

## Doğu Akdeniz’de Geç Holosen’de Yükselmiş Kıyı Çizgileri Üzerine Bir Değerlendirme

*A review on the elevated shorelines in the Eastern Mediterranean during the Late Holocene*

**Erdem Bekaroğlu\***

*Ankara Üniversitesi, Dil ve Tarih-Coğrafya Fakültesi, Coğrafya Bölümü, 06100, Sıhhiye, Ankara*

**Öz:** Bu makalede, Doğu Akdeniz’in birçok kıyı bölgesinde, tarih çağlarında yükseldiği bilinen kıyı çizgilerinin bir değerlendirmesi yapılmıştır. Yunanistan’dan Levant’a kadar uzanan alandaki bazı yükselmiş kıyı çizgilerinin iklimik kökenli östatik deniz seviyesi değişimlerinin değil, Geç Holosen’de meydana gelmiş sismotektonik yer değiştirmelerin ürünü olduğu uzun bir zamandan beri bilinmektedir. Girit Adası’nın batı kıyılarında, Sikliye Adasında, Yunan Adalarında, Korint Körfezinde, Teselya’da, Alanya’da ve Levant kıyılarında bulunan yükselmiş kıyı çizgileri, radyokarbon yöntemi kullanılarak MS 4. yüzyılın ortaları ile MS 6. yüzyılın ortaları arasındaki iki yüzyıllık zaman dilimine tarihlenmiştir. Hem tarihi kaynaklar, hem de jeomorfolojik (yükselmiş çentikler, benchler vb.) ve biyolojik (*Chthamalus*, *Dendropoma petraeum*, *Lithophaga*, *Neogoniolithon notarisii*, *Oyster*, *Serpulid*, *Vermetid* vb.) deniz seviyesi göstergelerinden elde edilen veriler, bu tarihler arasında, Doğu Akdeniz’deki en az 1500 km uzunluğundaki bir mesafede, Erken Bizans Tektonik Paroksizması olarak adlandırılan yüksek bir sismik aktivite döneminin yaşandığını göstermektedir. Kıyı çizgilerinin ortalama olarak 0.5 ila 1 metre yükselmesine muhtemelen Afrika plakasıyla Ege-Anadolu mikrolakası arasındaki çarpışma süreçleri neden olmuştur. Okyanusal Afrika plakasının Güney Ege Yayı altında yaptığı ani bindirmeye büyük depremler meydana gelmiş, Doğu Akdeniz havzasını sınırlayan çeşitli litosfer blokları yer değiştirmiş ve havza hızlı bir şekilde daralmıştır.

**Anahtar Kelimeler:** Doğu Akdeniz, Yükselmiş kıyı çizgileri, Erken Bizans Tektonik Paroksizması, Geç Holosen.

**Abstract:** In this paper, a series of elevated shorelines uplifted during historical periods, on many sites of the eastern Mediterranean basin were reviewed. The area extending from central Greece to Levant have long been interpreted as representing occurrence of the rapid coseismic displacements during the Late Holocene rather than representing eustatic sea-level changes of climatic origin. The uplifted shorelines including western half of the Crete, Antikythira, Ionian Islands, Gulf of Corinth, Thessalia, Alanya, and the Levant coasts, have been radiocarbon dated to between the middle of the 4<sup>th</sup> and the middle of the 6<sup>th</sup> century AD. Data derived from both the historical records and the geomorphological (elevated notches, benches etc.)-biological (*Chthamalus*, *Dendropoma petraeum*, *Lithophaga*, *Neogoniolithon notarisii*, *Oysters*, *Serpulids*, *Vermetids* etc.) precise sea-level indicators confirm that in the eastern Mediterranean area at least 1500 km wide, a major tectonic period occurred in that time period and called the Early Byzantine Tectonic Paroxysm. The tectonic paroxysm, provided the uplifting of the shorelines at about 0.5 to 1 m, was probably caused by collisional processes between the African plate and the Aegean-Anatolian microplate and resulted in a sudden narrowing of the Eastern Mediterranean basin succeeding a subduction thrust of the oceanic African crust beneath the South Aegean Arc and a consequent readjustment of the various blocks of lithosphere bordering the eastern Mediterranean basin.

**Keywords:** Eastern Mediterranean, elevated shorelines, Early Byzantine Tectonic Paroxysm, Late Holocene.

\*İletişim yazarı: E. Bekaroğlu, e-posta: bekaroglu@humanity.ankara.edu.tr

## 1. Giriş

Jeolojik zaman ölçeğinde ele alındığında östatik, izostatik ve tektonik faktörlerin bir fonksiyonu olan deniz seviyesi, iklim değişimlerinin yüksek frekansta ve yüksek amplitütte meydana geldiği Kuaterner boyunca sıklıkla değişmiştir. Kuaterner'deki iklim değişiklikleri, küresel hidrolojik döngüde önemli değişimler yaratarak soğuk dönemlerde düşük deniz seviyeleri, sıcak dönemlerdeyse rölatif olarak yüksek deniz seviyelerinin oluşmasına neden olmuştur. Örneğin Son İnterglasyal'den Holosen başlangıcına kadar olan yaklaşık 120 bin yıllık dönem (Geç Pleistosen) ele alındığında, içerisinde bulunduğumuz sıcak periyottan ortalama 2-3 °C daha sıcak geçmiş olan (Crowley ve Kim, 1994; Lowe ve Walker, 1997: 327) Son İnterglasyal (~130-115 bin yıl) sırasında küresel deniz seviyesinin bugünkü deniz seviyesi civarında olduğu tespit edilmiştir (Harmon vd., 1983; Chappell ve Shackleton, 1986; Chen vd., 1991; Gallup vd., 1994; Stirling vd., 1998; Zazo, 1999; Lambeck vd., 2002, 2004). Son Glasyal Maksimum (30-19 bin yıl) sırasında ise, deniz seviyesi  $\geq -120$  m'ye düşmüştür (Fairbanks, 1989; Bard vd., 1990; Rohling vd., 1998; Yokoyama vd., 2000; Rabineau vd., 2006). İklim kontrolünde gelişen ve hidrolojik döngüde meydana gelen değişimlere bağlı olan bu süreç, östatik deniz seviyesi değişimleri olarak adlandırılır. Derin okyanus sedimentlerinin analiziyle elde edilen oksijen izotop değerleriyle, birbirini sürekli olarak izleyen sıcak-soğuk dönemlerdeki küresel deniz seviyesi değişimlerinin oranı tahmin edilebilmesine rağmen (Shackleton, 1987), dünyanın farklı kıyılarında deniz seviyesi değişimleriyle ilgili olarak yapılan çalışmalarda elde edilen veriler birbirleriyle tam bir uyum göstermemektedir (Stirling vd., 1995; Lambeck vd., 2002). Bunun en önemli nedeni, izostatik ve tektonik hareketlerin de rölatif deniz seviyesi değişimlerine sebep olan birer faktör olmasıdır (Antonioli vd., 1999). İzostatik hareketlere sebep olan birbirinden farklı çeşitli nedenler olsa da (Pirazzoli, 1996: 11-15), bunlar arasında en önemlileri glasyo- ve hidro-izostazidir.

Postglasyal dönemde yükselmeye başlayan deniz seviyesi ile yer kabuğundaki yük değişimlerinin birlikte düşünüldüğü küresel izostatik modellere göre, Holosen'deki rölatif deniz seviyesi değişimlerinde dört temel patern sözkonusudur (Pirazzoli, 1996: 84). Eski büyük buzullaşma alanlarında (near-field sites) ve kenar kısımlarda (ice-margin sites) yer alan karalarda postglasyal dönemde eriyen buzul örtüleri nedeniyle litosfer üzerindeki yük hafiflemektedir. Bunun sonucu olarak meydana gelen izostatik yükselme, deniz seviyesinin östatik olarak yükselme oranından oldukça fazladır ve bu yüzden bu alanlarda deniz seviyesi yükseldiği halde aslında rölatif olarak düşmektedir. Eski buzullaşma alanlarından uzakta yer alan bölgelerde ise (far-field sites), östatik deniz seviyesi değişimi glasyo-izostaziden çok daha fazla bir etkiye sahiptir; ancak, hidrolojik dolaşıma katılan eriyen buzul sularının okyanus havzalarının hacminde meydana getirdiği değişiklikler, bu alanlarda deniz seviyesinin rölatif olarak düşmesine neden olur. Çünkü, buzulların erimesi sonucu (örneğin Son Glasyal Maksimum'un bitiminden deniz seviyesinin bugünkü pozisyonuna ulaştığı zamana kadar yaklaşık olarak 50 milyon km<sup>3</sup> su, okyanuslara transfer olmuştur) hidrolojik dolaşıma katılan daha fazla miktardaki suyun yarattığı kütle artışı, okyanus tabanlarının tedricen çökmesine ve böylelikle de deniz seviyesinin rölatif olarak düşmesine yol açmaktadır. Bu iki alanın arasında yer alan sahalarda (intermediate-field sites) ise, postglasyal dönem buzul erimeleri etkisinde yükselen östatik deniz seviyesi, diğer bölgelere göre çok daha düzenli bir trende sahiptir. Ancak bu alanlar eski büyük buzullaşma alanlarını kuşattığından ötürü, postglasyal dönemde sözkonusu sahalardaki (near-field ve ice-margin sites) kalın buzul örtülerinin kısmen ya da tamamen ortadan kalması sonucu, bu bölgelerdeki yükü hafifleyen litosferde meydana gelen yükselimi dengelemek üzere çökerler (peripheral bulge) ve bu durum denizin rölatif olarak yükselmesine yol açar (Lambeck vd., 2004).

Bunların yanında, tektonik ya da volkanik olarak aktif olan alanlarda meydana gelen kabuk hareketleri de, rölatif deniz seviyesi değişimlerine neden olabilir. Levha sınırlarına yakın olan bölgelerde kabukta meydana gelen deformasyonlar ya da aktif volkanik alanlardaki kabukta meydana gelen kabarmayla (domming) değişen rölatif deniz seviyesinin yanısıra deltalarda sediment kompaksiyonunun ve hatta bu alanlardaki fazla taban suyu tüketiminin sübsidansa yol açarak deniz seviyesinin rölatif olarak yükselmesine neden olduğu bilinmektedir (Flemming, 1978; Pirazzoli, 1991:

10-19; Antoinoli vd., 1999; Zazo vd., 1999; Lambeck vd., 2004; Kelletat, 2005; Antonioli vd., 2006; Federici ve Pappalardo, 2006).

Özellikle izostazi etkisinin ihmal edilebilir boyutlarda olduğu alanlarda, yeni belirmiş olan kıyı çizgisinde gelişen deniz seviyesi göstergeleri eski seviyeleri ya örter ya da onların yerini alır. Bu göstergelerin bir kısmının en önemli özelliği, yaşam ya da oluşum ortamlarının dar bir zonda olması dolayısıyla deniz seviyesinin ortalama değerini oldukça doğru bir biçimde göstermesidir. Bu alanlardaki kıyı bölgelerinde meydana gelen ani dikey tektonik yükselimler (co-seismic), kıyıda bazı önemli deniz seviyesi göstergelerinin aniden dikey doğrultuda yer değiştirmesine sebep olur. Kıyı çizgilerinin dikey yönde tedricen meydana gelen tektonik hareketlerle değil, hızlı gerçekleşen tektonik olaylarla yükselmesinin en önemli kanıtı, orta-litoral (midlittoral) ya da alt-litoral (sublittoral) zonda yaşayan canlıların (vermetidler, rimler, mercan resifleri, *lithophagalar* vb.) veya bu zonlarda gelişen biyoerozyonal/depozisyonel oluşumların (çentikler, benchler, birikim platformları vb. ) çok az tahrip olarak üst-litoral (supralittoral) zona çıkmasıdır (Laborel ve Laborel-Deguen, 1996). Ani olarak meydana gelen sismik olaylarla dikey doğrultuda yer değiştiren kıyı çizgilerinin yeryüzündeki çok önemli bir örneği aktif sıkışma, genişleme ve yanıl atım tektoniğinin birarada hüküm sürmekte olduğu Doğu Akdeniz havzasında meydana gelmiştir ve bu olay MS 4. yüzyılın ortaları ile 6. yüzyılın ortaları arasındaki 200 yıllık bir zaman diliminde gerçekleşmiştir (Pirazzoli, 1986).

