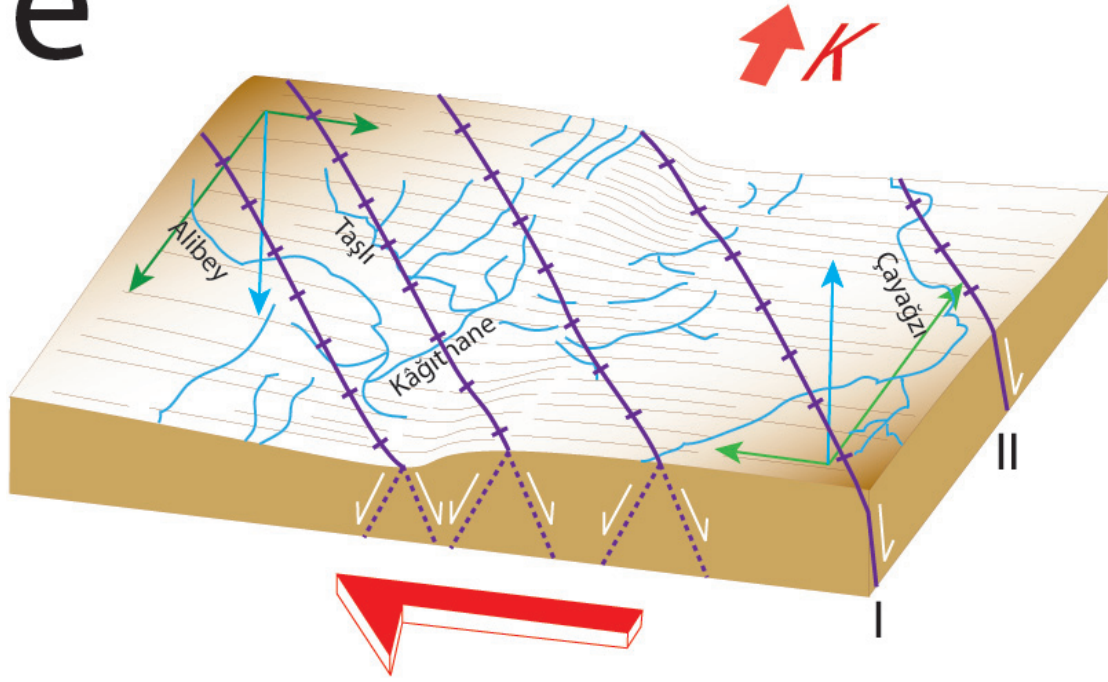
Şekil 12c2



Riedel (R) ve anti-Riedel (R') kesmeleri (varsayımsal)

Şekil 12d

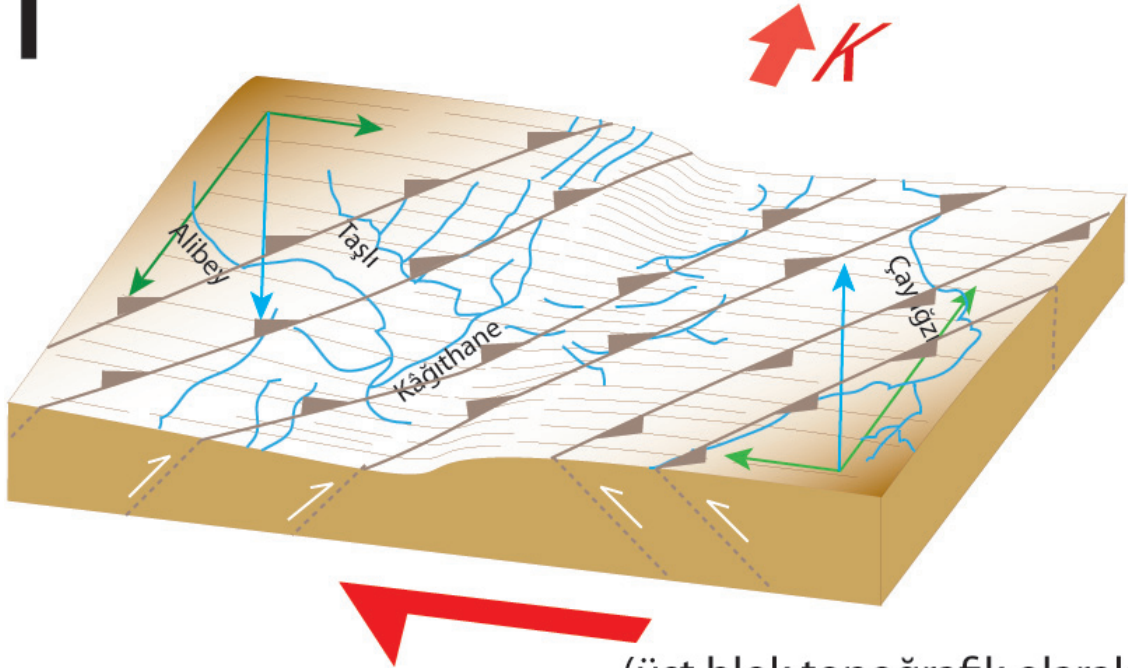
e



Açılma çatlakları - normal faylar (eğim yönü belirsiz)

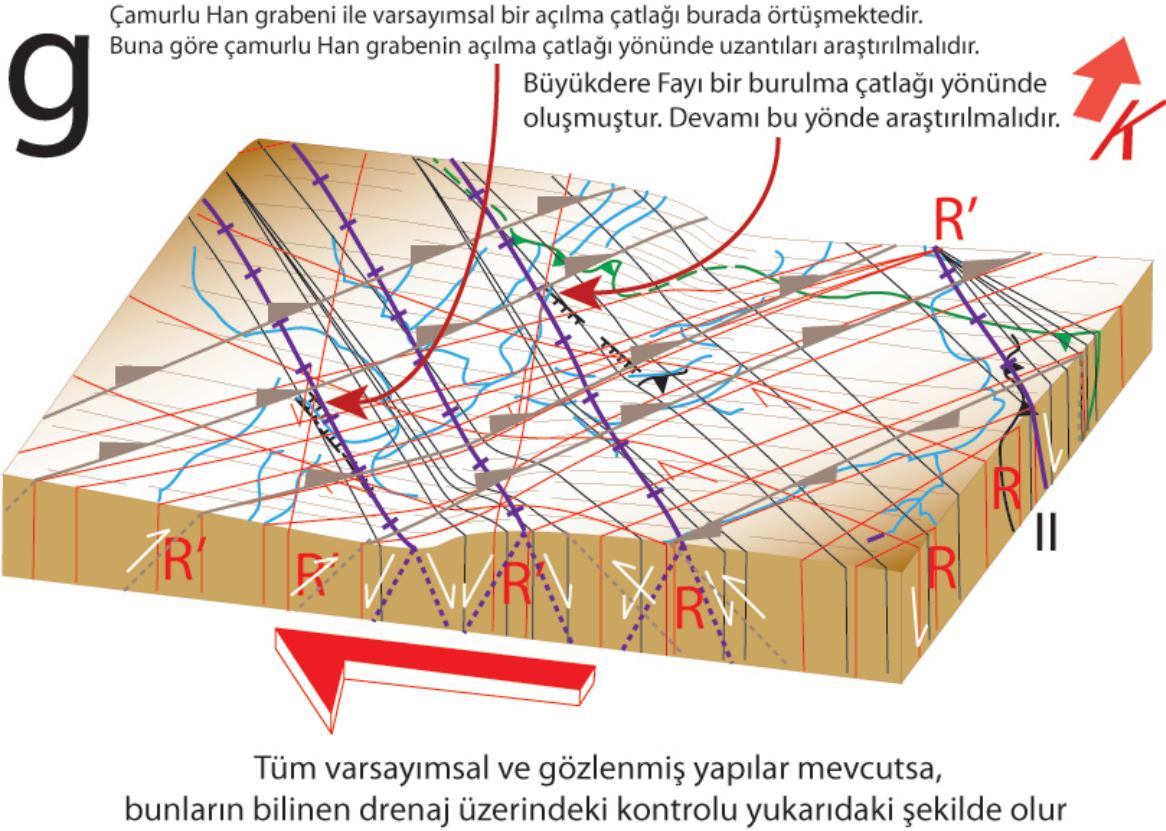
Şekil 12e

f



Daralma çatlakları - bindirmeler (üst blok topoğrafik olarak alçaktaki alana bindirir)

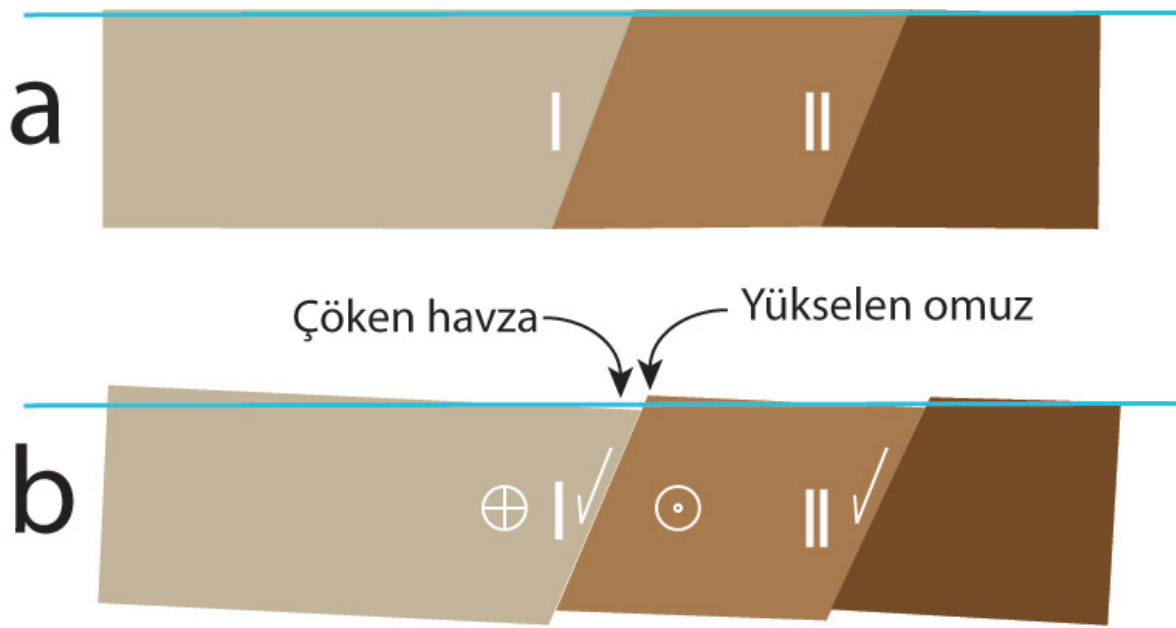
Şekil 12f



Şekil 12g

normal faylarla sınırlanmış 3 kilometre kadar uzunluğunda bir Neojen çöküntüsü bulmuşlardır. Hem Çamurluhan Sırtı hem de Paşaçayırı De-

resi bu yapıyı izler (Şekil 12b ve g). CHAPUT bu yapıyı daha sonra Haliç'in güneyine paralel bir hat boyunca neredeyse Süleymaniye önlerine



Şekil 13

kadar izlemiştir (CHAPUT, 1936, şekil 17). Bu yapıların faaliyetlerini artık sürdürmedikleri ise üzerlerinde herhangi bir depremsellik veya morfolojik iz olmamasından anlaşılmaktadır. Marmara civarındaki tüm deprem faaliyeti hemen tamamen Kuzey Anadolu Fayının kollarına münhasırdır ve yukarıda belirttiğim gibi büyük ölçüde kuzey kol üzerinde toplanmıştır.

Marmara Denizi içerisindeki Çınarcık havzasının ise bugünkü faal Kuzey Anadolu Fayının bir kısmını teşkil eden kuzeydeki ana fayla sınırlı ve kuzeye eğimli yarım rift karakterli, John CROWELL'in 1974'te ilk kez tanımladığı türden bir «kama havzası» olduğu 1999 Kocaeli ve Kayaşlı depremlerinden sonra Marmara Denizinde yapılan çalışmaların sonuçlarını değerlendiren UÇARKUŞ (2010) tarafından gösterilmiştir. Bu yarım riftin kuzey omuzu her yarım riftte olduğu gibi izostatik olarak yükselerek, Kocaeli yarımadasının belirgin güney konumlu su bölümü çizgisinin oluşmasına neden olmuştur (Şekil 13). Trakya Yarımadası güneyinde benzer havza veya havzaların bulunmayışı, burada güney kenarın alçak kalmasını, buna mukabil, Bulgaristan'dan İstanbul kuzeyine kadar uzanan doğu-batı doğrultulu ve kuzey-güney gerilmeli normal fayların Trakya kuzeyinde bulunması burada yükselmenin kuzey sahile yakın olmasını, yani su bölümü çizgisinin Koaceli Yarımadasındakinin tersine kuzeyde yerleşmesini intac etmiştir (Şekil 14c).

Trakya'da ve Kocaeli'de meydana gelen birbirinin tersi bu yükselmeler, Trakya-Kocaeli berzahında bir burulma hareketi yaratmış olduğundan burada burulmanın neden olacağı çatlak sistemlerinin gelişmesini beklemek doğaldır. Şekil 12c1 burulma (torsiyon) hareketinin silikattan oluşan ince bir dik-dörtgenler prizması şeklindeki bir levha içinde oluşturacağı çatlak sistemini deneysel olarak göstermektedir. Ancak bu deneyde burulan cam levha (içinde gelişigüzel dağılmış bulunan Griffith çatlakları hesaba katılmazsa) yeknesak bir yapıya sahiptir. Hâlbuki Trakya-Kocaeli berzahı en az Paleozoik'ten beri çeşitli ve tekrarlanan tektonik hareketlerle parçalanmış bir küttedir. Bu parçalanmış kütle içerisindeki en belirgin yapılar genelde kuzey-kuzeybatı uzanan Paleozoyik bindirmeleri ve onlara bağlı gelişmiş yapılarla, Alpid devresinde gelişmiş doğu-batı doğrultulu yapılardır. Ancak Alpid yapıları

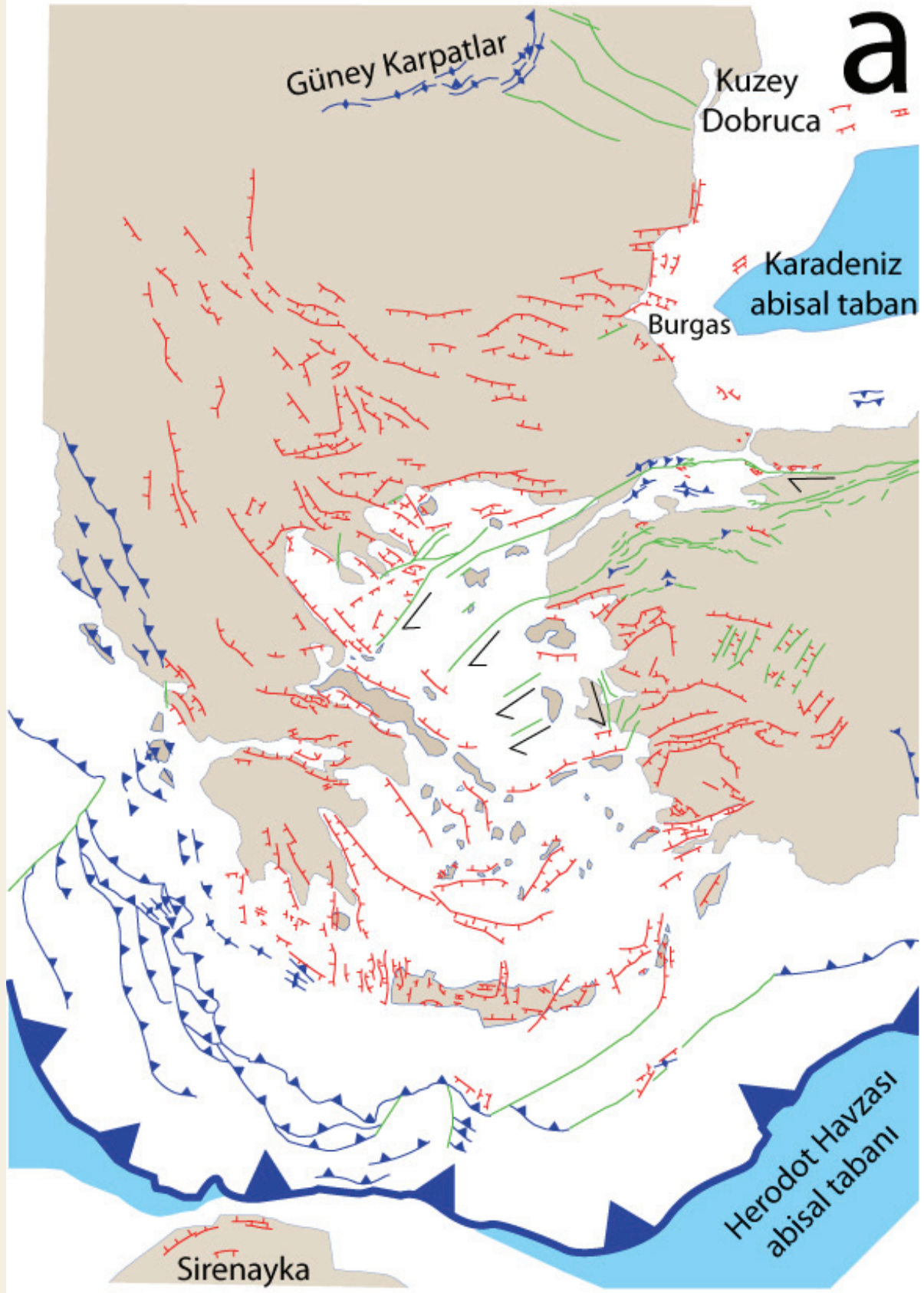
berzahı oluşturan taş kütleleri içine İskitid (Hersinid?) yapıları kadar nüfuz edememiş görünmektedir. Bu nedenle, burulmanın oluşturacağı yapıların yönleri daha ziyade eski İskitid (Hersinid?) yapıdan etkilenmiş olmalıdır (Şekil 12c2). Bunu çok kolaylaştıran bir başka etken de Kuzey Anadolu Makaslama bölgesi içinde oluşan yapıların ekseriyetinin de yukarıda açıkladığım gibi ya kuzey-kuzeybatı veya kuzeybatı yönlü olmasıdır (Şekil 12d-f).

Kısaca, aşağı yukarı 2 milyon yıldan bu yana Trakya-Kocaeli berzahında meydana gelen burulma, hiç kuşkusuz en çok kuzey-kuzeybatı yönlü yapıları canlandıracak veya bunları izleyen yeni yapılar oluşturacak, bu «yeni» doku da kaçınılmaz olarak drenajın gelişmesini etkileyecekti. Gerçekten de durum aynen bu beklenen resimdeki gibi tezahür etmiştir. Buna tek kısmî istisna, burulmanın «nötral» diyebileceğimiz geçiş noktasında yer alan boyun bölgesine yerleşmiş olan Boğaziçi'nin ana vadileridir.

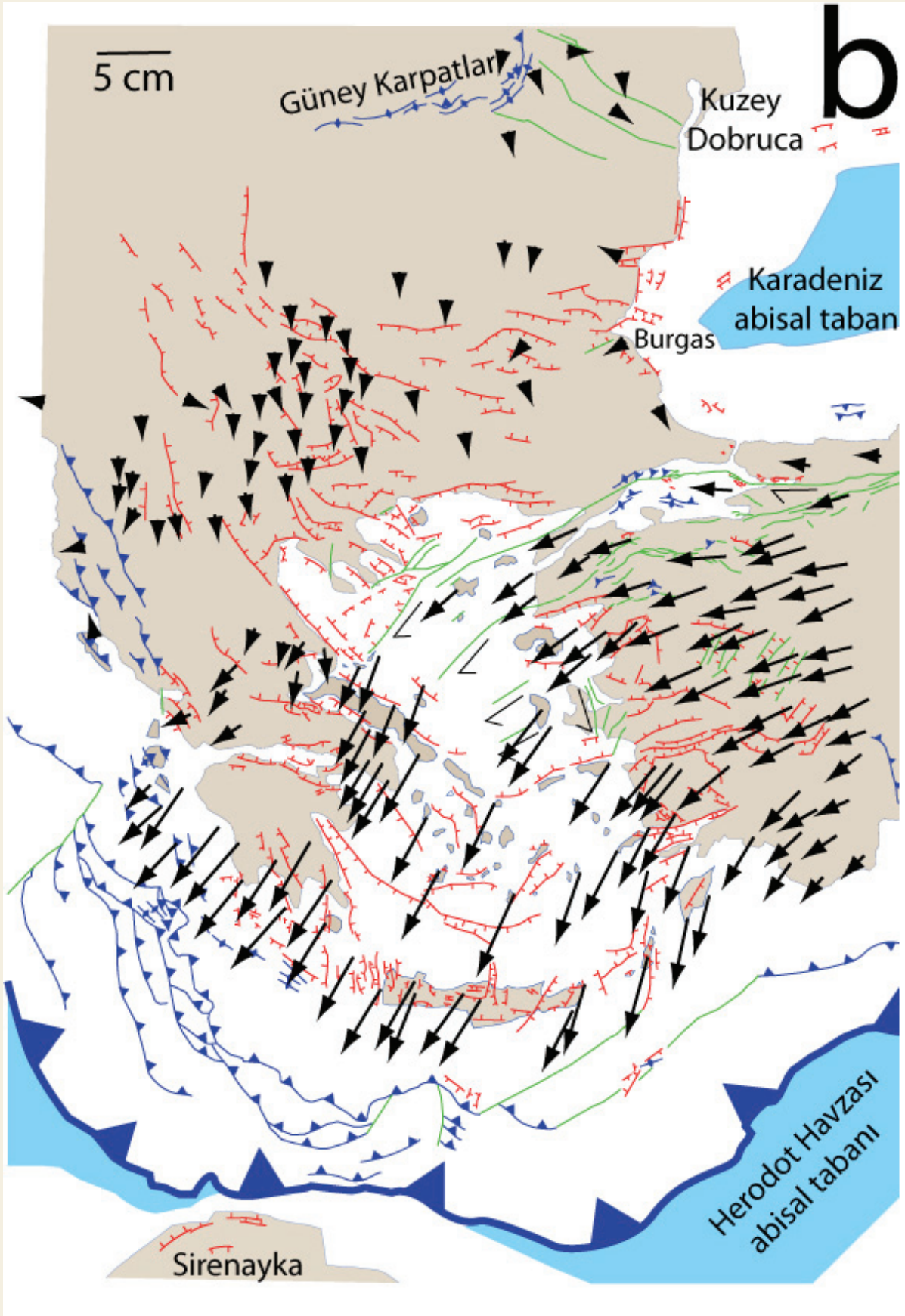
İstanbul'un jeomorfolojisinin ana hatları

Şimdi yukarıda söylediklerimizin ışığında, İstanbul Boğazı ve çevresinin jeomorfolojisine bir göz atalım. Bu konudaki Türkiye'de yayımlanmış literatür ERTEK' de (2010) kısmen özetlenmişse de, orada atıf yapılan yayınların pek azı İstanbul'un yerçekillerinin kökeni hakkında bilgi verebilir düzeydedir. Aynı şeyi ERTEK'in (2010) kendisi için de söyleyebiliriz. Buna karşılık İstanbul'un jeomorfolojisi için yabancı yayınların çoğunun eskileri bile hâlâ çok değerli gözlemler ve görüşler içerir. Bunların 1980'e kadar yayımlanmış olanların bir listesini BRINKMANN'da (1981, 1984) bulmak mümkündür.

