

EGE VE KIBRIS TEKTONİK YAYLARININ NEOTEKTONİK KESİŞİMİ: ISPARTA AÇISI, GB TÜRKİYE'DE GENİŞLEME VE DOĞRULTU ATIMLI FAYLANMA

Clare GLOVER, Alastair ROBERTSON

Edinburg University, Department of Geology and Geophysics, West Mains Road, Edinburg, EH9 3JW, UK

Çeviren / Translated by
Süveyla KANBUR*

Süleyman Demirel Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 32260, Isparta, Türkiye

Çevirmen Notu

Bu makalenin tercüme hakkı "Tectonophysics 298 (1998) 103-132" dergisi adına yayımcı Elsevier Science B.V.'den 01.04.2015 tarih ve 3600420598320 Lisans Numarası ile alınmıştır.

Anahtar Kelimeler

*Isparta Açısı
GB Türkiye
D Akdeniz
Doğrultu atımlı faylanma
Kabuk genişlemesi*

Özet

Isparta Açısı ve komşu Antalya körfezi güneye doğru konveks Ege ve Kıbrıs yaylarının kesişiminde yer alan Doğu Akdeniz bölgesinin önemli bir parçasını oluşturur. Bazı güncel tektonik haritalar Isparta Açısını bir KB-GD yönlü doğuya doğru Kuzey Kıbrıs'ın Kyrenia Dağ silsilesine uzanan sıkışma çizgiselliği gibi gösterirler. Bununla birlikte Isparta Açısı sahillerinden fay verisi açık deniz sığ sismik yansıma verisi ile birlikte mevcut morfo-tektonik oluşumda genişlemenin etkin olduğunu göstermektedir. Geç Miyosende çalışılan bölgeye etki eden sıkışmanın son fazına bölgesel nap yerleşimi (Lisyen Napları) eşlik etmiştir. Sahilde her iki kanadı sınırlayan fay zonlarından ve Isparta açısı çekirdeğinden ölçülen fay düzlemleri ağırlıklı olarak KD-GB, KB-GD ve K-G yönelimlidir. Üst üste gelmiş silikinfibreler gösterirki ters faylanmayı sırasıyla sağ- yanal faylanma daha sonra normal faylanma izlemiştir. Fay fazları stratigrafik ve jeomorfolojik delillerle yaşlandırılmıştır. Sağ yanal faylar esasen Engeç Miyosen- Erken Pliyosen süresinde gerçekleşmişken, ters faylar Geç Miyosen veya daha önceki sıkışma deformasyonu ile başlar. Normal faylanma Geç Pliyosen-Güncel zaman aralığında hakim olmuştur. Sığ sismik yansıma verisinin bir yorumu gösterir ki, Antalya körfezi hala aktif olan KB-GD yönelimli karakteristik asimetric bir graben sistemidir. Geç Miyosen-Erken Pliyosen süresince Batı Egeyi şekillendiren rotasyon ve genişleme zonunun doğu sınırı boyunca kesme kuvvetlerinin etkisiyle sağ yanal doğrultu atımlı faylanma gerçekleşmiştir. Bu kesme kuvveti temelde var olan yapısal zayıflık zonlarının etkisiyle K-G yönünde odaklanmıştır. Geç Pliyosen-Kuvaterner'de Ege Bölgesinde gerilme yönünde bölgesel bir değişim ile ilişkili olan KD-GB genişlemesine geçişe, batıda Isparta Açısını sınırlayan Toros dağlarının Bey Dağları bölgesinin güçlü bir şekilde yükselmesi eşlik etmiştir. Isparta Açısı: a. Aktif olarak dalan Helenik yay ile güneyde sınırlanan Batı Türkiye'nin genişleme bölgesi; b. Kıbrıs Dalma Zonu ile güneyde sınırlanan yükselmiş Anadolu platosu arasında bir bağlantıdır. Miyosenden günümüze tektonik gelişimi anlamak, bölgenin kinematığını açıklamaya yardımcı olur. Bu çalışma ile sunulan yeni yapısal veriler güncel çalışmalardaki Isparta Açısı ve Antalya Körfezi'nin plaka çarpışmasıyla ilişkili olarak bölgesel sıkışma zonunun bir parçaları olduğu yaklaşımına hiçbir katkı sağlamamaktadır.

* İlgili yazar: suveylakanbur@sdu.edu.tr

NEOTECTONIC INTERSECTION OF THE AEGEAN AND CYPRUS TECTONIC ARCS: EXTENSIONAL AND STRIKE-SLIP FAULTING IN THE ISPARTA ANGLE, SW TURKEY

Translator Notes

Translation permission of this article entitled "Tectonophysics 298 (1998) 103-132" is taken from the name of the journal publisher Elsevier Science BV. at 1st, April 2015 date and license number 3600420598320.

Keywords

Isparta Angle
SW Turkey
E Mediterranean
Strike-slip
Crustal extension

Abstract

The Isparta Angle and adjacent Antalya Bay areas constitute an important segment of the eastern Mediterranean region, located at the intersection of the southward-convex Aegean and Cyprus arcs. Some recent tectonic maps show the Isparta Angle as a NW-SE compressional lineament extending eastwards into the Kyrenia Range of northern Cyprus. However, fault data from the onshore Isparta Angle, together with offshore shallow seismic reflection data, show that the present morpho-tectonic setting is dominated by extension. The last phase of compression to affect the area studied in the Late Miocene, was accompanied by regional nappe emplacement (Lycian Nappes). Onshore, fault planes, measured from fault zones bounding both the limbs and the core of the Isparta Angle are oriented predominantly NE-SW, NW-SE and N-S. Superimposed slickenfibres show that reverse faults were succeeded, in turn, by right-lateral faults, then by normal faults. The fault phases are dated by stratigraphical and geomorphological evidence. Reverse faults date from the Late Miocene, or earlier compressional deformation, whereas the right-lateral faults mainly developed during latest Miocene-Early Pliocene. Normal faulting dominated from the Late Pliocene-Recent. An interpretation of shallow seismic reflection data shows that Antalya Bay is characterised by a NW-SE-trending asymmetrical graben system that has continued to be active. During the Late Miocene-Early Pliocene right-lateral strike-slip resulted from shear along the eastern termination of a zone of extension and rotation that characterises the western Aegean. This shear was focused in a N-S direction by inherited zones of structural weakness in the basement (Antalya Complex). The switch to NE-SW extension in the Late Pliocene-Quaternary relates to a regional change in stress direction throughout the Aegean region and was accompanied by strong uplift of the Bey Dağları region of the Taurus Mountains, bordering the Isparta Angle in the west. The Isparta Angle is the link between: (a) the extensional province of western Turkey bounded to the south by the actively subducting Hellenic arc; and (b) the uplifted Anatolian plateau bounded to the south by the Cyprus subduction zone. Understanding the Miocene to Recent tectonic development helps elucidate the kinematics of the region. The new structural data presented lend no support for recent suggestions that the Isparta Angle and Antalya Bay represent parts of a regional compressional zone related to plate collision. © 1998 Elsevier Science B.V. All rights reserved. Translation permission of this article has been taken from Elsevier (CCC) on April 01 2015 date and 3600420598320 Licence number.

1. Giriş

Bu makalenin hazırlanmasındaki esas amaç GB Türkiye'nin Isparta Açısı bölgesinde Neotektonik faylardan yeni bir arazi verisi sunmak (Şekil 1), ve bu verileri Doğu Akdeniz bölgesinin mevcut Neotektonik evrim bilgisi ışığında yorumlamaktır. Biz bu çalışmada aynı zamanda güneyde Antalya Körfezinden elde edilen destekleyici sığ sismik verileri de tartışırız. Biz yeni yapısal veriler ile Isparta Açısı'nın Geç Pliyosen'den günümüze kadar aktif olan ana genişleme fay çizgisellikleri ile karakterize olduğunu ortaya koyarız. Bu faylar büyük oranda engeç Miyosen-Erken

Pliyosen yaşlı sağ yönlü doğrultu atımlı fayları keser. Kısa ömürlü bir Geç Miyosen bindirme fazı bu doğrultu atımlı faylanmadan önce olmuş ve havza kenarları boyunca yoğunlaşmış sıkışma ve/veya sağ yanal oblik sıkışma ile ilişkilidir. Bölgesel bir tektonik model olarak deformasyonun Ege genişleme alanının doğu kenarında sağ yanal kesme, bölgesel gerilme rejimindeki değişiklik ve temelde var olan kalıtsal reolojik zayıflık zonlarının bir kombinasyonu ile kontrol edildiği düşüncesi tartışılır.

Ancak bu konuda yapılan simülasyonlara ve bunların sonuçlarına geçmeden önce, ikinci bölüm içerisinde

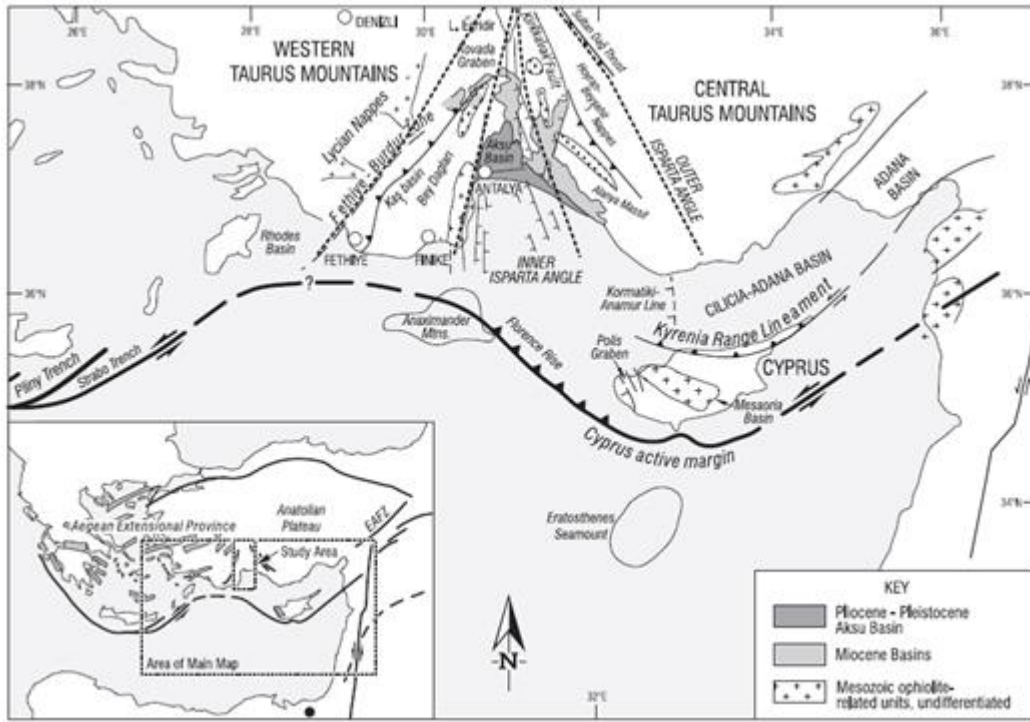
kriptografinin gelişimi, kuantum kriptografinin ortaya çıkışı ve BB84 protokolünün çalışma prensibi üzerinde durulmuştur.

2. Isparta Açısı'nın Tektonik-Sedimanter Gelişimi

Isparta Açısı (Blumenthal, 1963) K-G yönünde yaklaşık 120 km uzunluğunda ve güneyde yaklaşık 50 km genişliğinde üçgen şekilli bir bölgedir (Şekil 1). Isparta Açısı orta ve Batı Torosları birbirinden ayıran ana bir girintidir ve Antalya Körfezinde açık denize kadar uzanır. Isparta açısının yapısal ve tektonik tarihi K Afrika kıtasının riftleştiği Erken Mesozoyiğe kadar geriye götürülebilir (örneğin; Dumont vd., 1979a; Poisson vd., 1984; Robertson ve Dixon, 1984; Şengör vd., 1984). Mesozoyik süresince doğuda ve batıdaki karbonat plarformlarını birbirinden ayıran en az birkaç yüz kilometre genişliğinde deniz yolları veya okyanus havzaları oluşmuştur (Waldron, 1984; Robertson ve Dixon, 1984; Poisson vd., 1984; Robertson, 1993; Dilek ve Rowland, 1993). Bu okyanus yolları engeç Kretase erken Tersiyer'de Antalya Napları (Poisson, 1977) veya allokton Antalya

kompleksinin (Robertson, 1993) son yerleşimi neticesinde kapanmıştır. Oligosendeki erozyon sonrasında, Mesozoyik-Erken Tersiyer Lisyen Naplarının (Hayward, 1984; Flecker vd., 1995) GD'ya doğru bindirmesinin son safhasıyla ilişkili bir foreland havza olarak Isparta Açısı'nda (Akay vd., 1985) yeni bir havza Miyosen Aksu havzası gelişmiştir. Bükülgen yüklemeye tepki olarak Miyosen Aksu havzası Isparta Açısının merkezi kısmında yaklaşık 700 metre maksimum kalınlıkta kırıntılı sedimanın (kumtaşı, çamurtaşı ve çakıltası) birikmesine imkan veren blok faylanma geçirmiştir (Flecker, 1995; Flecker vd., 1998).

Geç Miyosen süresince Isparta Açısı Lisyen Naplarının GD'ya doğru yerleşiminin son evresiyle ilişkili olarak veya beklide daha doğuda GD Türkiye ve İran'daki çarpışma zonundan Anadolu'nun batıya doğru tektonik kaçışının başlangıcı ile ilişkili olarak sıkışma ve/veya oblik sıkışma geçirmiş (Collins, 1977; Şengör vd., 1985; Flecker, 1995; Poisson, 1997). Miyosen süresince (yaklaşık 15-7 my) Isparta açısının batı kanadı (mesela Bey Dağları karbonat masifi) saat



Şekil 1. Metinde bahsedilen havzalar, ana neotektonik çizgisellikler ve ana yapısal birimleri gösteren Doğu Akdeniz Bölgesinin tektonik haritası. İlave harita Isparta Açısı'nı sınırlayan iki tektonik bölgeyi gösterir: Ege genişleme havzası ve Anadolu platosu. Ana tektonik özellikler de verilmiştir. NAFZ: Kuzey Anadolu Fay zonu; EAFZ: Doğu Anadolu Fay Zonu. İç ve Dış Isparta Açısı'nın alanı kesik çizgilerle verilmiştir.

yönünün tersine 30o sıkışmıştır (Kissel ve Poisson, 1986a). Sahil kireçtaşı dağları (örneğin Kemer çizgiselliği) bu dönmenin etkisinde kalmıştır (Morris ve Robertson, 1993). Ayriyeten Isparta Açısının doğu kanadı Eosenden beri saat yönünde yaklaşık 40o dönmüştür (Kissel vd., 1990). Isparta Açısının GB kanadı eşzamanlı olarak doğuya doğru bindirirken (Hayward ve Robertson, 1982; Woodcock ve

Robertson, 1982) doğu kanadı sıkı bir şekilde kavramayla ters faylanmış ve Geç Miyosen Aksu fazı (Poisson, 1977; Akbulut, 1977) süresince batıya doğru bindirmiştir. Neojen sedimanter kayalarından paleomanyetik verilere göre Isparta Açısının merkezinde Pliyo-Kuvaterner zaman süresince fark edilebilen herhangi bir dönme olmadığını gösterir (Kissel ve Poisson, 1986b; Şekil 2).