Doğu Akdeniz havzasında, Yunanistan yarımadasından Lübnan'a kadar uzanan bir alanda tarihi çağlarda meydana gelen bir sismik fırtınanın eseri olan yükselmiş kıyı çizgilerinin konu edileceği bu çalışmadaki temel amaç, kavramsal olarak ilk kez Pirazzoli (1986) tarafından ifade edilen Erken Bizans Tektonik Paroksizması (EBTP) sırasında yükselmiş kıyı çizgilerini ve bu sismik deformasyonu yaratan muhtemel tektonik mekanizmayı, literatüre eklenen sonraki çalışmalar ışığında irdeleyerek değerlendirmektir. Ancak bu değerlendirmede, Geç Holosen boyunca yer değiştirmiş tüm kıyı bölgeleri değil, sadece tektonik paroksizma dönemi olan MS 4. yüzyılın ortaları ve 6. yüzyılın ortaları arasında meydana gelen ani sismotektonik hareketlerle yükseldiği jeomorfolojik ve biyolojik deniz seviyesi göstergeleriyle tespit edilmiş ve tarihlenmiş bulunan kıyı çizgileri üzerinde durulmuştur. Bu kıyıların dağılışı (Şekil 1), her ne kadar bu olayın etkilediği kıyıların bir kuşak boyunca uzandığı izlenimini verse de, Teselya kıyılarından Lübnan'a kadar uzanan bu alan içerisindeki tüm kıyı çizgilerinin sismotektonik deformasyonlara maruz kalarak sadece bu dönemde yükseldiğini ifade etmek mümkün değildir. Tersine, aslında Doğu Akdeniz havzasında yer alan kıyı bölgeleri birbirinden çok farklı tektonik rejimlere sahiptir. Örneğin, Rodos Adası'nda ve İsrail dışında tüm Levant boyunca MS 4. yüzyıldan daha önce yer değiştirmiş kıyı çizgileri mevcuttur. Levant bölgesindeki kıyıları EBTP sırasında yine yer değiştirirken, Rodos kıyılarında bu dönemde gerçekleşmiş bir hareketlilik belirlenmemiştir (Pirazzoli vd., 1989). Bu yüzden, konu edilen zaman dilimi içerisinde yükselen kıyı çizgilerinin devamlılık sergilediği, yaklaşık olarak 1500 km'lik bir alanda etkili olduğu düşünülen sismotektonik yer değiştirmelerin sadece yükselimlerle karakterize olduğu ve de bu kuşakta yer alan tüm yükselmiş kıyı çizgilerinin sadece bu dönemde yükseldiği düşünülmemelidir.

Bugünkü kıyı çizgisinden farklı konumlarda (çökmüş ya da yükselmiş) yer alan kıyı çizgilerinin araştırılması ve aynı zamanda tarihlenmesi, meydana gelen dikey tektonik deformasyonların yaşı, dağılışı, meydana geliş şekli ve sıklığı hakkında önemli bilgiler sağlamaktadır. Özellikle açık denizde (offshore) meydana gelecek büyük morfojenetik depremlerin muhtemel etki bölgeleri ile kıyı bölgelerini etkileme dereceleri üzerine bu yolla bir fikir edinilmektedir (Pirazzoli vd., 1996b ve oradaki referanslar). Bunların yanında, daha önce de belirtildiği üzere (Kayan, 1993), kayalık kıyılarda, bugünkünden farklı konumda bulunan kıyı çizgilerinin nasıl araştırıldığı, burada yer alan jeomorfolojik ve biyolojik göstergelerin neler olduğu, kıyı çizgilerinde meydana gelen tektonik değişimlerle östatik deniz seviyesi değişimlerinin ilişkileri üzerinde durmak, bu çalışmalarda uygulanan metodolojinin alanımız için halen yeni ve alışılmamış olması sebebiyle gereklidir. Bu ve benzeri sebeplerden ötürü, Doğu Akdeniz'de yaklaşık 200 yıl gibi görece kısa bir süre zarfında ani olarak yükselmiş bulunan kıyı çizgilerinin değerlendirileceği bu makalede, EBTP'nin ne olduğu, kıyı

çizgilerinde meydana gelen değişimlerin nasıl belirlendiği, yükselmiş kıyı çizgilerinin nerelerde tespit edildiği, tektonik paroksizmanın neden Doğu Akdeniz’de gerçekteştiği ve etkisinin ne olduğu gibi sorulara cevap aranmaya çalışılacaktır.

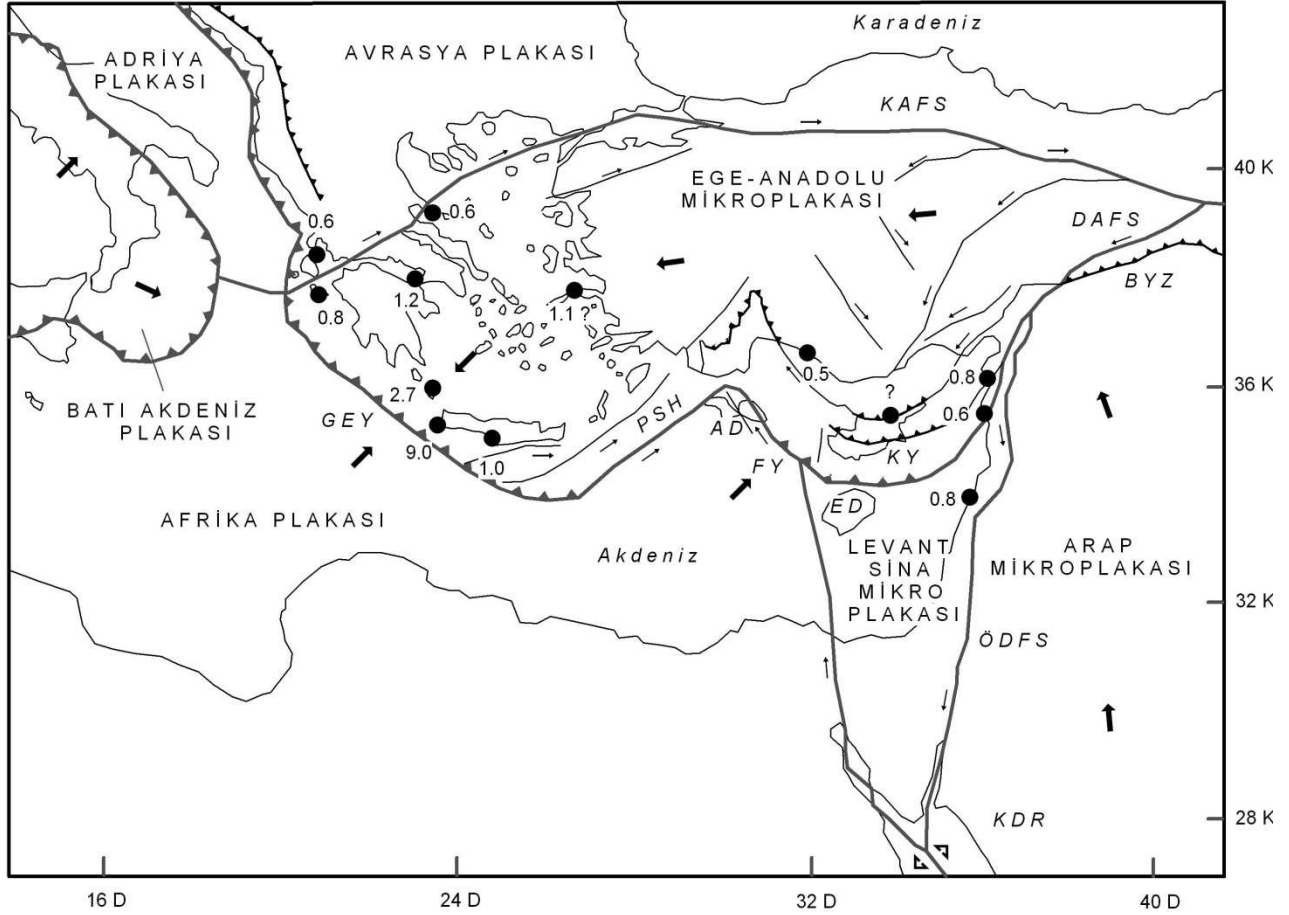
## 2. Erken Bizans Tektonik Paroksizması

EBTP, Yunanistan Yarımadasından Lübnan’a dek uzanan yaklaşık olarak 1500 km’lik bir mesafede, bazı kıyı çizgilerinin çoğunlukla 0.5 – 1.0 m arasında yükseldiği maksimum sismik aktivite dönemini ifade eder. Yeryüzündeki aktif tektoniğe bağlı sismik yer değiştirmelerin en önemli örneklerinden olan bu olay, Pirazzoli (1986) tarafından paroksizmal bir tektonik aktivite dönemi olarak değerlendirilerek EBTP olarak tanımlanmış ve kullanılmıştır. Maksimum kıyı çizgisi yükselimi Girit Adası’nın güneybatı kenarında gerçekteşmiştir (Şekil 1 ve 6). Yunanistan, Türkiye, Suriye ve Lübnan’ın muhtelif kıyı bölgelerinde yapılan araştırmalardan elde edilen C<sup>14</sup> tarihleri sonucunda, bu olayın yaklaşık olarak MS 350-550 yılları arasında olduğu anlaşılmakla birlikte (Kelletat, 1991), kıyıların her yerde aynı anda mı, yoksa bir sismik fırtınanın eseri olarak birbirini takibeden olaylarla mı yükseldiği tartışma konusudur (Stiros, 2001; Çizelge 1).

Geç Glasyal’dan itibaren (günümüzden önce ~ 15-10 bin <sup>14</sup>C yıl arası) eski buzul örtülerinin erimeye başlamasıyla birlikte östatik olarak yükselen deniz seviyesi, Doğu Akdeniz’de, günümüzden yaklaşık olarak 5-6 bin yıl önce bugünkü seviyesine erişmiştir. Küresel izostatik modellerde, özellikle postglasyal dönem buzul erimelerine bağlı olarak kabukta meydana gelen yük değişimi nedeniyle (loading/unloading) Akdeniz havzasında deniz seviyesinin rölatif olarak yükselmiş olduğu belirtilmektedir (Lambeck, 1995). Bununla beraber, Doğu Akdeniz’de yapılan örnek araştırmalarda, sözkonusu modellerin öngördüğü gibi glasyo-izostazi kaynaklı sübsidansın kanıtlarına rastlanmamıştır (Pirazzoli, 2005a). Deniz seviyesinin östatik olarak bugünkü seviyesine erişmesini takiben bir süre stabil kaldığı; daha sonra ise Girit’ten Lübnan’a kadar uzanan ve Afrika ile Ege-Anadolu mikroplakası arasındaki levha sınırının kuzeyinde kalan alanlardaki bazı kıyıların tektonik hareketlerle dikey doğrultuda yer değiştirdiği bir dizi araştırmayla ortaya konmuştur (örn. Pirazzoli vd., 1982; Pirazzoli, 1986; Pirazzoli, 2005a; Morhange vd., 2006). Bu nedenle, Geç Holosen’de yükselmiş kıyı çizgilerini barındıran kıyıları, aktif tektoniğe bağlı sismik yer değiştirmelerin etkin olduğu bir kuşak içerisinde yer almaktadır (Pirazzoli, 1991: 97; 2005a). Bu kuşak içerisinde kalan bazı kıyı çizgilerinin ani olarak yükselmesine neden olan en yeni bölgesel sismik hareket EBTP sırasında meydana gelmiştir.

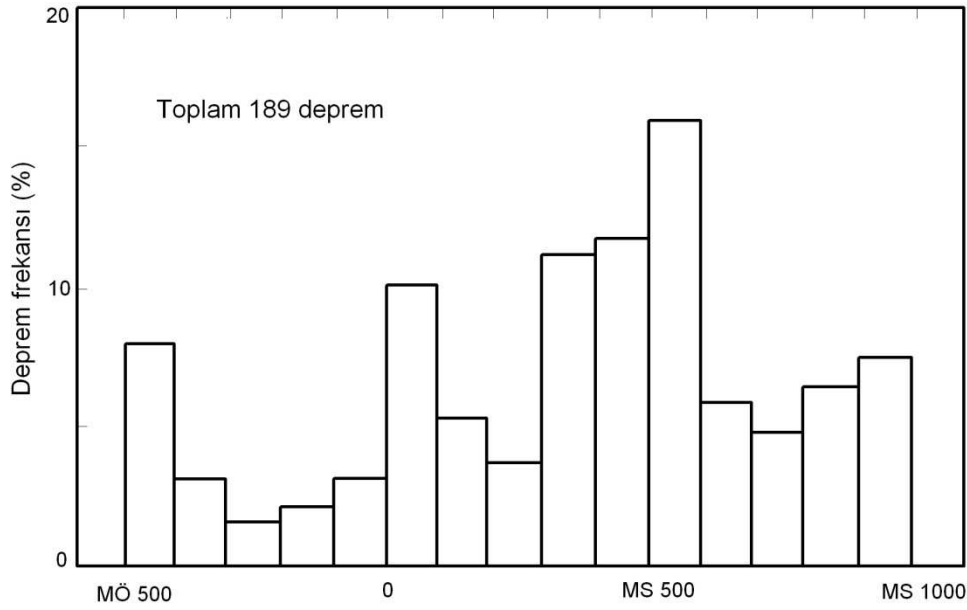
Geç Holosen rölatif deniz seviyesi değişimleri üzerine araştırmalar yapmış olan Sanlaville, 1970 ve 1977 yılında yaptığı iki çalışmada, Levant kıyılarında, bugünkü deniz seviyesinin 0.8 m üzerinde bulunan yükselmiş kıyı çizgilerini “tektonik orijinli olamayacak kadar geniş bir alanda izlenmesi nedeniyle östatik bir deniz seviyesi yükselimine atfedilmelidir” şeklinde yorumlayarak bu seviyeye ‘Tabarjan deniz seviyesi’ adını vermiştir (Pirazzoli, 1986: 42). Daha sonra ise ilk olarak Pirazzoli (1986), sadece Levant kıyılarında değil, Yunanistan yarımadasından Lübnan’a kadar uzanan sahadaki bazı kıyıların da yükselmiş kıyı çizgisi yükselimleriyle karakterize olduğunu ortaya koymuştur. Pirazzoli (1986), bu alandaki yükselmiş kıyı çizgilerinin Afrika ve Avrasya levhalarının ani yakınlaşması nedeniyle yükselmiş olduğunu iddia ederek, yükselmiş kıyıların tektonik orijini ve tarihlendirdiği örneklerle de olayın muhtemel meydana geliş zamanı üzerine bir hipotez geliştirmiştir. Bu nedenle, EBTP sırasında yükselmiş kıyı çizgileri üzerine en fazla örnek çalışma Pirazzoli’ye aittir ve bu çalışmada da bu araştırmacının yayınlarına geniş ölçüde yer verilmiştir.