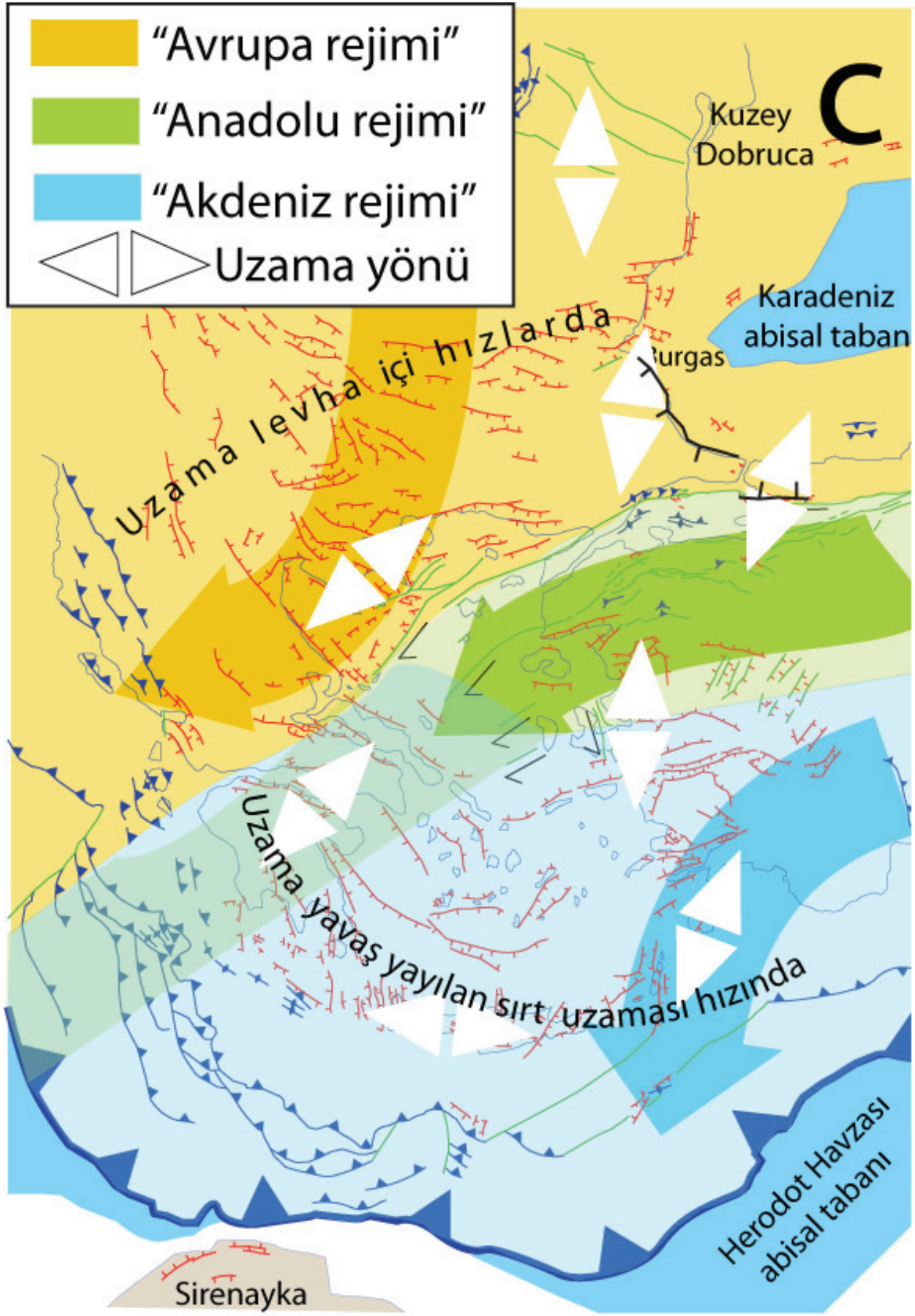
Şekil 7 ve 8'de görüldüğü gibi, Boğaz'ın iki yanındaki su bölümü çizgisi, Trakya bölümünde Karadeniz'e, Kocaeli bölümünde ise Marmara'ya çok yakındır. Yalnızca Boğaz civarında bu çizgi ortalara gelmektedir. Holosen başında, bu çizginin daha da ortada olduğu sanılmaktadır, zira bazı derelerin jeomorfolojisinden bunların o zaman akış yönlerinin değişik olduğu anlaşılmaktadır. Bunlar Şekil 8'te pembe-mor noktalı çizgiler ve oklarla belirtilmiştir. Su bölümü çizgisinin bu şekilde Trakya'dan Kocaeli yarımadasına geçerken yer değiştirmesi,



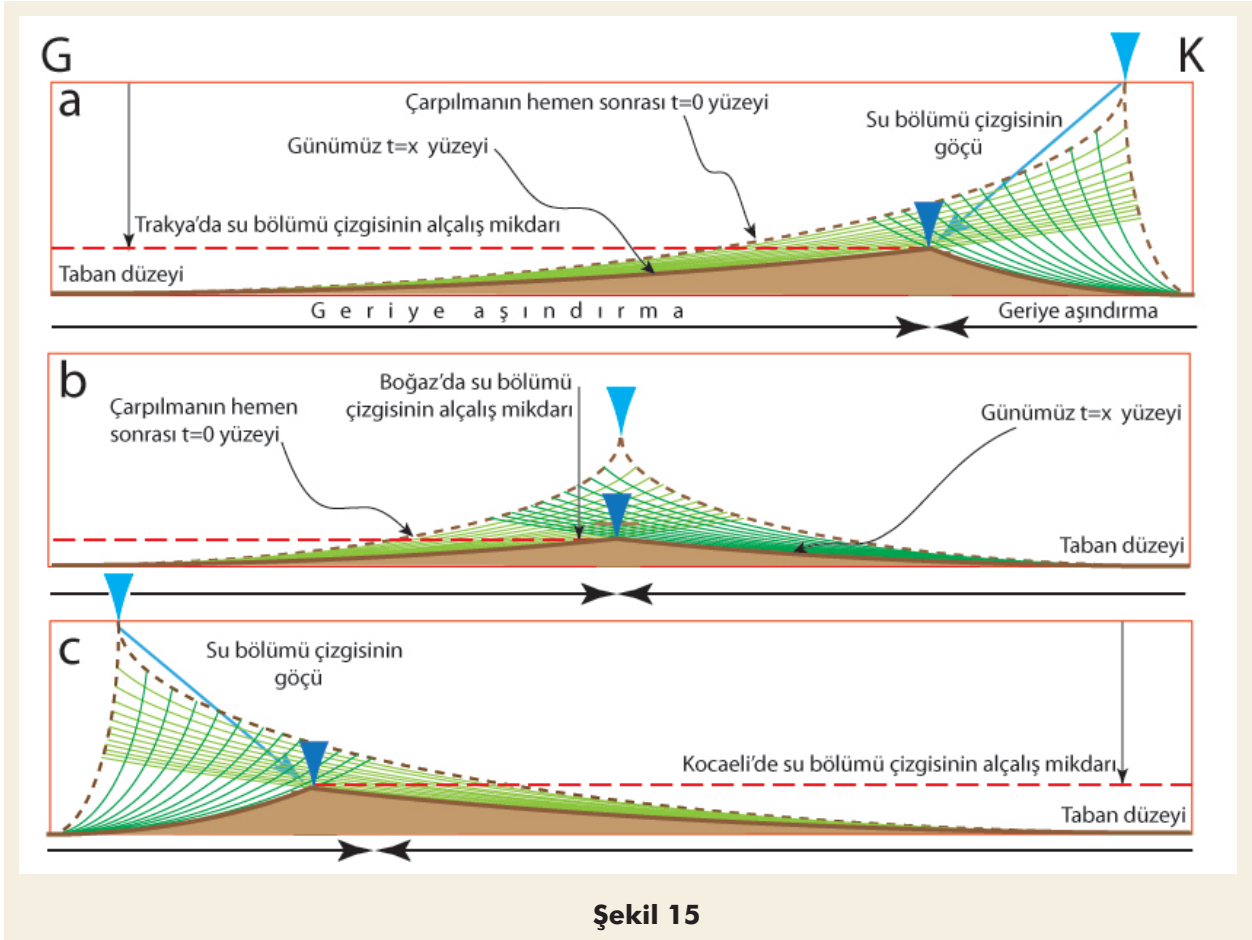
Şekil 14a



Şekil 14b



Şekil 14c



Şekil 15

İstanbul Boğazı'nın da nerede açılacağını belirleyen faktör olmuştur. Şekil 15 ve 16 su bölümü çizgisinin batıdan doğuya gelirken kuzeyden güneye yer değiştirmesinin Boğaz'ın yerini nasıl belirlediğini açıklamaktadır.

Öncelikle, Boğaz civarında oluşan yamaçların karakterlerini hangi süreçlerin belirlediğini gözden geçirelim. Böylece GILBERT-DAVIS formülündeki yapı terimini İstanbul ve çevresinin jeolojisine bakarak inceledikten sonra, bölgemizde yer şekillerinin jeomorfolojik evrimini yöneten süreç terimini de gözden geçirmiş olacağız.

İstanbul ve civarı, geç Miyosen'den beri giderek soğuyan ve kuraklaşan bir iklimin etkisinde kalmıştır. Bu kuraklık, eskiden yaygın olarak sanılanın tersine, buzullararası dönemlerde (tüm dünyada okyanus yüzeyinin soğuması ve bunun buharlaştırmayı azaltması nedeniyle) azalırken buzul dönemlerinde en kurak dönemler yaşanmıştır (Karadeniz civarında Würm buzullaşmasının en şiddetli evresi buna yerel bir istisna teşkil eder). Türkiye'nin kuzeyinde, Doğu

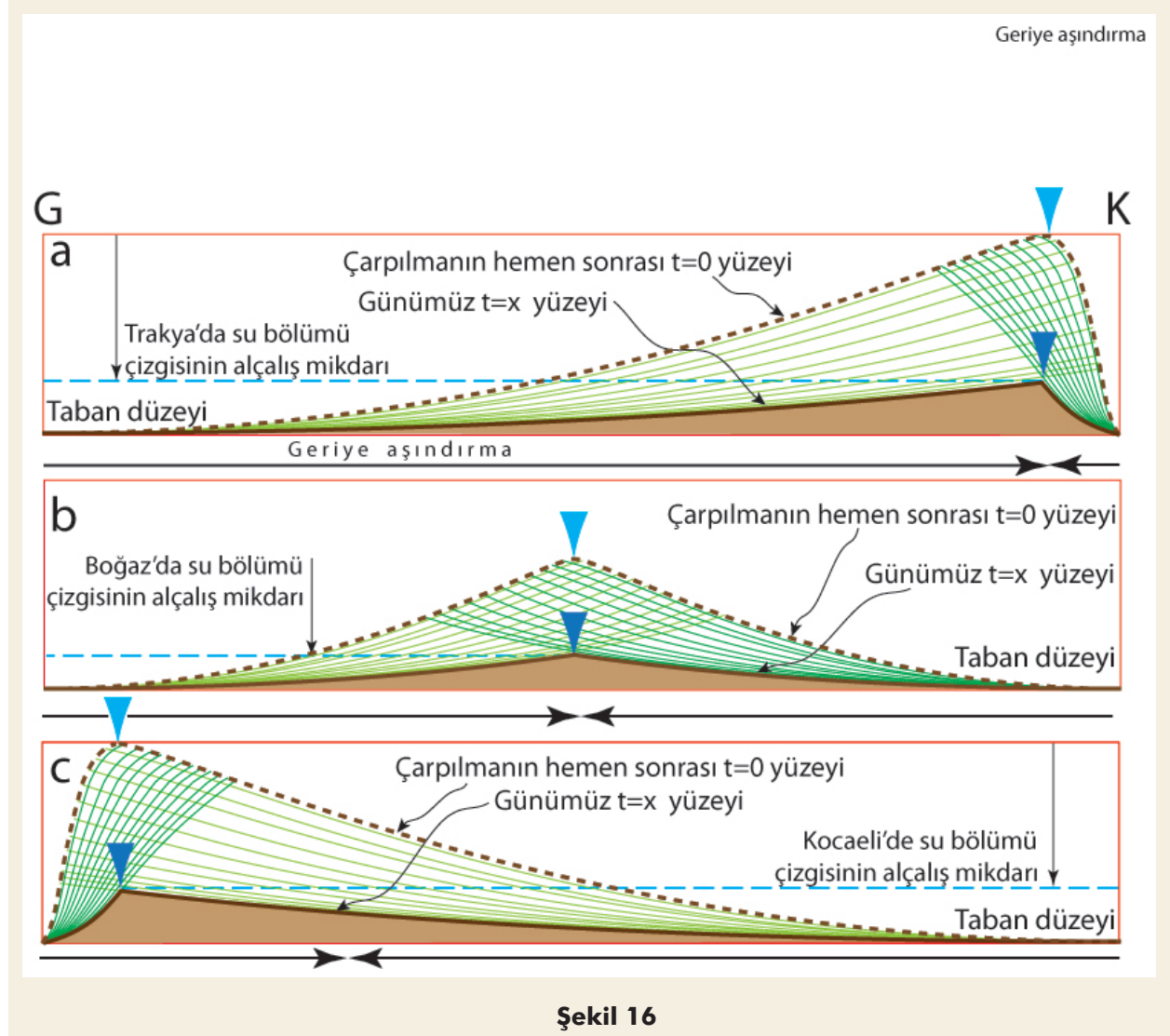
Avrupa'da meydana gelen inlandsisin kıt'ayı izostatik olarak çökertmesi, Karadeniz kuzeyindeki eğim şartlarını da değiştirmiş, normal olarak bu denize akan büyük akarsular (bugün Don, Dnepr, Dnestr), inlandsise doğru akarak onun çevresinde oluşmuş olan ve Alman jeomorfoloji literatüründe kendilerine «Urstromtal» adı verilen «inlandsis kenar vadilerine» katılıp onlar tarafından kuzeybatıya yönlendirilmişlerdir. Aynı şey kısmen Hazar Denizi için de geçerli olmuştur. Bu şekilde kendi öz su kaynaklarından mahrum kalan Karadeniz, dünya deniz düzeyinin de Çanakkale boğazının eşik derinliği olan -85 metrenin altına düşmesiyle Akdeniz'ce de beslenemez hale gelmiş ve düzeyi -150 metreye kadar inmiştir (RYAN ve diğerleri, 1997a, b, 2003; RYAN, 2007).

Ancak Karadeniz çevresinde buzul çağlarında hüküm süren kuraklığın burayı tam anlamıyla bir çöle çevirdiğini düşünmemek gerekir, zira o dönemden kalan ne çökellerde ne de burada hüküm süren insan yaşamında gerçek bir çöl ortamının izlerini bulmak mümkündür. Olan sadece ılıman ve yağışlı bir iklim-

den soğuk-ılıman ve nisbeten kurak bir iklime geçilmesi olmuştur. O zaman, İstanbul ve çevresindeki yerşekillerinin oluşum ve evrimiyle ilgili olarak kendimize şu soruyu sormalıyız:

Karadeniz'in düzeyinde görülen bu dramatik alçalmanın İstanbul ve çevresinde egemen olan jeomorfojenik süreçlere olan en önemli et-

kisi ne olmuştur? Bunu bilebilmek için, önce hem Karadeniz'de hem de Marmara'da seviyenin ne zaman ve ne kadar alçaldığına bir bakalım. Buradaki zaman terimi bize nihayet GILBERT-DAVIS formülündeki zaman terimi hakkında da fikir vererek ilgilendiğimiz yer şekillerinin kökenleri hakkında yorum yapmamıza olanak sağlayacaktır.



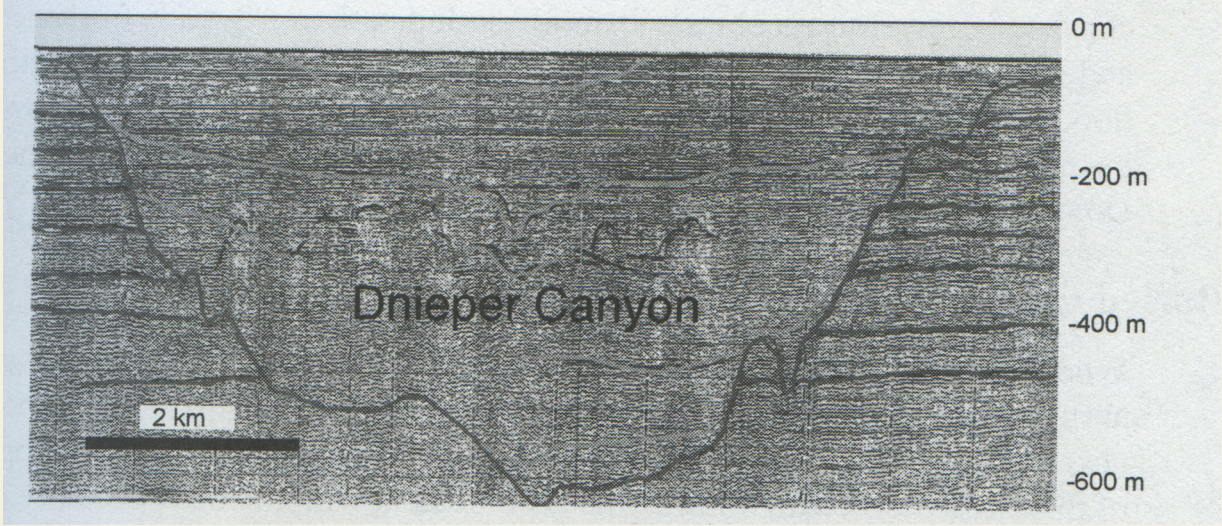
Karadeniz'deki en son deniz düzeyi değişmesinin verileri

1993'te ortak bir Rus-Amerikan oseanografik keşif seferi Kerç yarımadasının güneyinde ve Kırım'ın batısındaki kıt'a sahanlığı alanlarının detaylı bir mesahasını yapmıştı. O yıl ve hemen akabinde T. C. Deniz Kuvvetleri Seyir, Hidrografi ve Oşinografi Dairnisinden ve İstanbul Teknik Üniversitesi'nden asker ve sivil Türk yer bilimcilerin katkısıyla Karadeniz'in Türkiye sahilleri ötesindeki sahanlığından ve Boğaz'dan toplanan veriler RYAN ve diğerlerinin (2003)

ve RYAN'ın (2007) maddeleyerek belirttiği gibi

- Son derece yüksek çözünürlü sismik yansıma profilleri (meselâ bkz. Şekil 17);
- Bu yansıma profillerinin tam üzerlerinden alınmış sondaj karotları;
- 14C yaş tayinleri olarak gruplanabilir.

Bu gözlemler şunu göstermiştir: Mesaha yapılan yerlerde yaygın bir aşınım yüzeyi kıt'a sahanlığı (yani şelf) kenarını aşarak -150 metreye kadar inebiliyordu. Üstelik karotlar -99 ilâ -123 metre derinliklerde ıslak çamurun kuruması



Şekil 17

esnasında oluşan kuruma çatlakları ve bunlar arasında çalı-çırpı kalıntıları ve Dreissena rostriformis gibi her iki kapağı da hâlâ birbirine tutturulmuş tatlısu yumuşakçaları bulmuştu. Yani tüm bu derinlikler, kuruma çatlakları olduğu zaman ve kalıntıları bulunan çalı-çırpı yaşarken karaydı. Bugün bulundukları derinlikler ise kesinlikle Boğaziçi'nin -90 metrede olan (aşağıda «Boğaz'ın sualtı topoğrafyası ve genç yapısı» başlıklı bölüme bkz.) temel kaya eşik derinliğinden daha derindir.