Tortoniyen süresince Isparta Açısı içerisinde yer yer görülen mercan kolonileri içeren sığ su kırıntılı kireçtaşları oluşmuştur. Bunlar havzanın GB kenarı boyunca kimi yerlerde Gebiz kireçtaşlarında olduğu gibi mostra vermiştir (Şekil 2 ve 3). Havzanın daha kuzeyinde başka bir yerde karasal kırıntılar depolanmıştır (Flecker, 1995). Güneydoğuda büyük bir ihtimalle Messiniyen tuzluluk krizinin bir sonucu olarak muhtemelen Gebiz resifal karbonatının önceki kenarlarına bitişik fay kontrollü havzalarda dar bir alanda evaporitler çökelmiştir. Erken Pliyosende Pliyosen-Güncel Aksu havzası olarak bilinen bir sığ denizel ortam Isparta açısının iç kısmında gelişmiştir (Akay ve Uysal, 1985). Bu havza zamanla sığ su delta ortamında denizel siltlerle dolmuş ve bunu orta-Pliyosende kaba akarsu ve mevcut kıyı havzasında son denizel etkiyi işaret eden proksimal (kaynağa yakın) denizel çökeller izlemiştir (Şekil 3; Glover ve Robertson, 1998). Kaba kırıntılar eş zamanlı olarak komşu Toros Dağlarından taşınmıştır. Geç Pliyosen-Erken Kuvaterner’de Pliyosen sedimanları batıya doğru eğimlenmiş ve mevcut olgun aşınmış topografya günümüze kadar devam eden genişleme faylarının etkisiyle parçalara ayrılmıştır (Glover ve Robertson, 1998). Kuvaterner süresince havzanın batısında geniş bir alana traverten çökelmiştir. Aksu nehri ile bağlantılı olarak akarsu konglomera taraçaları bölgenin en güncel sedimanlarıdır.

3. Önceki Çalışmalar

1970’lerin sonu ve 1980’lerin başlarında (Tablo 1) batı Türkiye’deki arazi çalışmaları bölgenin bir bütün olarak (Isparta Açısı’na içine alacak şekilde) Orta-Geç Miyosen’de KKD-GGB genişlemesi geçirdiğini bunu Pliyosende K-G genişlemesinin takip ettiğini gösterir. Bu durum daha sonra Kuvaterner’de KD-GB genişlemesine dönüşmüştür (Dumont vd., 1979b; Angelier vd., 1981; Zanchi vd., 1983; Mercier vd., 1989).

Blumenthal (1963) tarafından tanımlandığı üzere Isparta Açısı (dış Isparta açısından bahsediliyor) batıda Fethiye-Burdur zonu, KD’da Sultandağı Bindirmesi ve GD’ya doğru Orta Toros Dağları’na uzanan çizgisellikleri sınırlayan geniş bir alanı kapsar (Şekil 1). Bu çalışmada sunulan veri büyük ölçüde Isparta Açısı alanının iç kısmına (makalede iç Isparta Açısı olarak ifade edilir, Şekil 2) aittir. Bu iç Isparta açısı bölgesi batıda Kemer çizgiselliği ve doğuda Çandır, Pınargözü ve Ovacık yönelimlerini kapsar (Şekil 1).

Dış Isparta Açısıyla ilgili olarak bazı yazarlar batıda Fethiye-Burdur zonunu dış Isparta Açısının (Dumont vd., 1979b, 1987; Barka vd., 1997) batı kenarını belirten bölgesel olarak önemli sol-yanal oblik genişleme fay zonu ve GB’da Pliny hendeği ile bağlantılı olarak gösterirler (Şekil 1). Fay zonu sismik olarak iyi tanımlanmıştır fakat bölgenin depremselliği

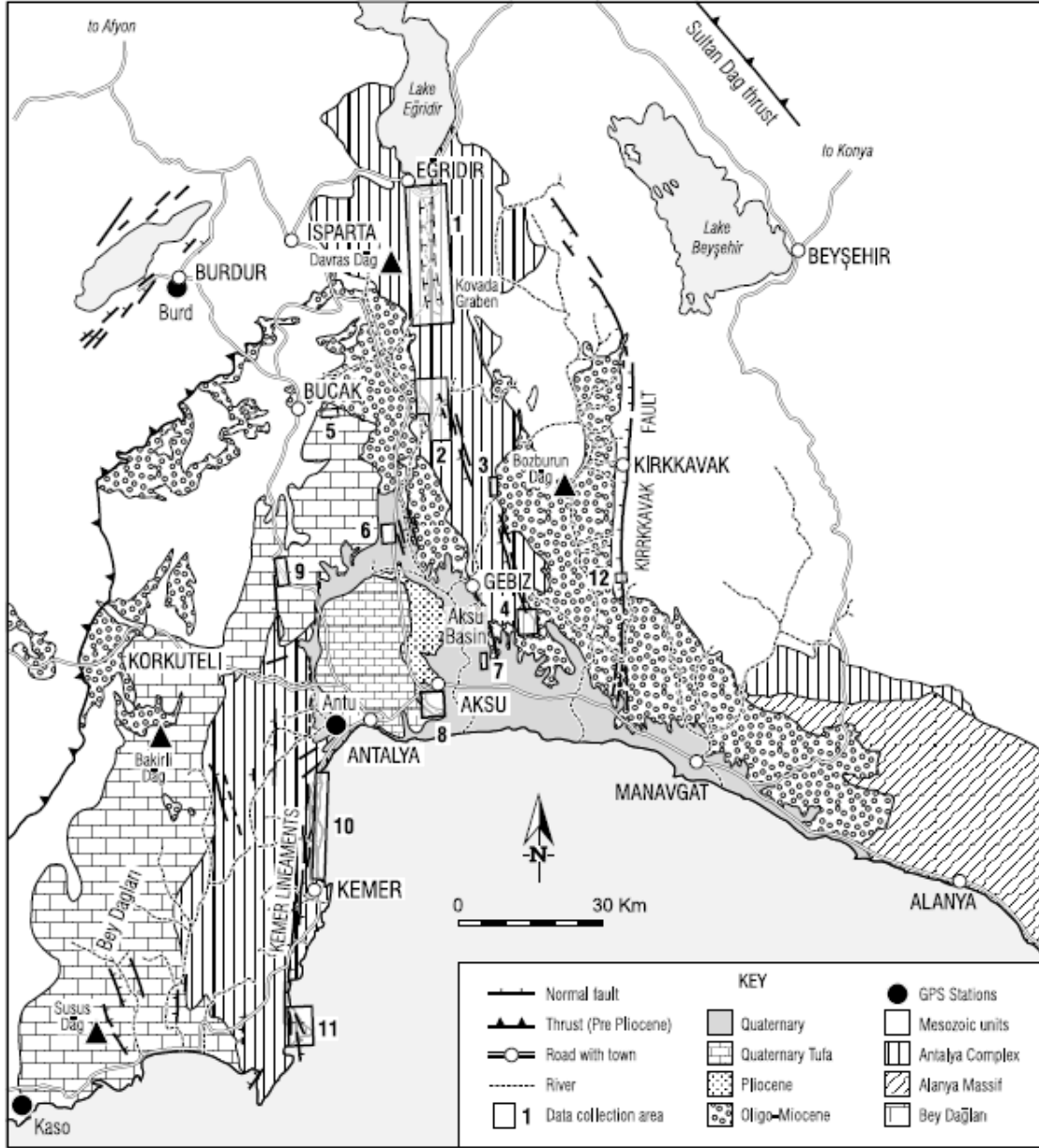
aktif sol-yanal doğrultu-atımı doğrulamamaktadır (Kocaefe ve Ataman, 1976; Taymaz vd., 1991; Taymaz ve Price, 1992). Burdur graben sisteminin KD’sunda saat yönünde dönen blokları sınırlayan fayların üzerinde sol-yanal hareket iyi bir şekilde rapor edilmiştir. Bununla birlikte bu dönen blokların sonuçta sağ yanal kesme kuvvetini karşılamak için olduğu şeklinde yorumlanır (Price ve Scott, 1994). Fethiye-Burdur fay zonu boyunca herhangi bölgesel sol-yanal hareketin rolü bu nedenle şüphelidir ve daha fazla üzerinde çalışma gerektirir. Isparta Açısının KD ucu Sultandağı bölgesinde GB yönlü bindirme (Sultandağı bindirmesi) ve Pliyo-Kuvaterner süresince büyük bir yükselme geçirmiştir (Boray vd., 1985; Saroğlu vd., 1987; Şekil 1). Erken Pliyosen sonrası Isparta Açısının dış doğu kenarının D-B kısılması Akay ve Uysal (1985) tarafından rapor edilmiştir. Pliyosen veya sonrasında Isparta Açısının zirvesinden K-G yönlü kıvrımlar rapor edilmiştir (Boray vd., 1985).

İç Isparta Açısı bölgesinde de faylarla ilgili birkaç çalışma gerçekleştirilmiştir. Du Poux (1983) az sayıda fay ölçümü yapmıştır (örneğin Kovada grabeninde, Aksu havzasının kenarında ve Korkuteli çevresinde, Şekil 2). O Erken Pliyosen sonlarında K-G veya KB-GD özellikleri aktif veya yeniden aktif hale geçirerek tam bir genişlemenin meydana geldiği sonucuna varmıştır. Bey Dağları masifinin içinde (Korkuteli çevresinde) DGD-BGB (σ_3) birincil ve KKD-GGB (σ_2) ikincil olarak hizalı genişleme tensörlerinin olduğu anlaşılmaktadır. Frizon de Lamotte vd. (1995) iç Isparta Açısı çevresinde (Du Poux, 1983’de dahil birkaç veri kaynağı kullanarak) 11 lokasyondan 350 kinematik indikatör toplamışlardır. Çalışma alanları daha önce bilinen bindirme alanları çevresinde yoğunlaşmıştır. Onlar bölgeyi daha önce tanımlanan Aksu Fazını da (Dumont ve Kerey, 1975; Poisson, 1977) teşkil eden, ilki doğuya doğru bindirme ikincisi ise güneye doğru bindirmeyle sonuçlanan 2 Geç Miyosen deformasyon fazı geçirmiş gibi yorumlamışlardır. Bu yoruma bir alternatif tek bir oblik sıkışma deformasyon fazı olabilir. Bununla birlikte onların kullandıkları bazı fayların hareketlerinin zamanlaması iyi bir şekilde daraltılamamıştır. Flecker (1995) Aksu fazı ile ilişkili olarak çalıştığı Miyosen sedimanları içerisinde güneye doğru ilerleyen yapıların varlığını doğrulayamamıştır.

Bölgesel gerilme yönlerini Landsat görüntüleri kullanarak elde etmek için 2 teşebbüs olmuştur. İç Isparta Açısında Kuvaterner traverten taraçalarının (yani: karbonat karstik kaynaklardan yoğunlaşır) detaylı bir şekilde çalışılması KB-GD ve daha sonra K-G çizgisellikleri tarafından kesilen KD-GB yönelimli faylanma özelliklerini ortaya koymuştur (Aydar ve Dumont, 1979). Bununla birlikte bu şekildeki fay yönelimlerinin -yalnızca Geç Kuvaterner taraçalarının çok az miktarda genişleme faylanmasının gözlenmesi gibi- yerini arazide konumlandırmak imkansızdır. Orta Toros Dağlarında Isparta Açısı’nın dış doğu kenarının (çalışma alanının

dışı) Landsat görüntülerinin çalışılması KB-GD sağ-yanal faylar ve ikincil KD-GB sol yanal faylar tarafından kesilen KKB-GGD ters faylarının varlığını ortaya koymuştur (Değirmenci ve Günay, 1992). Bu çalışmaların her ikisinde tamamıyla görüntüye dayalı

olmaktan görünür haritalanmış herhangi bir çizgiselliğin olmayışından ve bölgesel fay modelleri bakımından önem atfedilmediğinden ötürü yetersizdirler.

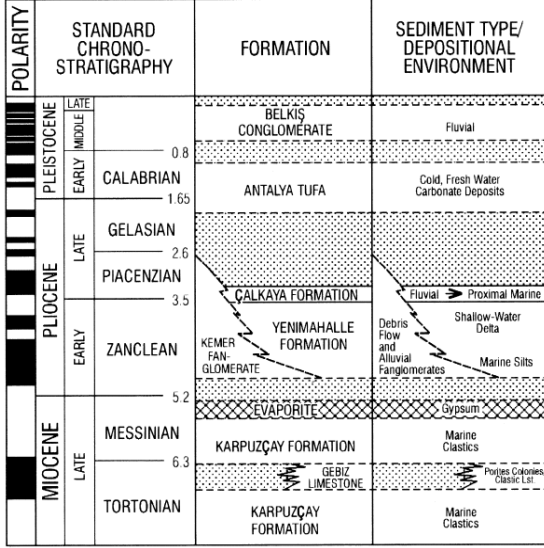


Şekil 2. Arazi gözlemleri ve Landsat uydu görüntülerinden belirlenen bölgenin ana stratigrafik birimleri ve ana neotektonik çizgisellikleri gösteren Isparta açısı jeolojik haritası. Kutular fay düzlemi yönelim verilerinin alındığı bölgeleri belirtir. Lokasyonlar: 1: Kovada grabeni, 2: Çandır, 3: Pınargözü; 4: ovacık dağı; 5: Bucak; 6: Ortaköy; 7: Abdurrahmanlar; 8: Çalkaya; 9: kuzey Antalya yolu; 10: Antalya-Kemer yolu; 11: Olympus sahili; 12: Kırkkavak. Metinde daha sonra refere edilmiş GPS istasyonları (Kaso, Burd, Antu), siyah nokta şeklinde işaretlenmiş.

Bölge için deprem verisi sınırlıdır. 4 adet deprem düzlemi çözümlemesi (ağırlıklı olarak düşük açılı bindirme) Jackson ve McKenzie (1984) tarafından belgelenmiştir. Antalya Körfezinde depremler 50-100 km derinliklerde ve yalnızca Antalya'nın altındaki depremler >100 km derinliklerde gerçekleşir. 50 km'den daha sığ depremler için fay düzlemi çözümlemesi mümkün değildir. Derin depremler Kıbrıs yayınının dalan dilimi ile ilişkili olarak yorumlanır ve bu nedenle yüzeydeki neotektonik rejimden ayrı

olarak değerlendirilir. Rotstein ve Kafka (1982) dalan dilimin konumunu açıkça gösteren Antalya Körfezi boyunca deprenselliğin enine kesitini çizmişlerdir. Ayriyeten deniz içerisindeki Anaximander Dağ bölgesinin kuzeyinde derinlerde dalan dilimin bir parçası ortaya çıkar (Şekil 1). Kocaefe ve Ataman (1976) Fethiye-Denizli-Antalya bölgesinden deprem çözümlerini sunar ve bu bölgenin GD'ya doğru hareket ettiğini öne sürerler. Bununla birlikte bu veriler hiçbir şekilde kesin değildir.