Doğu Akdeniz havzasında, MS 350-550 yılları arasındaki 200 yıllık maksimum sismik aktivite dönemine tarihlenen yükselmiş kıyı çizgilerinden elde edilen jeomorfolojik/biyolojik veriler ile bu döneme ait tarihi kaynaklarda yer alan bilgiler arasında kronolojik bir tutarlılık da vardır (Stiros,



**Şekil 1.** Doğu Akdeniz ve çevresinin basitleştirilmiş tektonik haritası (Aksu vd., 2005'ten) ile EBTP sırasında yükselmiş kıyı çizgilerinin (çeşitli kaynaklardan) bulunduğu lokaliteler (siyah noktalar) ve yükselme değerleri (metre olarak). AD: Anaksimander Dağları, BYZ: Bitlis Yitim Zonu, DAFS: Doğu Anadolu Fay Sistemi, ED: Eratosthenes Denizdağı, FY: Florans Yükselimi, GEY: Güney Ege Yayı, KAFS: Kuzey Anadolu Fay Sistemi, KDR: Kızıldeniz Rifti, KY: Kıbrıs Yayı, PSH: Pliny-Strabo Hendekleri, ÖDFS: Ölüdeniz Fay Sistemi. Büyük oklar levhaların hareket yönlerini, küçük oklar ise fayların atım yönlerini göstermektedir.

2001; Şekil 2 ve Çizelge 1). Girit Adası'nın batısındaki eski bir yerleşim olan Kisamos'un bu dönemde yerle bir olması ve şehre ait limanın birkaç metre yükselmesi; ayrıca Korint Körfezi'ndeki Roma dönemine ait limanın tarihi kaynaklara göre yine bu dönemde gerçekleşen büyük depremler sonrası yükselerek kullanılamaz hale gelmesi, Aigera şehrine ait tiyatronun ve şehrin hemen tüm yapılarının yıkılması tarihi ve arkeolojik çalışmalarla ortaya konmuştur (Stiros ve Papageorgiou, 2001). Hatay'daki Seleucia Pieria limanının da, MS altıncı yüzyılda (muhtemelen MS Mayıs 526) meydana gelen büyük bir deprem sonrası hızlı siltasyona maruz kalarak kullanılamaz hale geldiği bilinmektedir (Erol ve Pirazzoli, 1992). Diğer yandan, Pagan Yunanlılarla Hristiyanlığı yeni benimseyenler arasında çatışmaların yaşandığı MS 4. ve 5. yüzyılların, Roma İmparatorluğu'nda iç karışıklıkların yaşandığı bir dönem olması nedeniyle, daha erken dönemlerde Tukidides ve Herodot tarafından verilen güvenilir kayıtlar bu dönemde yerini yanlış, genellikle dinsel ve politik görüşlere bırakmıştır (Stiros, 2001). Örneğin, Girit Adası'nın güneybatı kenarındaki kıyı izlerinin 9 m'ye kadar yükselmesine neden olan olay olarak düşünülen 21 Temmuz 365 Girit depremini Libanius ile Sozomen, Pagan inancını düzenlemek istemiş olan imparator Julian'ın ölümü üzerine Tanrı'nın gösterdiği bir öfke ya da matem olarak yorumlamıştır (Stiros, 2001). Bu yüzden, Stiros (2001), ilk elden kaynaklarla arkeolojik verileri beraber yorumladığı çalışmasında, Pirazzoli'nin (1986), tüm



**Şekil 2.** Doğu Akdeniz'de MÖ 500 – MS 1000 arasındaki deprem frekansı. MÖ beşinci ve MS birinci yüzyıldaki zirveler çok sayıda tarihi varlığın varlığından ileri gelmektedir. MS dördüncü ve altıncı yüzyıllar arasındaki zirveler ise sismik aktivitelerdeki artışı yansıtmaktadır (Stiros, 2001'den).

büyük levha sınırlarının hareket ederek (Ölüdeniz Fay Sistemi, Doğu Anadolu Fay Sistemi, Kıbrıs Yayı, Kuzey Anadolu Fay Sistemi, Güney Ege Yayı<sup>1</sup>, Batı Yunanistan) Doğu Akdeniz'deki kıyı çizgilerinin genel olarak 0.5 ile 1.0 m arasında değişen oranlarda yükselmesine neden olduğu şeklindeki hipotezini doğrulamaktadır (Çizelge 1 ve 2'yi karşılaştırınız).

### 3. Kıyı Çizgilerindeki Deniz Seviyesi Göstergeleri

Holosen'deki rölatif deniz seviyesi değişimleri, özellikle son 20-25 yıldan bu yana multidisipliner bir tarzda araştırılmaktadır. Çünkü gerçekleşen rölatif deniz seviyesi değişiminin orijini, magnitudü, zamanı ve temposunu doğru bir şekilde belirleyebilmek için jeomorfolojik, petrolojik, denizel, arkeolojik ve radyometrik yöntemlerin mümkün olduğu ölçüde birarada kullanılması gerekmektedir. Bu doğrultuda, özellikle dik kireçtaşı kıyı çizgilerinde yaşayan canlılar ve burada gelişen jeomorfolojik oluşumlar, kıyı bölgelerinde meydana gelen rölatif deniz seviyesi değişimlerinin tespitinde kullanılan en güvenilir göstergeleri oluşturur. Kıyı bölgesindeki arkeolojik yerleşimlerde gerçekleştirilen kazılardan (arkeosismoloji, jeoarkeoloji), tarihi kaynaklardan ve de radyometrik tarihlleme olanağı sunan biyolojik deniz seviyesi göstergelerinden elde edilen sonuçlar da yapılan çalışmaların jeokronolojik ayağını oluşturmaktadır.

Kayalık kıyılardaki litoral fauna ve floranın mekansal dağılışı, biyolojik zon (biological zonation) ya da denizel zon (marine zonation) olarak bilinen üst üste binmiş, birbirine paralel kuşakların varlığını göstermektedir (Şekil 3; Laborel ve Laborel-Deguen, 1994). Bu zonlarda yaşayan biyokonstrüktif (kayalarda eklentiler oluşturan canlı faaliyeti) ve biyoerozyonal (kayalarda erozyona sebep olan canlı faaliyeti) canlılar ile bunlarla ilintili morfolojik oluşumlar hem deniz seviyesi değişimlerinin belirlenmesinde kullanılan en güvenilir kanıtları, hem de radyometrik tarihllemeler için en iyi kaynakları oluşturmaktadır. Bu kuşaklar, hüküm süren olay ve etkenler ile ortaya çıkan morfoloji bakımından birbirinden ayrılırlar.

Ortalama deniz seviyesinin üzerinde yer alan üst-litoral zon (supralittoral, littoral fringe), sıçrayan sularla ıslanır ancak daimi olarak deniz seviyesinin üzerinde yer alır. Bu yüzden buradaki

| AKDENİZ'DEKİ KİRAÇTAŞLI KIYI ÇİZGİLERİNDE MEYDANA GELEN AŞINDIRMA VE BİRİKTİRME OLAYLARININ ZONLARI VE BU OLAYLAR SONUCU ORTAYA ÇIKAN MORFOLOJİ |  |                      |                         |              |
|---|--|----------------------|-------------------------|--------------|
| OLAY  | ETKEN  | MORFOLOJİ            | ZONLAR                  |              |
|   | yağmur   | karst                | üst-litoral             |              |
|   | <i>Chthamalus</i>  |                      |                         | üst          |
|   | Cyanobacteria ve Deniz Salyangozu (Limpet)   | biyokarst çentik rim |                         | orta-litoral |
|   | <i>Lithophyllum lichenoides</i>  |                      | ortalama deniz seviyesi | alt          |
|   | <i>Dendropoma</i><br><i>Corallina</i> , Vermetidler<br><i>Lithophaga</i> , <i>Cliona</i><br>Deniz Kestanesi (sea urchin) | rim                  |                         | alt-litoral  |

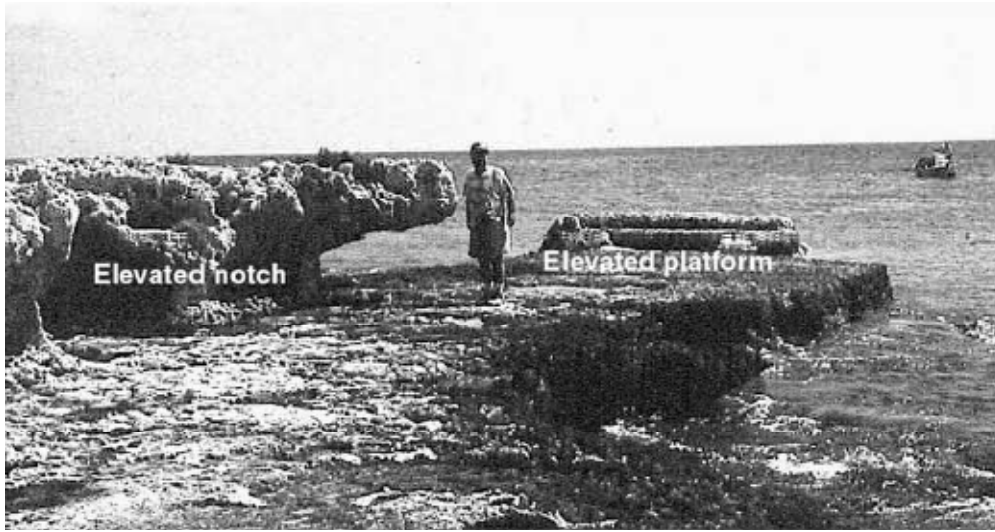
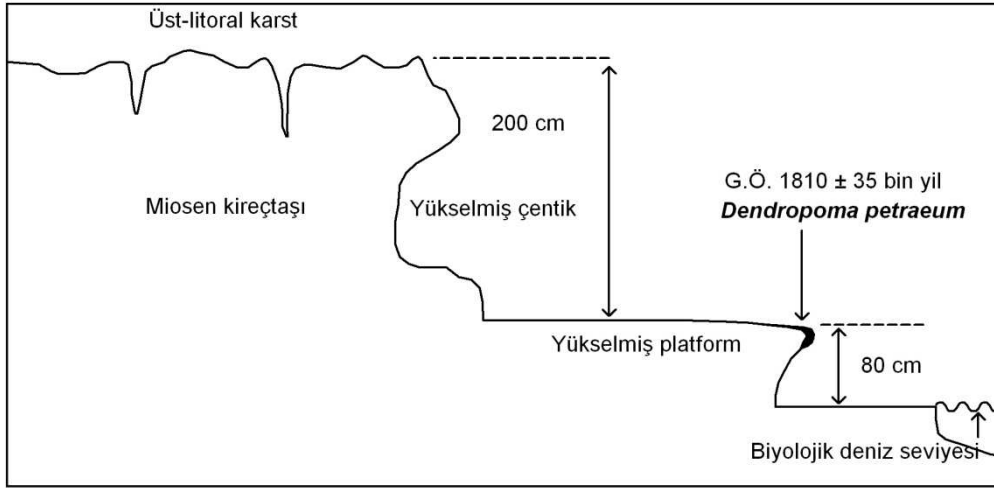
Şekil 3. Akdeniz'deki kireçtaşı kıyı çizgilerinde biyoerozyonel ve biyokonstrüksiyonel olaylar sonucu meydana gelen zonlar ve morfoloji (Laborel ve Labore-Deguen, 1994).

hakim süreç karsttır. Biyolojik çeşitliliğin oldukça az olduğu, biyokonstrüktif oluşumların bulunmadığı ancak bazı biyoerozyonel canlıların aktif olduğu bu zon, genel olarak oldukça küçük, tek hücreli bakteriler topluluklarıyla (örn. Cyanobacteria) temsil edilir (Şekil 3 v 4; Laborel ve Laborel-Deguen, 1996).

Düzenli aralıklarla deniz seviyesinin altında kalan (dalga ve gel-git etkisiyle) orta-litoral (midlittoral) zonda birbirine paralel uzanan alg toplulukları vardır ve bu zondaki biyolojik çeşitlilik derin kısımlara doğru artar. Orta-litoral zon, jeomorfolojik olarak uygun koşullarda gel-git çentikleriyle temsil edilir. Buradaki çentikler dalga erozyonuyla değil, biyoerozyonla şekillenir ve yaygın olarak bu olay bazı deniz salganyozları (limpetler: *Patella rustica*, *P. aspera*, *P. ulyssiponensis*) ve alg toplulukları (örn. Cyanobacteria) tarafından gerçekleştirilir (Pirazzoli vd., 1996b; Laborel ve Laborel-Deguen, 1996). Orta-litoral zonun alt kısmına biyokonstrüktif canlılar hakimdir ve bu kısım genellikle gel-git çentiklerinin tabanlarından daha derine doğru kayalara yapışarak yaşayan çeşitli canlıların (oysterler, *Coralline rhodophyte*, *lithophyllum lichenoides*) oluşturduğu biyolojik eklentilerle (rim) karakterize olur (Şekil 3 ve 4; Laborel ve Laborel-Deguen, 1994).