-70 metre ile -120 metre arasında ise dalga tarafından traşlanmış platformlar, yalılar, plajlar, sahil ötesi kıyı setleri ve sahil kumullarıyla âdeta tam bir kıyı morfolojisi repertuarı bulunmuştur. Bu kıyılara kadar uzanan menderesli nehir vadileri keskin bir uyumsuzlukla örtülmektedir. Bu uyumsuzluğun altında $\delta^{18}O$ değeri ‰ -6'ya kadar düşerken uyumsuzluk üzerinde ‰ 1,1'e kadar tırmanmaktadır. Benzer şekilde buzullaşmanın tepe noktasında Karadeniz suyundaki $87Sr/86Sr$ oranı 0,7087 iken, buzullaşma bitince, muhtemelen hızla eriyen buzul sularının Karadeniz'in akaçlama havzası içinde bulunan dağlardaki granitleri aşındırması nedeniyle bu oran 0,7091'e sıçramaktadır (MAJOR ve diğerleri, 2006). RYAN ve diğerleri (2003) ve onlardan önce RYAN ve diğerleri (1997a ve b) ve RYAN ve PITMAN (1998) bu verilerin 1997'e kadar elde olanlarını Karadeniz'in bir zamanlar yüzeyi bugünkü Boğaziçi'nin temel kaya eşik düzeyinin onlarca metre altında olan bir gölle kaplı olduğu şeklinde yorumlamışlardır.

Peki bu gölün yaşı neydi? Bunun için hem göl çökellerinin en üst düzeylerinin hem de göl çökellerini örten deniz çökellerinin en alt düzeylerinin hassas bir şekilde yaşlandırılmaları gerekiyordu ki, bu da, bu iki grup çökeli temasa getiren uyumsuzluğu kesen karotlardaki çökellerin yaşlandırılması yoluyla yapılmıştır. Görülmüştür ki, uyumsuzluk düzeyinin üzerindeki en yaşlı çökellerin yaşı her yerde aynı olup $7,14 \pm 0.04$ kiloyıldır (yani 7140 ± 40 yıl). Bu geometri ve yaş ilişkileri, Karadeniz'de bulunan gölün âniden deniz basmasına uğrayarak bugünkü düzeyine yükseldiğini göstermektedir. Bu yorum daha sonra yapılan çeşitli gözlem ve yorumlarla eleştirilmişse de âni deniz basması dışında hiçbir yorum, eldeki tüm verileri aynı rahatlıkla açıklayamamaktadır (RYAN, 2007)

Ben önce gene RYAN ve diğerlerini ve RYAN'ı (2007) izleyerek 2007 yılına kadar yapılan gözlemleri özetleyeceğim. Sonra da birkaç cümle ile, 2006 Ağustos ayında Karadeniz'in Şile ile İstanbul Boğazının kuzey ağzı arasında kendi yaptığım bazı jeomorfolojik gözlemlerin sonuçlarını sunacağım. Bunların hepsi, bugünkü deniz seviyesinin çok altında bulunan eski bir deniz yüzeyinin âniden yükselmiş olduğunu göstermektedir.

Karadeniz'in kıt'a sahanlıklarında çökelmiş olan Kuaterner çökelleri, sahilden denize doğru kalınlaşan, kama şekilli çökel prizmaları oluştururlar. Bu prizmaların içinde buz çağlarının sonlarına karşılık gelen iki önemli uyumsuzluk düzeyi tesbit edilmiştir. Bir

başka ifadeyle, bu dönemlerde Karadeniz kıt'a sahanlıkları su dışına çıkarak aşınmaya, yani erozyona uğramışlardır. Bu da aynı dönemlerde Karadeniz'deki su seviyesinin sahanlık kenarının altına düştüğünü gösterir..

Bahis konusu kıt'a sahanlıkları, nereden büyük nehirlerin önüne gelseler, buralarda gömülü (Dnepr örneğinde olduğu gibi: bkz. Şekil 17) veya açık (meselâ bizim Sakarya'nın veya Boğaz'ın kuzey ağzında olduğu gibi açık) derin vadiler ve sualtı kanyonları bulunmuştur (ERİNÇ, 1984'teki güzel haritaya bkz). Bu da şunu göstermektedir: Karadeniz'de seviyenin düşük olduğu dönemlerde, bu denize dökülen nehirlerin taban düzeyleri de su yüzeyine bağlı olarak düştüğü için, nehirler yataklarını bu yeni taban düzeyine doğru kazmışlar, ancak Karadeniz çanağı içindeki su seviyesi tekrar yükselince, bu sefer bu vadiler çökelle doldurularak boğulmuşlardır. Şekil 17 gömülü Dnepr kanyonundan alınmış bir sismik yansıma profilini göstermektedir. Tüm Karadeniz etrafında bu tür gömülü vadiler mevcuttur. Üstelik, bunların bazıları gömülü haliçlerde veya bugünkü Terkos lagoonundaki duruma benzer bir şekilde genç kıyı okları gerisindeki eski haliç ağzı lagoonlerinde bitmektedir. Yani AKYOL'un (1930) derin haliçli kıyıların Marmara'da bulunmasına karşılık bunların Karadeniz'de mevcut olmadıkları iddiası doğru değildir. Bugün Karadeniz çevresinde gördüğümüz tüm kıyı şekilleri, havza içindeki su seviyesi düşüken daha derinlerde oluşmuş, seviye âniden yükselince boğularak yeni çökel örtüleri altında kalmıştır. Bunları ancak sismik yansıma profilleriyle veya bu kıyı şekillerinin varsa kara içlerine doğru olan uzantıları vasıtasıyla öğrenebiliyoruz.

Boğaziçi ise son derece ilginç bir sualtı yerşekli zenginliği ve bir çökel geometrisi çeşitliliği sunmaktadır. Karadeniz'in seviyesindeki âfet türündeki değişiklikler uzun zaman anlaşılamadığı için ne Boğaziçi ve çevresinin yer şekillerinin ne de çökel geometrisinin nasıl oluştuğu anlaşılabilmektedir. Boğaziçi bugün hem Marmara Denizi'ne hem de Karadeniz'e doğru hızla derinleşen denizaltı vadileriyle sonlanır. Boğaziçi'ndeki bugünkü su derinliği şartları büyük ölçüde Haliç'in (yani Alibeyköyü ve Kâğıthane derelerinin) ve Tarabya'dan Büyükdere'ye kadar olan akarsuların yarattığı ve Boğaz akıntılarının yeniden şekillendirdiği

çökel depoları tarafından kontrol edilmektedir. Halbuki temel kaya profili bu iki depo arasında en çok -90 metre derinliğe kadar yükselebilmekte, temel kayaların tepeleri su ayırımı çizgisinden itibaren hem Marmara'ya hem de Karadeniz'e doğru alçalmaktadır.

Karadeniz'e bakan ağız Kabakos körfezinden Rumeli Feneri'ne kadar tatlı bir eğimle derinleşmekte, ancak Rumeli Feneri açıklarında karşımıza âniden âdeta bıçakla kesilmiş intibabını veren bir yarık çıkmaktadır. Bu yarığın muazzam bir debiye sahip «sel» suları tarafından kesilmiş bir kanyon olduğu kuşkusuzdur.

Boğaziçi'nin bugünkü sualtı yerşekillerini belirleyen çökellerin yaşları denizel olup 5,3 kiloyıllıktır. En yaşlı denizel çökeller elektron spin rezonansı yöntemiyle 7,4 kiloyıl olarak yaşlandırılabilmiştir. Bunların altındakiler tatlısu çökelleri olup yaşları 16,6 ilâ 32 kiloyıl arasında değişmektedir. Aralarında doğal olarak bir uyumsuzluk yüzeyi, yani bir aşınma dönemi bulunmaktadır.

RYAN ve diğerleri (2003), Karadeniz çevresindeki sahanlıklarda görülen ve göl ve deniz sahilleri boyunca görülen süreçlerle oluşturulmuş taraçalardan da bahsetmektedirler. Ancak bu konuda detay vermemektedirler. Bunlar ve deniz düzeyi üzerindeki Karadeniz çevresi taraçaları hakkında literatürden elde edilen intiba, Karadeniz etrafındaki tüm kıyı taraçalarının doğudan batıya alçaldıkları, doğu yükselirken, batının ise çöktüğü şeklindedir (ör. ERTEK ve AYTAÇ, 2001). Bu «tahtırevalli hareketi» o denli hızlı olmuş olmalıdır ki, Trabzon yakınlarında bugünkü deniz düzeyinden onlarca metre yüksekteki «Karangat» yaşlı (yani 100 kiloyıl yaşındaki) denizel taraçalar, Bulgaristan kıt'a sahanlığında -20 metrede duruyorlar. Yılda ortalama yarım milimetre bir hızla hareket eden bu taraçalar, Karadeniz'in olduğu yaklaşık -8400-7150 küsur yıl aralığından beri ortalama 3,5 metre hareket etmişler demektir ki, bu—hele deniz seviyesine yakın yerlerde ve uzak mesafelerde— her noktada kesin yaş bildiren fosiller olmadıkça detaylı taraça denetirmelerine izin vermez. Kaldı ki buradaki taraça yüksekliklerini yalnızca tektonizmaya bağlamak bazan bizleri tektonik hareketler için çok saçma hızlar farz etmeğe götürebilir.

Yerçekilleri ve çökel geometrileri ve yaşları üzerinde yapılan bu gözlemler, duraylı oksijen izotopları ve radyoaktif ve radyoaktif olmayan Sr izotoplarının birbirlerine olan oranları üzerinde yapılan çalışmalarla da şöyle desteklenmektedir. CaCO_3 'dan oluşan çökel kayaçlarının (yani kabaca kireçtaşlarının) bileşimindeki oksijenin 18O miktarında görülen değişiklik, kayacın içinde çökeldiği suyun sıcaklığına bağlıdır. Buradan da suyun soğuk dönemlerde mi (yani buzul çağlarında mı) yoksa sıcak dönemlerde mi (buzul çağı arası dönemlerde mi) çökeldiğini anlayabiliriz. Gerçekten de Karadeniz'de su sıcaklığı 7000 yıldan bu yana hızla artmıştır. Yaklaşık 8000 yıl önce de çökeltme hızı ise bunun tersine azalmaya başlamıştır (yani kıt'a sahanlıkları suyla örtülmeğe başlamıştır). Yukarıda değindiğim gibi, aynı şey Stronsiyum izotopları için de geçerlidir.

Tüm bu gözlemler Karadeniz'in 8000 küsur ile 7000 küsur yıl önce âniden bir deniz basmasına mâruz kaldığını ve bu deniz basması esnasında da deniz düzeyinin âfet hızıyla yükseldiğini göstermektedir. Gerçi deniz suyunun havzaya ilk girişi Sr izotoplarının da gösterdiği gibi herhalde 8000-8400 yıl öncesi civarına rast gelmektedir. Ama bu daha sonraki bir âfeti naksetmez. Kaldı ki FEDOROV'un daha 1988'de yaptığı bir gözlem, Karadeniz'de Pleyistosen'deki tüm tuzlulanma olaylarının (yani Akdeniz sularının Karadeniz'e ulaşmasını temin eden transgresyon dönemlerinin) daima acı su dönemlerini izlediğidir. Yani tuzlulanma önce yavaş yavaş başlamış, sonra âniden hızlanmıştır (FEDOROV, 1988).

RYAN ve PITMAN'ın (1998) yorumuna yapılan başlıca eleştiriler RYAN ve diğerlerinin (2003) listelediği şekliyle şunlardır:

GÖRÜR ve diğerleri (2001) Sakarya nehrinin deltasından 8100 yıllık turba ve 7200 yıllık odun kalıntıları bulmuşlardır. Bunlar acı su çökelleri ve fosilleriyle birlikte bulunmuştur. Bu gözlemin Karadeniz'e 7000 küsur yıl önce deniz sularının geldiğini nakseder görünmektedir. Ancak stronsiyum izotopları tuzlulanmanın zaten 8000 küsur yıl önceden başlamış olduğunu göstermektedir. Her halde âfet halinde bir dolmanın olması daha önceden bir besleme kanalının daha düşük bir hızla hazırlanmış

olmasına bağlıdır. 8000 küsur yıl önce başlayan FEDOROVvâri diyebileceğimiz «yavaş» tuzlanma herhalde bu hazırlık safhasının bir işareti olsa gerekir. Kaldı ki odun ve turbanın denizde yerli ortam işaretçileri sayılmaları şüpheyile karşılanmalıdır. Bunlar bulundukları yere ilkel konumlarından sökülüp yüzdürülerek de getirilmiş olabilirler.

ÇAĞATAY ve diğerlerinin Marmara Denizi'nden bildirdikleri 10.600 yıllık organik malzemece zengin çökeller («sapropel») Karadeniz'den Marmara'ya doğru bir tatlı su akışı gerektirmektedir ki, bu zaten Karadeniz'in 7000 yıldan önce muhtelif seviye salınımları yaşayan bir göl olduğuna delâlet eder. Dolma ânında Karadeniz'in seviyesinin -70 metrenin çok altında bulunması, bunun gölün tüm tarihi boyunca böyle olmuş olmasını gerektirmez. ÇAĞATAY ve diğerleri 10.000 yıl önce doruğuna ulaşan Würm buzullaşması esnasında Sovyet araştırmacıların belgelediği gibi Karadeniz'in pozitif bir su bütçesine sahip olduğuna dikkat etmemiş görünmektedirler (RYAN, 2007, s. 66). Kaldı ki tatlı suyun kaynağının mutlaka Karadeniz olmuş olması da şart değildir. Boğaz'ın güneyinde bulunan çökel deltası ise henüz iyi tarihlendirilememiştir. HISCOTT ve diğerlerinin (2007) Boğaz güneyindeki deltadan Würm sonrası çökel elde edilemesini izah için ileri sürdükleri güçlü Karadeniz dış akışının Akdeniz sularının 8000 yıl öncesine kadar Karadeniz'i işgal edemedikleri şeklindeki izah çabası ise eldeki tüm sualtı morfolojisi ve Boğaz'ın çevresinin sunduğu jeomorfolojik verilerle çelişmektedir. Buna ilâveten HISCOTT ve AKSU ve çalışma arkadaşlarının RYAN ve PITMAN varsayımına karşı ileri sürdükleri fikirler ya yanlış yorumlara ya da mevcut verinin makûl ötesi yorumlarına dayanmaktadır. RYAN (2007) bu fikirlerin geçersizliğini detaylı bir irdelemeyle gösterdiği için ben burada onları tekrarlamayacağım.

Karadeniz civarında bulunan boğulmuş vadilerin en güzel örneklerinden bazıları Şile ile Boğaziçi'nin Karadeniz ağzı arasında bulunmaktadır. Ben 2006 Ağustos'unda bunları fotoğraflamak imkânını buldum. Burada Karadeniz'e dökülen tüm derelerin ortak bir karakteristikleri vardır: Tepesi traşlanmış bir aşındırma yüzeyinin içine oyulmuş olan keskin dışbükey kenarlı, V-şekilli, yani genç vadiler,



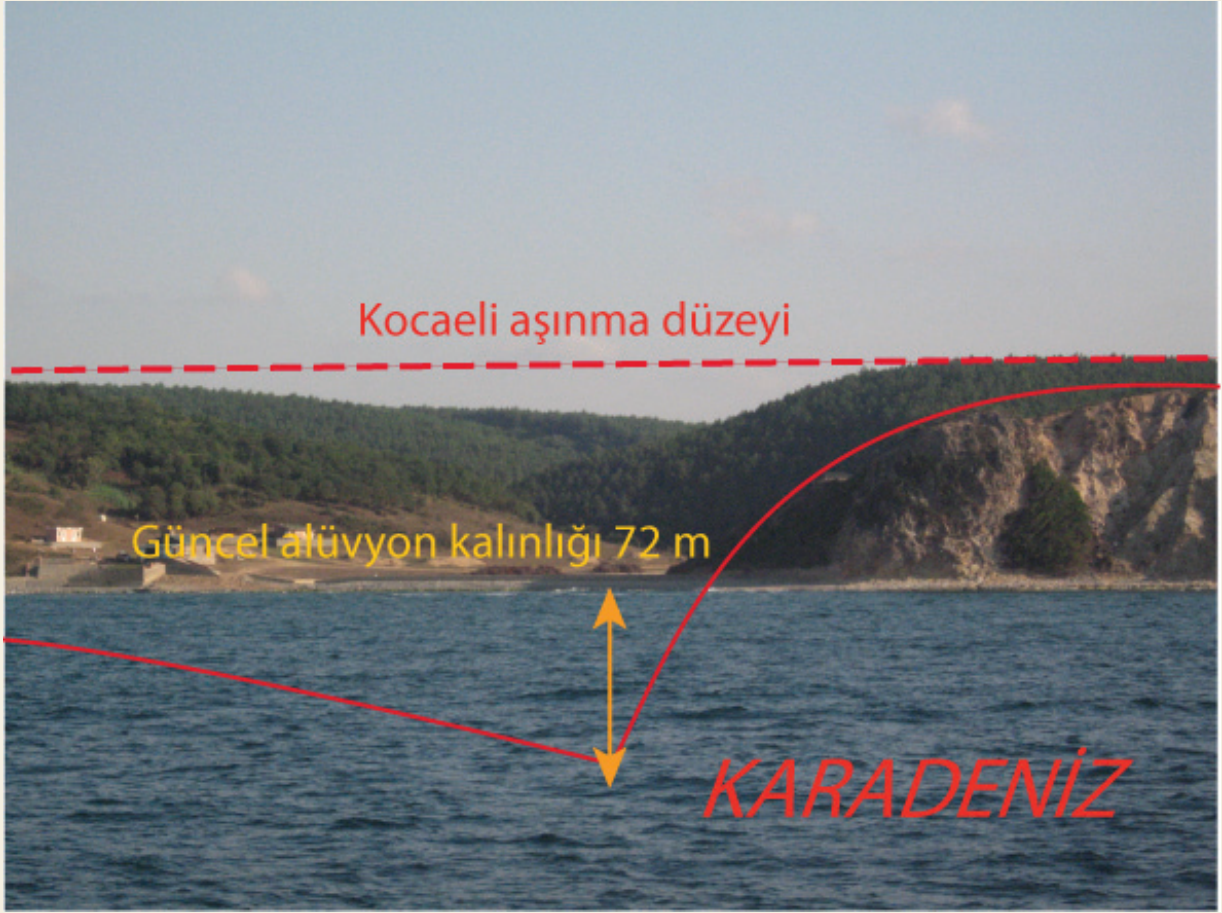
diplerinde genç, yatağı da V-şekilli bir akarsuyla karakterize olmak yerine, yaşlı vadilerde görüldüğü gibi düz tabanlı, içinde akarsuların tembel tembel menderesler çizerek aktıkları yataklara sahiptirler. Şekil 18 ve Şekil 19 bunlara tipik iki örnek göstermektedir.

Bu vadilerin aynen Şekil 17'deki Dneper nehrinde olduğu gibi yataklarını derine kazmış derelerin eseri oldukları düşünülürse, bugünkü dışbükey yamaç profilleri derine doğru devam ettirilerek Karadeniz seviyesi düşüken yataklarını kazmış olmaları gereken kaide seviyesi pek kabaca bulunabilir. Ben bunu Şekil 18 ve 19'da göz kararı ile yaptım ve 92 ve 72 metre derinlik buldum. Filhakika Filyos deresi ağzında çökel örtüsü altındaki vadi derinliği elektrik direnç loglarıyla -90 metre olarak bulunmuştur (Dr. Ömer EMRE, sözlü görüşme, 2006) Bu değerlerin hepsi Boğaziçi'nin temel kayaç eşik seviyesi olan -90 metreye yakındır.

Karadeniz'in bugünkünden yaklaşık 150 metre daha derinde olması, Marmara'daki deniz düzeyinin de aynı dönemde aşağıya inmiş olup olmadığı sorusunu gündeme getirir. Öyle ise, İstanbul civarında bu her iki denize akan akarsuların yataklarını derinleştirmek mecburiyetinde kalmış olmaları ve dolayısıyla buralarda geriye aşındırmanın hızlanmış olacağı muhakkaktır. Bir sonraki bölümde Marmara'nın da Holosen'den hemen evvel Akdeniz ile Çanakkale Boğazı üzerinden bağlantısını kurmadan önce -105 metreye kadar gerilediğini gösteren verileri ÇAĞATAY ve diğerlerine (2009 ve onun Türkçe tercümesi olan 2010) dayanarak özetleyeceğim.

Marmara Denizindeki en son deniz düzeyi değişmesinin verileri

Özellikle 1999 Kocaeli ve Kaynaşlı depremlerinden beri bu depremlerin üzerinde olduğu Kuzey Anadolu Fayının Marmara Den-



Şekil 19

izi altındaki devamını incelemek maksadıyla yapılan çalışmalar ve bunlarla ilgili diğer incelemeler sonucunda Marmara Denizi'nin jeolojisi ve fiziksel oseanografisi hakkındaki bilgilerimizde âdeta bir devrim olmuştur. Bizi burada ilgilendiren Marmara deniz düzeyinin Holosen'den hemen önce ve Holosen başlarındaki değişimleri hakkındaki çalışmalar ÇAĞATAY ve diğerleri (2010) tarafından çok güzel bir şekilde özetlenmiştir. Bahis konusu özet zengin bir literatür listesi içerdiği için aşağıda orada yapılan atıfları tekrarlamayacağım.