Barka vd. (1997) Isparta Açısının batı kenarı (Fethiye-Burdur zonuna komşu) hariç tamamının Pliyo-Kuvaterner süresince bir sıkışma zonunda yer aldığı sonucuna varırlar. Bu çıkarım doğu Akdeniz bölgesi çevresinden daha sonra tartışılacak olan özellikle GPS verisi üzerine temellendirilir. Bununla birlikte tek başına Isparta Açısından hiçbir veri sunulmamıştır ve bu makaledeki yeni sonuçlar bu düşüncüyü desteklememektedir.



Şekil 3. Isparta Açısı’ndaki Miyosen-Güncel sedimanlarının stratigrafisi

Biz faylanma zamanını daraltmak için stratigrafik ve jeomorfolojik çalışmalarla birlikte değerlendirdiğimiz kapsamlı fay verisi üzerine temellendirdiğimiz Isparta açısının neotektonik gelişiminin yeni bir yorumunu sunduk (Glover ve Robertson, 1998). Geç Miyosen Aksu deformasyon fazından sonra bölgeyi etkileyen sıkışmaya dair hiçbir delil gözlenmemiştir.

Tablo 1. Isparta Açısı ve Burdur-Acıgöl bölgesi için önceki çalışmalara ait fay yönelimlerinin özeti

Price and Scott (1994)	Burdur grabens	NW-SE	normal
Du Poux (1983)	Aksu basin	N-S, NW-SE	σ_3
	Bey Dağları	ESE-WSW	σ_3
Değirmenci and Günay (1992)	Köprü basin	NNE-SSW	σ_2
		NNW-SSE	normal
		NW-SE	right-lateral
Aydar and Dumont (1979)	Aksu basin	NE-SW	left-lateral
		NE-SW	1st generation
		NW-SE	2nd generation
		N-S	3rd generation

4. Çalışma Metotları

Antalya’nın GB’sındaki sahil bölgesi dağlarında (burada Kemer çizgiselliğinden bahsediliyor, Şekil 2; Glover, 1995) içeren şekilde iç Isparta açısı bölgesinin merkezinden ve her iki kanattan toplamda yaklaşık

1000 fay ölçümü yapılmıştır. Ölçümler sıklıkla ulaşılamayan çok daha büyük fay aynalarıyla ilişkili boyut olarak birkaç cm ile birkaç metre aralığındaki fay aynaları mostralarında yapılmıştır. Ölçüm yapılan fay aynalarının kalitesi nadiren mükemmel korunmuş silikinsayd ve silikinfibrel (Şekil 4a), yumuşak, parlak yüzeyli fay aynalarından; daha sıklıkla en iyisi yalnızca çukur, sürtünme aşınmasının ve silikinfibrenin yalnızca izleri olan parçalanmış, kısmen aşınmış fay aynalarına şeklinde değişir (bak Stewart ve Hancock, 1989). Mesozoyik karbonat kayalarında silikinfibreler oldukça yaygın ve mümkün olan yerlerde hareket yönünü belirlemede kullanılmıştır (Şekil 4a). Fay verisi büyük ölçüde bol kinematik verinin var olduğu geniş neotektonik fay aynalarının olduğu yerlerden toplanmıştır. Bununla birlikte ilave veriler mümkün olduğunca Hancock (1985) tarafından önerildiği gibi ana faylardan uzak küçük, yapısal olarak homojen yerlerden toplanmıştır. Kinematik veri çoğunlukla konsolide kumtaşı, çamurtaşı ve çakıltası olan Miyosen sedimanlarından nadiren elde edilirken, esasen taşlaşmamış çamurtaşı ve kumtaşından oluşan Pliyosen sedimanlarında hiç yoktur. Allokon birimlerin (Antalya Kompleksi) daha önceki yerleşimiyle (Geç Kretase-Erken Tersiyer) ilişkili geniş alana dağılmış ve sıklıkla sığ eğimli faylardan uzak durulmuştur.

Ayrıca Antalya körfezi açık denizine ait sığ sismik verinin analizi sahil ve açık deniz sedimantasyonu ve neotektonik aşamalarla ilgili kıyaslama imkanı tanır.

5. Isparta Açısından Yapısal Veri

Biz Isparta açısı’nın doruğu ile başlayan doğu kanatları ile devam eden sonra Isparta Açısı’nın merkezinde Aksu havzasının Miyosen ve Pliyosen sedimanlarından ve son olarak batı kanat esasen Antalya körfezini sınırlayan Antalya’nın güneyinde muazzam fay-sınırlı sahilden (Kemer çizgiselliği) fay verisi sunarız. Veri toplama alanı Şekil 2’de verilmiştir (kutu içine alınmış alanlar).

Her bir lokasyonda sayısız fay verisi ölçülmüştür. Fay verisi büyük ölçüde alt yarımküre stereografik projeksiyonunda kontür diyagramlarda sunulmuştur. Hareket yönü sembollerle ifade edilmiştir. Çoğu durumda tam bir fay düzlemi diyagramını yorumlamak için çok karışık olacaktı (örneğin Şekil 5a). Veri aynı zamanda fay doğrultu yönlerini ön plana çıkarmak için gül diyagramlarında da sunulmuştur. Fay düzlemi eğimleri ve silikinsayd çizgisellikleri de veri grupları arasındaki boşlukları veya bazı durumlarda birkaç veri grubu arasında ortada olan önemli sayıdaki fayların yerlerini ortaya koymak için gösterilir. Veri işlenmemiş arazi ölçümleridir ve silikinsayd verisinin fay düzlemi projeksiyonu üzerine tam olarak oturmadığı yerler veri alınımın zor olduğu ölçümlerdeki hataları ifade eder. Gözlenen toplam fay düzlemi ve a. silikinfibre, ve b. hareket yönü belirteçleri (ör: silikinfibre içindeki basamaklar)

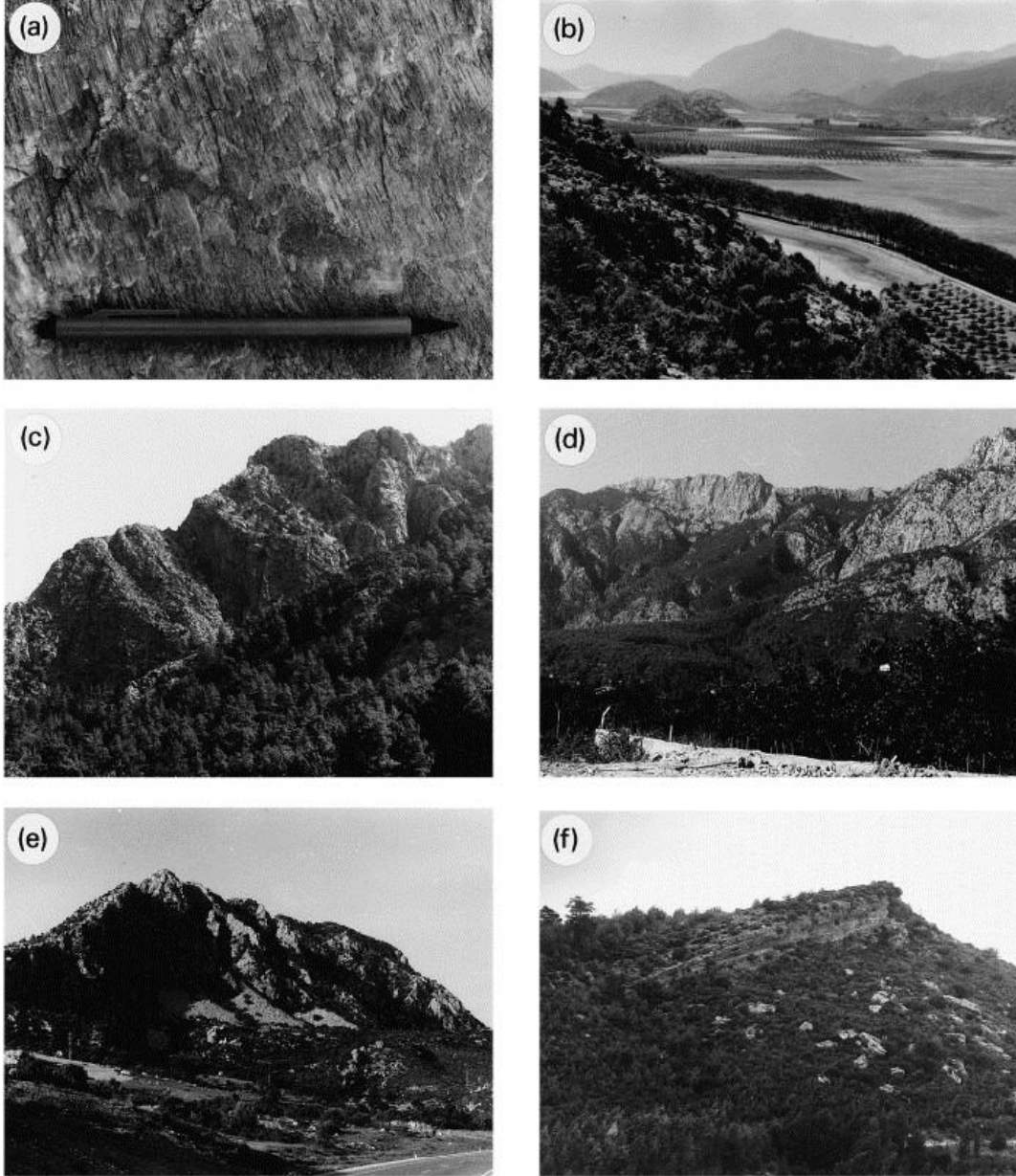
sayılarının verildiği ölçüm istatistikleri Tablo 2'de verilmiştir.

Biz Isparta Açısı gibi kompleks yapısal alanlarda en güncel sedimanlarda en az ölçülebilir verinin ve Mesozoyikten beri var olan kayalarda en iyi verinin olduğu yerlerde neotektonik fay modellerini belirlemek, ilişkilendirmek ve tarihlendirmenin güç olabileceğini tesbit ettik. Bununla birlikte hareketin doğrudan kanıtları (ör: sığ deprem verisi veya güvenilir GPS verisi) yorumu önemli ölçüde eklenmesine rağmen havza dolgusunun detaylı çalışılması ve jeomorfoloji dahil elde edebildiğimiz

delil olan tüm hatları çizdik. Biz öncelikle her bir lokasyon için verileri sunarız daha sonra fayların yaşlandırıldığı adrese gider ve son olarak onların tektonik özelliklerine bakarız.

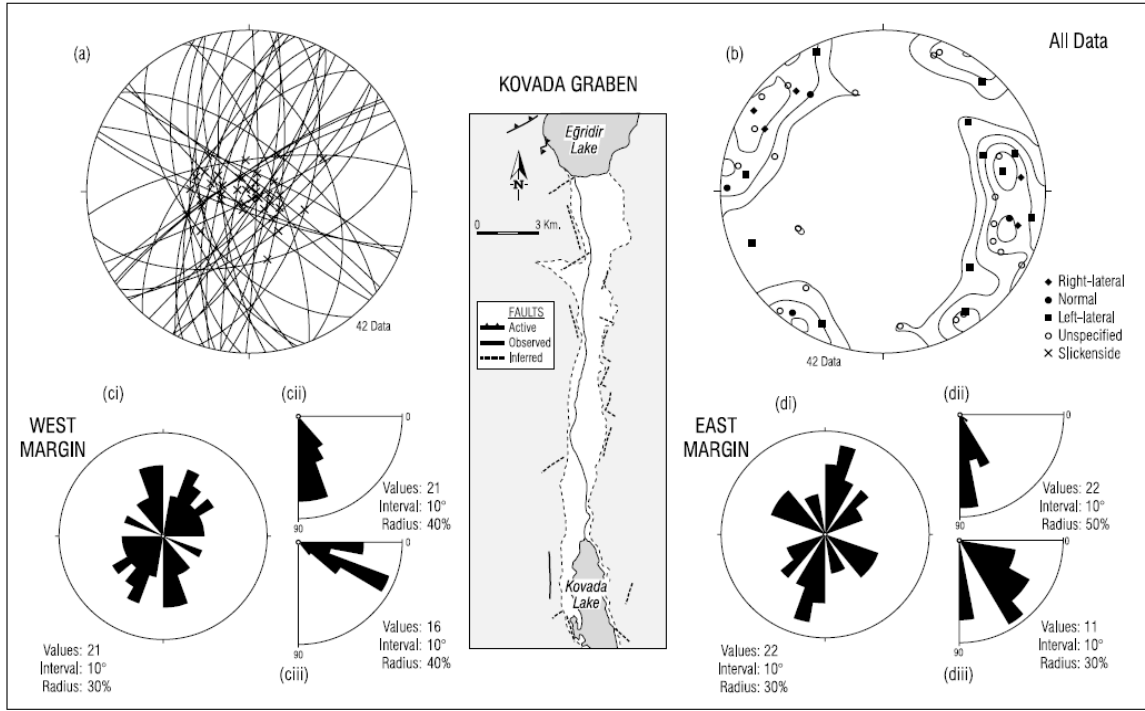
5.1. Isparta Açısının Zirvesi: Kovada Grabeni

Isparta açısı zirvesinin (Isparta'nın doğusunda) neotektonik oluşumu K-G yönlü Kovada grabeni ve yarı paralel çizgisellikler baskındır (Şekil 2, kutu 1, Şekil 4b, Şekil 5). Kovada grabeni Eğirdir gölünden güneye doğru uzanan grabenin güney ucunu dolduran küçük Kovada Gölü ile 25 km



Şekil 4. Isparta Açısı'nda çalışılan alanlarda faylarla ilişkili özelliklerin arazi fotoğrafları. (a) Dik eğimli, genişleme fay düzleminde iyi gelişmiş silikinsaydılar. (b) Kovada grabeni boyunca güneye bakış. Grabeni sınırlayan faylar ön planda ve uzakta (koyu renkte). Aralardaki küçük tepeler Kovada grabenini oluşturmak için kullanılan küçük bir suture zone ile Mesozoyik havza sedimanlarının (Antalya kompleksi) erozyona uğramış bindirme dilimleridir. Tarım arazileri birkaç on yıl önce Kovada gölünün bir parçasıydı. (c) Sağ-yanal atımlı genişleme fay aynası, Çandır bölgesi. (d) Normal fay sarplıkları ile kesilen Geç Pliyosen öncesine atfedilen olgun erozyon alanları (merkezde,

koyu renkte), Antalya-Kemer bölgesi (Kemer çizgiselliği). (e) Aktif normal fay sarplıklarını örten birikinti konileri, Olimpus’ta Kemer yolu. (f) Pliyosen sedimanlarının dönen fay blokları, Yenimahalle (KB Antalya).