Ortalama düşük deniz seviyesinden -25/-35 metrelere kadar uzanan ve daimi olarak deniz seviyesinin altında bulunan alt-litoral zon (sublittoral-infralittoral), biyolojik çeşitliliğin en yoğun olduğu kısımdır. Bu zon kahverengi alg topluluklarını, deniz yosunlarını (örn. *Corallina*), mollüskaları (*Dendropoma petraeum*, *Vermetus triqueter*, *Serpulorbis arenarius*, *Petalochonchus* sp.), Cirripedleri (*Balanus* sp. ve *Tetraclita* sp.), mercan resiflerini (örn. *Acropora palmata*) ve biyoerozif canlıları (Clionidler, deniz kestaneleri; *Echinometra* ve *Diadema*, kaya oyucular; *Lithophaga lithophaga*) yoğun olarak barındırır (Şekil 3 ve 5; Laborel ve Laborel-Deguen, 1994; Laborel vd., 1994; Stiros vd., 2000).

Orta-litoral ve alt-litoral zon arasındaki sınır, ortalama biyolojik deniz seviyesi olarak bilinir (Laborel ve Labore-Deguen, 1994) ve bu sınırdan alt-litoral zona doğru biyolojik çeşitlilikte önemli



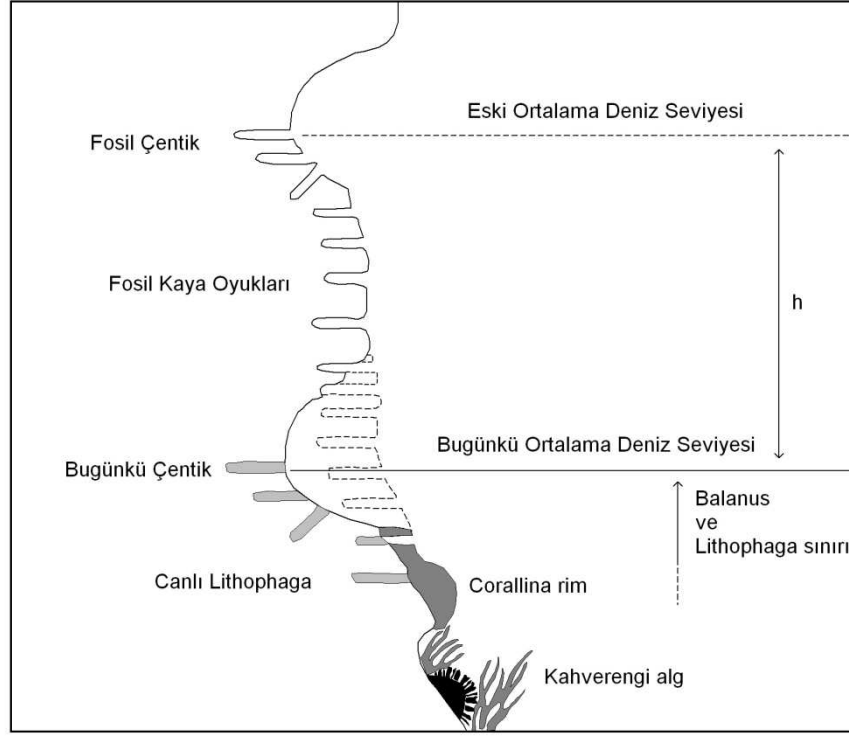
**Şekil 4.** Lübnan (Tripoli) kıyılarında yükselmiş çentik ve platform. Alt-litoral zonun üst kısmında yaşayan *Dendropoma petraeum*'dan oluşum rim, bugün deniz seviyesinden 80 cm yüksekte bulunmaktadır ve elde edilen tarih (G.Ö. 1810 ± 35 bin yıl), kıyı çizgisinin yükseldiği zamanı ifade etmektedir (Morhange vd., 2006).

bir artış gerçekleşir (Şekil 3). Bu seviyenin tespiti rölatif deniz seviyesi değişiminin yönü (yükselme-çökme), dikey amplitüdü, nasıl olduğu (tek bir olay mı, yoksa birden fazla değişimin ürünü mü), rölatif hızı ve yaşı hakkında detay bilgiler sağlar. Çünkü, rölatif deniz seviyesinin stabil olmadığı zamanlarda yerdeğiştiren kıyı çizgileri, güncel kıyı çizgisinin hemen üstünde ya da altında bulunan bazı biyolojik ve jeomorfolojik deniz seviyesi göstergeleri yoluyla tespit edilebilir.

Ortalama biyolojik deniz seviyesi, uygun şartlarda gel-git çentiği, yatay gelişmiş benchler, gel-git platformları gibi çeşitli morfolojik birimlerle ilişkilidir ve deniz seviyesinin ortalama pozisyonunun tespitinde kullanılan en güvenilir yöntemlerden biridir. Biyoerozif birimler (kayalardaki oyuk ve delikler; *Clionid*ler ve *lithophagalar*), biyokonstrüktif birimler (mercan resifi düzlükleri, alg topluluklarının meydana getirdiği sırtlar ve molluskalardan oluşan rimler), yükselmiş karışık bitki ve omurgasız kalıntıları (oyster, barnacle, vermetidler, *lithophaga* kabukları) en yaygın olarak kullanılan biyolojik deniz seviyesi göstergeleridir (Şekil 5; Laborel ve Laborel-Deguen, 1996).

Deniz seviyesinin ve karaların stabil olduğu dönemlerde, kayalık kıyılardaki denizel zon görece kısa bir sürede oluşabilmektedir. Örneğin, kireçtaşı kıyı çizgilerindeki çentikler yılda ortalama  $\leq 1$  mm'lik biyoerozyonal aktiviteyle gelişebilmektedir (Pirazzoli vd., 1996b). Denizel zondaki





**Şekil 5.** Eski deniz seviyesinin nasıl ölçüldüğünü ve rölatif deniz seviyesi değişimi sonrası yenilenen biyolojik zonu gösteren profil. Burada h, yükselmiş kıyı çizgisinin bugünkü kıyı çizgisinden ne kadar yüksekte bulunduğunu belirtmektedir (Stiros vd., 1992).

biyolojik ve jeomorfolojik göstergeler, rölatif deniz seviyesinin stabilitesini bozan etkenler (izostatik, östatik, tektonik) sonrasında bir başka seviyede tekrar gelişim göstererek eski kıyı çizgisini ya su üstünde (emergence) ya da sular altında (submergence) bırakır. Böylelikle, eski kıyı çizgisinde gelişmiş biyolojik ve jeomorfolojik göstergeler, gerçekleşen rölatif deniz seviyesi değişiminin kanıtlarını oluştururlar (Şekil 5).

Rölatif deniz seviyesi değişimi, biyolojik ve jeomorfolojik deniz seviyesi göstergelerini sular altında bıraktığında (submergence), gerçekleşen değişimin kanıtlarını sunan birimler hızla yok olmaya başlar; çünkü, biyolojik deniz seviyesi göstergeleri hızla alt-litoral erozyona maruz kalır ya da başka birimlerle kaplanır ve bu durumda değerlendirilmeleri olanaksızlaşır. Bununla beraber, yalnızca oldukça dar bir dikey zonda yaşama alanı bulabilen bazı biyokonstrüktif rimlerin (örn. *Lithophyllum lichenoides* ve *Dendropoma* sp) güncel kıyı çizgisinde gelişmiş benzerlerinden olan metrik farkı, hızı yavaş olan bir sübidansın ya da deniz seviyesi yükseliminin kanıtlarını oluşturabilir (Kelletat, 1991; Laborel ve Laborel-Deguen, 1996).

Diğer yandan kıyıda deniz seviyesi göstergelerinin yaşam alanlarından daha yukarıya çıkmalarına sebep olan değişimler (emergence), alt-litoral zonun üst kısmında yaşayan canlıların ölmesine neden olur. Eğer gerçekleşen değişimin hızı yavaş ise (mm/yıl), bu zondaki biyokonstrüksiyon yavaş bir tempoda orta-litoral zona taşınır ve burada yıllarca biyoerozif canlıların (deniz salyangozları, kaya oyucular; Cyanophyte) aktivitelerine maruz kalarak silinirler. Bu yüzden, narin ve kırılabilir yapıdaki (fragile) otokton alt ve orta-litoral zondaki kabukların ve iskeletlerin üst-litoral zondaki varlıkları, genel olarak hızlı bir rölatif deniz seviyesi değişiminin işareti olarak değerlendirilir (Pirazzoli vd., 1996b, Stiros vd., 2000). Örneğin, ortalama düşük deniz seviyesi ile -30 metreler arasında yaşayan alt-litoral zondaki biyoerozif kaya oyucu canlılardan *lithophagaların* oluşturduğu kayalardaki oyukların bugünkü kıyı çizgisinin üzerinde hemen hemen bir bant şeklinde

uzanışı, Doğu Akdeniz’de eski bir deniz seviyesinin varlığını ortaya koymuştur. Aynı zamanda, canlı kabuklarının oyukların içerisinde bulunuşu ve de herhangi bir çimentoyla kaplanmamış olması da örneklerin radyokarbon yöntemiyle tarihlenebilmesini sağlamıştır (Şekil 5; Stiros vd., 1992).

Doğu Akdeniz’de, MS. 4. yüzyılın ortaları ile 6. yüzyılın ortaları arasında yükselmiş bulunan kıyı çizgileri, deniz seviyesinin günümüzden 5-6 bin yıl önce bugünkü seviyesine erişmesinden sonra (yani deniz seviyesi stabilken) meydana gelmiş hızlı rölatif deniz seviyesi değişimlerinin en iyi örnekleri oluşturmaktadır. Bu örneklerde, yükselmiş deniz seviyesi göstergelerinin iyi korunmuş olması, kıyı bölgelerinde meydana gelen yükselimin hem hızlı olduğuna, hem de biyolojik ve jeomorfolojik oluşumların deniz seviyesinin üzerine orta-litoral zondaki erozyona maruz kalmayacak bir amplitütte çıktığına işaret etmektedir. Akdeniz’deki düşük gel-git genliği, rölatif deniz seviyesinde birkaç on cm’lik hızlı bir düşüşün orta ve alt-litoral zondaki birimlerin üst-litoral zonda korunmaları için yeterli olabileceğini göstermektedir. Çoğu yerde iyi korunmuş olan biyolojik göstergelerin bilinen bugünkü yaşam ortamı, yükselimin hangi oranda olduğunun oldukça doğru bir şekilde tahmin edilebilmesini sağlamakta; tarihlleme aralığı son 40-50 bin yılı kapsayan C<sup>14</sup> yöntemi sayesinde örnekler oldukça az hata paylarıyla tarihlenebilmektedir.

Doğu Akdeniz’deki yükselmiş kıyı çizgileri üzerine uzun süredir sürdürülen örnek araştırmalar, kıyı bölgelerinde gerçekleşen ani yükselimler (coseismic uplift) nedeniyle rölatif deniz seviyesinin düştüğünü ortaya koyabilmek için bir dizi kanıtın birarada tespit edilmesinin gerekliliğini göstermiştir (Laborel ve Laborel-Deguen, 1994 ve 1996; Pirazzoli vd., 1996b). Bunlardan birincisi, yükselmiş ve iyi korunmuş bir gel-git çentiği profilinin varlığıdır (Şekil 4). Bu morfolojik kanıt, her ne kadar eski deniz seviyesinin metrik pozisyonunun tahminini çok hassas bir şekilde ortaya koysa da, tek başına yeterli değildir. Çünkü çentikler, yükselimin temposu hakkında net bir bilgi sağlamamaktadır. İkincisi, yükselmiş kıyı çizgisi ile güncel deniz seviyesi arasında herhangi bir genç biyokonstrüksiyonun yokluğudur. Bu durum, deniz seviyesinin rölatif olarak aniden düştüğüne işaret eder. Örneğin, Hatay kıyılarında (Pirazzoli vd., 1991; Kayan, 1993), hem 2 m ile 0.8 m’de bulunan iki yükselmiş kıyı çizgisi arasında, hem de 0.8 m’deki kıyı çizgisiyle bugünkü deniz seviyesi arasında herhangi bir genç biyokonstrüktif oluşumun yokluğu, bu bölgede, Geç Holosen’de iki ardışık ani yükselimin (uplift) gerçekleştiğini göstermektedir. Üçüncüsü, yükselmiş kıyı çizgisinin hemen altında kırılğan yapıdaki alt-litoral biyokonstrüktif birimlerin (rimler) oldukça iyi durumda bulunmalarıdır. Çünkü, yükselimin yavaş olması durumunda bu birimler orta-litoral zonda hızla erozyona maruz kalıp yok olacakları için, varlıkları, ancak kıyı bölgesindeki tektonik yükselimin hızlı gerçekleşmesi halinde mümkün olabilmektedir. Örneğin, yukarıda da değinildiği gibi, kaya oyucu *Lithophaga* kabuklarının kaya oyukları içerisinde herhangi bir kumlu-çamurlu çimentoyla kaplanmamış bir halde korunması, hızlı bir yükselimin en iyi kanıtlarından birini oluşturmaktadır (Şekil 5; Stiros vd., 1992). Dördüncüsü, yükselmiş alt-litoral biyokonstrüktif oluşumlardan elde edilen radyokarbon tarihlerinin yükselmiş kıyı çizgisinin yaşıyla aynı olmasıdır. Yükselmiş organik eklentilere kolaylıkla uygulanan radyokarbon yöntemiyle elde edilen yaşların, yükselmiş kıyı çizgisinin yaşını doğrulaması, yükselmiş tüm zonlardaki birimlerin aynı yaşta olduğunu, yani yükselimin hızlı ve aynı zamanda olduğunu ispatlar.