ÇAĞATAY ve diğerleri (2010) kuzey Marmara sahanlığından derlenen sığ sismik yansıma ve ağırlıklı karot alma çalışmalarıyla burada detaylı bir derinlik haritası, 150.000 yıl öncesinden günümüze kadar çökelmiş olan tortuların içindeki foraminifer kavkılarının duraylı izotop bileşimi ve tortuların çökel özelliklerini inceleyerek 14.000 ilâ 12.000 yıl öncesinde Marmara'da su seviyesinin Çanakkale Boğazındaki temel eşiğinin bugünkü minimum derinliği olan -85 metrenin altına inerek -93

metrede gözlenen kıyı çizgisini oluşturduğunu görmüşlerdir. -85 metrede bulunan bir kıyı çizgisi ise 11,7 ilâ 4 kiloyıl yaş veren ve L1 olarak adlandırılmış olan kayaç birimini yontmuştur. Bundan Marmara'nın bu iki tarih arasında Akdeniz'le Çanakkale üzerinden tekrar bağlantı kurduğu sonucu çıkar. ÇAĞATAY ve diğerleri (2010) L1 birliğinin -85 metredeki kıyı çizgisi boyunca aşındırılmış olmasını Akdeniz suyunun Marmara'yı 12.000 yıl önce istilâya başladığı şeklinde yorumluyor. Bunun nedeni, GÖRÜR ve diğerleri (2001) tarafından Sakarya deltasından derlenmiş olan yukarıda bahsettiğim verilerdir.

Marmara'nın kuzey sahanlığında da aynen Karadeniz'deki gibi boğulmuş haliçler vardır: Büyük ve Küçükçekmece lâgünleri tıpkı Terkos lâgünü gibi boğulmuş, derine kazılmış vadilerin ucunda oluşmuşlardır (bkz. AKYOL, 1930; ÇAĞATAY ve diğerleri, 2010, s. 75).

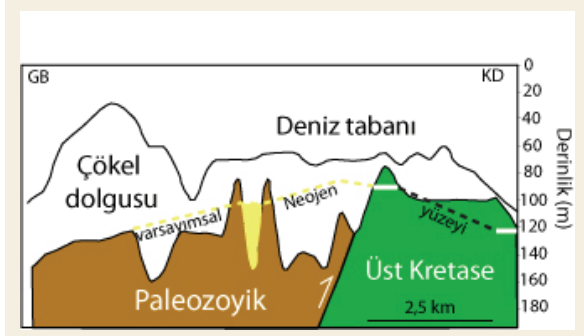
Benim bu makalede ele aldığım sorun açısından Boğazın ilk kez Marmara deniz suları ile 8900 yıl önce mi (Sr izotoplarına

göre Karadeniz'de son deniz basmasının ilk tuzlu su emaresi) yoksa 7150 yıl önce mi (sahanlıklardaki uyumsuzluğun asgari yaşı) işgal edildiği büyük bir önem taşımamaktadır. Verilerin ağırlığı Marmara'nın Karadeniz'e en son bağlantısının RYAN ve PITMAN'ın (1998) ilk tahminlerinden belki de 1000-1400 yıl daha evvel olabileceği görüşünü destekler görünmekteyse de son yıllarda büyük bir hız ve heyecanla toplanıp yayımlanan verilerin daha geniş bir bakış açısı içerisinde tekrar gözden geçirilmesinin çok yararlı olacağı kesindir. Bu makalenin amaçlarından biri de yeni bir sentezin gereğini vurgulamaktır.

Boğaz'ın sualtı topoğrafyası ve genç yapısı

Boğaziçi'nin bugünkü tabanı 5,3 kiloyıl önce çökelmiş tortularca oluşturulmakta olup bunun üzerine yer yer daha genç türbiditler gelmektedir. Bu türbiditlerin oluşumu ve Boğaz yüzey akıntısının sürüklenimi bugün Boğaz'da her şiddetli yağmurlu günden sonra meselâ Göksu gibi derelerin ağızlarında görülebilir. Boğaz'ın güncel su tabanı topoğrafyasının Beykoz'dan iki yana alçalan bir profil sunması gerekirken, bu böyle olmayıp Haliç ağzında muazzam bir kumtaşı yığılması vardır. Bu büyük

ölçüde denizel bir kıyı oku oluşturma çabasına Haliç'ten gelen ve Boğaz'ın diğer derelerin-



Şekil 20

den ana kanala nakledilen çökellerin verdiği destekle oluşmuş bir yığın olup, teşekkülü tahminen 10-12 kiloyıl önce başlamıştır (ALGAN ve diğerleri, 2001, özellikle Şekil 6b ve c).

Bunun altında sismik yansıma yöntemiyle en güçlü yansıtıcı olarak tanımlanmış olan (GÖKAŞAN ve diğerleri, 1997) ve birkaç yerde kuyularca da kesilmiş bulunan (ALGAN ve diğerleri, 2001) Paleozoyik temel, DARKOT'un daha 1938'de bugünkü Boğaz tabanı için ısrarla vurguladığı gibi, muntazam bir nehir vadisinin oluşturduğu bir temel değildir. Şekil



Şekil 21

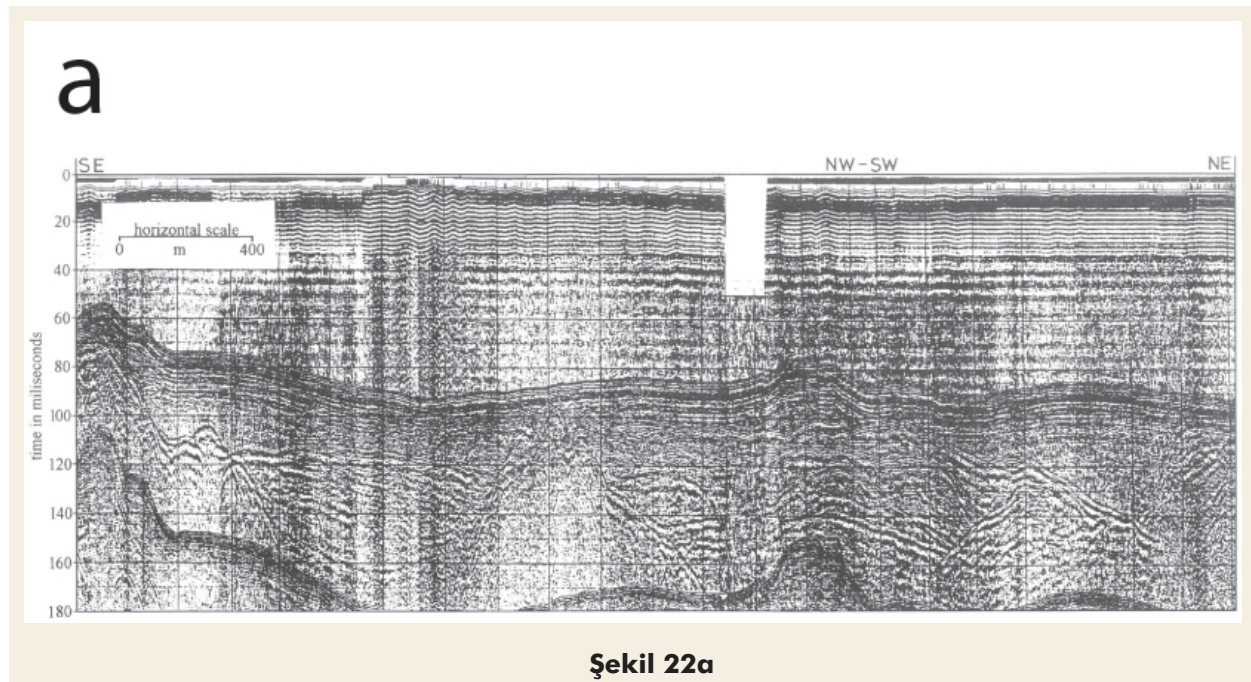
20, ALGAN ve diğerlerinden (2001) alınmış ve RYAN ve diğerleri (1997) ve GÖKAŞAN ve diğerlerinin (1997) veri ve yorumlarına dayanan Boğaz'daki temel topoğrafyasının ve bugünkü batimetrisinin Boğaz'ın talvegi boyunca alınmış iki profilidir. Bu profillerin hem Paleozoyik ve Üst Kretase olarak belirtilmiş olan «temel», hem de tamamen Kuaterner olarak yorumlanmış olan «örtü» kısımları sorunludur. Sorunun kökeni, Boğaz içinde mevcut olan Neojen depolarının yorumcularca ihmal edilmiş olmasıdır.

Ernest CHAPUT ilk kez 1931'de Büyükdere'nin sol sahili boyunca 0 ile 50 metre yükseklikler arasında yukarıdan aşağı kiremitçiler tarafından kullanılan kumlu kil, onun altında killi kum ve nihayet konglomeralardan oluşan ve Paleozoyik'e karşı bir normal fayla sınırlanan bir istif keşfetmiştir. Bu istif içerisinde killi kumlar düzeyinde ince bir de linyit yatağı bulunmaktadır. CHAPUT bu istifin benzerlerinin Boğaz'ın batı yakasında, özellikle Büyükdere ve İstinye arasında büyücek bir çöküntü içerisinde de görüldüğünü söyleyerek Walther PENCK'in Kilyos batısında benzer bir istiftin Cinnamomum sp. ve Lauriphyllum sp. bularak bunun yaşını Üst Kenozoyik olarak tesbit ettirdiğine dikkat çekmiştir (bkz. NAGELHARD, 1930). Şekil 21

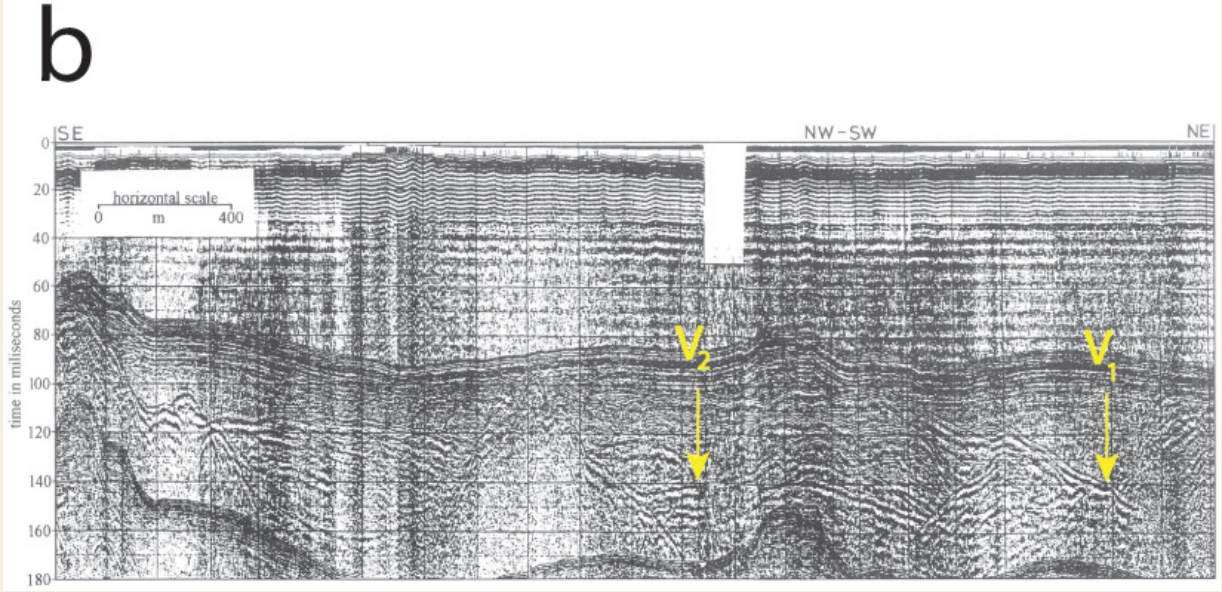
CHAPUT daha sonra 1936'da yayımladığı önemli kitabında 1931'deki gözlemlerini genişleterek Büyükdere Neojen'inin bir tam graben içinde bulunduğunu, bu gra-

benin devamının da Boğaz'ın karşı sahilinde Beykoz'da görüldüğünü belirtmiştir (CHAPUT, 1936, s. 159-163 ve şekil 17). Ben burada bugün çarpık şehirleşme nedeniyle artık bulunması zor olan Büyükdere Neojen mostralarının CHAPUT tarafından çekilmiş bir fotoğrafını da veriyorum (Şekil 21). Ancak CHAPUT'nün gözlemlerinden niçin simetrik bir graben yorumu yapıtığını anlayamadım. Bence hem Büyükdere'de hem de Beykoz'da tek taraflı asimetrik birer graben (muhtemelen aynı graben) mevzubahistir. Ancak CHAPUT'den sonra Büyükdere'yi gören CHARLES (1933) burada Neojen'in, temeli üzerine itildiği kanısındadır. Ancak Büyükdere'deki geometri bu yorumu desteklememektedir. Burada belli ki hatırı sayılır, önemli normal bilşeni olan tek bir fay bulunmaktadır. Durum Beykoz'da da aynıdır. Burada Neojen güneyinde de bir faydan CHARLES (1933) tarafından bahsedilmekteyse de bizzat CHAPUT bu iddianının arazide doğrulanmadığını söylemektedir (CHÜAPUT, 1936, s. 162).

GÖKAŞAN ve diğerleri (1997) CHAPUT'nün haritaladığı ve CHARLES'in da teyid ettiği fayı sismik kesitlerinde görüp yaşını, sınırladığı depoların Kuaterner olduğu yanlış bilgisine dayanarak Kuaterner olarak belirlemiş ve hattâ fayın faal olduğunu iddia etmişlerdir. Ancak burada Şekil 22 olarak gösterilen GÖKAŞAN ve diğerlerinin (1997) bahis konusu yorumlarını dayandırdıkları sismik kesitte en ufak



Şekil 22a



Şekil 22b

bir faylanma izi yoktur. Görülen, bazı temel yük-selimlerine uyumsuz olarak yaslanmış çökeller-dir. O nedenle ben ALGAN ve diğerlerinin de 4. şekillerinde gösterdikleri fayların mevcut olmadığı kanaatindeyim. Kaldı ki, CHAPUT'nün belirttiği fayın Neojen'den sonra herhangi bir hareket emaresi gösterdiği konusunda hiçbir verinin bulunduğunu sanmıyorum.

Buradan şu soru çıkmaktadır: Boğaz'da «temel» ve «örtü» kelimeleri neyi ifade et-mektedirler? Eğer temeli Paleozoyik ve Kre-tase ile sınırlayacaksak o zaman örtü içinde birbirinden hem taşlaşma derecesi hem de aralarından uyumsuz ilişki açısından iki birlik ayırmak zorundayız: Neojen ve Kuaterner. Ancak Neojen'in Boğaz'ın nerelerinde mev-cut olduğunu ne yazık ki bilmiyoruz, zira her yerde Büyükdere'deki şanslı korunma şartları ile karşı karşıya değiliz. Ama kesin bildiğimiz şu ki, Boğaz tabanında bazı yerlerde kalınlığı 50 metreye varabilecek Neojen depoları olabilir.

Bu durumda gene ALGAN ve diğerlerinin (2001) 4. şekillerine bakarsak gerçekten de Kuaterner'in altında, sondajın ulaşamadığı yaklaşık 40 metrelik bir istif mevcuttur. Bu belki de (bence büyük bir olasılıkla) Büyükdere'deki Neojen'in devamıdır. Şekil 22 de gösterilen profilin en kuzeyinde, 140 milisaniye (gidiş-geliş zamanı) derinlikte (≈105 m) bir vadi (V1) vardır. GÖKAŞAN ve diğerleri (1997) bunu da yanlış olarak normal fay diye yorumlamışlardır.

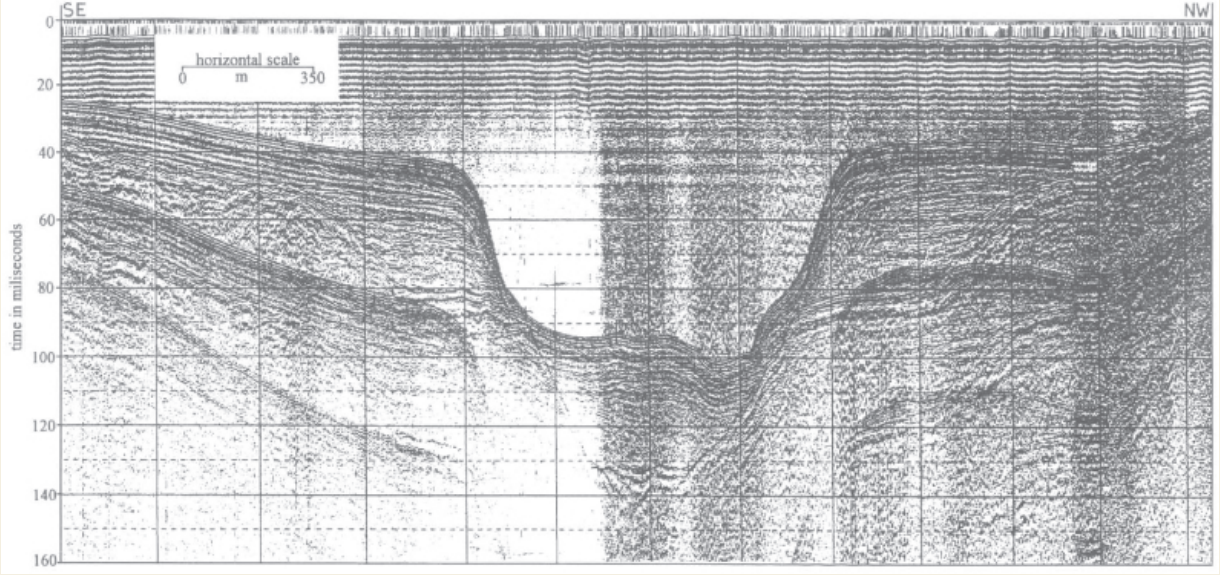
ALGAN ve diğerlerinin yaş verilerine göre, bu vadinin yaşı 5,3 kiloyıldan fazla, 26 kiloyıldan ise azdır. Kesitte görülen aynı derinlikteki ikinci bir vadi (V2) ise içini dolduran çökellere göre değerlendirilirse belki daha yaşlıcadır, ama en azından V1 ile aynı yaştadır.

Bu her iki vadinin derinliğini de Şekil 20'deki yerlerine yerleştirdiğimiz zaman, Kuaterner'de yaşı 26 kiloyıl ile 5,3 kiloyıl arasında olan ve bu kesit içinde akan her-hangi bir akarsuyun 105 metreden daha de-rine doğru bir vadi kazmış olmasının mümkün olamayacağını görürüz.

Ama bu gene de GÖKAŞAN ve diğerlerinin (1997) aslında RYAN ve diğerlerini (1997) izleyerek bildirdiği -70 metrelik temel eşığının 35 metre altındadır. Peki, bu eşik değerinin güvenilirliği nedir?