Şekil 5. Isparta açısı zirvesinden Kovada grabeninden fay verisi (ortadaki şekil). Veri alt yarımkürede stereografik projeksiyonlarda sunuldu. (a) x şeklinde işaretlenmiş silikinsayd çizgili tüm verinin büyük daire diyagramı. Bu bölgedeki çoğu fay normale yakındır fakat birkaç doğrultu atımlı fayda mevcuttur. (b) Belirlenen hareket yönü ile tüm atım düzlem verisinin kutup kontür diyagramı (sembol ile, sembollere bak). (c, d) Grabenin doğu ve batı kenarları için gül diyagramı şeklinde ayrıyeten sunulan veri: (ci, di) fay düzlemi doğrultuları (yönsüz); (cii, dii) fay düzlemi eğimi; (ciii, diii) silikinsaydların derecesi.

Tablo 2. Veri toplama yoğunluğu

Bölge	Toplam Ölçüm	Silikinsayd Ölçümleri	Hareket belirteçleri
Kovada	43	43	25
Çandır	143	128	53
Pınargözü	78	73	67
Ovacık	71	59	50
Bucak	25	4	0
Ortaköy	49	39	35
Abdurrahmanlar	67	0	0
Çalkaya	68	2	2
Quaternary Tufa	0	0	0
North Antalya Road	74	25	20
Kemer lineaments	131	77	65
Olympos area	67	60	34
Kırkkavak	22	21	12

Veri toplanan her bir arazide ölçüm yapılan düzlemlerin sayısı, ölçülebilir silikinfibreli düzlemlerin sayısı ve güvenilir hareket belirteçli yüzeylerin sayısını kaydettik.

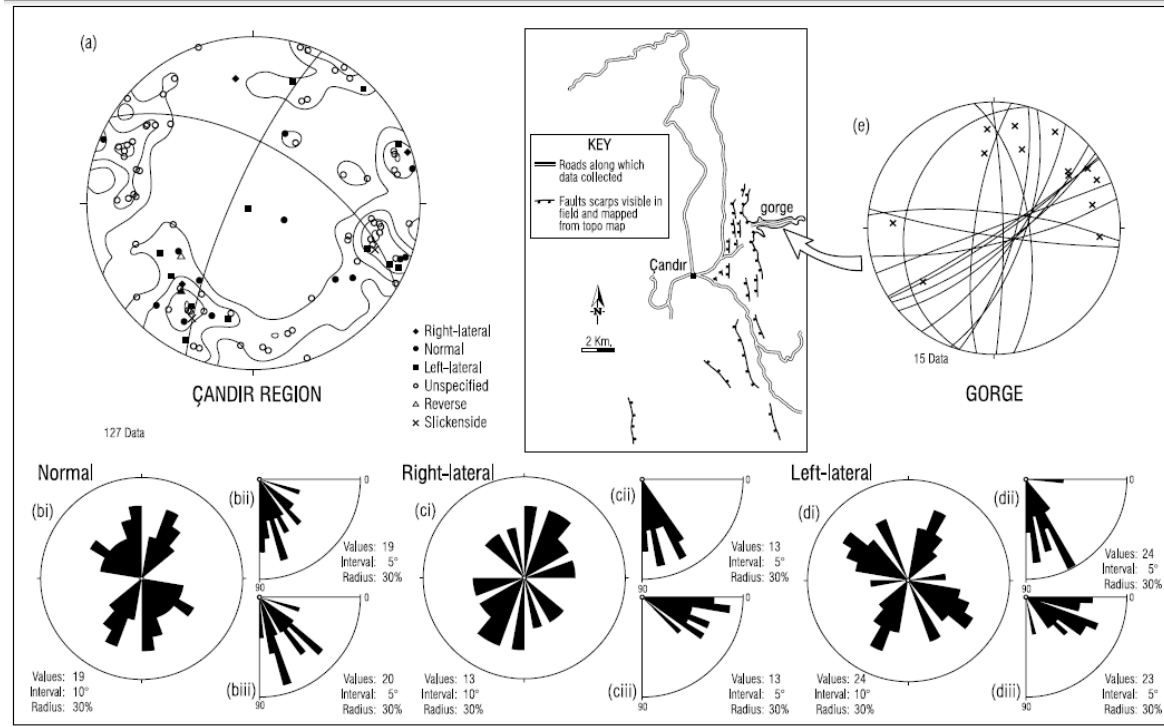
uzunluğunda, 2-3 km genişliğindedir. Kovada grabeninin doğusunda haritalanan 20 km’den uzun (Robertson, 1993) ikincil Kuvaterner K-G fay çizgisellikleri gösterir ki genişleme deformasyonunun alanı tek başına Kovada grabeninkinden daha geniştir.

Graben her iki kenarında da büyük ölçüde Mesozoyik karbonat kayaları içerisindeki fay aynaları ile sınırlanmıştır. Bununla birlikte çoğu fay aynası aktif faylanmanın (örneğin: temiz, silikinsaydılı yüzeyler ve faylanmadan kaynaklanan pekleşmemiş, bitkiszir birikinti konisi) çok az delili ile belirgin bir şekilde aşınmıştır. Eğirdir kasabasının hemen GB’sındaki belirgin bir KD-GB doğrultulu, dik normal fay aynası hariç. Steronet üzerindeki büyük dairelerin üstüne çizilen silikinsaydılar gösterir ki fayların çoğu normal-orta arasındadır (Şekil 5a,b). Kovada Grabeninin net K-G morfolojik yönelimine karşın ölçülen fayların çoğu bu yönden sapar. Grabenin doğu ve batı kenarlarından veriler ayrı ayrı çizildiğinde batı kenar KKB-GGD ve KD-GB doğrultu yönlerinin baskın olduğu doğrultu-atıma meyilli olduğu görülür. Doğu kenarı boyunca yönler büyük ölçüde KKD-GGB ve KB-GD’dir (örneğin az yada çok ayna/yansıma görüntüleri, Şekil 5c,d). Maalesef Kovada grabeninde fay düzlemleri silikinfibrelerden hareket yönünü güvenilir bir şekilde ölçmeye izin vermeyecek kadar parçalanmıştır. Fay düzlemlerinin konumu fay düzlemi ve silikinsaydların gül diyagramlarında görüldüğü gibi tamamen diktir (Şekil 5cii, ciii,dii,diii).

5.2. Merkezi Isparta Açısı: Çandır Bölgesi

Kovada Gölünün güneyinde Landsat görüntülerinden belirlenebilen fay çizgiselliklerinin bölgesel yönelimi KKB-GGD yönüne sapar (Şekil 2, kutu 2). Çandır’ın doğusunda yüksek dağlık alanlar geniş fay çizgiselliklerinin (Şekil 6, ek harita) taban bloğunu temsil eder, bu bölgede sarp fay aynaları (çalışmak için

ulaşılabilen) hakimdir ve bölge geniş, gevşek dağ eteği döküntüsü ile kaplanmıştır. Çoğu geniş ölçekli aynalar Kovada grabenindeki fay aynalarından daha güncel olarak ortaya çıkar. Bir durumda, belirgin bir kireçtaşı sırtı dik olarak ayrılan fay aynaları arasında net sağ-yanal atım sunar (Şekil 4c).



Şekil 6. Çandır bölgesinden fay verisi, GD Isparta açısı (ilave harita). Stereografik projeksiyonlar. (a) Tüm veri düzlemlerinin alt yarımküre stereografik projeksiyon kutup kontür diyagramı, hareket yönleri sembollerle belirtilmiş (sembollere bak). (b)-(d) Normal faylara ait gül diyagramı: (bi) Normal fay düzlemlerinin doğrultu yönleri (yönsüz); (bii) normal fay düzlemlerinin eğimi; (biii) Normal fay düzlemlerinde silikinsaydların dereceleri; (ci-ciii), (di-diii) sağ-yanal ve sol-yanal faylar için aynı. (e) Boğazdan tüm fay düzlemlerinin kutup diyagramı.

Normal, sağ-yanal doğrultu atım ve sol yanıl doğrultu atımlı faylar belirlenmiştir (Şekil 6b-d). Bir fay düzlemi üzerinde normal fay silikinsaydları açık bir şekilde daha eski sol yanıl silikinsaydları kesmiş olarak gözlenir. Sol-yanıl ve sağ-yanıl silikinsaydlar orta ila hafifçe dalma geçirmişken normal fay silikinsaydları orta ila dik eğimlidir (Şekil 6bii,biii, ci,ciii,dii,diii). Sağ yanıl faylanma KKB-GGD ve KKD-GGB yönlerde olmaya meyillidir (Şekil 6ci) . Sol yanıl faylanma büyük oranda iki yönde gerçekleşir, KKD-GGB ve KB-GD olup ikincisi baskındır (Şekil 6di). Sol yanıl faylar belirgin bir şekilde oblik iken normal ve sağ yanıl faylar bölgedeki ana fay aynalarına paraleldir. Çandır’ın hemen KD’sunda belirgin bir boğaz baskın olarak sol-yanıl doğrultu atımlı faylanma (Şekil 6e) gösterir ve iki fay dizisini bağlayan transfer bir fay olarak yorumlanır.

5.3. Doğu Kenar: Pınargözü ve Ovacık Dağları Bölgesi

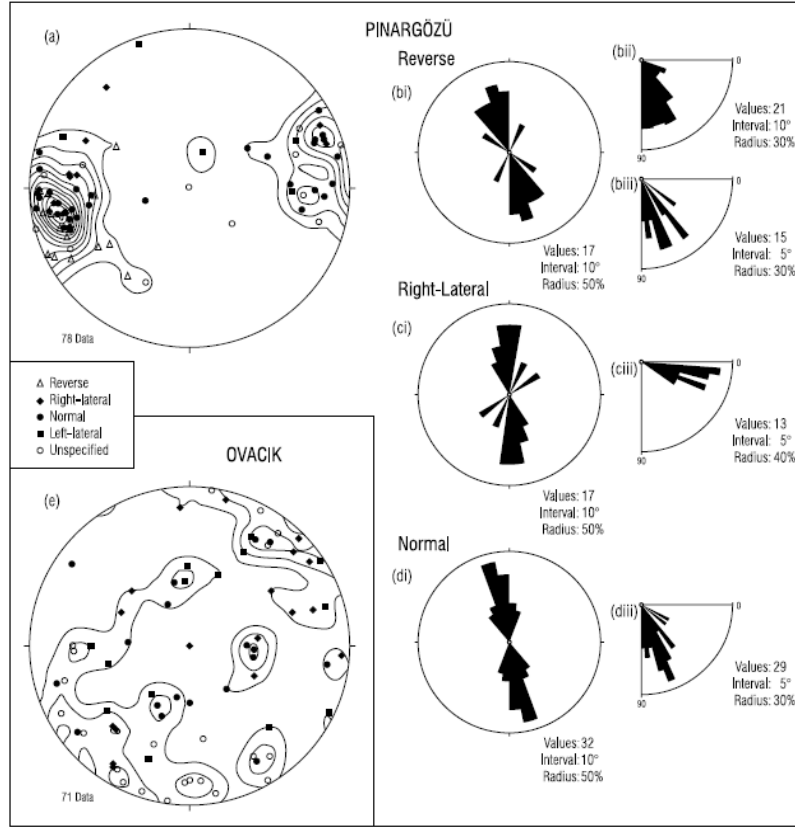
Toros Dağlarını sınırlayan ana fay aynaları İç Isparta

Açısı bölgesinin doğu kenarını tanımlayan bölgesel bir KKB-GGD yönelimle devam eder. Büyük ölçüde Mesozoyik karbonat kayaları içerisinde Pınargözü’nün kuzeyindeki (Şekil 2, kutu 3) bir yol boyunca yer alan, iyi gelişmiş silikinsaydlı (Şekil 7a-d) çok sayıda fay düzlemi mevcuttur. Ters faylanmanın, normal faylanmanın arkasından geldiği sağ yanıl ötelenmeden önce var olduğunu gösteren açık silikinsayd üzerlemeleri gözlemlenmiştir. KKB-GGD yönelimli fay aynaları Çandır’da iyi pekleşmiş Mesozoyik platform karbonatlardan güneye doğru büyük oranda Mesozoyik Antalya Kompleksinin yumuşak serpantin ve radyolaryalı sedimanlarına uzanır. Fay düzlemleri daha az iyi gelişmiş ve hareket yönü belirteçleri nadirdir. Fay düzlemleri Ovacık Dağları yakınlarında ölçülmüştür (Şekil 7e). Diğer yerlere kıyasla fayların büyük bir oranı doğrultu atımı işaret eder. Üzerlenmiş silikinsayd üzerlemeleri burada da normal faylanmanın sağ-yanıl ve sol-yanıl faylanmanın her ikisinde takip ettiğini göstermiştir.

5.4. Isparta Açısının Merkezi

Kuzeyde Isparta Açısının çekirdeğinde Miyosen

kırıntılı sedimanları hakimdir. Bunlar daha güneyde deniz ilerlemesi sonucu daha genç sedimanlar (Pliyosen



Şekil 7. Pınargözü bölgesinden fay verisi, iç Isparta Açısı'nın D kanadı. (a) Tüm veri düzlemleri için alt yarımküre stereografik projeksiyon kutup kontür diyagramı, hareket yönleri sembollerle belirtilmiş (sembollere bak). (b-d) Pınargözü verisinin gül diyagramı: (bi) Ters fay düzlemlerinin doğrultu yönleri (yönsüz); (bii) fay düzlemlerinin eğimi; (biii) Ters fay düzlemleri üzerinde silikinsaydların dereceleri; (ci)-(cii) sağ-yanal fayların silikinsayd dereceleri ve doğrultu yönleri; (di)-(dii) normal fayların silikinsayd dereceleri ve doğrultu yönleri. (e) Tüm veri düzlemleri için alt yarımküre stereografik projeksiyon kutup kontür diyagramı, hareket yönleri sembollerle belirtilmiş (sembollere bak) Ovacık bölgesi için.

-Pleyistosen Aksu havzası) tarafından üzerlenir. Daha güneydeki sahil bölgelerinin aksine bu daha genç sedimanlarda ana fay aynaları gelişmemiştir (aşağıya bak). Fay ölçümleri aşağıdaki gibi alınmıştır:

5.5. Merkez Bölge: Miyosen Sedimanları

Bucak (Şekil 2) yakınındaki Miyosen kırıntılı sedimanları içerisindeki faylar büyük oranda KKD-GGB ve KD-GB yönlerinde ortaya çıkmıştır. Doğrultu atımlı faylar mevcuttur fakat silikinfibreler nadirdir ve hareket yönü verisi belirlenememiştir (Şekil 8a).