#### 4. Doğu Akdeniz’de EBTP Sırasında Yükselmiş Kıyı Çizgileri <sup>2</sup>

Yükselmiş kıyı çizgileri, Doğu Akdeniz havzasındaki birçok lokalitede tespit edilmiştir. Bu geniş alandaki bazı kıyıları, MS 4. yüzyılın ortaları ile 6. yüzyılın ortaları arasında kalan yaklaşık 200 yıllık bir periyoda tarihlenmiş kıyı çizgisi yükselimleriyle karakterize olur. Bu dönemde yükseldiği tespit edilen kıyı çizgileri Yunan Adalarından Kefalonya ve Zakintos’da, Korint Körfezinde Lechaion ve Perachora yarımadalarında, Teselya’nın Pelion bölgesinde, Güney Ege’deki Sikliye’de (Antikitira) ve Girit Adasının batı yarısında, Alanya ve Hatay’da, Suriye ile Lübnan’ı kapsamak üzere İsrail dışında tüm Levant boyunca, litoral zonda gelişen biyolojik kıyı şekillerinden (biyolojik eklentiler, örneğin rimler; ya da biyoerozyona neden olan canlılar, örneğin *Lithophaga lithophaga*) elde edilen örnekler üzerinde çok sayıda radyokarbon tarihlmesi yapılarak tespit edilmiştir (Şekil 1; Pirazzoli vd., 1996a).

**Çizelge 1.** EBTP sırasında yükselmiş kıyı çizgilerine karşılık gelen ve radyokarbon yöntemiyle tarihlenmiş eski deniz seviyesi göstergeleri

|            | Lokalite           | Yükseklik (m)  | Tahmini ortalama eski-deniz seviyesi (m) | Tarihlenen Materyal | Yaş ( $\pm 2\sigma$ calibreli C <sup>14</sup> ) |
|------------|--------------------|----------------|--|---------------------|---|
| Yunanistan | Kefalonya          | 0.5            | 0.6 $\pm$ 0.05                           | Li                  | MÖ 370 - 0                                      |
|            |                    | 1.05           | 1.2 $\pm$ 0.1                            | Ve                  | MÖ 340 - MS 140                                 |
|            |                    | 1.1            | 1.2 $\pm$ 0.1                            | Vt                  | MS 350 - 710                                    |
|            | Zakintos           | 1.05           | 1.1 $\pm$ 0.1                            | Vt                  | MÖ 210 - MS 130                                 |
|            |                    | 1.05           | 1.1 $\pm$ 0.1                            | Ka                  | MS 80 - 240                                     |
|            |                    | 0.8            | 0.8 $\pm$ 0.1                            | Vt                  | MS 200-500                                      |
|            | Siklye             | 2.7            | 2.7 $\pm$ 0.1                            | Dp + Nn             | MS 220 - 570                                    |
|            |                    | 2.2            | 2.7 $\pm$ 0.1                            | Dp + Nn             | MS 250 - 610                                    |
|            |                    | 2.7            | 2.7 $\pm$ 0.1                            | Dp + Nn             | MS 250 - 610                                    |
|            | Batı Girit         | 7.8            | 7.8 $\pm$ 0.3                            | Dp + Ka             | MS 130 - 470                                    |
|            |                    | 6.6            |  | Se                  | MS 130 - 470                                    |
|            |                    | 6.5            | 7.8 $\pm$ 0.2                            | Dp + Ka             | MS 150 - 510                                    |
|            |                    | 7.8            | 7.8 $\pm$ 0.3                            | Dp + Ka             | MS 160 - 530                                    |
|            |                    | 7.1            |  | Se                  | MS 160 - 530                                    |
|            |                    | 7.8            | 7.8 $\pm$ 0.3                            | Dp + Ka             | MS 170 - 540                                    |
|            |                    | 7.9            | 7.9 $\pm$ 0.2                            | Dp + Nn             | MS 150 - 560                                    |
|            |                    | 7.0            | 7.0 $\pm$ 0.2                            | Dp                  | MS 140 - 500                                    |
|            |                    | 3.4            |  | Ka                  | MS 256 - 454                                    |
|            |                    | Korint Körfezi | 1.4                                      | 1.1 $\pm$ 0.2       | Ch  |
|            | 0.8                |                | 1.1 $\pm$ 0.2                            | Vt                  | MS 330 - 610                                    |
| 0.7        | $\geq 1.2 \pm 0.1$ |                | Ve                                       | MS 442 - 657        |   |
| Teselya    | 0.3                | $\geq 0.3$     | Li                                       | MS 243 - 461        |   |
|            | 0.6                | 0.5 $\pm$ 0.2  | Dp                                       | MS 90 - 410         |   |
|            | 0.6                | $\geq 0.6$     | Li                                       | MS 250 - 540        |   |
|            | 0.4                | 0.5 $\pm$ 0.2  | Dp                                       | MS 360 - 690        |   |
| Türkiye    | Alanya             | 0.5            | $\sim 0.5$                               | Ka                  | MÖ 500 - MS 143                                 |
|            |                    | 0.5            | $\sim 0.5$                               | Ka                  | MS 254 - 467                                    |
|            | Hatay              | 0.4            | 0.8 $\pm$ 0.1                            | Dp + Ka + Oy        | MS 70 - 470                                     |
| Suriye     | Guverdjine Kaya    | 0.75           | 0.8 $\pm$ 0.1                            | Oy                  | MS 430 - 710                                    |
|            |                    | 0.6            | 0.6 $\pm$ 0.2                            | Dp                  | MS 280 - 580                                    |
|            | Arab al Malek      | 0.9            | 1.25 $\pm$ 0.75                          | Dk                  | MS 200 - 470                                    |
|            | 0.4                | 0.4 $\pm$ 0.2  | Dp                                       | MS 270 - 460        |   |
|            | 0.45               | 0.8 $\pm$ 0.75 | S  | MS 250 - 550        |   |
| Lübnan     | Trabulus           | 0.6            | 0.6 $\pm$ 0.2                            | Dp                  | MS 380 - 610                                    |
|            |                    | 0.8            | $\sim 0.8$                               | Dp                  | MS $\geq 320$ - 580                             |
|            |                    | 0.8            | $\sim 0.8$                               | Dp                  | MO $\geq 50$ - MS 580                           |
|            |                    | 0.8            | $\sim 0.8$                               | Dp                  | MS $\geq 20$ - 660                              |

**Kısaltmalar:** Ch, *Chthamalus*; Dk, deniz kabuğu; Dp, *Dendropoma (Novastoa) petraeum (=Vermetus cristatus)*; Ka, kalkerli alg; Li, *Lithophaga*; Nn, *Neogoniolithon notarisii*; Oy, oyster; S, denizel kavkı; Se, serpulid; Ve, vermetid; Vt, *Vermetus triquater* (Pirazzoli vd., 1996a'dan sadeleştirilerek).

#### 4.1. Yunanistan

##### 4.1.1. Teselya

Teselya'nın Pelion kıyılarında, Kalamaki ve Damouchari yakınlarında yapılan çalışmalar sonucunda (Pirazzoli vd., 1996a ve oradaki referanslar), bugünkü deniz seviyesine göre ortalama 0.6 m'de bulunan kıyı çizgisinin ani bir sismik hareketle MS 240-460 tarihleri arasında yükseldiği tespit edilmiştir.

**Çizelge 2.** Doğu Akdeniz’de tarihi kaynaklardan derlenen MS dördüncü ve altıncı yüzyıllarda meydana gelmiş depremler

| Yıl (MS) | Depremden etkilenen yer/bölge       | Depreme neden olan muhtemel fay sistemi  |
|----------|-------------------------------------|--|
| 304      | Sayda (Sidon) - Sur (Tyros), Lübnan | Ölü Deniz Fay Sistemi                    |
| 332      | Salamis, Kıbrıs                     | DAFS? Kıbrıs Yayı?                       |
| 334/335  | İstanköy (Kos), Ege Denizi          | Bodrum Fayı                              |
| 341      | Antakya, Türkiye                    | DAFS, Ölü Deniz Fay Sistemi, Kıbrıs Yayı |
| 341      | Viranşehir, Türkiye                 | DAFS                                     |
| 342      | Salamis, Kıbrıs                     | DAFS? Kıbrıs Yayı?                       |
| 343      | Niksar, Türkiye                     | KAFS                                     |
| 344      | Rodos, GD Ege Denizi                | Rodos Fayı? Türkiye Fayı?                |
| 345/346  | Drač (Durrës), Arnavutluk           | Yunan fay sistemi                        |
| 348/349  | Beyrut, Lübnan                      | DAFS? , Kıbrıs Yayı?                     |
|          | Pamukkale, Türkiye                  | Büyük Menderes Fayı                      |
| 358      | İzmit, Türkiye                      | KAFS                                     |
| 362      | İzmit-İznik, Türkiye                | KAFS                                     |
| 363      | Palestine’deki birkaç şehir, İsrail | Ölü Deniz Fay Sistemi                    |
| 365      | Girit, Kıbrıs, Libya, Sicilya       | Güney Ege Yayı, Girit Yakını             |
| 368      | İznik, Türkiye                      | KAFS                                     |
| 394-412  | İstanbul, Türkiye – 6 olay          | KAFS?                                    |
| 417      | Göhlisar, Türkiye                   | Göhlisar Fayı                            |
| 419      | Palestine, İsrail                   | Ölü Deniz Fay Sistemi                    |
| 447      | İstanbul, Bithynia, Frigya, Türkiye | KAFS                                     |
| 454-457  | Trabulus (Tripolis), Lübnan         | DAFS                                     |
| 458      | Antakya, Türkiye                    | DAFS                                     |
| 460      | Erdek, Türkiye                      | KAFS                                     |
| 478      | Marmara Denizi-İzmit, Türkiye       | KAFS                                     |
| 474-478  | Rodos, Ege Denizi                   | Güney Ege Yayı?                          |
| 475      | Gabala-Jableh, Suriye               | DAFS?, Kıbrıs Yayı?                      |
| 484      | Galibolu-Bozcaada, Türkiye          | KAFS                                     |
| 499      | Niksar-İslahiye, Türkiye            | KAFS                                     |
| 502      | Sayda-Tyre-Akka (Ptolemais), Lübnan | DAFS?, Kıbrıs Yayı?                      |
| 515      | Rodos, Ege Denizi                   | Güney Ege Yayı                           |
| 521      | Drač, Arnavutluk                    | Yunan fay Sistemi                        |
| 521/522  | Korint, Yunanistan                  | ?  |
| 523      | Ayşehoca, Türkiye                   | DAFS                                     |
| 526      | Antakya, Türkiye                    | DAFS?, Kıbrıs Yayı?                      |
| 528      | Antakya-Latakya, Türkiye-Suriye     | DAFS?, Kıbrıs Yayı?                      |
| 530      | Demre (Myra)                        | Kıbrıs Yayı?                             |
| 532      | Antakya, Türkiye                    | DAFS?, Kıbrıs Yayı?                      |
| 542      | İstanbul, Türkiye                   | KAFS?                                    |
| 543      | Erdek, Türkiye                      | KAFS                                     |
| 551      | Merkezi Yunanistan                  | ?  |
|          | Lübnan kıyıları                     | DAFS, Kıbrıs Yayı?                       |
| 554      | İzmit-İznik, Türkiye                | KAFS                                     |
| 554/558  | İstanköy (Kos), Yunanistan          | ?  |
| 557      | İstanbul, Türkiye                   | KAFS                                     |
| 570      | Antakya, Türkiye                    | DAFS, Kıbrıs Yayı?                       |
| 580      | Antakya, Türkiye                    | DAFS, Kıbrıs Yayı?                       |
| 584/585  | Yarpuz-Çağlıhan, Türkiye            | DAFS                                     |
| 587/588  | Antakya, Türkiye                    | DAFS, Kıbrıs Yayı?                       |

**Kaynak:** Stiros, 2001 (kısmen sadeleştirilerek, kısaltmalar için Şekil 1’e bakınız).

#### 4.1.2. Kefalonya Adası

Kefalonya’da, Domala (Poros) Körfezinin güneyinde 1.1 m’de izlenebilen yükselmiş kıyı çizgisi *Vermetus triquater* örneklerinin analiziyle MS 350-710 yılları arasına tarihlenmiştir (Pirazzoli vd.,1994a).

#### 4.1.3. Zakintos Adası

Zakintos Adasının güneybatısındaki, bugünkü deniz seviyesinden yaklaşık 1 m yukarıda bulunan kıyı çizgisi *Vermetus triquater* örneklerinin analiziyle MS 200-500 yılları arasına tarihlenmiştir (Pirazzoli vd., 1994a ve oradaki referanslar).