Şekil 23, GÖKAŞAN ve diğerlerinin (1997) 5. şekillerini temsil eden sismik kesidi göstermektedir (bkz RYAN ve diğerleri, 1997 şekil 8, en alttaki kesit; RYAN aynı kesidi RYAN, 2007, şekil 4'de tekrar neşretmiştir). Burada onların Kretase «temeli» olarak belirledikleri düzey gidiş-geliş 130 milisaniyede durmaktadır. Halbuki bu iyi yansıtmalı birlik tabakalı bir istiftir ve altında gene tabakalı fakat bir önceki-yle ilişkisi uyumsuz olan başka bir birlik vardır. Bu birliğin de üstü sert bir yansıma vermekle beraber iç yapısı açık değildir. Benim burada

a

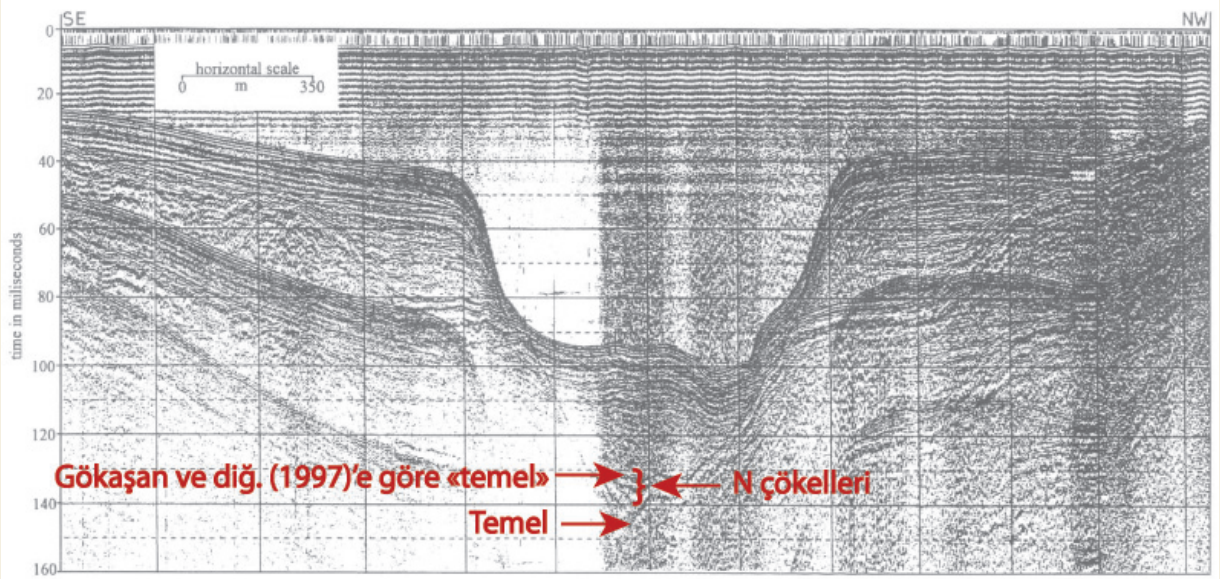


Şekil 23

N olarak betimlediğim birlik kanımca temel değil, Neojen'in (veya Kuaterner'in) silikatça zengin depolarıdır. Bu depolarda sismik hız, iyi taşlaşmamış veya daha yumuşak malzemeli

Kuaterner depolarına nazaran daha yüksektir. Bunların altında, tepesi iyi yansıma veren fakat içi karmaşık birlik ise benim Kretase volkanikleri olarak yorumladığım gerçek «temel»dir.

b



Şekil 23

Sevgili meslekdaşım Doç. Dr. Caner İmren'den ben buradaki derinlikleri bu yeni yoruma göre baştan hesaplamasını rica ettim. Caner'in gönderdiği cevap şöyledir:

«Deniz tabanı 95 ms, güncel çökeller 130 ms, temel 145 ms derinliğinde alınmıştır.... Bu değerleri gidiş-geliş zamanı olarak alırsak, kalınlık bilgileri şöyle olur:

Su: $1500 \text{ m/s} = 71 \text{ m}$

Güncel çökeller: $1600-1700 \text{ m/s} = 28-30 \text{ m}$

Konglomera: $2500-3000 \text{ m/s} = 19-23 \text{ m}$

Bu değerlerle temel derinliği 118 m ile 124 m aralığında değişim gösterebilir»

Şimdi Caner'in verdiği değerleri de ALGAN ve diğerlerinin (2001) kesidi üzerine yerleştirelim (Şekil 20). Burada Caner'in verdiği asgarî değerleri alırsak, gene 105 metrelik bir vadi derinliği buluruz! Buna mukabil, burada Neojen konglomerası yerine kaba akarsu çökellerinin varlığını kabul edersek, o zaman vadi derinliğimiz -118 ilâ -124 metre arasına iner ki, bu da Boğaz'ın Beykoz yakınlarında bulunduğumuz -105 metreden hayli aşağıdadır.

Şekil 23'de görülen N serisi çökel-leri Kuaterner'in kaba akarsu çökel-leri olarak görmek, hem karadan bildiklerimize göre Kretase üzerinde iyi yansıma verebilecek Neojen'in bulunmaması, hem de bahis konusu çökellerin Boğaz'ın hızla derinleşen kuzey kanyonu içinde bulunmaları nedeniyle daha akla yakın görünmektedir.

Eğer, GÖKAŞAN ve diğerlerinin yaklaşık -105 metre olarak tesbit ettikleri temel yüzeyini burada 20 metre kadar düşürmek zorunda kaldıysak, bunu bir de onların temelin en tepe noktası kabul ettikleri -70 metreye yapalım. Burada da elimize -90 metrelik bir değer geçer ki, bu boğazın Kretase temelinin en tepe noktası olmalıdır. Ama bu değer, Çanakkale eşiğinin değeriyle hemen hemen aynıdır ve eğer bu Boğaz'ın gerçek eşik değeri olsa, Flandr transgresyonu esnasında Çanakkale geçilir geçilmez, Boğaz'ın da geçilmesini gerektirirdi. Halbuki durum böyle olmamış, Boğaz'dan Karadeniz'e su basması Çanakkale'den suyun geçişinden yaklaşık 3000 yıldan fazla bir süre sonra ve Marmara'da -85 m 'de duran bir sahil çentiğinin oluşmasından sonra olmuştur (özellikle Karadeniz'de tuzluluğun artmasının zamanlaması bunu çok açık belgelemektedir:

benim bildiğim en son gözlemlere atıflar için bkz. RYAN, 2007, s. 66). Demek ki, Boğaz'da baskın sularına set oluşturacak daha yüksek yerler vardı.

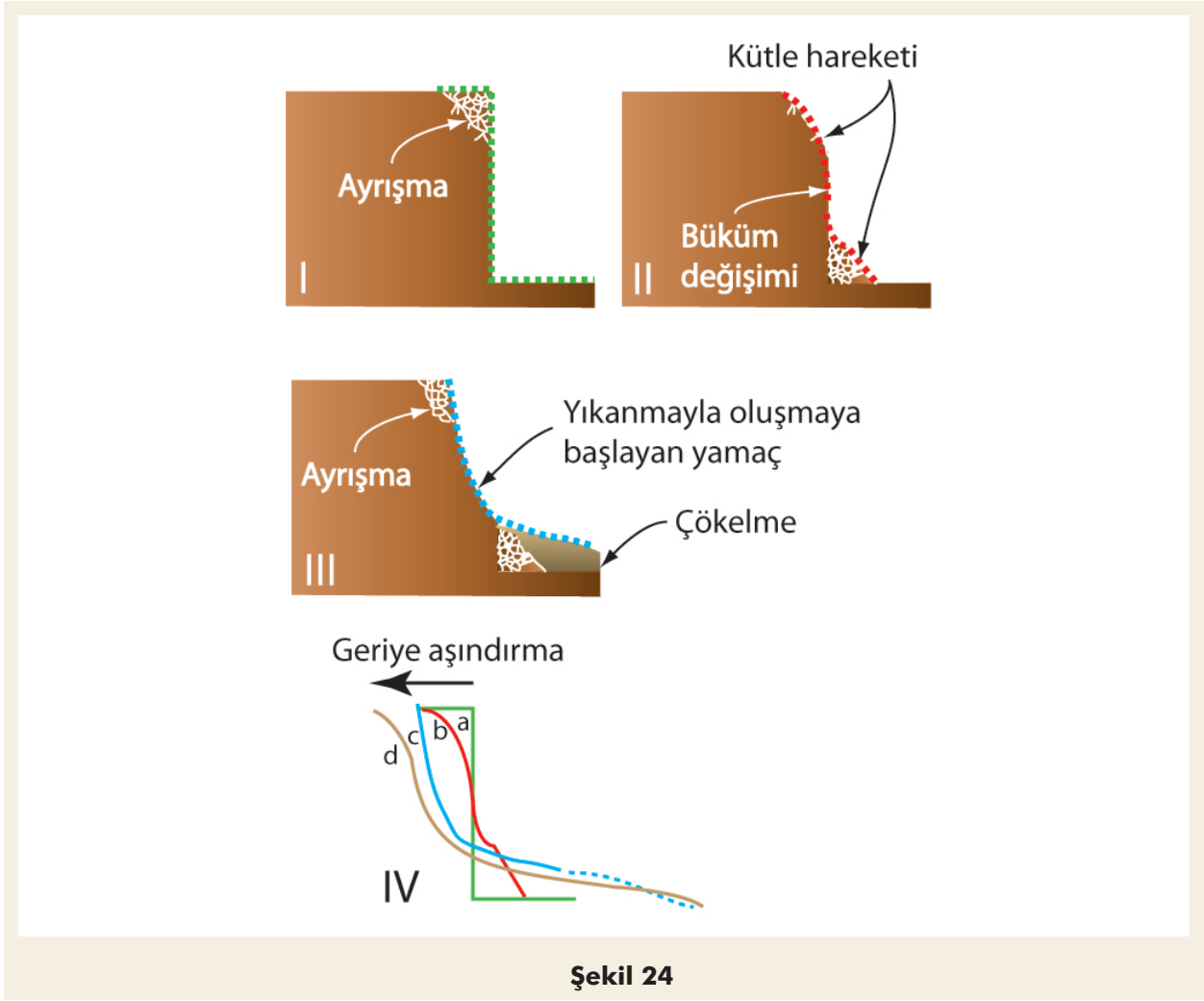
Büyükdere ile İstinye arasında CHAPUT 100 metre irtifada Neojen depoları bildirmektedir. Bu depoların bazıları eğer doğuya uzamış idiyseler (ki bu bugün bu depoların karadaki dağılımlarının gösterdiği gibi kesindir), o zaman Beykoz ile Büyükdere arasında Boğaz tabanında eski, bugün aşınmış bir Neojen dolgusu var sayabiliriz. Bu dolgunun yüzeyi Çanakkale'den beri gelen deniz basmasını tutabilmek için her halükârda -90 metrenin üzerinde, -85 metrelik Marmara sahilini açıklayabilmek için de -85 metrenin üzerinde olmak zorundaydı.

Tüm bu yeni yorumları ALGAN ve diğerlerinin (2001) Boğaz talveği boyunca çizdikleri profil üzerine yerleştirdiğimizde karşımıza Beykoz'dan hem kuzeye hem de güneye alçalan birbirinin ters yönüne bakan iki genç vadi profili çıkmaktadır. Yani Boğaz içinde Kuaterner içindeki su bölümü çizgisi, GÖKAŞAN ve diğerlerinin (1997) sandığı gibi Fil Burnu ile Çalı Burnu arasında değil, Büyükdere ile Beykoz arasındadır.

Şimdi bu yeni duruma bir de Boğaz'ın iki yakasındaki aşınma yüzeyinin morfolojisi açısından bakmamız gerekmektedir.

Ilıman iklimlerde yamaç gelişimi ve vadi oluşumu

Hem Karadeniz'in, hem de Marmara'nın Holosen başında -100 metrenin daha altındaki seviyelere çekilmiş olmaları Trakya-Kocaeli berzahı diyebileceğimiz kayaç kütlesi üzerindeki akarsu aşındırmasını çok hızlandırarak buradaki topoğrafyayı «gençleştirmiş» olmalıdır. İstanbul'da yüksekçe yerlerde görülen akarsu depoları sanırım bu gençleşmenin bir neticesidir. Bir yamacın akarsularca aşındırılabilmesi için onu oluşturan malzemenin su tarafından taşınmak üzere hazırlanması gerekir. Su bunu kısmen kendisi yapabilse de suyun içinde taşıdığı asılı ve yatak yükleri olmadan yapabileceği aşındırma sınırlıdır. Dolayısıyla öncelikle ayrışmanın aşındırılacak yüzeyi hazırlaması gerekir.



Şekil 24

Şekil 24 I'de ancak çöllerde görülebilecek dimdik bir yamaç gösterilmiştir. Bu yamacın ayrıştırıcı etkenlere en çok mâruz kalacağı yer, yüzeyin muhtelif istikametlerde ayrıştırıcı etkenler etkisinde kalacağı köşesidir. Bu köşe öncelikle ayrıştırılarak zayıflatılır ve zayıflatılan kısımdan ayrılmaya hazır parçalar zaman zaman suyun da yardımıyla yerçekimi etkisinde aşağılara sürüklenirler. Bu sürüklenme çok yavaş olarak sürünmeden, âni göçük, toprak kayması gibi âfetsel kütle hareketlerine kadar değişebilen etkenlerce yapılabilir.

Bu etkenlerce uzaklaştırılan malzemenin geriye yumuşaklaştırılmış bir köşe, hattâ köşe bile denemeyecek, genellikle dışbükey bir yamaç kalır (Şekil 24 II). Yamacın dışbükey olmasının nedeni, büyük Amerikalı jeolog Grove Karl GILBERT'in ileri sürdüğü gibi kütle hareketlerince yamacın tepesinden aşağı hareket ettirilecek ayrılmış malzemenin giderek artması ve onu hareket ettirecek enerji ihtiyacının buna bağlı olarak fazlalaşmasıdır (GILBERT, 1909).

Giderek dikleşen yamaç giderek artan bir enerji temin eder. (Bu fikir hâlâ geçerlidir. Bkz. BLOOM, 1969, s. 50, şekil 3-8.)

Buna mukabil, kütle hareketlerinin taşıdığı malzeme ilksel yamacın dibinde birikerek yüzeyi, yamacın geri kalan kısmıyla beraber, akarsuların içbükey bir yamaç oluşturabileceği bir şekilde hazırlar (Şekil 24 III). Yamacın geri kalan kısmında ve en aşağıdaki yıkıntı konisinin üzerinde meydana gelecek ikincil yamacın içbükey olmasının nedeni, bunların akarsularca şekillenmesidir. Akarsu dallanan bir ağacın tersine pek çok dalın birleşmesiyle oluşan ana kanallardan meydana gelir. Kanalların birleşmesi akan suyun toplam miktarını değiştirmemekle beraber, ana kanalda onu besleyen dallarının tersine bu su miktarının ıslatma yüzeyinin azalması neticesini doğurur ki bu da sürtünmeyi azaltır. Dolayısıyla azalan sürtünme daha az bir yamaç eğimiyle aynı miktarda yükü taşımaya mümkün kılar. Bu şekilde içbükey bir yamaç oluşur (BLOOM, 1969). Şekil 23IV'de en

altta a, b, c, d olarak belirlenmiş yamaç profilleri aslında Şekil 23I-III'de gösterilen olayların neticeleridir. Şekil 23IVd ise yamacın bir aşama sonrasını göstermektedir.

Trakya ve Kocaeli yarımadalarında eğim şartlarının evrimi ve Boğaz'ın oluşumu

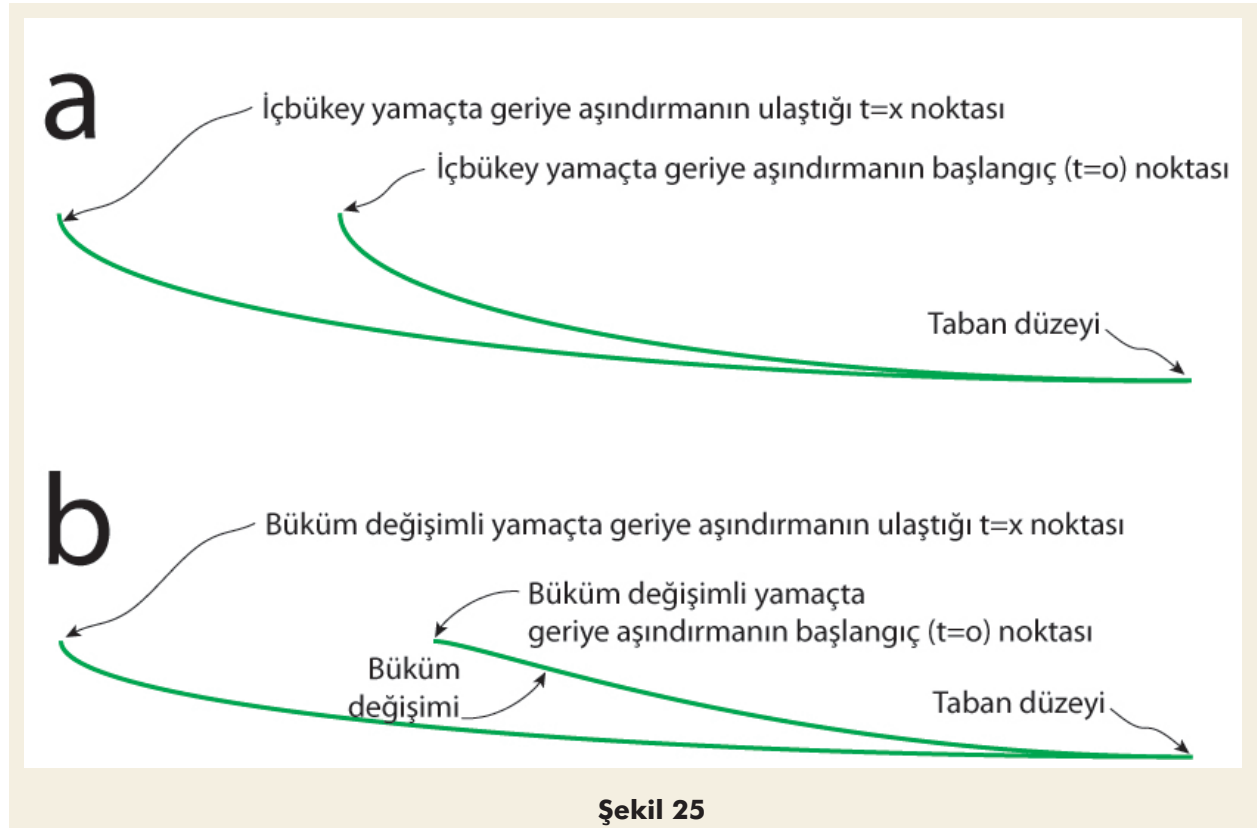
Çok kurak ortamlarda ayrışma sert köşeli yer şekilleri meydana getirir. Bu ekstrem durumda, var sayalım ki yamacın en üstündeki dışbükey yüzey hiç oluşmamış olsun (Şekil 15a). Bu yamaç, taban düzeyi değişmediği sürece Şekil 25a'da gösterildiği şekilde gelişecektir. Bu durum İstanbul'un Karadeniz'in ve Marmara'nın düzeylerinin alçak olduğu son buzul çağının Karadeniz'in su bütçesinin negatif olduğu dönemlerinde, yani oldukça kurak (ama çöl olmayan) bir çevrede, meydana gelmiş olsa, Trakya'da, günümüzde Boğaziçi'nin bulunduğu yerde ve Kocaeli Yarımadasında su bölümü çizgisinin evrimi Şekil 15a, b ve c'de olduğu gibi olacaktı.

Su bölümü çizgisinin aslında oldukça âni bir şekilde Trakya'da kuzeyden, Kocaeli'de güneye sıçramasının yukarıda ileri sürüldüğü gibi tektonik bir burulmayla gerçekleşmiş olması

nedeniyle bu noktada bulunan müstakbel Boğaz mahalli her iki yarımada'nın en alçak ortak bölgesiydi. Buradaki su bölümü çizgisi, Trakya'nın ve Kocaeli'nin su bölümü çizgilerinden en az 250 metre daha aşağıda bulunuyordu ki, bu Boğaz'daki temel kayaçlarının oluşturduğu eşik yüksekliğinin bugünkü deniz seviyesine göre en az – 90 metre olduğu düşünülürse, aslında muhtemelen 300 metreden fazlaydı.

Şekil 15a, b ve c İstanbul ve çevresinde Trakya'yı güneye, Kocaeli'yi de kuzeye eğen çarpılmadan hemen sonraki aşınma süreçlerini kütile hareketlerinin sıfır kabul edildiği profillerde göstermektedir. Bu profillerde görülen, Trakya ve Kocaeli'deki su bölümü çizgilerinin yüksek eğimli dış yamaçları ne kadar hızlı aşınırlarsa aşınırlar, Boğazın bulunduğu ve bir yamaç rejiminden diğerine geçiş gösteren «nötral» nokta her zaman her iki su bölümü çizgisinden de aşağıda kalmak zorundadır.

İstanbul'un iklimi yukarıda da değindiğim gibi Buzul Çağında herhalde tam kurak bir iklim değildi. Onunu için Şekil 16a, b ve c Şekil 25b'de gösterilen tepesi dışbükey aşağısı içbükey «normal» yamaç profillerine sahip Trakya ve Kocaeli bölgelerinin akarsu



Şekil 25

aşındırmasıyla gelişen yamaç şartları buradaki jeomorfolojik evrim için daha uygun modellerdir. Burada da Boğaz'ın bulunduğu «nötral» bölge gelişmenin her evresinde iki ana su bölümü çizgisinden aşağıda kalmaktadır.