Veri yönlerinin çok benzer bir kümelenmesi Ortaköy’de (Şekil 8b; bak Şekil 2, kutu 6) Miyosen sedimanları içerisinde gözlenmiştir. Altta çok dik eğimli Miyosen sedimanları ile hafif eğimli Pliyosen sedimanları arasındaki uyumsuz bir dokanağa yakın faylarda ölçüm yapılmıştır. Sol-yanal fay düzlemleri ikincil bir D-B (Şekil 8d) mod ile sağ-yanal atım

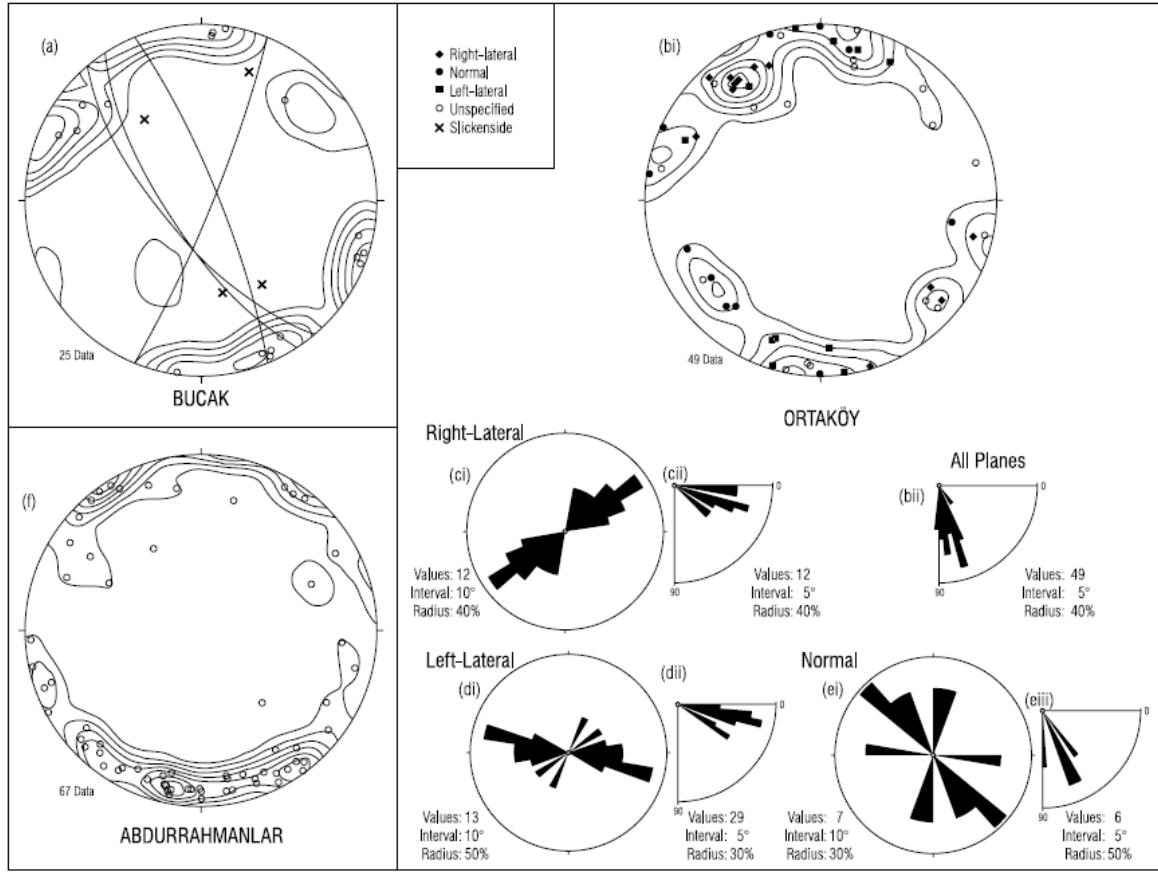
düzlemlerinin aksine DGD-BGB yönelim sunarken sağ-yanal atım düzlemleri belirgin bir KD-GB yönelim (Şekil 8c) sunarlar. Daha az sayıdaki normal fay düzlemleri oldukça dağınıktır fakat genişçe KB-GD’dan K-G’e yönelim (Şekil 8e) sunarlar. Oldukça sert Mesozoyik karbonat kayalarında (yukarı bak) ölçülen fayların aksine nispeten yumuşak kırıntılı sedimanlarda ölçülen faylar normal, sol-yanal ve sağ-yanal fay düzlemleri arasında fay yönlerinde açık bir farklılaşma gösterirler.

Daha GD’da Abdurrahmanlar yakınındaki (Şekil 8f; bak Şekil 2, kutu 7) sulama çalışmaları içerisinde dik eğimli Miyosen kırıntılı sedimanlarında fay düzlemleri ölçülmüştür. Burada hiçbir kinematik veri belirlenememesine rağmen faylar genişçe KD-GB, KB-GD ve DGD-BGB yönlerinde gruplanmıştır.

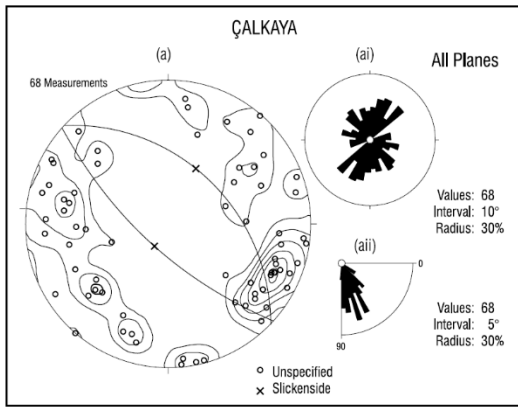
5.6. Merkez bölge: Pliyosen Sedimanları

Daha güneyde Çalkaya’dan (Şekil 2, kutu 9) pekleşmemiş Pliyosen sedimanları içerisindeki faylar, normal faylanmayı belirten 2 düzlem (KKD-GGB) ve

çoğunlukla KD-GB ve KB-GD olmak üzere geniş bir yelpazede yönlenme sunarlar (Şekil 9).



Şekil 8. Isparta Açısı’nda Miyosen sedimanlarından fay verisi diyagramları. (a) Bucak’dan verinin atım düzlemleri için alt yarımküre stereografik projeksiyon kutup kontür diyagramı (KB kanat). Silikinsayd verili fay düzlemlerinin seçilmiş büyük daireleri de diyagramlanmış. (b)-(e) Ortaköy’den veri (GD kanat): (bi) tüm atım düzlemlerinin alt yarımküre stereografik projeksiyon kutup kontür diyagramı (sembollerle belirtilmiş yön verisi ile; sembollere bak); (bii) tüm düzlemlerin fay düzlemi eğimi. (c)-(e) Gül diyagramları: (ci), (di), (ei) sırasıyla sağ-yanal, sol-yanal ve normal fay düzlemleri için yönsüz doğrultu yönelimleri; (cii), (dii), (eii) sırasıyla sağ-yanal, sol-yanal ve normal fay düzlemlerinin silikinsayd dereceleri. (f) Abdurrahmanlar’dan verinin atım düzlemleri için alt yarımküre stereografik projeksiyon kutup kontür diyagramı.



Şekil 9. GD Isparta Açısı bölgesindeki (Çalkaya) Pliyosen sedimanlarından fay verisi stereo diyagramları. (a) Toplanan tüm verinin atım düzlemleri için alt yarımküre stereografik projeksiyon kutup kontür diyagramı. x ile belirtilen yön anlamı ile

büyük daire üzerinde 2 ölçüm görülür; her ikisinde normal hareketi gösterir. (ai) Tüm yönsüz normal fay yönelimlerinin gül diyagramı; (aai) fay düzlemlerinin eğimi.

5.7. Merkez Bölge: Kuvaterner Travertenleri

Akarsu sedimanları ve travertenlerde dahil olmak üzere Kuvaterner sedimanlarında çok az faylanma gözlenmiştir. Küçük boyutlu faylar yalnızca birkaç cm’lik atımla büyük oranda GGB-KKD yönelimlidirler. Traverten yüzeyleri yer yer çatlaklıdır ve kırmızı karasal breş ile dolmuştur fakat büyük çaplı bir faylanma gözlenmemiş veya ölçülmemiştir.

5.8. Isparta Açısının Batı Kenarı

Güneye doğru gidince Antalya’nın KD’sunda (örneğin Isparta-Korkuteli yolunun kuzeyi; Şekil 10g; bak Şekil

2, kutu 9) başlıca K-G yönelimli faylar ortaya çıkar ve daha sonra güneye doğru iç Isparta Açısı'nın batı kenarını oluşturan Antalya körfezini sınırlayan ana sarplıkları (Kemer çizgisellikleri; Şekil 2 ve 4d) oluşturan bu faylar daha belirginleşir.

Antalya- Kemer ana yolu boyunca yol yarmasında sayısız küçük fay aynası çok iyi mostra verir (Örneğin Çamdağ tüneli eski yolu; Şekil 2, kutu 10). Bu faylar büyük ölçüde Antalya kompleksinin deforme olmuş Mesozoyik karbonat platformlarını keser ve bu fayların maalesef ulaşılabilen çok daha büyük fay aynaları denize doğru konumdadır. Antalya kompleksinin bu bölgede Geç Mesozoyik-Erken Tersiyer burkulma ve bindirme tektoniği (Robertson ve Woodcock, 1980, 1982) geçirmiş olmasından dolayı neotektonik fayları belirlemede dikkatli olunmalıdır.

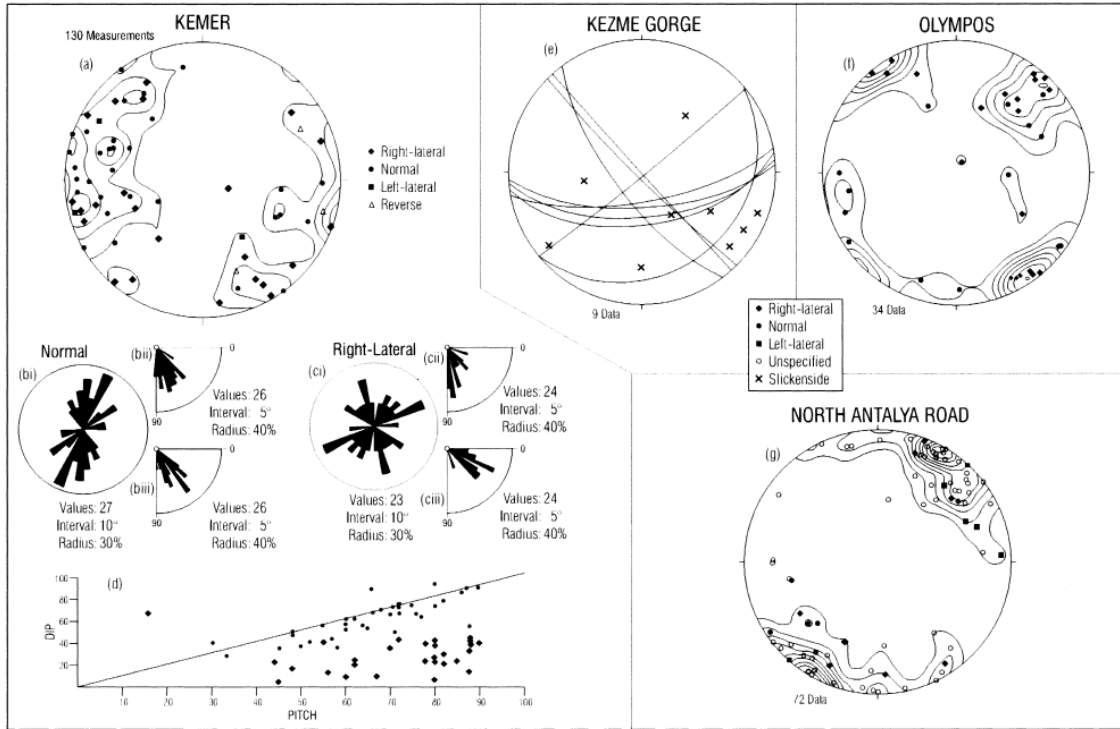
Fay verisi KKD-GGB ya yoğunlaşmıştır. KKD-GGB yönelimli fayların çoğu normaldir (Şekil 10b). Bir fay düzleminde doğrultu-atım silikinsaydın üzerini normal silikinsaydın kestiği açıkça görülür. Sağ yanal yönlü olan faylar büyük oranda KD-GB ve KB-GD yönlerde olup daha fazla karmaşıktır (Şekil 10c). Pitch/eğim grafiği normal ve sağ yanal faylar arasında bir ayırım yapılabileceğini gösterir (Şekil 10d). Yalnızca Kemer yakınlarında (Şekil 2) bile K-G sahil dağ sırtlarını (mesela Kemer çizgisellikleri) parçalara

ayıran bir ana D-B yönlü bir vadi (Kezme) vardır ve bu vadi daha iç kısımlardan fayların ölçülmesine imkan sağlamaktadır. Bu bölgedeki faylar büyük oranda D-B yönelimli sol yanal atımlı ve KB-GD faylardır (Şekil 10e). Veri ana Kemer çizgiselliğinin iki atımlı fay hattını bağlayan bir transfer fayın varlığını işaret ettiği şeklinde yorumlanır (Böylece Kezme geçidini oluşturmak için akıntıların aşındırdığı bir zayıflık sağlar). Belirgin fay hatlarını bağlayan transfer faylanma Çandır Bölgesinde boğaz boyuncada gözlenmiştir (yukarı bak).

Yaklaşık 30 km daha güneyde fay çizgisellikleri Olympus yakınlarında denize uzanır (Şekil 2, kutu 11, Şekil 4e). Veri Olympus sahilinin arkasından ve Adrasan Körfezinin hemen güneyindeki bir yamaçtan toplanmıştır. Yön verisi KD-GBve KB-GD sağ-yanal fay ve KKD-GGD doğrultulu normal fayların varlığını ortaya koyar ve yönler yukarıda anlatılan Kemer bölgesindeki yönlerle çok benzerdir (Şekil 10f).

6. Dış Isparta Açısı Bölgesi

Neotektonik yerleşimle ilgili ilave ipuçları batıda fay çizgisellikleri (Bey Dağları kenarı) ve doğuda seçkin Kırkkavak fayını



Şekil 10. (a)-(d) Kemer bölgesi, (e) Kezme boğazından, (f) Olympus ve (g) K Antalya yolu (tüm GB Isparta Açısı kanadı) ndan fay verisi diyagramları. (a), (f), (g) Bilinen yön anlamlarıyla fay verisi için alt yarımküre stereografik projeksiyon kutupların kontür düzlemleri (sembollerle belirtilmiş, sembollere bak). (bi) Normal fay düzlemlerinin gül diyagramı (yönsüz); (bii) normal fay düzlemlerinin eğimi; (biii) normal fay düzlemleri üzerinde silikinsaydınların derecesi; (ci) sağ-yanal fay düzlemlerinin gül diyagramı (yönsüz); (cii) sağ-yanal fay düzlemlerinin eğimi; (ciii) sağ-yanal fay düzlemleri üzerinde silikinsaydınların derecesi. (e) Kezme boğazından büyük fay daireleri diyagramı (x ile belirtilen silikinsaydın ile), iki ana K-G yönelimli fay hattı arasında bir transfer fay zonu olarak yorumlanmıştır.

içeren dış Isparta Açısı bölgesinden gelir. Aynı zamanda güneyde Antalya Körfezinden sığ simik yansıma verisi de vardır.