#### 4.1.4. Korint Körfezi

Korint Körfezinde yer alan Perachora Yarımadası, Holosen'de tektonik yükselmelere ve blok faylanmalara maruz kalmıştır. Yarımadanın iki farklı bölgesinde bulunan yükselmiş kıyı izlerinden bugünkü deniz seviyesine göre en altta olanı yaklaşık 1 metrededir ve *Chthamalus*, *Vermetus triquater* ile *Vermetid* örneklerinin analiziyle MS 3. ve 6. yüzyıllar arasına tarihlenmiştir (Pirazzoli vd., 1994b; Pirazzoli vd., 1996a).

#### 4.1.5. Sikliye (Antikitira) Adası

Sikliye Adasında, günümüzden önce yaklaşık 4000 ile 1530 yılları arasında, her biri desimetreler ölçeğinde çökmüş 9 adet kıyı izi tespit edilmiştir. Bu kıyı izleri bugün 1.0 ila 2.7 metre arasındadır ve EBTP sırasında meydana gelen yıkıcı bir depremle Sikliye kıyılarının herhangi bir çarpılma olmaksızın 2.7 m yükseldiği, *Dendropoma petraeum* ile *Neogoniolithon notarisii*'lerden alınan örneklerle belirlenmiştir. Bu olay, adada yaklaşık olarak 2500 yıl boyunca sürmüş olan tektonik rejimi (sübsidans) değiştirmiştir ve kıyının 2.7 metre yükselmesinden bu yana ada stabildir (Pirazzoli vd., 1982; Pirazzoli, 1986; Pirazzoli vd., 1996a; Pirazzoli, 2005a).

#### 4.1.6. Girit Adası

Girit Adası'nın batı kıyılarında, 10-25 cm aralıklarla ardalanan 10 eski kıyı çizgisi tespit edilmiştir (Pirazzoli vd., 1982). Kıyı çizgilerinin en eskisi, bugünkü deniz seviyesine göre en altta bulunur ve sözkonusu izler yukarıya doğru gençleşir. Özellikle Girit Adası'nın güneybatı kesiminde bulunan bu kıyı çizgilerinin *Dendropoma petraeum*, *Neogoniolithon notarisii*, *Serpulid* ve kalkerli alglerin analiziyle bölgenin günümüzden yaklaşık olarak 4000-1530 yılları arasında kısa süreli duraklamalarla sübsidansa maruz kaldığı, muhtemelen MS 365 yılında meydana gelen yıkıcı bir depremle ise (Stiros, 2001) bütün eski kıyı izleri su üstüne çıkacak bir şekilde yükselmiş olduğu belirlenmiştir (Pirazzoli, 1986; Pirazzoli, 2005a). Stiros (2001), tarihi kayıtlarda 21 Temmuz MS 365 olarak geçen Girit depreminin, 1964 yılında Alaska'da meydana gelmiş olan 8.4 büyüklüğündeki depremle aynı büyüklükte olabileceğini ifade etmektedir. 1964 Alaska depreminde yaklaşık 200.000 km<sup>2</sup>'lik bir alan dikey yönde yer değiştirmiştir. Alaska'daki yükselimin ortalama değeri 2 m, maksimum değeri ise 12 m'dir (Schumm vd., 2000:16). MS 365 Girit depremiyle birlikte, Güney Ege Yayı'na oldukça yakın olan Girit Adasının batı yarısından Sikliye'ye doğru uzanan yaklaşık 200 km uzunluktaki bir litosfer bloğu büyük bir sismo-tektonik hareketle kuzeydoğuya doğru çarpılarak yükselmiştir (Şekil 6'daki B; Pirazzoli vd., 1982). Adanın en güneybatı ucunda MS 261-425 arasına tarihlenen kıyı çizgisinin bugünkü deniz seviyesinden olan yüksekliği (9 m) doğuya doğru azalır ve adanın merkezi kısmında 1 m'ye kadar iner (Şekil 1; Flemming, 1978; Kelletat, 1991; Pirazzoli vd., 1996a). Adanın güneybatı ucunda gerçekleşmiş olan bu 9 metrelik sismo-tektonik yükselme, EBTP sırasında meydana gelen sismik yer değiştirmelerin Doğu Akdeniz havzasındaki en büyüğüdür. Günümüzden önce yaklaşık olarak 4000-1530 yılları arasında kısa süreli duraklamalarla 10 kez sübsidansa uğrayan Girit Adası, son 1500 yıldır stabildir (Pirazzoli vd., 1982).

### 4.2. Türkiye

#### 4.2.1. Alanya

Alanya'nın 20 km kadar batısında yer alan Fığla Burnu ve Malta Burnu civarındaki kıyılarda, bugünkü deniz seviyesinden 0.5-1.3 m yüksekte bulunan eski bir kıyı izi Kelletat ve Kayan (1983) tarafından araştırılmıştır. Biyoerozyon platformlarının üzerinden alınan kalkerli alglerin tarihlenmesiyle buradaki

kıyı çizgisinin günümüzden yaklaşık olarak 1550 yıl önce meydana gelmiş olan sismo-tektonik bir hareketle çarpılarak yükseldiği tespit edilmiştir.

#### 4.2.2. Hatay

Hatay'da, Asi Nehri deltasının her iki tarafında bugünkü deniz seviyesinin üzerinde yeralan Holosen kıyı çizgileri ilk olarak Erol (1963: 23) tarafından tespit edilmiştir. Bu kıyı çizgilerinin yüksekte olanı ortalama olarak +2 m'dedir ve seviyesi deltanın kuzeyinde +3 m'ye çıkar. Bu kıyı izinden alınan biyokonstrüktif oluşumlar ile *Dendropoma* örnekleri radyokarbon yöntemiyle  $5170 \pm 190$  ile  $2595 \pm 100$  yılları arasında tarihlenmiştir (Pirazzoli vd., 1991). Eski bir deniz seviyesine işaret eden ikinci kıyı çizgisiyse çok daha düzenli olarak 0.8 m'de bulunur. Bu kıyı izinde bulunan biyolojik eklentilerin analizi, kıyı çizgisinin ani bir sismo-tektonik hareketle günümüzden yaklaşık 1500 yıl önce yükselmiş olduğunu göstermektedir (Kayan, 1996; Pirazzoli vd., 1991; Pirazzoli, 1996:118). Bu kıyı çizgisinin, muhtemelen, tarihi kaynaklarda tüm Levant bölgesini etkilediği belirtilen MS Temmuz 551 depremi sırasında (Pirazzoli vd., 1991) ya da MS 526 yılında meydana gelen bir depremle yükselmiş olduğu düşünülmektedir (Kayan, 1996; Çizelge 2). Öte yandan, jeomorfolojik gözlemler, Hatay'daki Seleucia Pieria limanının her iki büyük depremden de etkilendiğini ve MS altıncı yüzyılda (muhtemelen MS Mayıs 526) meydana gelen son büyük deprem sonrası hızlı siltasyona maruz kalarak kullanılamaz hale geldiğini göstermektedir (Erol ve Pirazzoli, 1992).

#### 4.3. Suriye

Suriye'de, *Dendropoma* ve benzeri biyokonstrüktif oluşumlar ve diğer önemli deniz seviyesi göstergeleriyle belirlenen iki kıyı izi, güncel deniz seviyesinden ortalama olarak 1.2 m ve 0.6 m yüksekte bulunur (Pirazzoli vd., 1996a ve oradaki referanslar). Yüksek olan kıyı izi (1.2 m) günümüzden önce yaklaşık olarak 6000-2900 yılları arasına, alçak kıyı izi (0.6 m) ise MÖ 520-320 ila MS 375-569 yılları arasına tarihlenmiştir. Bu son yükselim ile birlikte deniz seviyesi bugünkü konumuna erişmiştir (Pirazzoli, 2005a).

#### 4.4. Lübnan

Lübnan kıyılarında, denizin yaklaşık 6000 yıl önce bugünkü seviyesine erişmesinden sonra iki önemli tektonik yükselim meydana gelmiştir. Radyokarbon yöntemiyle tarihlenen *Dendropoma petraeum*, *Pirenella conica*, *Vermetus triqueter*, *Neogonolithon notarisii* gibi deniz seviyesi göstergeleri, 1.2-1.4 m yüksekteki eski kıyı çizgisinin günümüzden yaklaşık 3000 yıl önce; ortalama 0.8 m yükseklikteki alçak kıyı çizgisinin ise MÖ 5. yüzyıl ile MS 6. yüzyıl arasında yükseldiğini ortaya koymaktadır (Morhange vd., 2006). EBTP sırasında meydana gelen hareketlerin ürünü olduğu düşünülen 0.8 m'deki eski kıyı izinin MS 551 yılında Lübnan dolaylarında meydana gelen büyük bir deprem nedeniyle yükseldiği düşünülmektedir (Çizelge 2; Pirazzoli vd., 1996a).

Buraya kadar kısaca değinilen Geç Holosen yükselmiş kıyı çizgilerinin bulunduğu yerler dışında Karpatos ve Kıbrıs'ta da yükselmiş kıyı çizgilerinin varlığı belirtilmiştir; ancak şimdiye dek herhangi bir tarihleme çalışması yapılmamıştır (Pirazzoli, 1986). Ayrıca, Ege Denizi'ndeki Sisam (Samos) Adası'nda yaklaşık 1 m'de bulunan kıyı izinin EBTP sırasında yükselmiş olabileceğine dair radyometrik tarihler olmakla birlikte (Stiros vd., 2000; Şekil 1), bu kıyı izinden elde edilen tarihler çok geniş bir aralığa sahiptir ve bu yüzden güvenilirliği düşüktür. Öte yandan, Yunanistan'ın Korint Körfezi'ndeki Aigeira limanının MS 3. yüzyılda yıkıldığına dair arkeolojik deliller mevcut olmasına rağmen, limanın bugünkü deniz seviyesinden yaklaşık 4 m yukarıda bulunmasına neden olan olay radyometrik yöntemlerle tarihlenmemiştir (Stiros, 1998).

### 5. Tartışma ve Sonuç

Yunanistan, Türkiye, Suriye ve Lübnan'ın belirli kıyılarında tespit edilen yükselmiş kıyı çizgilerinden alınan örnekler üzerinde yapılan radyokarbon tarihlendirmeleri ve ayrıca tarihi kayıtlardan derlenen sismik veriler (Çizelge 1 ve 2; Şekil 2), Doğu Akdeniz havzasında, MS 4. yüzyılın ortaları ile 6. yüzyılın ortaları arasında aktif bir sismisite döneminin yaşandığına işaret

etmektedir. Son 5-6 bin yılda, Doğu Akdeniz’de olduğu kadar, Akdeniz’in diğer kısımlarında da günümüzdekinden daha yüksek bir deniz seviyesinin varlığına işaret eden kanıtların olmayışı (Pirazzoli, 1986) ve kıyı bölgelerindeki yer değiştirmelerin ani olarak meydana geldiğini doğrulayan jeomorfolojik/biyolojik bulgular, tarihi kayıtlarla radyokarbon tarihlendirmelerinin ortaya koyduğu kanıtları desteklemektedir.

MS 4. yüzyılın ortaları ile 6. yüzyılın ortaları arasındaki 200 yüzyıllık zaman diliminde meydana gelen sismotektonik hareketler nedeniyle yer değiştiren kıyılar, yükselmiş kıyı çizgileriyle karakterize olur (Şekil 4). Bu kıyı bölgelerinde, meydana gelen yükselimler nedeniyle alt ve ortolitoral zona ait biyolojik (rimler, kaya oyukları vb) ve jeomorfolojik (çentikler, yükselmiş platformlar vb) deniz seviyesi göstergeleri bugünkü deniz seviyesinin üzerinde bulunmaktadır. Yükselmiş kıyı çizgilerinin bulunduğu yerlerdeki jeomorfolojik oluşumlar birbirinden farklıdır. Örneğin, tektonik paroksizmadan önce kısa aralıklarla birçok defa sübsidansa uğrayan Girit ve Sikliye adalarındaki kıyı çizgileri ripple çentikleriyle; Alanya civarında, Fığla Burnu’ndaki yükselmiş çizgileri kıyı platformlarıyla, Levant bölgesindekiler ise iyi gelişmiş gel-git çentiği, benchler ve yükselmiş platformlarla karakterize olur (detay için bkz. Kelletat, 1991).

Doğu Akdeniz havzasında gerçekleşen bu tektonik etkinliğin anlaşılabilmesi için bugünkü tektonik çerçevenin gözönüne alınması gerekir. Neotetis Okyanusu’nun son kalıntısı olan ve Geç Kretase’den beri kapanmakta olan Doğu Akdeniz’in tektonik çerçevesi, hem Afrika ile Ege-Anadolu mikroplakası, hem de Arap mikroplakası ile Avrasya plakası arasındaki konverjans tarafından kontrol edilir. (Aksu vd., 2005; Dilek, 2007). Plaka tektoniği çalışmaları, Afrika plakasının Ege-Anadolu mikroplakasına göre kuzey-kuzeydoğu yönünde yılda 10 mm, Arap mikro plakasının ise Avrasya plakasına doğru kuzey-kuzeybatı doğrultusunda yılda yaklaşık 18-25 mm hızla hareket ettiğini göstermektedir (Bozkurt, 2001 ve oradaki referanslar). Afrika ve Arap mikroplakası arasındaki hareket hızlarında varolan fark, sol yanal atımlı Ölü Deniz Fay Sistemi tarafından telafi edilir (Bozkurt, 2001; Aksu vd., 2005).