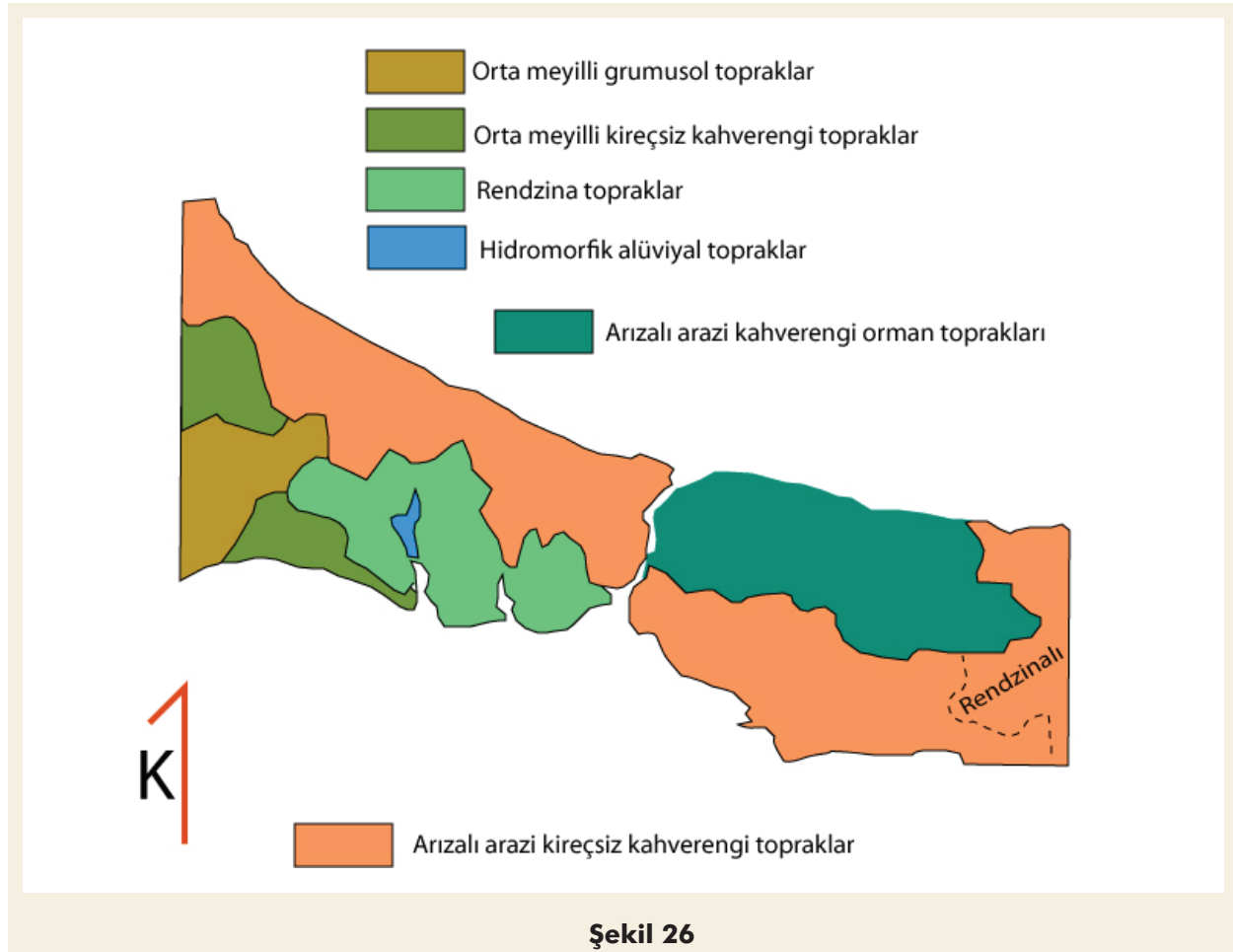
Bu nedenle son Buzul Çağından sonra Flandr transgresyonu esnasında dünya deniz seviyesi hızla yükselirken, Trakya-Kocaeli berzahında ilk deniz altında kalacak yer kaçınılmaz olarak bugün Boğaziçi'nin içine yerleştiği ve eskiden biri kuzeye biri güneye akan iki akarsuyun vadilerinden oluşan boyun bölgesi olmak zorundaydı.

İstanbul ilinin toprakları ve Boğaziçi'nin oluşu hakkında verdikleri bilgi

İstanbul ilinin toprakları, yazları kısmen yağışlı ve kışları hafif ama muntazaman karlı bir Akdeniz iklimindeki bir ortamın genellikle orta derece ilâ az meyil arzeden bir alanda üretebileceği toprak türlerinin altlarındaki ana kayaya bağlı olarak gösterebileceği değişiklikleri sunarlar. Aşağıdaki bilgiler, Harvey OAKES'un

1958 tarihli Türkiye Toprakları adlı etraflı eserinden özetlenmiştir. İl alanı içerisinde en yaygın alanı «arızalı arazi kireçsiz kahverengi toprakları» işgal eder ki bunlar, Şekil 25'de görüldüğü gibi, büyük ölçüde Trakya Formasyonunun ve Paleozoyik'e ait diğer kayalarla Kretase yaşlı volkanik arazinin bulunduğu yüksek yerlerde görülürler (Şekil 26'yı Şekil 1 ile karşılaştırınız). Bu tür toprağın dağılma alanının gösterdiği belirgin asimetri, Trakya-Kocaeli berzahının çarpılması sonucu ortaya çıkan topoğrafya ve kayaç türlerinden kolaylıkla tahmin edebileceğimiz bir dağılımdır. Aynı şekilde meyilin azaldığı yerlerde «orta meyilli alanların grumusol topraklarını» ve gene «orta meyilli alanların kireçsiz kahverengi topraklarını» görüyoruz.

İstanbul'un ikinci yaygın toprakları arızalı alanlara dağılmış kahverengi orman topraklarıdır. Bunlar, kireçsiz kahverengi topraklara benzemekle beraber toprak katmanları daha incedir. Kocaeli yarımadasında Trakya'daki orta engebeli kireçsiz toprakların Boğaz'ın «nötral» noktasına nazaran simetriğinde oluşmuşlardır.



Şekil 26

İstanbul'da tamamen kayaç türüne bağlı gelişen yegâne toprak çeşidi rendzina toprakları olup bunlar genellikle yumuşak tebeşirli marn veya kireçtaşı ara tabakalı marn gibi kireci yüksek ana madde üzerinde zayıf profil oluşumlu hümüs-karbonatlı koyu renk yüzey tabakasına sahip topraklardır. Tahmin edilebileceği gibi Kenozoyik kireçli yereler üzerine gelen en kurak alanlarda gelişmişlerdir. Bunların genellikle derinlikleri azdır ve yer yer ayrışmamış kireçtaşı veya marn gibi ana kaya parçaları içerirler.

İstanbul'daki toprak dağılımı şaşılabacak bir hassasiyetle, topoğrafyanın Trakya ve Kocaeli yarımadalarında birbirinin tersine çarpılmasını yansıtmakta ve Boğaz'ın kökeni hakkında burada sunulan çözüme belki ilk bakışta akla gelmeyecek bir destek sağlamaktadır.

Burada sunulan varsayımın zayıf noktaları

Burada ileri sürülen, Boğaz'ın hem kuzeye hem güneye sularını boşaltan iki akarsuyun birleşmesinin yarattığı su bölümü alçalmasının eseri olduğu varsayımının en zayıf noktası Boğaz'daki taraçalar sorunudur. Üzerlerinde akarsu, göl veya denizel çökel bulundurmayan taraçaların en az beş tanesi yer yer tesbit edilebilmiştir (AKYOL, 1930). Ben PAMİR'in (1959, s. 234-235) anlatımını izleyerek sadece ikisini teyid edebildim ve bunları Şekil 8'e ilâve ettiğim kutuda gösterdim. Bu taraçalar AKYOL'un ifadesine göre Boğaz kuzeyinde 130 metrede başlar ve hepsi güneye doğru alçalırlar ve nihayet en alçak taraçalar Bebek güneyinde su altına girerler. Burada öne sürülen hipoteze göre, kuzeye doğru alçalan taraçaların da bulunması gerekmektedir. Eğer tüm taraçalar Boğaz'ın Karadeniz ağızına kadar sürekli kuzeye doğru yükseliyorlar ise, burada anlatılan varsayımın değiştirilmesi, hattâ belki tamamen terk edilmesi gerekecektir.

Şekil 8'deki kutuda PAMİR'e (1959, s. 235) göre çok geniş bir vadi oluşturan üst taraçanın Rumelikavağı civarında başlamasına rağmen, alt taraça ancak Beykoz'dan itibaren izlenebilmektedir. Bu negatif veri, şimdilik, burada sunulan hipotezi destekler mahiyettedir. Ancak negatif veriye güvenilemez. Dolayısıyla Boğaz'ın taraçaları sorunu çok ciddi bir sorundur ve âcilen ele alınmalıdır.

Bir başka sorun da RYAN ve diğerlerinin (1997b ve GÖKAŞAN ve diğerlerinin (1997) temel olarak yorumladıkları ve benim Şekil 23b'de N harfiyle belirttiğim tabakalı kütlenin Üst Kretase volkanına ait bir lâv/aglomera ardışımı dizisi olma ihtimalidir. Bu burada yapılan eşik yüksekliği hesaplarını kritik olarak etkiler. Beni bu konuda kendi yorumum lehine şevklendiren, o tabakalı istif altında da derin bir vadinin izinin görülmesidir. Geç Kretase'deki Boğaz volkanının tam altında bugünkü Boğaz talvegiyle birebir çakışacak bir vadinin bulunması sanırım pek minik bir ihtimaldir.

Sonuçlar

İstanbul Boğazı veya diğer adıyla Boğaziçi, birbirine aykırı yönlerde çarpılan Trakya ve Kocaeli yarımadalarının arasındaki «nötral» noktaya karşılık gelen su bölümü çizgisinin aşınma yoluyla hem Trakya'daki hem de Kocaeli'deki su bölümü çizgilerinden daha alçak bir düzeye inmesinin en son Buzul Çağı sonrasında gelişen Flandr transgresyonu tarafından kullanılması sonucunda oluşmuştur. Boğaz'ın İstanbul'un Trakya ve Kocaeli yarımadaları üzerinde bulunan derelerinin egemen kuzeybatı-güneydoğu uzanımlarına karşı tüm zigzaglarına rağmen genelde kuzey-kuzeydoğu bir uzanım sergilemesi birbirine aykırı yönlerde çarpılan iki yarımadanın arasındaki nötral bölgede olması dolayısıyladır. Hem Trakya'da hem de Kocaeli'de, akarsu vadilerinin konumlarını herşeyden önce bahis konusu çarpılmanın yarattığı eğim şartları belirlemiştir. Bu eğim şartları içerisinde akarsular zeminde bulabildikleri zayıflık hatlarını da kullanmışlardır. Kocaeli yarımadasında bilhassa Paleozoyik yaşlı büyük sürüklenim faylarının yüzeyi kestikleri yerlerin vadi kuruluşunda ancak belirli, dar alanlarda kullanıldığını görüyoruz. Trakya'da ise vadi yeri seçiminde burulma sonucu oluştuğu sanılan fay ve çatlak sistemlerinin rolü olduğu gözleniyor (Büyükdere, Paşacayırı). Ancak her iki yarımada da yapısal jeolojik gözlemlerin son derece yetersiz olması jeomorfolojik yorumları güçleştiriyor. Bu makalenin en önemli amaçlarından biri Boğaz'ın Trakya ve Kocaeli yakalarında jeomorfolojik çalışmalarla birlikte yapılması gereken yapısal gözlemlerin büyük önemine dikkat çekmektir. Buralarda yapılacak jeolojik harita alma çalışmaları esnasında bu yazıda dile getirilen jeomorfoloji/yapısal jeoloji ilişkileri de göz önünde bulundu-

rulabilirse sanırım çok daha verimli sonuçlara ulaşılabilir.

İstanbul'un pedolojisi şaşılacak bir düzeyde, Trakya ve Kocaeli yarımadalarının birbirine ters yönlerde çarpılmış olmalarının toprak oluşumu üzerindeki etkilerini gözler önüne sermektedir. İstanbul'da toprak karakterine etki eden ikinci önemli faktör olan orman dağılımındaki farklılıklar bile iki yarımada arasındaki «nötral» noktaya nazaran toprak dağılımının gösterdiği muntazam simetriyi bozamamıştır.

Bu yazının amaçları arasında Trakya ve Kocaeli yarımadalarının birbirine ters yönlerde niçin çarpılmış oldukları sorusunun cevabını bulmak yoksa da, Kocaeli'nin kuzeye çarpılmasını Çınarcık Havzasının kuzey omuzunun yükselmesinin, Trakya'nın ise güneye çarpılmasını Bulgaristan'dan Makedonya ve Yunanistan kuzeyine kadar faaliyet gösteren ve dönme kutbu aşağı yukarı bugünkü Arnavutluk içinde bulunan ve burada kendisine «Avrupa rejimi» adı verilen bir açılma tektoniğinin yönlendirdiği açıktır.

Burada sunulan model, şimdiye kadar yapılan gözlem ve yorumlarda benim gördüğümü sandığım bazı eksiklik ve yanlışların üzerine gitmem sonucu ortaya çıkmıştır. Ancak benim modelimin de pek çok varsayımsal ve bilhassa iki önemli zayıf yanı olduğu unutulmamalıdır. Şimdi yapılması gereken benim varsayımlarımdan yapılan çıkarımların ve bilhassa son bölümde vurguladığım güçlüklerin arazide kontrol edilmesidir ki burada hem jeologlarımıza hem de coğrafyacılarımıza iş düşmektedir. Her iki grup yerbilimci de sırf veri derleyip veri anlatımından vaz geçerek, yerçekillerinin hangi süreçler sonucu oluştuklarını düşünmek, yani tasvirlerine kökensel yorumlar katmak zorundadırlar. Bilim, yanlış epistemolojik düşünceleri nedeniyle yirminci yüzyılın başında atomların varlığını bile inkârâ sürüklenmiş olan büyük fizikçi Ernst MACH'ın sandığı gibi yalnızca tasvir yapmak değil, yorum yapmak, parçası olduğumuz doğayı neden-sonuç ilişkisi içinde irdelemektir.

Yorum yapan yerbilimci ise yerbilimlerinin tüm yelpazesine dikkat etmek zorundadır. Uzmanlık, eski tabirle ihtisas, dar bir alanda kişiye bir beceri (ve ekmeğini) kazandırır, ama

dar uzmanlık, sağlıklı bilimsel çıkarımın en büyük düşmanıdır. Disiplinlerarası grup çalışması bu zorluğun aşılmasında bir derece yardımcı olsa da tek tek yerbilimcilerin ve bilhassa coğrafyacının, M. Ö. 6. yüzyılda tüm diğer bilimlerin anası olarak doğan coğrafyanın birliğini müdrik olup, modern coğrafyanın kurucularından olan Alexander von HUMBOLDT'un ısrar ettiği gibi tüm gezegeni ve üzerinde yaşayanları ve gezegenin uzaydaki komşularını asla gözden ırak tutmadan onun sunduğu problemlere eğilmesi şarttır.

Katkı belirtme

Herşeyden önce bu kitabın kendisine bir armağan olduğu M. Yıldız Hoşgören'e kırk senedir hepimizi bilgilendirmek için gösterdiği çaba için içten teşekkür etmek isterim. Yıldız Ağabey'in bundan sonraki yaşamında da aynı şevk, zevk ve heyecanla sevgili gezegenimiz üzerinde daha uzun seneler çalışabilmesi en büyük arzumdur.

Bu yazıda anlatılanları uzun yıllardır yakın çalışma arkadaşlarım Yücel Yılmaz, Necdet Özgül, Fuat Şaroğlu, Naci Görür, Aral Okay, Mehmet Sakıncı ve Nüzhet Dalfes ile konuştum ve onların fikirlerinden istifade ettim. Bizlere İTÜ'de daha sonra katılan Namık Çağatay'ın Marmara Denizi'nde yürüttüğü enerji çalışmaları olmasaydı burada anlatılanların çoğu hakkında bilgi sahibi olamazdım. Bu çalışmaların başlamasında hepimizin ve Türkiye'nin büyük dostu Xavier Le Pichon'un önemli bir rolü vardır. Serdar Akyüz hazırladığı İstanbul jeoloji haritasından yararlanmama izin vererek beni büyük bir zahmetten kurtarmıştır. Ercan Özcan bana İstanbul civarındaki Eosen hakkındaki son bilgileri aktardı ve anlamlarını benimle tartıştı. Avrasya Enstitüsü'nde doktorasını 2010'da bitiren Gülsen Uçarkuş beni Marmara'nın tektoniği konusunda hep güncel tuttu ve bazı yanlışlarımı düzeltmemde yardımcı oldu. Gülsen'in Çınarcık Havzası'nın karakteri hakkındaki enfes yorumu benim Kocaeli yarımadasının İstanbul'da niçin kuzeye çarpıldığını nihayet anlamamı sağladı. Benzer bir teşekkür borcum da bir diğer doktoramız olan Kadir Eriş'edir. Marmara şelflerinin en genç tarihi hakkında bildiklerim onun Namık ve Naci'nin gözetimindeki detaylı çalışmalarının meyvalarıdır.

MTA'da başta Genel Müdür Mehmet Üzer olmak üzere pek çok dostuma da bana yıllardır gösterdikleri yakınlık ve beni yayınları ve diğer ürünleriyle cömertce beslemeleri nedeniyle şükran borçluyum. Meselâ İbrahim Gedik'in gönderdiği 1:50.000'lik jeoloji haritaları olmasaydı benim İstanbul'un yapısal jeolojisini anlamam mümkün olamazdı. Benzer şekilde Ömer Emre beni kendisinin ve MTA'daki diğer arkadaşların yaptığı neotektonik ve jeomorfolojik çalışmalar konusunda sürekli bilgilendirdi.

Beni daha lise yıllarımda bağırlarına basan, aralarında Yıldız Ağabey'in de bulunduğu İstanbul Üniversitesi Coğrafya Enstitüsü mensuplarına ve bu arada bilhassa rahmetli hocam, arkadaşı İhsan Ketin'le beraber Türkiye'deki yerbilimcilerin iki büyük üstâdından biri olan Sırrı Erinç'e olan şükran borcum ise ödenemez.

Brockhaus firmasının usta sahafı Frank Werner bana peder Lukas Ingigian'ın kitabının Almanca tercümesini hediye ederek benim bu önemli eserden haberdar olmamı sağladı.

Nihayet beni Yıldız Ağabey için hazırlanan bu anlamlı kitaba katkıda bulunmam için davet edenlerin hepsine teşekkür ederim.

Değinilen kaynaklar

AKYOL, İ. H., Coğrafi Hareketler — Yugoslavya Darülfünunu coğrafya talbesinin İstanbul'da tetkik seyahatı: Darülfünun Edebiyat Fakültesi Mecmuası, cilt 7, sayı 14, s. 303-320.

AKYÜZ, H. S., 2010, İstanbul ve yakın civarının Paleozoyik istifi: ÖRGÜN, Y. ve ŞAHİN, S. Y., editörler, İstanbul'un Jeolojisi Sempozyumu Bildiriler Kitabı, TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası İstanbul Şubesi, İstanbul, ss. 49-62.

ALGAN, O., ÇAĞATAY, N., CHE-PALYGA, A., ONGAN, D., EASTOE, C. VE GÖKAŞAN, E., 2001, Stratigraphy of the sediment infill in the Bosphorus Strait: water exchange between the Black Sea and Marmara Sea: stable isotopic, foraminiferal and coccolith evidence: Geo-Marine Letters, c. 20, s. 209-218.

BARGU, S., 1996, İzmit Körfezindeki Pleyistosen taraçaları ve tektonik özellikler: İstanbul Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi Yer-bilimleri Dergisi, c. 10, s. 1-27.

BARKA, A. Ve KUŞÇU, İ., 1996, Extents of the North Anatolian Fault in the İzmit, Gemlik and Bandırma bays: Turkish Journal of Marine Sciences, c. 2, s. 93-106.

BAYKAL, F., 1942, La Géologie de la Région de Şile (Kocaeli, Anatolie) Revue de la Faculté des Sciences de l'Université d'Istanbul, Série B, c. VII, fasikül 3, ss. 166-234+1 2 katlanır levha ve 17 fotoğraf

BAYKAL, F. ve ÖNALAN, M., 1979, Şile sedimenter karmaşığı (Şile olistostromu): Altınlı Sempozyumu, Türkiye Jeoloji Kurumu, Ankara, s. 15-25.

BLOOM, A. L., 1969, The Surface of the Earth: Prentice-Hall, Englewood Cliffs, viii+152 s.

BRINKMANN, R., 1981, Türkiye Yer-bilimleri Bibliyografyası Geowissenschaftliche Bibliographie der Türkei Geoscience Bibliography of Turkey 1825-1975, part I, Foreign Geoscience literature on Turkey: Türkiye Bilimsel ve Teknik Araştırma Kurumu yayınları no. 486, TÜRDOK Bibliyografya Serisi no. 32, Ankara, XII+492 pp.

BRINKMANN, R., 1984, Türkiye Yer-bilimleri Bibliyografyası Geowissenschaftliche Bibliographie der Türkei Geoscience Bibliography of Turkey 1976-1980, part I, Foreign Geoscience literature on Turkey: Türkiye Bilimsel ve Teknik Araştırma Kurumu yayınları no. 585,

TÜRDOK Bibliyografya Serisi no. 41, Ankara, XII+207 pp.

ÇAĞATAY, N., ERİŞ, K., RYAN, W. B. F., SANCAR, Ü., POLONIA, A., AKÇER, S., BİLTEKİNA, D., GASPERINI, L., LERICOLAIS, G. ve BARD, E., 2010, Marmara Denizi kuzey şelfinin geç Pleistosen – Holosen evrimi: ÖRGÜN, Y. ve ŞAHİN, S. Y., editörler, İstanbul'un Jeolojisi Sempozyumu Bildiriler Kitabı, TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası İstanbul Şubesi, İstanbul, ss. 74-99

CHAPUT, E., 1931, Observations sur la structure du Néogene des environs de Constantinople: İstanbul Darülfünunu Fen Fakültesi Mecmuası, yedinci sene, sayı: 3-4, 1120-1140 ss.,+ 4 levha ; aynı zamanda şu şekilde de yayımlanmıştır: İstanbul Darülfünunu Geologie Enstitüsü Neşriyatından No, 4, s 12+[2]+4 Planş

CHAPUT, E., 1936, Voyages d'Études Géologiques et Géomorphologiques en Turquie: Mémoires de l'Institut d'Archéologie de Stamboul, II: E. De Boccard, Paris, VIII+312 s+XXVII fotoğraf levhası

CHARLES, F., 1933, Contribution à l'étude des terrains paléozoïques de l'Anatolie (Asie Mineure): Mémoires de la Société Géologique de Belgique, c. 20, s. 54-152+ 6 levha

CROWELL, J., 1974, Origin of late Cenozoic basins in Southern California. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication no. 22, s. 190-204

CVJIČ, J., 1908, Grundlinien der Geographie und Geologie von Mazedonien und Altserbien Nebst Beobachtungen Thrazien, Thessalien, Epirus und Nordalbanien: Ergänzungsheft Nr 162 zu »Petermanns Mitteilungen«, Gotha, VIII+392ss.+19 levha

DARKOT, B., 1938, Boğazların menşei: Coğrafi Araştırmalar, c. I, İstanbul Üniversitesi Yayınlarından No. 62, Edebiyat Fakültesi Coğrafya Enstitüsü Neşriyatı: 4, s. 1-14.