6.1. Dış Doğu Bölge

Doğuda en belirgin fay çizgiselliği Akdeniz'den kuzeye doğru yaklaşık 90 km uzanan daha sonra daha fazla KB-GD'ya bükülen Kırkkavak fayıdır (Şekil 2). Normal faylar taze fay düzlemlerinin gözlemleri ve bitkisiz, pekleşmemiş fay etek döküntülerine dayandırılarak yakın geçmişte aktif idi. Miyosen süresince Kırkkavak fayı önemli bir topoğrafik özellik olarak yoktu ve türbiditleride içeren Miyosen havza sedimanları güneyde mevcut çizgisellik boyunca depolanmıştır (Flecker vd., 1995). Bununla birlikte komşu Miyosen sedimanlarındaki fay atımları Kırkkavak fayının bir sağ-yanal yer değiştirme fazı geçirdiğini işaret etmektedir (Dumont ve Kerey, 1975). Zaman yeterince daraltılmıyor ama muhtemelen Geç Miyosen deformasyonu (diğerdeyişle Aksu fazı ile ilişkili). Aynı şekilde faylanmanın zamanlaması yeterince daraltılmamış olsada Pliyo-Kuvaterner süresince belirgin fay aynaları ile Kırkkavak Fayı oluşmuştur. Fay aynalarının çoğuna ulaşamaz. Bununla birlikte bu çalışmada Kırkkavak Fayı sarplıkları boyunca fay düzlemlerinden alınan az sayıdaki ölçüm yönlerin daha batıdakilere (mesela Pınargözü-Ovacık Dağları bölgesi) benzer olduğunu ortaya çıkarmıştır. Normal, sol-yanal, sağ yanal yönlü faylar yer yer gözlenmiştir (Glover 1995).

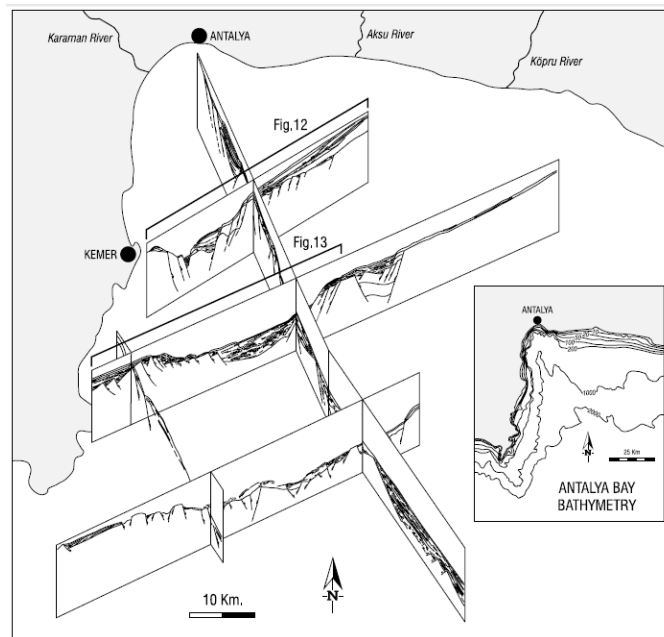
6.2. Güneybatı Bölgesi

Bu araştırma gösterdi ki neotektonik genişleme faylanması görkemli Bey Dağları Mesozoyik karbonat

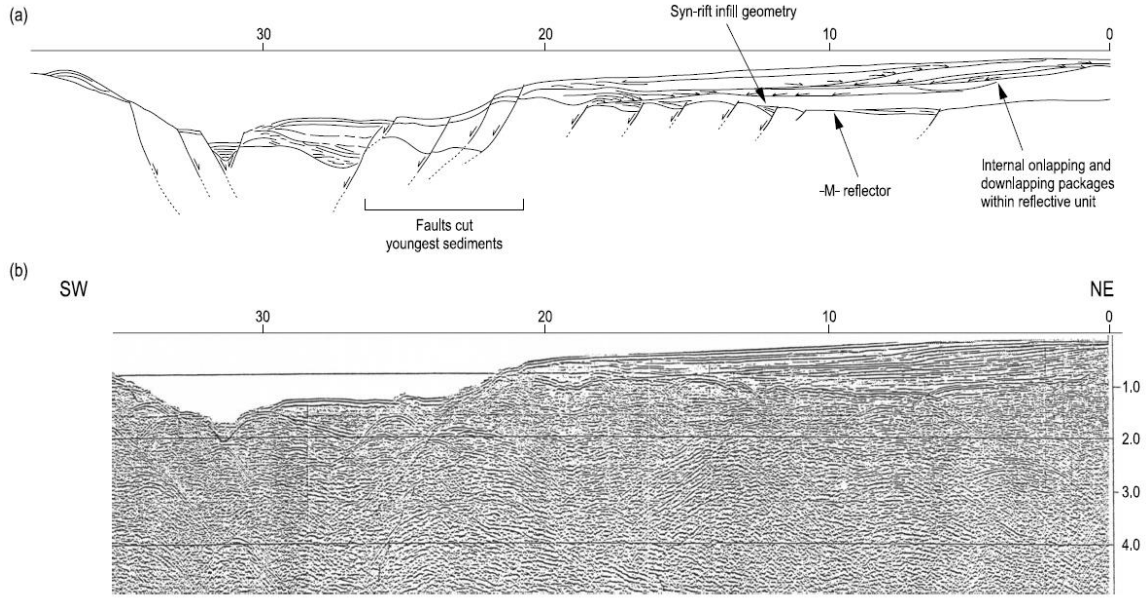
masifinin doğu kenarında içerecek şekilde ve oraya kadar Antalya Körfezi'nin batısındaki tüm bölgeyi etkilemiştir (Şekil 2). Örneğin Bey Dağları kireçtaşının KD kenarı ana KKB-GGD yönlü faylar tarafından tıraşlanmıştır, doğuya aşağı duraysız, geniş hacimli dağ eteği döküntülü fay aynaları. Daha doğuda, allokton Mesozoyik Antalya Kompleksi içerisinde geniş, büyük ölçüde Mesozoyik kireçtaşı masifi (örneğin Bakırlı Dağ), K-G yönlü neotektonik fay aynaları tarafından tıraşlanmıştır doğuya ve batıya aşağı her iki tarafta faylar gözlenmiştir (Robertson ve Woodcock, 1980). Daha GB'da sahil bölgesinde Finike'nin kuzeyinde (Şekil 1) Bey Dağları mesozoyik kireçtaşları küçük, K-G yönlü asimetrik bir grabene dönüşmüş ve Bey dağları ana K-G yönlü faylarla kesilmiştir (Woodcock ve Robertson, 1982).

6.3. Açık Deniz Sismik Verisi

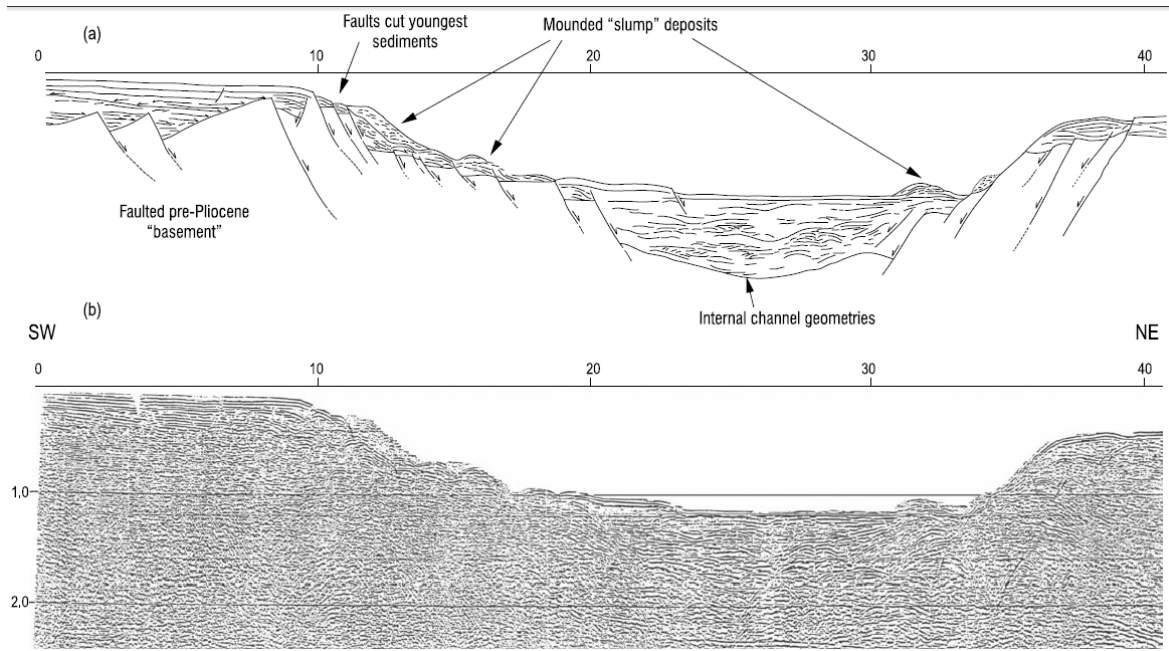
Şekil 11'de her bir hat yorumunun çizildiği Antalya Körfezi'nde 5 adet sığ 2 boyutlu sismik yansıma hatlarının karelağı tüm havza yapısı hakkında iyi bir bulgu verir. Orijinal verinin bir kısmı ve Aksu nehrinin güneyinden Kemer'e (Şekil 11) uzanan kuzeyde bir hattın yorumu Şekil 12'de verilmiştir. Kesitin üst kısmındaki yansıtıcı sediman istifi iyi bir kontrol yapılmaksızın Pliyosen delta istifile korele edilmiştir. Altında istiflenme görüntülenmeyen varolan güçlü yansıtıcıya dayandırılarak istifin tabanındaki yansıtıcının Messiniyen evaporitleri olduğuna inanılır. Sonradan bölge içerisinde 3 transgressif paketin belirlendiği kalın bir sediman istifi ile örtülür. Bunlar kesitin yalnızca batı kısmında faylarla kesilir. Bu faylar havzanın en derin kısmını oluşturan dar bir grabeni sınırlar.



Şekil 11. Antalya Körfezinde sığ sismik yansıma verisinden yorumlanan fay yapısı ve batimetrisinin çit diyagramı. KB-GD yönelimli genişleme graben sisteminin varlığına dikkat. Detaylı açıklama için metne bakınız.



Şekil 12. Sığ sismik yansımaya verisi. (a) Kesit yorumu. Blok faylı ve Pliyosen olduğu düşünülen sedimanlar tarafından üzerlenmiş güçlü Messiniyen yansıtıcısı (-M-) nin varlığına dikkat ediniz. Bu sediman istifi içerisinde üç adet transgresyon yüzeyi belirlenmiştir. Detaylı bilgi için metne bakınız. (b) (a) da yorumu yapılan en kuzeydeki (KD-GB) hat parçası.



Şekil 13. Sığ sismik yansımaya verisi. (a) Hat yorumu. Kısmen kanal sedimanlarıyla dolmuş eksenel grabenin varlığına dikkat ediniz; batıdan Pliyosen olduğu düşünülen sedimanın ilerlemesi ve muhtemelen güncel genişleme fay aktivitesi ile ilişkili graben kenarlarında sediman duraysızlığı. Detaylı açıklama için metne bak. (b) (a) da yorumlanan merkezi hat parçası (GB-KD).

Daha güneyde Antalya Körfezi içerisindeki bir graben genişler ve eksen boyunca taşınmayı akla getiren kanal benzeri özellikler belirlenebilir (Şekil 13). GB'da bir sediman istifi downlap olarak gelir ve yer yer blok faylı topoğrafyayı üzerler. Paketin içerisinde ana sediman kütleleri ile iyi bir yaş korelasyonu yapılabilecek içsel onlap gözlenir. Antalya körfezinin batı sahiline yakınlığı ve iç ve dış geometrilerinden

dolayı bu istifin Antalya-Kemer sahil bölgesinde haritalanabilir kaba alüvyal kırıntılar (Kemer fanglomeraları) ile korele edilebileceği düşünülür (Glover ve Robertson, 1998). Bu sediman istifleri de graben kenarına yakın bir yerden faylanır. Graben kenarları da graben içerisinde güncel tektonik aktiviteyi akla getiren toprak kayması-gibi tepelik çökelleri sunar (Şekil 13).

Şiş sismik veri Antalya Körfezinde 2 ayrı faylanma evresi yaşandığı şeklinde yorumlanır. İlk evre Messiniyene atfedilen birimi keserek Pliyosen olduğu anlaşılan delta sedimanları ve eş yaşlı kenar Kemer fanglomeraları tarafından pasif olarak dolmuş ve örtülmüş faylı bir topografya üretir. Sonraki faylar esas graben özellikleri kazanmak için Pliyosene atfedilen sedimanları keser. Bu graben esasen körfezin batı yarısında yer alır ve güneye doğru daha yumuşamış bir topoğrafya ile genişler. Graben içerisindeki yönelmiş sediman istifinin yaşı bilinmemektedir. Sedimanların havzayı doldurmasıyla özellikle doğuda havzanın merkezindeki

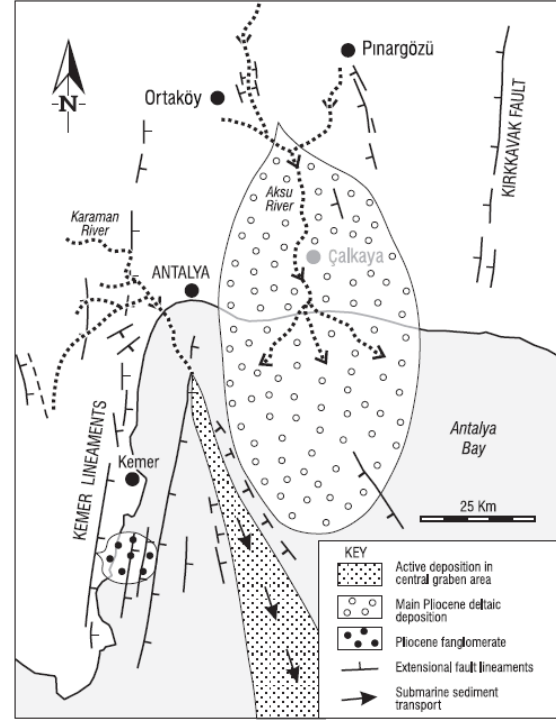
daha genç fayları örtmeye başlar. Onlar sedimanter depolanmayla eşyaşlı olduklarına dair hiçbir delil sunmazlar ve bu nedenden dolayı Karaman Nehrinden türeyen hacimli sedimanlar ana depolanma kanalını temsilen oldukça güncel olarak değerlendirilir (Şekil 14).