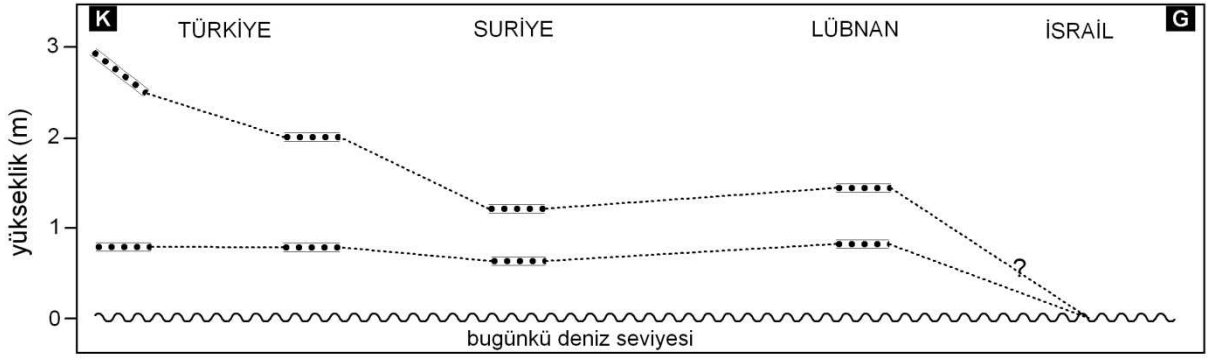
Bitlis yitim zonu boyunca Arap mikroplakası ile Avrasya plakasının Geç Miosen’deki nihai çarpışması (terminal collision), Ege-Anadolu mikroplakasının, daha sonra oluşan iki kıtacı transform fay boyunca (Kuzey Anadolu ve Doğu Anadolu Transform fayları) batı yönlü tektonik hareketine (tectonic escape) neden olmuştur (Şekil. 1; Şengör, 1980:19; Koçyiğit vd., 2001). Ege-Anadolu mikro plakasının tektonik hareketi, batıda Adriya plakasıyla sınırlanır ve hareket yönü Güney Ege Yayısı doğrultusuna doğru değişir (Şekil 1). Böylelikle, Ege-Anadolu mikroplakasının batı-güneybatıya hareketi, hem Arap mikroplakasının kuzey-kuzeybatı yönlü yaklaşımı (Dewey ve Şengör, 1979; Schellart ve Lister, 2004; Koçyiğit, 2005), hem de Güney Ege Yayısı altında dalan Afrika plakasının, üzerindeki plakayı çekmesiyle (slab-rollback) meydana gelir (Le Pichon ve Angelier, 1979; Jackson, 1994; Schellart ve Lister, 2004; Mart vd; 2005; Faccenna vd., 2006; Mart, 2006; Dilek, 2007).

Pirazzoli (1986), Doğu Akdeniz’deki EBTP sırasında yükselmiş kıyı çizgilerinin oluşumunu, Güney Ege Yayısı’nda meydana gelen büyük bir dalma-batma depremiyle (subduction earthquake) ilişkilendirmektedir. Çünkü, Güney Ege Yayısı, Afrika plakasının Ege-Anadolu mikroplakası altına dalmakta olduğu yerde bulunmaktadır (Jackson, 1994; Şekil 1). En az 13 milyon yıldır devam eden buradaki dalma-batma olayının Ege Bölgesi’ndeki genişleme rejimini (back-arc extension) kontrol ettiği de bilinmektedir (örn. Lundgren vd., 1998; Schellart ve Lister, 2004; Mart, 2006; Dilek, 2007). EBTP sırasında, Afrika plakası ile Ege-Anadolu mikroplakası arasında meydana gelen ani tektonik yaklaşmanın, dalan okyanusal Afrika plakasının Güney Ege Yayısı altında yaptığı ani bindirmeyle meydana geldiği ve sonuçta Doğu Akdeniz havzasının daraldığı ifade edilmektedir (Pirazzoli, 1986, 1996:121; Pirazzoli vd., 1991). Burada serbest kalan büyük enerji, Doğu Akdeniz’i sınırlayan çeşitli litosfer bloklarını hareketlendirerek yeniden düzenlenmelerine (readjustment) neden olmuştur (Pirazzoli, 1986; Pirazzoli vd., 1996:121).

Bu dönemde yükselen kıyı çizgilerinin tespit edildiği yerler, genel olarak Ege-Anadolu mikroplakasını güneyden çevrelemektedir (Şekil 1). Yükselmiş kıyı çizgileri, Kuzey Ege’de, Kuzey Anadolu Fay Sistemi’nin denetiminde olan Teselya kıyılarından başlamakta, güneyde aktif dalma-







**Şekil 7.** Geç Holosen'de Levant kıyıları boyunca iki safhada yükselmiş bulunan kıyı çizgilerinin korelasyonu. Üstteki kıyı çizgisi günümüzden yaklaşık 3000 yıl önce, yaklaşık 0.8 m'de bulunan alttaki kıyı çizgisi ise EBTP sırasında yükselmiştir. Türkiye'deki kısım, Asi Nehri'nin güney ve kuzey bölümlerinden oluşmaktadır. Üstteki kıyı çizgisi, Asi Nehri deltasının kuzeyinde çarpılarak yükselmiştir (Pirazzoli, 2005'den değiştirilerek).

dislokasyona maruz kalmıştır. Bölgede, Lübnan'dan Hatay'a doğru uzanan yaklaşık olarak 250 km uzunluğundaki litosfer bloğunda, MÖ 770 ve MS 550 yıllarında meydana gelmiş iki ani dikey tektonik yükselimin ürünü olan kıyı izleri vardır (Pirazzoli, 1996a). Kıyı çizgilerinin yükselmesine neden olan dikey tektonik deformasyonun oranı Suriye'den hem Hatay'a, hem de Lübnan'a doğru artmaktadır (Şekil 7). Buradaki kıyı çizgilerinden üstte olanının Doğu Akdeniz'deki diğer lokalitelerle bölgesel bir bağlantısı olabileceğine işaret eden herhangi bir veri yoktur. Bundan dolayı, bu kıyı izlerinin Ölü Deniz ve Doğu Anadolu Fay sistemlerinin kontrolünde gelişen lokal sismotektonik hareketlerin ürünü olması muhtemeldir. Levant bölgesindeki yükselmiş kıyı çizgilerinden altta olanıysa EBTP sırasında yükselmiştir ve plaka sınırları boyunca aktarılan enerji transferini göstermesi bakımından oldukça ilginçtir. Yapılan son çalışmalarda, EBTP sırasında Levant bölgesinde meydana gelen ve kıyı çizgilerinin yükselmesine neden olan büyük depremlerin Ölü Deniz Fay Sistemi içerisindeki Rosh Hanikra/Ras Nakoura fayı kuzeyinde etkili olduğu; bu fayın güneyinde Geç Holosen için tektonik durağanlığın hüküm sürdüğü belirlenmiştir (Morhange vd., 2006). Nitekim, İsrail'de, Holosen'de yükselmiş kıyı çizgileri yoktur ve hatta buradaki dikey tektonik hareketlerin oranı Holosen için ihmal edilebilecek boyutlardadır (Sivan vd., 2001; Sivan vd., 2004).

Diğer yandan, Yunanistan'ın Ege kıyılarında bazı yükselmiş kıyı çizgileri Teselya ve Korint Körfezinde tespit edilmiş olmasına rağmen, Anadolu'nun Ege kıyılarında Geç Holosen boyunca yüksek bir deniz seviyesinin kanıtları, Sisam Adası dışında (Stiros vd., 2000) bulunmamıştır (Kayan, 1988).

MS 4. yüzyılın ortaları ile 6. yüzyılın ortaları arasında, Doğu Akdeniz havzasında meydana gelen büyük depremler nedeniyle yükselen kıyı çizgilerinin bulunduğu yerler, tektonik paroksizma sırasında meydana gelen bölgesel bir blok hareketine değil, Ege-Anadolu mikroplakası içerisinde birbirinden bağımsız hareket eden litosfer bloklarının varlığına, yani bir mozaik yapısına işaret etmektedir. Tektonik paroksizma sırasında meydana gelen büyük depremler, havzayı sınırlayan tüm kıyı bölgelerinde kıyı çizgisi yükseltilmelerine sebep olmamıştır; bu nedenle havza içerisinde stabil blokların ya da sübsidansa uğramış litosfer bloklarının muhtemel varlığı gözönüne alınmalıdır. Bu nedenlerden ötürü, Doğu Akdeniz, özellikle de Anadolu kıyıları birbirinden farklı jeomorfolojik-tektonik özelliklere sahiptir.

Paroksizmanın meydana geldiği MS 4. ve 6. yüzyıllar arası, tarihi kayıtlarda da görüldüğü gibi, Ege-Anadolu mikroplakası sınırı boyunca büyük depremlerin kaydedildiği yüksek sismisite dönemidir (Çizelge 2). Bu nedenle, bu döneme ait sismotektonik yer değiştirmeler yalnızca kıyı bölgelerinde değil, aynı zamanda kıta içi transform faylar boyunca da meydana gelmiş olmalıdır (Pirazzoli vd., 1991). Nitekim, Manyas Gölü'nde yapılan çalışmalarda, MS 447 ile 460 yıllarında meydana gelmiş büyük depremler (Çizelge 2) sedimanter kayıtlarda tespit edilmiş ve EBTP ile olan olası ilişki kurulmuştur (Leroy vd., 2002). Dolayısıyla Marmara Denizi, Çanakkale Boğazı ve Saros

Körfezi gibi Kuzey Anadolu Fay Sistemi'nin denetiminde olan bölgelerde, özellikle fay hatlarının düşey atım bileşeni kazandığı yerlerde bu döneme ait yükselmiş kıyı izlerinin varlığı sözkonusu olabilir.

## Notlar

1. Güney Ege Yayı, literatürde "Hellenic Arc" olarak bilinen, Girit Adası'nın hemen güneyindeki dalma-batma kuşağını ifade etmektedir. Güney Ege Yayı'nın, tarihi ve coğrafi olarak daha doğru bir kullanım olduğu düşünülmektedir. Nitekim bu kullanım, son yıllarda Türk yerbilimcilerin tercihi olmuş ve uluslararası literatürde de yer almaya başlamıştır.
2. Bu makalede, Ege Adaları'nın ekzonimlerinin kullanımı tercih edilmiştir. Yürürlükteki kullanımlar belirli yerlerde parantez içinde belirtilmiştir. Ekzonimlerin kullanımında Erinc'ten (1986) faydalanılmıştır.

## Teşekkür

Bu makalede yararlanmam gereken birkaç önemli eseri benimle paylaşan S. Stiros ve D. Kelletat ile yaptığı katkılardan dolayı özellikle İ. Kayan'a çok teşekkür ederim.

## Referanslar

- Aksu, A.E., Hall, J., Yalıtırak, C. (2005) "Miocene to recent tectonic evolution of the eastern Mediterranean: new pieces of the old Mediterranean puzzle" *Marine Geology*, 221, 1-13.
- Antonioli, F., Cremona, G., Puglisi, C., Silenzi, S., Valpreda, E., Verubbi, V. (1999) "Quantitative assessment of post Tyrrhenian differential crustal movements in a Mediterranean coastal area (S. Vito, Sicily, Italy)" *Phys. Chem. Earth (A)*, 24, 343-347.
- Antonioli, F., Silenzi, S., Vittori, E., Villani, C. (1999) "Sea level changes and tectonic mobility: precise measurements in three coastlines of Italy considered stable during the last 125 ky" *Phys. Chem. Earth (A)*, 24, 337-342.
- Antonioli, F., Kershaw, S., Renda, P., Rust, D., Belluomini, G., Cerasoli, M., Radtke, U., Silenzi, S. (2006) "Elevation of the Last Interglacial highstand in Sicily (Italy): a benchmark of coastal tectonics" *Quaternary International*, 145/146, 3-18.
- Bard, E., Hamelin, B., Fairbanks, R.G. (1990) "U-Th ages obtained by mass spectrometry in corals from Barbados: sea level during the past 130,000 years" *Nature*, 346, 456-458.
- Bozkurt, E. (2001) "Neotectonics of Turkey: a synthesis" *Geodinamica Acta*, 14, 3-30.
- Chappell, J., Shackleton, N.J. (1986) "Oxygen isotopes and sea level" *Nature*, 324, 137-140.
- Chen, J.H., Curran, H.A., White, B., Wasserburg, G.J. (1991) "Precise chronology of the Last Interglacial period: <sup>234</sup>U-<sup>230</sup>Th data from fossil coral reefs in the Bahamas", *Geological Society of America Bulletin*, 103, 82-97.
- Crowley, T.J., Kim, K.Y. (1994) "Milankovitch forcing of the Last Interglacial sea level" *Science*, 265, 1566-1568.
- Dewey, J.F., Şengör, A.M.C. (1979) "Aegean and surrounding regions: complex multiplate and continuum tectonics in a convergent zone" *Geological Society of America Bulletin*, 90, 84-92.
- Dilek, Y. (2007) "Collision tectonics and crustal evolution of the eastern Mediterranean region since the late Mesozoic" *Geophysical Research Abstracts*, 9, 05735.
- Erinc, S. (1986) "Ekzonimler konusunda bir araştırma: Ege adalarının Türkçe adları" *Bülten*, 2/3, 21-25
- Erol, O. (1963) *Asi Nehri Deltasının Jeomorfolojisi ve Dördüncü Zaman Deniz-Akarsu Sekileri (Die Geomorphologie des Orontes-Deltas und der Anschliessenden Pleistozanen Strand und Flussterrassen, Provinz Hatay, Türkei)*, Ankara Üniversitesi Dil ve Tarih-Coğrafya Fakültesi Yayınları 148, Ankara.
- Erol, O., Pirazzoli, P.A. (1992) "Seleucia Pieria: an ancient harbour submitted to two successive uplifts" *International Journal of Nautical Archaeology*, 21, 317-327.
- Faccenna, C., Bellier, O., Martinod, J., Piromallo, C., Regard, V. (2006) "Slab detachment beneath eastern Anatolia: a possible cause for the formation of the North Anatolian Fault" *Earth and Planetary Science Letters*, 242, 85-97.
- Fairbanks, R. G., 1989. A 17,000-year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. *Nature* 342, 637-642.
- Federici, P.R., Pappalardo, M. (2006) "Evidence of marine isotope stage 5.5 highstand in Liguria (Italy) and its tectonic significance" *Quaternary International*, 145/146, 68-77.
- Flemming, N.C. (1978) "Holocene eustatic changes and coastal tectonics in the Northeast Mediterranean: implications for models of crustal consumption" *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 289, 405-458.
- Gallup, C.D., Edwards, R.L., Johnson, R.G. (1994) "The timing of high sea levels over the past 200,000 years" *Science*, 263, 796-800.