DAUBRÉE, A., 1879, Études Synthétiques de Géologie Expérimentale: Dunod, Paris, III+828 s.

DAVIS, W. M., 1892, The extension of physical geography in elementary teaching: School and College, c. 1, s. 599-608

DAVIS, W. M., 1899a, The geographical cycle: Geographical Journal, c. 14, s. 481-504.

DAVIS, W. M., 1899b, The peneplain: American Geologist, c. 22, s. 207-239.

ERGUVANLI, K., 1949, Hereke Pudinglerle Gebze Taşlarının İnşaat Bakımından Etüdü ve Civarlarının Jeolojisi: İstanbul Teknik Üniversitesi, İnşaat Fakültesi, basılmış doktora tezi, XII+89 ss.+9 fotoğraf+1 katlanır harita+2 katlanır kesit eki

ERİNÇ, S., 1982, Jeomorfoloji I, Genişletilmiş 3. Baskı: İstanbul Üniversitesi Edebiyat Fakültesi Yayınları no. 2931, Edebiyat Fakültesi Matbaası, İstanbul, IX+736 s.

ERİNÇ, S., 1984, Karadeniz çanağının jeomorfolojik ve yapısal özellikleri ve morfometrisi: İstanbul Üniversitesi Deniz Bilimleri ve Coğrafya Enstitüsü, Bülten, c. 1, s. 15-22

ERTEK, T. A., 2010, İstanbul'un jeomorfolojisi: ÖRGÜN, Y. ve ŞAHİN, S. Y., editörler, İstanbul'un Jeolojisi Sempozyumu Bildiriler Kitabı, TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası İstanbul Şubesi, İstanbul, ss. 21-48.

ERTEK, A. Ve AYTAÇ, A., 2001, Karadeniz kıyılarımızda denizel taraçaların korelasyonu: Türkiye Kuvaterneri Çalıştayı, Makaleler ve Özetler: İstanbul Teknik Üniversitesi Avrasya Yerbilimleri Enstitüsü, , İstanbul, s. 70-74.

FEDOROV, P. V., 1988, The problem of changes in the level of the Black Sea during the Pleistocene: International Geology Review, c. 30/6, s. 635-641.

GEDİK, İ., TIMUR, E., DURU, M., ALAN, İ., PEHLIVAN, Ş., ALTUN, İ., AKBAŞ, B., ÖNALAN, M. ve ÖZCAN, İ., 2002, İstanbul Paleozoik istifinde Kocatöngel ve Bakacak Formasyonları: TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası 55. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri Kitabı, Ankara, s. 97-98

GIBBARD, P., COHEN, K. ve OGG, J. G., 2008, Quaternary Period: OGG, J. G., OGG, G. ve GRADSTEIN, F., editors, The Concise Geologic Time Scale: Cambridge University Press, Cambridge, s. 149-158.

GILBERT, G. K., 1909, The convexity of hilltops: Journal of Geology, c. 17, s. 344-350
GRADSTEIN, F. M., OGG, J. G. ve SMITH, A. G., 2004, A Geologic Time Scale: Cambridge University Press, Cambridge, 588 pp.

GRIFFITH, A. A., 1921, The phenomena of rupture and flow in solids: Philosophical Transactions of the Royal Society of London, cA 221, s. 163-198

GÖNEY, S., 1964, İzmit Körfezi ve kuzey kıyılarının jeomorfolojisi: Türk Coğrafya Dergisi, yıl 18-19, sayı 22-23, s. 187-203.

GÖRÜR, N., 2001, Is the abrupt drown-

ing of the Black sea shelf at 7150 kr BP a myth? Marine Geology, c. 176, s. 65-73.

GÖRÜR, N., AKKÖK, R., SEYMEN, İ., ALKAYA, F. ve OKTAY, F. Y., 1981, Trakya Havzası doğusunda Eosen resifleri: İstanbul Yer-bilimleri, c. 1, s. 303-306.

HOERNES, R., 1909, Die Bildung des Bosphorus und der Dardanellen: Sitzungsberichte der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften in Wien, Mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse, c. 118, kısım I, s. 693-758.

Van der HOEVEN, A. G.A. MOCANU, V., SPAKMAN, W., NUTTO, M., NUCKELT, A., MATENCO, L., MUNTEANU, L., MARCU, C. ve AMBROSIUS, B. A. C., 2005, Observation of present-day tectonic motions in the Southeastern Carpathians: Results of the ISES/CRC-461 GPS measurements: Earth and Planetary Science Letters, c. 239, s. 177-184.

HISCOTT, R. N., AKSU, A. E., MUDIE, P. J., KAMINSKI, M. A., ABRAJANO, T., YAŞAR, D. ve ROCHON, A., 2007, The Marmara gateway since 16 ky BP: non-catastrophic causes of paleoceanographic events in the Black Sea at 8.4 and 7.15 ky BP: YANKO-HOMBACH, V., GILBERT, A. S., PANIN, N. ve DOLUKHANOV, P., yayına hazırlayanlar, The Black Sea Flood Question—Changes in Coastline, Climate and Human Settlement, Springer, Dordrecht, s. 89-117.

HOŞGÖREN, M. Y., 1995, İzmit Körfezi havzasının jeomorfolojisi: MERİÇ, E., yayına hazırlayan, İzmit Körfezi'nin Kuvaterner İstifi, İTÜ Vakfı, İstanbul, s. 343-348.

INGIGIAN, [L.], 1914, Nachrichten über die Thrazischen Bosphorus oder die Straße von Constantinopel, aus dem Armenischen übersetzt von K. L. Adanson: Verlag des Landes-Industrie-Comptoirs, Weimar, VIII+118 s.

KESKİN, M. USTAÖMER, T. ve YENİYOL, M., 2010, İstanbul kuzeyindeki Üst Kretase volkanojenik istifinin magmatik evrimi ve jeodinamik ortamı: ÖRGÜN, Y. ve ŞAHİN, S. Y., editörler, İstanbul'un Jeolojisi Sempozyumu Bildiriler Kitabı, TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası İstanbul Şubesi, İstanbul, ss. 130-180

KOTZEV, V., KING, R. W., BURCHFIEL, B. C., TODOSOV, AN, NURCE, B. ve NAKOV, R., 2008, Crustal motion and strain accumulation in the South Balkan region inferred from GPS measurements: HUSBY, E. S., yayına hazırlayan, Earthquake Monitoring and Seismic Hazard Mitigation in Balkan Countries,

Springer-Verlag, Berlin, p. 19-43

LE PICHON, X. ve KREEMER, C., 2010, The Miocene-to-Present kinematic evolution of the Eastern Mediterranean and Middle East and its implications for dynamics: Annual Review of Earth and Planetary Sciences, c. 38, p. 323-351.

MAJOR, C. O., GOLDSTEIN, S. L., RYAN, W. B. F., LERICOLAIS, G., PIOTROWSKI, A. M. ve HAJDAS, I., 2006, The co-evolution of Black Sea level and composition through the last deglaciation and its paleoclimatic significance: Quaternary Science Reviews, c. 25, s. 2031-204

NAGELHARD, K., 1930, Juntertiäre Pflanzenreste aus dem südlichen Gebiet des Schwarzen Meeres: Revue de la Faculté de Science de l'Université d'Istanbul, no. 7, s. 1053-1064.

NATAL'IN, B. A. ve ŞENGÖR, A. M. C., 2005, Late Palaeozoic to Triassic evolution of the Turan and Scythian platforms: The pre-history of the Palaeo-Tethyan closure: Tectonophysics, c. 404, s. 175-202

OAKES, H., 1954, Türkiye Toprakları: Türk Yüksek Ziraat Mühendisleri Birliği Neşriyatı Sayı 18, Ege Üniversitesi Matbaası, VIII+224 s+8 katlanır ek (arka cepte)

OKTAY, F. Y., 2001, İstanbul ve çevresinin genç tektoniği: Türkiye Kuvaterneri Çalıştayı, Makaleler ve Özetler: İstanbul Teknik Üniversitesi Avrasya Yerbilimleri Enstitüsü, , İstanbul, s. 64-65.

ÖZGÖRÜŞ, Z. ve OKAY, A. İ., 2005, İstanbul bölgesindeki andezitik daykların konumları: Kretase'de gerilme dağılımına bir yaklaşım: Maden Tetkik ve Arama Dergisi (Türkçe Baskı), sayı 130, s. 17-27

ÖZHAN, G. ve BAYRAK, D., İzmit Körfezi Plio-Kuaterner çökellerinin sismik irdelenmesi: Türkiye Jeoloji Bülteni, c. 41, s. 151-164. PAMİR, H. N., 1959, Dinamik Jeoloji I Dış Olaylar: Şirketi Mürettebiye basımevi, İstanbul, VII+453 s.

PENCK, W., 1919, Grudzüge der Geologie des Bosphorus: Veröffentlichungen des Instituts für Meereskunde an der Universität Berlin, neue Folge A. Geographisch-naturwissenschaftliche Reihe Heft 4, 71 ss+1 levha.

PITMAN, W. C., III ve GOLOVCHENKO, X., 1991, The effects of sea-level changes on the morphology of mountain belts: Journal of Geophysical Research, c. 96, s. 6879-6891.

RYAN, W. B. F., 2007, Status of the Black Sea Flood hypothesis: YANKO-HOMBACH, V., GILBERT, A. S., PANIN, N. ve DOLUKHANOV, P., yayına hazırlayanlar, The Black Sea Flood Question—Changes in Coastline, Climate and Human Settlement, Springer, Dordrecht, s. 63-88.

RYAN, W. B. F., MAJOR, C. O., LERICOLAIS, G. ve GOLDSTEIN, S.L., 2003, Catastrophic flooding of the Black sea: Annual Review of Earth and Planetary Sciences, c. 31, ss. 525-554.

RYAN, W. ve PITMAN, W. C., III, 1998, Noah's Flood—The New Scientific Discoveries About the Event That Changed History: Simon & Schuster, 319 s.

RYAN, W. B. F., PITMAN, W. C., III, MAJOR, C. O., SHIMKUS, K., MOSCALENKO, V., JONES, G. A., DIMITROV, P., GÖRÜR, N., SAKINÇ, M. ve YÜCE, H., 1997b, An abrupt drowning of the Black sea shelf at 7.5 kyr BP: Marine Geology, c. 138, s. 119-126.

RYAN, W. B. F., PITMAN, W. C., III, MAJOR, C. O., SHIMKUS, K., MOSCALENKO, V., JONES, G. A., DIMITROV, P., GÖRÜR, N., SAKINÇ, M. ve YÜCE, H., 1997b, An abrupt drowning of the Black sea shelf at 7.5 kyr BP: Geo-Eco-MARINA, sayı 2, s. 115-125

ŞAHİN, S. Y., GÜNGÖR, Y. ve AYSAL, N., 2010, İstanbul'un granodiyoritleri: ÖRGÜN, Y. ve ŞAHİN, S. Y., editörler, İstanbul'un Jeolojisi Sempozyumu Bildiriler Kitabı, TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası İstanbul Şubesi, İstanbul, ss. 100-129.

ŞENGÖR, A. M. C., 1980, Türkiye'nin Neotektoniğinin Esasları: Türkiye Jeoloji Kurumu, Konferans Serisi, 2, 40 s.

ŞENGÖR, A. M. C., 2002, Is the 'Symplegades' myth the record of a tsunami that entered the Bosphorus? Simple empirical roots of complex mythological concepts: ASLAN, R., BLUM, S., KASTL, G., SCHWEIZER, F. ve THUMM, D., editörler., Mauerschau, Festschrift für Manfred Korfmann, Verlag Bernhard Albert Greiner, Remshalden-Grunbach, c. 3, s. 1005-1028.

ŞENGÖR, A. M. C., 2010, İstanbul'daki jeolojik çalışmaların 1933'deki İstanbul Üniversitesi Reformuna kadarki kısa tarihçesi: ÖRGÜN, Y. ve ŞAHİN, S. Y., editörler, İstanbul'un Jeolojisi Sempozyumu Bildiriler Kitabı, TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası İstanbul Şubesi, İstanbul, ss. 2-20.

ŞENGÖR, A. M. C., TÜYSÜZ, O., İMREN, C., SAKINÇ, M., EYİDOĞAN, H., GÖRÜR, N., LE PICHON, X. ve RANGIN, C., 2005, The North Anatolian Fault: A new look: Annual Review of Earth and Planetary Sciences, c. 33, ss. 37-112.

ŞENGÖR, A. M. C. ve YILMAZ, Y., 1981, Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach: Tectonophysics, c. 75, s. 181-241.

TARI, E., ŞAHİN, M., BARKA, A., REILINGER, R., KING, R. W., McCLUSKY, S. ve PRIEPIN, M., 2000, Active tectonics of the Black Sea: Earth Planets Space, c. 52, s. 747-751.

TARI, U. ve TÜYSÜZ, O., 2001, İzmit Körfezi'nin morfotektonik evrimi: Türkiye Kuvarneri Çalıştayı, Makaleler ve Özetler: İstanbul Teknik Üniversitesi Avrasya Yerbilimleri Enstitüsü, İstanbul, s. 58-63

UÇARKUŞ, G., 2010, Active Faulting and Earthquake Scarps along the North Anatolian Fault in the Sea of Marmara: İTÜ Avrasya Yerbilimleri Enstitüsü, basılmamış doktora tezi, 173 s.

ZAPCI, C., 2010, İstanbul ve yakın çevresinin Triyas stratigrafisi: ÖRGÜN, Y. ve ŞAHİN, S. Y., editörler, İstanbul'un Jeolojisi Sempozyumu Bildiriler Kitabı, TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası İstanbul Şubesi, İstanbul, ss. 63-99.

ŞEKİL ALTILIKLARI

Şekil 1. İstanbul'un jeolojik haritası. Bu harita Doç. Dr. Serdar AKYÜZ'ün hazırladığı bir harita temel alınıp onun diğer veriler ışığında gözden geçirilerek düzeltilmesiyle oluşturulmuştur (ŞENGÖR ve ÖZGÜL'den, baskıda).

Şekil 2. Şekil 26. İstanbul Boğazı civarının çökel, volkanik ve metamorfik kökenli kayalar bunların bölündüğü formasyonlara göre gösteren dikme kesitler.

Şekil 3. İstanbul Boğazı civarındaki jeolojik evrimin şematik özeti.

Şekil 4. Mollafenari-Boyalık arasında çizilmiş jeolojik kesit. Konumu Şekil 1'de A-B çizgisi ile belirtilmiştir.

Şekil 5. Boğaziçi volkanının kalıntıları: Çavuşbaşı Granodiyoriti ve dayklar. Kırmızı olarak çizilmiş olan dayklar PENCK (1991)'den, yeşil olarak çizilen dayk yönleri ise ÖZGÖRÜŞ ve OKAY (2005)'den alınmıştır. Ben bu yazımdaki

yorumlarımı hemen tamamen PENCK'in (1919) detaylı haritalamasına ve Şekil 1'de verilen jeolojik haritaya dayandırdım.

Şekil 6a. Üstü volkanlarla kaplı bir kabuk parçası.

Şekil 6b. Şekil 6a'da gösterilen kabuk parçasının 3° kuzeye eğilmesiyle meydana gelen aşınma sonucu oluşan yüzey jeolojisinde, kuzeyde bir «volkanik şerit», güneyde de volkan(lar)ı bir zamanlar beslemiş olan dayk sistemleri görülecektir. Bu İstanbul'da gördüğümüz durumun aynısı olup, İçinde daykları ve Çavuşbaşı Granodiyoritini barındıran Kocaeli yarımadasının kuzeye çarpıldığını gösterir. Gerçekten de volkaniklerin Boğaz'dan batıya uzanımı, doğuya olan uzanımlarından çok daha kısadır (Şekil 1'e bkz.). Şekli gereksiz kalabalıklaştırmamak için coğrafi mahallerin adları yazılmamıştır.

Şekil 7a. Trakya ve Kocaeli yarımadalarının dijital topoğrafik temsili.

Şekil 7b. Trakya ve Kocaeli yarımadalarında su bölümü çizgisinin yeri (sarı kesikli çizgi) ve her iki yarımada da egemen drenaj yönü (sarı oklar). Su bölümü çizgisi Trakya'da kuzeyden Boğaziçi'nde sert bir kavisle Kocaeli'de güneye sıçrar. Dijital model her iki yüzeyin birbirine ters yönlerde çarpıldığını açıkça göstermektedir. Kırmızı çizgi bu ters çarpılmanın takribî eksenini, kıvrık kırmızı oklar da çarpılma yönlerini temsil etmektedir.

Şekil 8. Trakya ve Kocaeli yarımadaı üzerinde Boğaz'ın iki yanındaki akarsuların basitleştirilmiş bir haritası ve su bölümü çizgisi. PD Paşacaayı Deresini göstermektedir. Siyah dairecikler İstanbul ili içerisindeki önemli şahit tepelerdir: (Ç: Çamlıca, A: Aydos). Küçük kutuda, Boğaz boyunca bilinen iki akarsu taraçasının konum ve yükseklikleri gösterilmektedir (Siyah: Yüksek taraça; kırmızı: Alçak taraça).

Şekil 9. Kuzey Anadolu Fayı ailesi ve içine yerleştiği Neo-Tetis kollarının kapandığı yerlerde birikmiş yumuşak okyanusal kayaçlar. Bu kayaçların varlığı Kuzey Anadolu Fayının konum ve yönelimini belirlemiştir (ŞENGÖR ve diğerleri, 2005'ten).

Şekil 10. Sağ atımlı bir makaslama dan etkilenen bir bölgede sağ yan al atımlı bir fayın oluşma evreleri. Başlangıç evresinde tüm etkilenen bölge bir arada yamulur. Faylanmanın başlamasıyla giderek belli, dar bir bölgeye hapsolmaya başlayan yamulma sonunda oluşan tek bir fay alanı kırar ve öter (ŞENGÖR ve

diğerleri, 2005'ten)

Şekil 11. Marmara denizi ve çevresindeki faal fayların dağılımı ve Kuzey Anadolu Fayı üzerinde meydana gelen son iki büyük depremin yüzey kırıklarının bulundukları yerler (ŞENGÖR ve diğerleri, 2005'ten).

Şekil 12. Boğaziçi'nin iki yakasındaki Trakya ve Kocaeli yarımadalarında bu yarımada ların ters yön lere çarpılmalarının drenaj üzerindeki etkileri.

a. Burulmanın hemen akabinde oluşan eğim şartlarının bugünkü ana drenaj vadilerini yaratan akarsu gidişleriyle karşılaştırılması. Akarsular yalnızca çarpılmanın yarattığı «ideal» bir eğimi değil, belli ki başka faktörlerin de kontrolünde açılan vadileri izlemektedirler.

b. Şekil 1'deki jeolojik haritadan ve CHAPUT'nün haritasından Trakya-Kocaeli burulmuş yüzeyini temsil eden satha geçirilmiş tektonik yapılar. Bunlardan Çamur Han Neojen çöküntüsü içinde akan Paşacaayı Deresi ile bir Paleozoyik sürükleniminin kısmen önünde akan Çayağzı Deresi varlığı bilinen tektonik yapılara uyarak yerleşmiş drenaj hatlarıdır. Boğaz'ın Andolu yakasındaki bazı dereler de kısmen bindirmeleri izlerlerse de bunlara büyük ölçüde bağlı değildirler. Eosen Şile Şaryayı ise Boğaziçi'nin hemen doğusunda ve az bir mesafe batısında su ayırım çizgisini etkilemiş görünmektedir. Gerçekten de Şile Şaryayının alttaki bloğunun Boğaziçi'ndeki en güney kısmı Boğaziçi'nin Neojen öncesi temelini en yüksek noktasıdır.

c1. Auguste DAUBRÉE'nin bir deneyinde burulan bir cam prizma da meydana gelen çatlaklar (DAUBRÉ, 1879, s. 310, şekil 88).

c2. Trakya ve Kocaeli berzahının burulması sonucu meydana gelmesi muhtemel çatlak sistemlerinin kuramsal bir gösterimi. Burada gösterilen tüm yüzey bu yönlerde çatlaklarla kaplı olabilir. Burada DAUBRÉE'nin deneyindeki çatlaklara benzemeleri için gösterilenler gelişigüzel çizilmiş muhtemel çatlaklardır. Bunların ne kadar gerçeği yansıttığı ancak çok detaylı yapısal jeolojik arazi çalışmalarıyla ortaya çıkarılabilir.

d. Trakya-Kocaeli berzahında Kuzey Anadolu Makaslama Bölgesinin faaliyeti sonucu oluşabilecek Riedel R ve anti-Riedel (R') kesmelerinin muhtemel konumları (Şekil 10'a bkz.). Burada yalnızca drenajı etkilediklerini sandığım muhtemel R ve R' keesmelerini çizdim. Aynen Şekil 12c2'de gösterilmiş olan burulma çatlakları gibi burada çizilmiş olan R ve R' kes-

meleri de tamamen varsayımsaldır.

e. Trakya-Kocaeli berzahında Kuzey Anadolu makaslama Bölgesinin faaliyeti sonucu oluşabilecek açılma çatlaklarının muhtemel konumları (Şekil 10'a bkz.). Burada yalnızca drenajı etkilediklerini sandığım muhtemel açılma çatlaklarını çizdim. Aynen Şekil 12c2'de ve 12d'de gösterilmiş olan yapılar gibi burada resmedilen açılma çatlakları da tamamen varsayımsaldır.

f. Trakya-Kocaeli berzahında Kuzey Anadolu makaslama Bölgesinin faaliyeti sonucu oluşabilecek daralma çatlaklarının (bindirmeler) muhtemel konumları (Şekil 10'a bkz.). Burada yalnızca drenajı etkilediklerini sandığım muhtemel daralma çatlaklarını çizdim. Aynen Şekil 12c2'de ve 12d'de ve 12e'de gösterilmiş olan yapılar gibi burada resmedilen daralma çatlakları da tamamen varsayımsaldır.

g. Burada Trakya-Kocaeli berzahında bugünkü drenajı etkilediklerini sandığım tüm kuramsal ve gözlenmiş yapıları bir arada çizerek bu bölgede drenajı etkileyebilecek yapısal öğelerin ne kadar karmaşık olabileceklerini göstermeye ve bunların bazılarının nasıl aynı yer ve konumlarda oluşarak harita yapan jeologu yanıltabileceklerini vurgulamaya çalıştım. Bu nedenle örneğin GÖKAŞAN (1997) gibi yazılarda karşımıza çıkan aşırı basitçi, detaylı bir stratigrafi ile yapı ilişkisini kurmayan yapı yorumlarının gerçeği yansıtmıyor olmaları hemen hemen mümkün değildir.