Daha doğudaki kum sahillerinin (çok daha şiş eğimli sahil hattı boyunca) aksine Antalya’nın batı sahilleri boyunca çakıl plajlarının varlığı Geç Kuvaterner-Güncel süre zarfında Karaman Nehrinin Aksu Nehrine kıyasla körfeze sediman taşımakta daha aktif olduğunu düşündürür (Şekil 14). Antalya Körfezi’ne Kuvaterner-Güncel sediman kaynağı batıda yükselmiş Toros Dağlarından Karaman Nehri aracılığıyla iken Pliyosen süresince Antalya Körfezinde şiş deniz, şelf denize malzeme girdisinin birincil kaynağı Aksu Nehir deltası olarak düşünülür. Depolanma alanındaki (sediman yaşlandırmasıyla daraltılmamış isede) bu bariz kayma batı Kemer çizgiselliği boyunca yoğunlaşmış Geç Pliyosen-Erken Kuvaterner genişleme faylanması ile ilişkili olduğu varsayımında bulunulur. Bu ilerleyen bölümlerde tartışılacaktır.

7. Fay Verisinin Tartışması

Elde edilen sonuçlar Tablo 3’de sunulmuştur. Kemer bölgesinde ekstra baskın KB-GD yönlü olan sağ-yanal faylar KD-GB yönlü iken normal faylar KB-GD ile KKD-GGB arasında değişen yönlüdür.

Ayriyeten Antalya Körfezinde açık denizde genişleme grabeni açık olarak KB-GD yönelimlidir. Sınırlı iki boyutlu veri kısıtlamasından dolayı açık deniz grabenini sınırlayan fayların yönelimlerini belirlemek mümkün değildir. Isparta Açısı’nın (yukarı bak) doğu ve batı kanatlarının her ikisinden fay üzerlemelerinin silikinfibre verisi (Geç Miyosen) ters fayları doğrultu atımlı fayların onuda normal fayların kestiğini gösterir. Bu fazların dönemleri aşağıda sunulan stratigrafik ve jeomorfolojik birtakım gözlemlerle daraltılmıştır. Çalışma yapılan lokasyonların hiçbirinde Miyosen sonrası sıkışma faylanması olduğuna dair herhangi bir veriye rastlanmamıştır.



Şekil 14. Sahildeki akarsu sediman kaynağı ve genişleme fayları ile ilişkili Antalya Körfezi’nde açık denizdeki birikim arasındaki ilişkinin yorumu. Detaylı açıklama için metne bakınız.

7.1. Faylanma Yaşı

Önceki çalışmalar Geç Miyosen dönemine ait sıkışma faylanması (Frizon de Lamotte vd., 1995) üzerine odaklanmışken ilerleyen bölümlerde verilecek deliller Geç Miyosenden Pliyo-Kuvaterner ve günümüze kadar önemli normal ve doğrultu atımlı faylanmaların gerçekleştiğini ortaya koymaktadır. Biz bu delilleri genel olarak aktivitenin artan oluşum yaşını yansıtabilecek şekilde aşağıda sıralarız.

Tablo 3. Isparta Açısı’ndan elde edilen birincil doğrultu yönleri

Normal	
Kemer and Olympos	NNE–SSW
Çandır	NW–SE and NNW–SSE (most dominant)
Ovacık	NW–SE and N–S (tentative)
Ortaköy	NNW–SSE and N–S
Çalkaya	NW–SE
Right-lateral	
Kemer	NE–SW and NW–SE
Çandır	NE–SW
Ortaköy	NE–SW
Bucak	NE–SW and NNE–SSW (tentative)
Left-lateral	
Çandır	NNE–SSW and NW–SE
Ortaköy	WNW–ESE
Ovacık	from E–W to SSE–NNW (large spread)
All planes	
Pınargözü	NNW–SSE
Antalya Road	NW–SE

Detaylı açıklama için metne bakınız.

1. Geniş, düzgün kesilmiş, dik, bitki örtüsü içermeyen duraysız birikinti konileriyle örtülmüş fay aynalarının varlığı çoğu fayın yakın geçmişte aktif olduğunu akla getirmektedir (örneğin Kemer-Olimpos, Şekil 10).

2. Antalya'nın kuzeyinde taraçaların çoğunu örten karbonatlı travertenler büyük oranda faylanmamış ve eğimli Orta Pliyosen delta sedimanları üzerinde uyumsuz olarak yer almaktadır. Bu durum önemli bir genişleme blok faylanmasının Pliyosen denizel biriminin çökmesinden sonra traverten depolanmasından önce Geç Pliyosen süresince gerçekleştiğini gösterir.

3. Antalya Körfezinde sismik olarak görüntülenen Pliyosen delta fasiyesine ait olduğu düşünülen sedimanların normal faylarla kesilmiş olması da Geç Pliyosen genişlemesini destekler.

4. Orta Aksu düzlüğünden (Aksu Nehri) Antalya körfezinin KB köşesine (Karaman Nehri) sediman depolanma odağının kayması sismik ve jeomorfolojik geometrik delillere dayandırılarak hipotezlenmiştir. Bu durum Pliyosen sediman istifini batıya doğru eğimlendirerek yarım bir grabenin oluştuğunu akla getirir. Aynı zamanda taban blok yükselmesi muazzam Kemer çizgiselliğinin oluşmasına katkı sağlamıştır.

5. Isparta Açısı'nın eksen bölgesinde yer alan faylar Geç Miyosen Aksu fazıyla dike yakın deforme olan iyi yaşlandırılmış Miyosen sedimanlarını keser.

6. GD'da (Gebiz bölgesi, Şekil 2) hafif eğimli Pliyosen siltleri daha dik eğimli Üst Miyosen kireçtaşlarının (Gebiz Kireçtaşları) üzerine gelir. Bunlar erken havza oluşumu fay periyodunda muhtemelen bir oblik genişleme bileşen ile eğimlenmiştir fakat Geç Miyosen Aksu fazı deformasyonunu da yansıtır olabilir.

7. Ortaköy'de (Şekil 8) eğimli Miyosen sedimanlarında ölçülen faylar Aksu havzasının başında komşu proksimal Pliyosen çakıltaşlarındaki fay takımlarının aynı olarak yorumlanmıştır.

8. Sismik veri üzerinde bir Geç Miyosen-Erken Pliyosen fay döneminde oluşan blok faylı bir topoğrafya (Messiniyen olduğu düşünülen yansıtıcıda faylanma) daha sonra pasif olarak Pliyosene atfedilen (sahil-açık deniz korelasyonuna dayandırılmış, Şekil 11 ve 14) sedimanlar tarafından transgresyonla örtülmüştür.

9. Silikinfibrelerin tutarlı üzerleme konumu (yani ters, sonra sağ-yanal, sonra normal faylanmayı işaret ediyor) ters fayların sistematik olarak sağ-yanal fayların faylanma zamanından önce muhtemelen Geç Miyosen sıkışma veya oblik sıkışmasıyla (Aksu fazı) ilişkili olarak geliştiğini işaret eder. Pınargözü bölgesi

hariç kesme-kesilme (superimposition) verisi nadir olmasına rağmen normal fayların da doğrultu atımlı fayları kestiği görülür.

10. Genelde Miyosen (mesela Aksu havzası) veya daha yaşlı (mesela. Antalya Kompleksi) birimleri kesen faylar komşu Pliyo-Kuvaterner sedimanlarında gözlenen fay modellerine büyük oranda uyum gösterirler.

Fay yönelimlerinin yorumu şayet bölge bir bütün olarak veya teker teker fay blokları düşey bir ekseninde belirgin bölgesel bir rotasyon geçirmiş olsaydı uyum içerisinde olacaktı. Biz paleomanyetik çalışmaların bir kısmının Isparta Açısı bölgesinde yapılmış olmasından dolayı şanslıyız. Rotasyonlar gerçekte Bey Dağları Masifinde (Kissel ve Poisson, 1986a) ve Isparta Açısının doğu kanadındaki (Kissel vd., 1990) paleomanyetik çalışmalarıyla belgelenmiştir. Bununla birlikte bu rotasyonların Geç Miyosen Aksu fazı süresince ve Aksu fazına kadar gerçekleştiğine inanılır, daha sonra değil. Kritik olarak, Kissel ve Poisson (1986b) Geç Miyosen sonrasında Isparta Açısı'nın çekirdeğinde (i.e. esas olarak Pliyosen sedimanları) hiçbir rotasyon olmadığını göstermişlerdir. Biz bu nedenle Pliyo-Kuvaterner faylarının büyük ölçüde sonraki bir düşey eksenli rotasyonun etkisiyle yeniden yönlendiği ihtimalinin üzerine çizebiliriz. Miyosen (Flecker vd., 1995, 1998) ve Mesozoyik- Erken Tersiyer yapısal modellerin ve tektonik tarihenin (Robertson ve Woodcock, 1980,1984; Woodcock ve Robertson, 1982) her ikisinde tam olarak anlaşılması da bizim yorumumuza katkı sağlamıştır.

7.2. Fay Modellerinin Analizi

Faylanmadan kaydedilen zorlanmadan elde edilen gerilmeye özgü belirsizliklerden ötürü paleostres tensörlerini üretmek için verinin sayısal dönüşümü yapılamaz. Biz Geç Miyosenden günümüze Isparta Açısı bölgesine etki eden bölgesel tektonik rejimlere ait anlayışımızı ve fay modellerine (önemli bir rotasyon olmadığını varsayarak) ait gözlemlerimizi açıklamak için verilerimizin niteliksel bir analizini sunarız. Göreceli fay ilişkileri ters fayların doğrultu-atımlı ve normal faylardan önce ve Geç Miyosen Aksu fazı sıkışması ve/veya oblik sıkışması (transpression) süresince oluştuğunu işaret eder. Sayısız K-G ve KKD-GGB normal faylar günümüz topoğrafyasında (mesela Kemer çizgisellikleri, Şekil 2) egemen fay aynaları ile korele olur. Bununla birlikte egemen KB-GD ve KD-GB fay yönleri bu yöne verev uzanır.

7.3. Alternatif Hipotezler

Gözlenen fay geometrilerini açıklamak için üç alternatif değerlendirilebilir. İlk ikisi normal ve doğrultu atımlı fay yönleri ve modellerinin tek bir tektonik dönemin bölümleri olduğunu savunur. Üçüncüsü zamanla değişen bir stres rejimi ihtimalini

araştırır. Test edilen daha ileri bir hipotez var olan yapısal zayıflık zonlarının fay geometrisinin belirlenmesinde önemli bir rol oynadığıdır.

İlk hipotezde bölge var olan yapılar vev K-G genişlemesi yaşamıştır. Bu fayları birbirine dik (ortogonal) parçalara ayırmıştır. Örneğin Doğu Afrika graben sistemi içerisinde çok daha büyük bir ölçekte (örneğin Tanganyika ve Malawi gölleri) çoğu fay düzlemi üzerinde oblik atım belirlenmiş ve faylar büyük oranda birbirine dik (ortogonal) yönlerde parçalara ayrılmıştır (örneğin Scott vd., 1992). Tanganyika sistemindeki tipik faylar hemen hemen eğim-atımlı normal faylar; dik eğimli, oblik faylar ve düşeye yakın doğrultu-atımlı faylardır. Aksine Isparta Açısı'nda normal ve doğrultu atım düzlemlerinin silikinsaydılar çizgileri ve eğimlerine ait gül diyagramlarının her ikisi birlikte normal ve sağ-yanal fay modelleri arasında iyi bir farklılaşma gösterir. Aynı zamanda, gözlemlenilen yerlerde normal fay silikinsaydılar doğrultu atımlıların silikinsaydılarını üzerler. Yalnızca sınırlı sayıda ortadadır ve oblik atım gösterir. Genelde oblik atımlı fayların yokluğu normal faylanma döneminde vev atımdan ziyade açık eğim atıma yakın faylanma oluşması gerilme alanının fay düzlemi yönelimine neredeyse dik olduğunu aklı getirir. Bu nedenle biz doğrultu-atımlı ve ortogonal fayların tamamının aynı tektonik dönemde oluşmadığına inanırız ve biz bu nedenle sürekli olarak yönlenmiş vev gerilim hipotezini dışlarız. Bununla birlikte biz en geç Miyosen-en erken Pliyosen olarak yaşlandırdığımız ana doğrultu-atımlı fazdan sonra ikincil sağ-yanal doğrultu atımlı faylanmanın aktif kalabileceği ihtimalini tamamen göz ardı etmeyiz.

İkinci hipotez normal ve doğrultu atımlı fayların yaşıt olduğunu savunur. Doğrultu atımlı fayların arazi gözlemleri, teorik analizleri ve 3 boyutlu gerilme sisteminin deneysel simülasyonu 3 veya 4 yönde gelişen kompleks bir faylanma modelini açığa çıkarmıştır (Reches, 1978, 1983; Aydın ve Reches, 1982; Reches ve Dietrich, 1983). Fay yüzeylerinde doğrultu atımlı ve eğim atımlı yer değiştirmenin her ikisiyle dik eğimli faylar gelişmiştir. Bu durum gerçekte Isparta Açısındaki fayların büyük çoğunluğunda gözlenmiştir. Bununla birlikte Isparta Açısında gözlenen doğrultu-atımlı faylar yer yüzeyinde aktif idi ve 3 boyutlu gerilmenin uygulanması olası değildir. 3 boyutlu gerilme; Erken Pliyosende aktif fay çizgiselliklerinin üzerindeki Toros Dağlarının yüksekliğinin mevcut mostra veren fayların üzerine yeterli bir gravite yükü uygulamaya yetecek kadar büyük olması ihtimalinde gelişebilir. Bununla birlikte sedimanter fasiyes delili gösterir ki, ana fay çizgisellikleri günümüzde olduğu (Glover ve Robertson, 1998) gibi Toros Dağlarının çevrelemekteydi ve bu nedenle yeterince ağırlık yükleyemez. 3 boyutlu gerilme muhtemelen pek çok faylanmayı çok az miktarda kontrol ediyordu.

Üçüncü hipotez, ki biz buna yakın stres rejiminin

zamanla değiştiğidir. Yukarıda belirttiğimiz gibi paleostresi belirlemek için kayac içerisinde ölçülen gerilmeden direk olarak hareket etmek güç olsada biz Aksu sıkışma/oblik sıkışma fazından sonra Geç Miyosenden beri (Kissel ve Poisson, 1986b; Morris ve Robertson, 1993) rotasyonun önemli bir etkisi olduğuna inanmayız. Biz fay modellerinde bir farklılaşma ve fay fazları arasında açık bir üzerleme (superposition) gözleriz (örneğin Pınargözü'nde).

7.4. Faz 1: Engeç Miyosen- En Erken Pliyosen

Başlangıç fazı engeç Miyosen-erken Pliyosen süresinde gerçekleşmiştir. Bu durum bize göre batı Türkiye ve Ege'de genişleme faylanmasının eşlik ettiği Anadolu'nun batıya doğru odaklanmış tektonik ilerlemesinin başlamasına bir tepkidir (Dewey ve Şengör, 1979; Şengör vd., 1985). Sağ yanal faylanma içerisinde Pliyosen sedimanlarının depolandığı (Aksu havzası) blok faylı bir havza oluşumuna etki eden muhtemel bir genişleme bileşeni ile bu zamanda Isparta Açısı bölgesinde aktif idi.