- Harmon, R.S., Mitterer, R.M., Kriausakul, N., Land, L.S., Schwarcz, H.P., Garrett, P., Larson, G.J., Vacher, H.L., Rowe, M. (1983) "U-series and amino-acid racemization geochronology of Bermuda: Implications for eustatic sea-level fluctuation over the past 250,000 years" *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 44, 41-70.
- Jackson, J. (1994) "Active tectonics of the Aegean Region" *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 22, 239-271.
- Kayan, İ. (1988) "Late Holocene sea-level changes on the Western Anatolian coast", *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 68, 205-218.
- Kayan, İ. (1993) "Hatay'da yükselmiş Holosen kıyı çizgileri: paleoekolojik ve tektonik değerlendirmeler", *Ege Coğrafya Dergisi*, 7, 43-76. (çeviri: Pirazzoli, P.A., Laborel, J., Saliège, J.F., Erol, O., Kayan, İ., Person, A. (1991) "Holocene raised shorelines on the Hatay coasts (Turkey): palaeoecological and tectonic implications" *Marine Geology*, 96, 295-311).
- Kayan, İ. (1996) "Holocene coastal development and archaeology in Turkey" *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementbande.*, 102, 37-59.
- Kelletat, D. (1991) "The 1550 BP tectonic event in the Eastern Mediterranean as a basis for assessing the intensity of shore precesses" *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementbande*, 81, 181-194.
- Kelletat, D. (2005) "A Holocene sea level curve for the eastern Mediterranean from multiple indicators" *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementbande*, 137, 1-9.
- Kelletat, D., Kayan, İ. (1983) "Alanya batısındaki kıyılarda ilk C<sup>14</sup> tarihlendirmelerinin ışığında Geç Holosen tektonik hareketleri" *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 26, 83-87.
- Koçyiğit, A. (2005) "The Denizli graben-horst system and the eastern limit of western Anatolian continental extension: basin fill, structure, deformational mode, throw amount and episodic evolutionary history, SW Turkey" *Geodinamica Acta*, 18, 167-208.
- Koçyiğit, A., Yılmaz, A., Adamia, S., Kuloshvili, S. (2001) "Neotectonics of East Anatolian Plateau (Turkey) and Lesser Caucasus: implication for transition from thrusting to strike-slip faulting" *Geodinamica Acta*, 14, 177-195.
- Laborel, J., Laborel-Deguen, F. (1994) "Biological indicators of relative sea-level variations and of co-seismic displacements in the Mediterranean region" *Journal of Coastal Research*, 10, 395-415.
- Laborel, J., Laborel-Deguen, F. (1996) "Biological indicators of Holocene sea-level and climatic variations on rocky coasts of tropical and subtropical regions" *Quaternary International*, 31, 53-60.
- Lambeck, K. (1995) "Late Pleistocene and Holocene sea-level change in Greece and south-western Turkey: a separation of eustatic, isostatic and tectonic contributions", *Geophys. J. Int.*, 122, 1022-1044.
- Lambeck, K., Esat, T.M., Potter, E.K. (2002) "Links between climate and sea levels for the past three million years" *Nature*, 419, 199-206.
- Lambeck, K., Yokohama, Y., Purcell, T. (2002) "Into and out of the Last Glacial Maximum: sea level change during oxygen isotope stages 3 and 2" *Quaternary Science Reviews*, 21, 343-360.
- Lambeck, K., Antonioli, F., Purcell, A., Silenzi, S. (2004) "Sea-level change along the Italian coast for the past 10.000 yr" *Quaternary Science Reviews*, 23, 1567-1598.
- Le Pichon, X., Angelier, J. (1979) "The Hellenic arc and trench system: a key to the neotectonic evolution of the eastern Mediterranean area" *Tectonophysics*, 60, 1-42.
- Leroy, S., Kazancı, N., İleri, Ö., Kibar, M., Emre, O., McGee, E., Griffiths., H.I. (2002) "Abrupt environmental changes within a Late Holocene lacustrine sequence south of the Marmara Sea (Lake Manyas, N-W Turkey): possible link with seismic events" *Marine Geology*, 190, 531-552.
- Lowe, J.J., Walker, M.J.C. (1997) *Reconstructing Quaternary Environments*, Second Edition, Prentice Hall, Essex.
- Lundgren, P., Giardini, D., Russo, R.M. (1998) "A geodynamic framework for eastern Mediterranean kinematics" *Geophysical Research Letters*, 25, 4007-4010.
- Mart, Y. (2006) "The tectonics of the Levant province: the structural patterns of a fading ocean" *Geophysical Research Abstracts*, 8, 10342.
- Mart, Y., Ryan, W.B.F., Lunina, O.V. (2005) "Review of the tectonics of the Levant rift system: the structural significance of oblique continental breakup" *Tectonophysics*, 395, 209-232.
- Morhange, C., Pirazzoli, P.A., Marriner, N., Montaggioni, L.F., Nammour, T. (2006) "Late Holocene relative sea-level changes in Lebanon, Eastern Mediterranean" *Marine Geology*, 230, 99-114.
- Pirazzoli, P.A. (1986) "The early byzantine tectonic paroxysm" *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementbande*, 62, 31-49.
- Pirazzoli, P.A. (1991) *World Atlas of Holocene Sea-level Changes*, Elsevier Oceanography Series 58, Elsevier, Amsterdam.
- Pirazzoli, P.A. (1996) *Sea-level Changes: The Last 20000 Years*, Wiley, Chichester.
- Pirazzoli, P.A. (2005a) "A review of possible eustatic, isostatic and tectonic contributions in eight Late-Holocene relative

- sea-level histories from the Mediterranean area" *Quaternary Science Reviews*, 24, 1989-2001.
- Pirazzoli, P.A. (2005b) "Marine erosion features and bioconstrucitons as indicators of tectonic movements, with special attention to the eastern Mediterranean area" *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementbande*, 137, 71-77.
- Pirazzoli, P.A., Thommeret, J., Thommeret, Y., Laborel, J., Montaggioni, L.F. (1982) "Crustal block movements from Holocene shorelines: Crete and Antikythira (Greece)" *Tectonophysics*, 86, 27-43.
- Pirazzoli, P. A., Montaggioni, L. F., Saliège, J. F., Segonzac, G., Thommeret, Y., Vergnaud-Grazzini, C. (1989) "Crustal block movement from Holocene shorelines: Rhodos Island (Greece)" *Tectonophysics*, 170, 89-114.
- Pirazzoli, P.A., Laborel, J., Saliège, J.F., Erol, O., Kayan, İ., Person, A. (1991) "Holocene raised shorelines on the Hatay coasts (Turkey): palaeoecological and tectonic implications" *Marine Geology*, 96, 295-311.
- Pirazzoli, P.A., Stiros, S.C., Laborel, J., Laborel-Deguen, F., Arnold, M., Papageorgiou, S., Morhange, C. (1994a) "Late-Holocene shoreline changes related to palaeoseismic events in the Ionian islands, Greece" *The Holocene*, 44, 397-405.
- Pirazzoli, P.A., Stiros, S.C., Arnold, M., Laborel, J., Laborel-Deguen, F., Papageorgiou, S. (1994b) "Episodic uplift deduced from Holocene shorelines in the Perachora Peninsula, Corinth area, Greece" *Tectonophysics*, 229, 201-209.
- Pirazzoli, P.A., Laborel, J., Stiros, S.C. (1996a) "Earthquake clustering in the Eastern Mediterranean during historical times" *Journal of Geophysical Research*, 101, 6083-6097.
- Rabineau, M., Berné, S., Olivet, J. L., Aslanian, D., Guillocheau, F., Joseph, P., 2006. Paleo sea levels reconsidered from direct observation of paleoshoreline position during glacial maxima (for the last 500,000 yr). *Earth and Planetary Science Letters* 252, 119-137.
- Rohling, E. J., Fenton, M., Jorissen, F. J., Bertrand, P., Ganssen, G., Caulet, J. P., 1998. Magnitudes of sea-level lowstands of the past 500,000 years. *Nature* 394, 162-165.
- Schellart, W.P., Lister, G.S. (2004) "Tectonic model for the formation of arc-shaped convergent zones and barkarc basins" *Geological Society of America, Special Paper*, 383, 237-258.
- Schumm, S.A., Dumont, J.F., Holbrook, J.M. (2000) *Active Tectonics and Alluvial Rivers*, Cambridge University Press, Cambridge.
- Shackleton, N.J. (1987) "Oxygen isotopes, ice volumes and sea level" *Quaternary Science Reviews*, 6, 183-190.
- Sivan, D., Wdowinski, S., Lambeck, K., Galili, E., Raban, A. (2001) "Holocene sea-level changes along the Mediterranean coast of Israel, based on archaeological observations and numerical model" *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 167, 101-117.
- Sivan, D., Lambeck, K., Toueg, R., Raban, A., Porath, Y., Shirman, B. (2004) "Ancient coastal wells of Caesarea Maritima, Israel, an indicator for relative sea level changes during the last 2000 years" *Earth and Planetary Science Letters*, 222, 315-330.
- Stirling, C.H., Esat, T.M., McCulloch, M.T., Lambeck, K. (1995) "High-precision U-series dating of corals from Western Australia and implications for the timing and duration of the Last Interglacial" *Earth and Planetary Science Letters*, 135, 115-130.
- Stirling, C.H., Esat, T.M., Lambeck, K., McCulloch, M.T (1998) "Timing and duration of the Last Interglacial: evidence for a restricted interval of widespread coral reef growth" *Earth and Planetary Science Letters*, 160, 745-762.
- Stiros, S.C. (1998) "Archaeological evidence for unusually rapid Holocene uplift rates in an active normal faulting terrain: Roman harbor of Aigeira, Gulf of Corinth, Greece" *Geoarchaeology*, 13, 731-741.
- Stiros, S.C. (2001) "The AD 365 Crete earthquake and possible seismic clustering during the fourth to sixth centuries AD in the Eastern Mediterranean: a review of historical and archaeological data" *Journal of Structural Geology*, 23, 545-562.
- Stiros S. C., Arnold, M., Pirazzoli, P. A., Laborel, J., Laborel, F., Papageorgiou, S. (1992) "Historical coseismic uplift on Euboea Island, Greece" *Earth and Planetary Science Letters*, 108, 109-117.
- Stiros, S.C., Laborel, J., Laborel-Deguen, F., Papageorgiou, S., Evin, J. (2000) "Seismic coastal uplift in a region of subsidence: Holocene raised shorelines of Samos Island, Aegean Sea, Greece" *Marine Geology*, 170, 41-58.
- Stiros, S. C., Papageorgiou, S. (2001) "Seismicity of Western Crete and the destruction of the town of Kisamos at AD 365: Archaeological evidence" *Journal of Seismology*, 5, 381-397.
- Şengör, A.M.C. (1980) *Türkiye'nin Neotektoniğinin Esasları (Principles of the Neotectonism of Turkey)*, DSI Basım ve Foto-Film İşletme Müdürlüğü Matbaası, Ankara.
- Yokoyama, Y., Lambeck, K., Deckker, P. D., Johnston, P., Fifield, L. K., 2000. "Timing of the Last Glacial Maximum from observed sea-level minima" *Nature*, 406, 713-716.
- Zazo, C. (1999) "Interglacial sea levels" *Quaternary International*, 55, 101-113.
- Zazo, C., Silva, P.G., Goy, J.L., Hillaire-Marcel, C., Ghaleb, B., Lario, J., Bardaji, T., Gonzalez, A. (1999) "Coastal uplift in

continental collision plate boundaries: data from the Last Interglacial marine terraces of the Gibraltar Strait area (south Spain), *Tectonophysics*, 301, 95-109.