Şekil 13. Normal bileşenli bir yanal atımlı fayda alt blokun izostatik yükselmesi. Daire içindeki nokta okuyucuya doğru gelen bir okun ucunu, daire içindeki artı ise okuyucudan uzağa giden bir okun kuyruğunu temsil ederek blokların Çınarcık Havzasındaki gibi bağlı yanal hareket bileşenlerini ifade eder.

Şekil 14a. Batı Türkiye ve civarında 11 milyon yıldan bugün kadar oluşmuş yapılar. Bu yapıların çoğu günümüzde de faaldir. Kırmızı çizgiler normal fayları (dişler düşen blok üstünde), yeşil çizgiler yanal atımlı fayları (yarım siyah oklar bağlı hareket yönünü gösterir), küçük üçgenli lâcivert çizgiler bindirmeleri ve sürüklenimleri (üçgenler bindiren blokta) ve iri üçgenli lâcivert çizgi ise Doğu Akdeniz dalma-batma hattını göstermektedir. Bu harita çok büyük sayıda mahallî kaynaklardan derlendiği için onları burada tek tek listelemeyi gereksiz buldum.

Şekil 14b. Şekil 14a görülen harita

üzerine GPS yardımıyla ölçülmüş ve Avrasya'ya nazaran hesaplanmış kıt'a yüzey hareket hızları işlenmiştir (bu hızlar şu kaynaklardan derlenmiştir: TARI ve diğerleri, 2000;; van der HOOVEN ve diğerleri, 2005; KOTZEV ve diğerleri, 2008 ve LE PICHON ve KREEMER, 2010). Bu hızlardan şekil 14a ve burada gösterilen tüm yapılar üzerindeki bağlı hareket hızları kolaylıkla hesaplanabilir.

Şekil 14c. Şekil 14a'da gösterilen tüm alandaki üç egemen yamulma bölgesi. Burada etkin (aktif) bölgeler Kuzey Anadolu Fayı'nın hâkim olduğu «Anadolu Rejimi» ile Akdeniz dalma batma bölgesinin hâkim olduğu «Akdeniz rejimidir». «Avrupa rejimi» bu iki rejim etkisinde edilgen (pasif) olarak Avrupa'nın geri kalan bölgelerinden Şekil 14a'da gösterilen uzama yapıları (normal faylar) boyunca sökülen alanları temsil eder. Burada Trakya kuzeyinde görülen normal fay sembolü hem Trakya kıt'a sahanlığından hem de Bulgaristan'da kara üzerinde görülen yapılardan ve GPS hızlarından türetilmiş bir modeldir. İzmit Körfezi'nin kuzeyinde görülen normal faylar ise arazide doğrudan gözlenmiş yapılardır. Bunlar bugün faal iseler, faaliyetleri ölçülemeyecek kadar yavaştır. Ama en az 200 kiloyıl öncesine kadar ciddi bir faaliyetlerinin olduğu morfolojilerinden bellidir (ör. GÖNEY, 1964; HOŞGÖREN, 1995; BARGU, 1996; TARI ve TÜYSÜZ, 2001) ve sismik yansıma çalışmaları morfolojinin ve jeolojinin gösterdiğini teyid etmiştir (ör. BARGU, 1996; BARKA ve KUŞÇU, 1996; ÖZHAN ve BAYRAK, 1998)

Şekil 15. Kütle hareketi olmadan sırf akarsu geriye aşındırmasıyla İstanbul Boğazı, Trakya ve Kocaeli yarımadalarında su bölümü çizgisinin iki yarımadayı birbirinin tersi yönünde çarpıtan burulma hareketinin hemen akabindeki kuramsal evrimi. Burada gelişen yamaçların ikisi de her zaman içbükeydir. Boğaz'ın açılacağı yerde bulunan «nötral» noktadaki su bölümü çizgisinin her zaman Trakya ve Kocaeli yarımadalarındaki su bölümü çizgisinden daha aşağıda olduğuna dikkat ediniz. Burada Boğaz'daki «nötral» noktanın başlangıç yüksekliği çok muhafazakâr olarak Trakya ve Kocaeli'deki su bölümü çizgilerinin irtifalarından 200 metre daha düşük alınmıştır.

Şekil 16. Yamaç başlarında kütle hareketi varsayılarak akarsu geriye aşındırmasıyla İstanbul Boğazı, Trakya ve Ko-

caeli yarımadaalarında su bölümü çizgisinin iki yarımadaı birbirinin tersi yönünde çarpıtan bulurma hareketinin hemen akabindeki kuramsal evrimi. Burada gelişen yamaçlarıdan daha dik olanların üst kısımları 4. aşamaya kadar dışbükeydir ve bir büküm değişimi hattı (inflexion line) içerirler. Boğaz'ın açılacağı yerde bulunan «nötral» noktadaki su bölümü çizgisinin her zaman Trakya ve kocaeli yarımadaılarındaki su bölümü çizgisinden daha aşağıda olduğuna dikkat ediniz. Burada Boğaz'daki «nötral» noktanın başlangıç yüksekliği aynen Şekil 15'deki gibi çok muhafazakâr olarak Trakya ve Kocaeli'deki su bölümü çizgilerinin irtifalarından 200 metre daha düşük alınmıştır.

Şekil 17. Dneper gömülü kanyonundan alınmış doğu-batı bir sismik yansıma profili. (RYAN ve diğerleri, 2003, şekil 3'den).

Şekil 18. Kandıra kuzeyinde, Seyrek ve Gemicihisar arasında denize dökülen derenin vadisi ve burada tahmin edilen alüvyon kalınlığı.

Şekil 19. Yunuslu burnunun hemen doğusunda denize dökülen derenin vadisi ve burada tahmin edilen alüvyon kalınlığı.

Şekil 20. Boğaz'ın talvegi boyunca çizilmiş basitleştirilmiş bir kesit (ALGAN ve diğerlerinin, 2001, 3. şeklindeki profil temel alınarak çizilmiştir. Tahmini Neojen (aslında Kuvaterner altı demek daha doğru olacaktır) yüzeyinin ALGAN ve diğerlerinde verilen yüzeyden çok farklı olduğuna dikkat ediniz. Sarı ile gösterilen ALGAN ve diğerlerinin (2001) 4. şeklindeki kesitte görülen ve benim yaşını Neojen olarak yorumladığım en alt dolguyu temsil etmektedir. Varsayımsal Neojen yüzeyinin oluşumu için metne bkz.

Şekil 21. Kuzeybatı'dan Büyükdere'ye bakış. Ön plânda kiremit üreticileri tarafından 1930'lu yılların başında kullanılan Neojen yaşlı kil ocakları gözükmemektedir (Foto E. CHAPUT, 1936, levha 1, resim 1)

Şekil 22. GÖKAŞAN ve diğerlerinden (1997) alınmış ve Beykoz açıklarında Boğaz'ın eksenin paralel bir sismik yansıma kesidi (onların 9. şekli). a yorumlanmamış kesit. b yorumlanmış kesit.

Şekil 23. GÖKAŞAN ve diğerlerinden (1997) alınmış ve Beykoz açıklarında Boğaz'ın eksenin paralel bir sismik yansıma kesidi (onların 5. şekli). a yorumlanmamış kesit. b yorumlanmış kesit. Bu şeklin bir ilk yorumu RYAN ve diğerlerinde (1997b, şekil 8, en alttaki kesit) ve RYAN'da (2007, şekil 4) aynı yanlış

yorumla yayımlanmıştır (RYAN ve diğerlerinin 1997b yayınındaki bu durum GÖKAŞAN ve diğerlerinde, 1997, belirtilmemiştir).

Şekil 24. Ilıman ortamda yamaç evriminin kaba ana hatları.

Şekil 25a. Orta kuraklıktaki bir ılıman ortamda yamaç gelişimi. Kuramsal ilk ve herhangi bir $t=x$ anındaki evreler österilmiştir.

Şekil 25b. Ilıman ve nisbeten yağışlı bir ortamda yamaç gelişimi. Kuramsal ilk ve herhangi bir $t=x$ anındaki evreler österilmiştir.

Şekil 26. OAKES'a (1958) göre İstanbul'da toprak tiplerinin dağılımı (basitleştirilmiş).

Sonnot

2 «Yakın-Doğu coğrafyasının en sorunlu ve en çok tartışılan sorunlarından biri olan»

3 Boğaziçi'nin oluşumu hakkındaki eski görüşlerin özetlendiği üç önemli yayın şunlardır: INGIGIAN (1814), HOERNES (1909) ve AKYOL (1930). Bundan sonraki yayınlar modern literatür kapsamına gir-diğinden Boğaziçi'nin coğrafyası ve jeolojisiyle uğraşan modern makalelerde ve kitaplarda onlara atıf bulunur. Türkiye'de Boğaz'ın oluşumu hakkında yapılan en önemli yayın, sanırım büyük coğrafyacımız Besim DARKOT'un 1938'de yayımladığı makalesidir. Bu makalede, benim bildiğim kadarıyla ilk kez, Boğaz'ın buzul çağı sonrası dönemde Marmara'dan Karadeniz'e Akdeniz'in sularını nakleden bir nehir olduğu varsayımı ileri sürülmüştür. Bugün ne yazık ki unutulmuş görünen DAR-KOT'un bu yorumu RYAN ve PIT-MAN varsayımıyla aynı temele oturmaktadır.

4 Uluslararası Stratigrafi Komisyonu (International Commission on Stratigraphy: ICS) bir müddet Ter-siyer gibi, Kuaterner teriminin de artık kullanılmaması gerektiğini savunmuş, ancak bu teklif yaygın bir kabul görmemiştir. Şimdi tekrar Kuaterner'in kullanılmaya devam edilmesi teklif edilmiştir. IN-QUA'nın 2007'de oy birliği ile aldığı karara göre Kuaterner «Yer tarihinin son 2,6 milyon yıllık kısmını kapsar» (bkz GIBBARD ve diğerleri, 2008, s. 150). Ancak Kuaterner'in Kenozoyik içerisinde munta-zam bir Devir/Sistem şeklinde tanımlanabilmesi için GIB-BARD ve diğerleri (2008, s. 151) Pleyisto-sen'in tabanının 1,8 milyon yıl olarak tanımlandığını ve Gelasiyen Katının tabanının da 2,6 milyon yıl olarak tarif edildiğini hatırlatarak şimdilik Kuaterner'in henüz herkesin kabûlüne mazhar olan bir tanıma kavuşamadığını belirtmişlerdir. Daha sonra Uluslararası Jeolojik Bilimler Komisyonu (Inter-national Union of Geological Sciences: IUGS), ICS'nin teklifini uygun görerek, Kuaterner'in tabanını Sicilya'da San Nicola'da bulunan Gelasiyen Küresel Stratotip Kesit ve Noktasını (GSSP) içerecek şekilde aşağı çekip 2,6 milyon yıla getirmiştir. Bugün kullanılan Kuaterner tanımı dolayısıyla Gela-siyen'i de içerecek şekilde Pleyistosen ve Holosen'den oluşur yani Yer tarihinin son 2,6 milyon yıllık kısmını kapsar (bkz. <http://www.quaternary.stratigraphy.org.uk/definitions/>).

5 Burada verilen izotopik yaşlar GRAD-STEIN ve diğerlerinden (2004) alınmıştır. Ancak bu yaşlar ICS'in internet sitesinde muntazaman

güncelleştirilmektedir. Bkz. <http://www.stratigraphy.org>

6 Bir bölgede paleo- ve neotektonik dönemlerin nasıl ayrılması gerektiğinin ilkeleri ve bu ilkelerin Türkiye'ye uygulanması için bkz. ŞENGÖR (1980)

7 ERTEK'in (2010, s. 26) bahsettiği metamorfik Istranca Birliği ve metamorfik olmayan İstanbul Birliği kanımca savunulabilecek bir ayırım değildir, zira güya metamorfik olmayan İstanbul Birliği diye ayrılan kayalar içerisinde de katılışım kayaç sokluları çevresinde meydana gelmiş metamorfizma mevcuttur. Zaten bu her iki sözüme birliğin içerdiği kayaç türü ve kayaç kütlesi o derece çeşitlidir ki bunların kayaç stratigrafisi birlikleri olarak tanımlanmaları en azından günümüzün jeoloji bilgisi düzeyinde akılcı bir ayırım olmaz.

8 En güncel kıt'a rekonstrüksiyonları için şu siteye bakınız: <http://www.scotese.com/earth.htm> . Bu-rada Profesör Chris Scotese tüm dünyadaki verileri sürekli gözden geçirerek rekonstrüksiyonlarını devamlı güncellemeye çalışmaktadır.

9 Yeni Fransız literatüründe buna «Océan Centralien» de denilmektedir. Ama öncelik kuralına göre daha 1972'de teklif edilmiş olan Teik Okyanusu terimine sadık kalmak gerekir.

10 İskitid dağ kuşağı, Hersinid dağ kuşağının Romanya'nın doğusundan itibaren doğuya doğru uza-nan bir devamıdır ve Avrupa Hersinyen silsilelerini Asya'daki Altaidlerle bağlayan bir rolü vardır. İskitidler için bkz. NATAL'IN ve ŞENGÖR (2005). İstanbul'un İskitidlerin en batısında yer alması, bu-radaki Paleozoyik kayalarının İskitidlere mi yoksa Hersinidlere mi atfedilmesi sorusunun cevaplandırılmasını güçleştirmektedir. Ancak İstanbul'daki Üst Ordovisiyen-Üst Devonilen yaşlı kıt'a yamacı kayalarının tarihçesinin Hersinidlerdeki durumun tersine hem Teik hem de Reik okyanuslarının tarihçelerinin özelliklerini bir arada taşıyor olması İstanbul Paleozoyik jeolojisinin İskitid jeolojisine bağlanması gerektiğini düşündürmektedir.

11 Bakırlıkıran Formasyonunun Orta Pontidlerdeki Orta Jura yaşlı Bürnük Formasyonunun yanal bir karşılığı olamayacağı konusunda benim bildiğim herhangi kesin bir gözlem yoktur.

12 İstanbul'da volkanik kayaların bulunduğunu ilk kez Sultan I. Abdülhamid'in

salтанatı esnasında İstanbul'u ziyaret eden büyük İtalyan doğa bilimcisi Lazzaro SPALLANZANI (1729-1799) Sarıyer civarında farketmiştir.

13 Literatürde genellikle Sarmasiyen olarak belirtilen mevcut fosil listelerini benim ricam üzerine gözden geçiren dostlarım Şevket ŞEN'e (omurgalılar) ve Fritz STEININGER'e (omurgasızlar) teşekkür borçluyum.

14 Bu arada literatürde belirtilen ve yer yer 7 cm/yıllık bir düşey hız imâ eden (ör. OKTAY, 2001) hareketlerin gerçekte alâkalarının olamayacağı doğaldır. İstanbul ve civarında bu tür istisnâi yükseliş hızları yaratacak yapılar yoktur.

15 Literatürde yirminci yüzyılın başından beri zaman zaman Trakya-Kocaeli penepeni ibaresiyle karşılaşılmaktadır (benim görebildiğim en son örnek için bkz. ERTEK, 2010, s. 26). Bu betimleme yanlıştır. Son yirmi yılda yapılan çalışmalar göstermiştir ki, penepenler yalnızca deniz düzeyinin yükseldiği zamanlarda, kıt'a ölçeğinde ve yüzlerce milyon yılda oluşabilirler (bkz. PITMAN ve GO-LOVCHENKO, 1991). Bizzat bu terimi 1892'de icat eden DAVIS'in de bahsettiği pek çok penepen gerçek penepenler olmayıp yerel aşınma düzlükleridir. Zaten DAVIS 1899'da yazdığı penepen makalesinde, daha o zaman, penepenasyona yol açacak kadar duraylı ortamların hemen hemen hiç olmadığını gören pek çok jeolog ve coğrafyacının eleştirilerini sıralamıştır. İstanbul üzerinde geniş alanlarda görülen ve bölgenin güncel drenaj ağı tarafından parçalanmış olan yüzey de en çok geç Miyosen yaşlı olup yerel bir aşınma yüzeyinden ibarettir, penepen değildir.

16 Bu isim İngiliz uçak mühendisi Alan Arnold GRIFFITH tarafından katıların kırılması için gereken gerilmelerin, atomlararası bağları kırmak için gerekli gerilmelerden çok daha düşük olmasını izah edebilmek için varsayılan kuramsal çatlaklıklara verilen isimdir. Bu çatlaklıkların tüm katılar içinde var oldukları hâlâ faylanma mekanizmasının temellerini oluşturan kırılma kuramının en temel varsayımlardan biridir.

17 Alpid kuzey-güney daralmasının neden olacağı kuzey-güney yönlü a-c açılma çatlakları ve kuzeydoğu ve kuzeybatı doğrultulu makaslama çatlakları, İstanbul ve civarındaki Alpid yapı envan-terini hem zenginleştirir hem de karmaşıktır. Ancak ne bu tür yapıların varlıkları ne de bunların güncel yer şekillerinin oluşumuna yapmış olabilecekleri muhtemel et-

kiler incelenmiştir.

18 Almanca «en eski akarsu vadisi» anlamına gelen bu kelimenin çoğulu Ustromtâler'dir.

19 Bu makale, Karadeniz'in ânî bir âfet şeklinde dolması hakkındaki en son verileri (ve bu yoruma yapılan itirazları) içeren en kapsamlı yazıdır. Bu makale kendinden önceki tüm önemli yayınların tam referanslarını içerdiği için, burada RYAN ve PITMAN'ın popüler kitapları hariç, ayrıca o yayınlara tek tek atıf yapmayacağım.

20 RYAN ve PITMAN (1998) Boğaz'ın temel kaya eşiğinin derinliğini RYAN ve diğerlerini (1997) ve GÖKAŞAN ve diğerlerini (1997) izleyerek -70 m olarak almışlardır ki, bu aşağıda göstermeye çalıştığım gibi yanlıştır.

21 Bu makalenin İngilizce orijinali için bkz. ÇAĞATAY, N., ERİŞ, K., RYAN, W. B. F., SANCAR, Ü., POLONIA, A., AKÇER, S., BİLTEKİNA, D., GASPERINI, L., LERICOLAIS, G. ve BARD, E., 2009, Late Pleistocene-early Holocene evolution of the northern shelf of the Sea of Marmara: Marine Geology, c. 265, s. 87-100

22 Bu önemli eserin çok güzel yapılmış bir Türkçe tercümesi için bkz. CHAPUT, E., 1947, Türkiye'de Jeolojik ve Jeomorfojenik Tetkik Seyahatları, Türkçe'ye çeviren Ali Tanoğlu: İstanbul Üniversitesi Yayınlarından: No. 324, Edebiyat Fakültesi Coğrafya Enstitüsü Neşriyatı No. 11. Artık Türkçe yerbi-limleri edebiyatının nadir eserleri arasına girmiş olan bu çeviri, İstanbul Üniversitesi tarafından çok yerinde bir kararla 1976'da tekrar basılmıştır.

23 Bu nadir Almanca kitap aslında F. MARTIN'in 1813'te Ermenice'den Fransızca'ya yaptığı tercüme-den Almanca'ya İstanbul'da Fransız konsolosu olan ADANSON tarafından çevrilerek üretilmiştir. Kitapta 90. sayfeden itibaren ADANSON'un İstanbul ve Boğaziçi hakkında kendi intibalarını anlatan bir kısım da vardır. Fransızca olan kitabın künyesi şudur: Description du Bosphore par le Docteur Ingigian, traduite, de l'Arménien en Français par F. Martin (extarit de Magasin Encyclopédique, Numéro de Mai, 1813): J. B. Sajou, Paris, 134+[I] s. Bu eserin başında Martin, İnciciyan'ın kendisine yazdığı bir mektubu da yayımlamıştır. İnciciyan mektubunda Martin'e Osmanlı İmparatorluğu'nun coğrafyasını da bizzat görerek incelemesini tavsiye etmektedir.

24 Bu kitabın Türkçe tercümesi için bkz. RYAN W. B. F. ve PITMAN, W. C., III, 2003,

Nuh Tufanı (çevi-ren Dursun Bayrak): Arkadař Yayınları, Ankara, 381 s. Türkçe tercümeyi okumadığım için kalitesi hakkında bir fikre sahip değilim.