Isparta Açısı içerisindeki sağ yanal doğrultu atımlı faylanmanın zamanı dolaylı olarak daraltılabilir. Bu deformasyon Miyosen tabakaları yer yer dik açıyla eğimlendiği zaman Geç Miyosen sıkışma ve/veya oblik sıkışma (transpressional) deformasyonundan (Aksu fazı) sonra gerçekleşmiştir. Gebiz bölgesinde, Gebiz kireçtaşının eğimi izole Messiniyen? jips blokları bölgesinin altında gözlenir. Genel eğim Pliyosen öncesi lokal eğimlenmeyi düşündürücü şekilde bu birimlerin arasındaki sınır (mostra vermemiş) yakınlarında belirgin bir şekilde dikleşir. Gebiz kireçtaşları daha sonra hafif eğimli Pliyosen sedimanları tarafından transgresif olarak örtülmüştür. Isparta Açısının batı kanadı boyunca bu Pliyosen sedimanları lokal dik eğim veya dağılmış kesmeye ait herhangi bir delil olmaksızın doğrultu-atımın onları deforme edip etmediği merak konusu olarak batıya doğru normal faylarla hafifçe eğimlenir. Biz bu nedenle Pliyosen sedimanlarının depolanmasından önce doğrultu atımın büyük ölçüde durduğuna inanırız. Doğrultu-atım için zaman aralığı bu nedenle engeç Miyosen - enerken Pliyosendir. Bu zaman aralığında içerisinde Tortoniyen kireçtaşları (Gebiz Kireçtaşları) ve Messiniyen evaporitlerinin depolandığı, eğimlendiği ve daha sonra faylandığı (Glover, 1995) vev genişlemeli havza oluşmuştur.

Aksu fazı süresinde oblik sıkışmalı deformasyonun en geç Miyosen-en erken Pliyosen süresince sağ-yanal doğrultu atıma zamanla dönüşmüş olması mümkündür. İki ayrışık olmayan alternatif aşağıdaki gibidir. Birincisi D-B sıkışma gerilmesi Geç Miyosen Aksu fazı süresince dağılmış kıvrımlanma ve bindirmelere sebep olmuştur. Sonraki hareket doğrultu atımın farklı zonlarına odaklanmıştır. İkinci olarak Aksu fazı süresince sıkışma ve bindirme kuzeyde iç Isparta Açısının eksenine yakın (e.g. Davraz dağının batıya bindirmesi) en fazla yoğunlaşmış

(Poisson, 1977; Robertson, 1993; Şekil 2) fakat Geç Miyosen sıkışmasının çok az işaretlerini gösterdiği Antalya Körfezi’nde olduğu gibi güneye doğru sonlanmıştır.

Blok faylı bir topoğrafya üreten sağ yanal faylar sığ sismik profillerde görüldüğü gibi faylanmasız Pliyosen sedimanları tarafından örtülmüştür (Şekil 11-13). Denizel çamurlar ve kumlar kısmen pasif bir havzada eğimli Tortoniyen kireçtaşlarını örterek birikir ve nispeten deforme olmadan kalır. Nispeten tektonik olarak pasif bir döneme karşılık gelen Erken-Orta Pliyosen süresince Isparta Açısı jeomorfolojik olarak olgun yerçekimleri tarafından sınırlanmıştır (Glover, 1995; Glover ve Robertson, 1998).

Bazı bölgelerde özellikle Çandır’da (Şekil 6) sol-yanal doğrultu atımlı faylar egemendir ve yalnızca lokal etkilerle izah edilemez (örneğin transfer faylanma). Bu doğrultu atımlı faylar nasıl oluştu? Bir ihtimal bölge belirlendiği üzere sol-yanal faylarla sınırlanan küçük saat yönünde dönen bloklara ayrıldı. Örneğin İsrail’de (Ron vd., 1990) veya Kaliforniya’da (Terres ve Sylvester, 1981; Christie-Blick and Biddle, 1985; Nicholson vd., 1986) doğrultu atımlı fay sistemlerinde olduğu gibi. Bu sistem bölgesel olarak gözlemlendiği gibi bir bütün olarak sağ yanal atım üretebilir. Daha büyük ölçekte bu tarz bir deformasyon KB’da Burdur bölgesi için söylenebilir (Price ve Scott, 1994; Şekil 2). Isparta Açısının Neojen sedimanları (Pliyosen Aksu havzası) yapısal rotasyonun bölgesel delillerini (Kissel ve Poisson, 1986b) göstermediği için Isparta Açısının çok detaylı paleomanyetik örnekleme lokal blok rotasyonu hipotezini test etmek için gereklidir. Bu sol yanal fayların büyük ölçüde kenar faylardan uzakta olması çok daha dağınık bir deformasyon bölgesinin parçaları olduğu ve bölgesel tektonik hikaye açısından daha az önemli olduklarını düşündürür.

7.5. Faz 2: Geç Pliyosen-Günümüz

Doğrultu atımlı faylanmayı önemli bir normal faylanma fazı takip etmiştir. Eğimli Pliyosen fayları (Şekil 4f) ve yer yer üzerindeki yatay uzanan traverten arasındaki ilişki bu faylanmanın Geç Pliyosen-Erken-Kuvaterner zamanında başladığını işaret eder. Normal faylanmanın bu dönemi Ege Bölgesi Batı Türkiye ve Ege yayı boyunca belgelenen gerilmedeki bölgesel değişiklik ile aynı zamana rastlar (Dumont vd., 1979c; Angelier vd., 1982; Le Pichon vd., 1982; Mercier vd., 1989; Zanchi vd., 1983). Bu bölgelerde Kuvaterner maksimum genişleme yönü (σ_3) Isparta Açısında (KB-GD ila KKD-GGB aralığında) gözlenen fay yönlerine dik açılı olarak KD-GB’dir. Bu geniş ölçekli faylanmaya ve onun açık eğim-atımlı doğasına bir açıklama getirir. Bu normal faylar sismik profillerde Pliyosen olduğu düşünülen sedimanları keser ve Antalya Körfezinde KB-GD yönelimli grabeni sınırlar.

7.6. Reolojik Ve Yapısal Anakaya Kontrolü

Havzada önemli bir etkiye sahip olan faylar Neotetisin riftleşmesi ile ilişkili olarak ilk Triyasta varlık göstermişlerdir (Poisson, 1977; Robertson ve Woodcock, 1982, 1984). Bu fayların yeniden aktif olması karbonat platformlarının düşmesi ve pelajik karbonatlar (Robertson, 1993) tarafından transgressif olarak örtülmesiyle ilişkili olarak Geç Kretase’de (Senomaniyen) olmuştur. Isparta Açısının GB kanadını sınırlayan (Kemer bölgesi) ana fay çizgisellikleri K-G yönelimli platform kenarı yamaç fasiyesi olarak belgelendiği gibi Mesozoyik karbonat platformlarının doğu kenarı (Kemer zonu) bölgesinde uzanır (Robertson ve Woodcock, 1982). GB Isparta Açısı bölgesinde Erken Tersiyer’de Kretase ofiyolitleri modern fay aynalarının bulunduğu (mesela Robertson ve Woodcock, 1980) bölgelerde yer alan doğrultu atımlı fay olarak yorumlanan hali hazırda yüksek açılı K-G fay çizgisellikleri boyunca doğuda bir kıta kenarına demirlenmiştir. Gerçekte Antalya’nın GB bölgesinde (Isparta açısının GB kanadı) Antalya kompleksinin engeç Kretase-erken Tersiyer tektonik yerleşiminde K-G burkulma ve bindirme tektoniği egemendir (Woodcock ve Robertson, 1982). Bu uzun süreli ve tekrarlayan tektonik aktivite Neojen-güncel dönemde de etkili olan derin yapısal zayıflık zonları üretmiştir. Bazıları genişleme yönüne diğerlerinden daha fazla oblik olan çok sayıda birbiriyle ilişkili fay yönlerinin var olması gibi Kemer çizgiselliğinin neden diğer bölgelerden daha fazla oblik atımlı faylar içerdiğini Kemer kıyı şeridi boyunca özellikle güçlü tektonik kontrol açıklayabilir.

Isparta Açısının kuzey eksenini olan Kovada Grabeni (Şekil 2) batıda Davras Dağı doğuda Sütçüler kireçtaşı olmak üzere farklı Mesozoyik karbonat platformları arasında küçük bir Geç Kretase-Erken Tersiyer suture zonu alanını işaret ettiği düşünülür (Robertson, 1993). Mesozoyik boyunca bu platformlar derin deniz temel yüzey kayaçları ve derin deniz sedimanları ile örtülen bir havza ile ayrılmıştır (Robertson, 1993). Bu havza erken Tersiyerde havza ve platform birimlerinin bindirme istiflenmesi ile sonuçlanan, daha sonra Kovada Grabeni ve ilişkili fay çizgiselliklerini oluşturmak için kullanılacak olan yaklaşık K-G yönlü yapısal bir zayıflık zonu üreterek kapanmıştır. Bununla birlikte varolan yapısal zayıflıkların etkisinde baskın bir şekilde kontrol edilen graben bir bütün olarak K-G yönelimli olarak gelişmiş iken lokal ölçekli faylar bu fayların bölgesel (oblik) yönde oluştuğunu düşündürecek şekilde K-G yönelimli değildir.

Isparta Açısının doğu kanadını hali hazırda K-G yönelimli, Aksu fazının ters fayları ve doğuya eğimli bindirmeleriyle deforme olmuştur (Akbulut, 1977). Bu yapılar muhtemelen Miyosen Aksu havzası için yerleşim alanı üreten genişleme veya oblik genişleme faylarının ters dönmesinden kaynaklanmıştır (Flecker, 1995; Flecker vd., 1998). Bunlar Isparta Açısının doğu kanadını sınırlayan günümüzdeki fay çizgiselliklerinin civarında yer alırlar. Doğuda bölgesel olarak önemli olan Kırkkavak Fayı (Şekil 2) Miyosende

doğrultu atımlı bir fay olarak aktifti (Dumont ve Kerey, 1975) fakat daha sonra günümüzdeki yüksek röliyefli fay aynalarını oluşturmak üzere tekrar aktif olmuştur.

Daha önceden var olan yapısal zayıflık zonlarının yeniden aktif hale geçmesi bu nedenden dolayı Isparta Açısındaki fay modelleri üzerinde çok önemli bir etki oluşturmuştur. Faylar tercihen bölgede var olan yapısal zayıflıkların genel K-G çizgisine paralel olarak dizilmiştir.

8. Bölgesel Neotektonik Yerleşim

Anadolu Ege dalma zonunun dalması ve güneye doğru çekilmesinin (geriye yuvarlanma) eşliğinde batıya doğru çevrilerek saat yönünün tersi yönde dönüyor olarak bilinir. Egeye doğru batıya tektonik ilerlemeyi sağlayan güç Karadeniz’de okyanusal kabuğu oluşturan kuzeyde rijit bir sınırın ve Güney Ege dalma zonu (Le Pichon ve Angelier, 1979; Meulenkamp vd., 1988,1994) şeklinde tanımlanan GD’da zayıf bir sınırın etkisi altında Zagros bölgesinde Avrasya ve Arabistan’ın çarpışmasıdır (McKenzie, 1972, 1978; Dewey ve Şengör, 1979; Jackson ve McKenzie, 1984; Şengör vd., 1985).

Sinai yarımadasının kuzeyinde yer alan, Anadolu bloğu için rotasyonun bir Euler kutbu fay modellerinden, depremlerden (Jackson ve McKenzie, 1984), Satellite Laser Ranging (SLR) (Le Pichon vd., 1983) sonuçlarından yorumlanmış ve doğu Akdeniz bölgesi boyunca (Oral, 1994; Oral vd., 1995; Reilinger vd., 1997) bir GPS istasyon ağı kullanılarak yapılan ölçümlerle genişletilmiş ve desteklenmiştir. Bu direk gözlemlerden çıkarılan ana sonuç: “orta/doğu Anadolu ve Ege/batı Türkiye ilki dağılmış deformasyon altında deforme olan ikincisi batıya doğru yer değiştirme ve saat yönünün tersine dönme gibi uyumlu plaka hareketleriyle birer mikro plakayı temsil ederler” çıkarımıdır (Reilinger vd., 1997). Rotstein’de (1984) Anadolu’nun rijit bir plaka şeklinde davranmadığı fakat batıda genişleme ve Anadolu’da saat yönünün tersine dönmeyi de içeren içsel bir deformasyon geçirdiğini ileri sürmüştür.

Isparta Açısı yukarıda tanımlanan iki ayrı deformasyon bölgesi arasında sınırdan uzanır ve onun tektonik tarihi bir bütün olarak sistemin kinematikini anlamak için önemlidir. Antalya bölgesinin (BURD, ANTU ve KASO) içi ve çevresindeki istasyonlar için Reilinger vd. (1997)’de verilen GPS verileri gösterir ki onlar bir bütün olarak Ege genişleme bölgesine kıyasla sabit bir şekilde hareket ediyor olarak ortaya çıkar. Bununla birlikte hesaplanan kalıntı hızlar KASO ve BURD’da çok az veya hiç hareket ve ANTU’da muhtemel bir DGD hareketi gösterir (istasyon konumları Şekil 1’de verilmiştir). Bu sonuç anormaldir ve Euler kutbunu çevirmek için KASO ve BURD’un her ikisini kullanmaktan kaynaklanan işlem hatası olabilir. (Not: ANTU verisi son yılın kayıtlarından önce bölge bozulduğu için daha az güvenilir olabilir.) Isparta Açısı

bölgesi için yapılan veri bununla birlikte bu bölgenin bir bütün olarak Anadolu’ya kıyasla yarı-bağımsız tektonik bir birim gibi davrandığını akla getirir.

Ege dalma zonunun güneye doğru çekilmesini sağlamada batı Ege’nin genişlemesinin rolü şimdi daha iyi belgelenmiştir (Şengör vd., 1985; Papadopoulos vd., 1986; Kissel ve Laj, 1988; Mercier vd., 1989; Taymaz vd., 1991; Seyitoğlu vd., 1992; Seyitoğlu ve Scott, 1996; Purvis ve Robertson, 1997). Çok yakında en doğu Akdenizde Kıbrıs aktif sınırı (Şekil 1) boyunca dalma, dalan dilimin üzerinde meydana gelen genişleme havzaları da açıkça ortaya çıkmıştır (örneğin Adana-Cilicia ve Polis havzaları: Aksu vd., 1992; Payne ve Robertson, 1995; Robertson, 1998). Bize göre Isparta Açısı’nın neotektonik evrimi iç bölgelerde aktif kıtasal deformasyonun (i.e. batı Ege genişleme sistemi ve Anadolu platosunu) çatışmasıyla Afrika-Avrasya plaka sınırlarının Ege ve Kıbrıs segmentleri boyunca dalmasının etkileşimi ile kontrol edilmiştir. Biz Isparta Açısını batı Ege genişleme alanına (Burdur bölgesine doğru) ve güneyde Afrika-Anadolu sınırının (Ege ve Kıbrıs yayları) her ikisine kinematik olarak bağlantılı olarak görürüz. Aynı zamanda batıya doğru hareket eden ve dönen orta Anadolu’nun dağılmış deformasyonunun da etkisi altındadır.

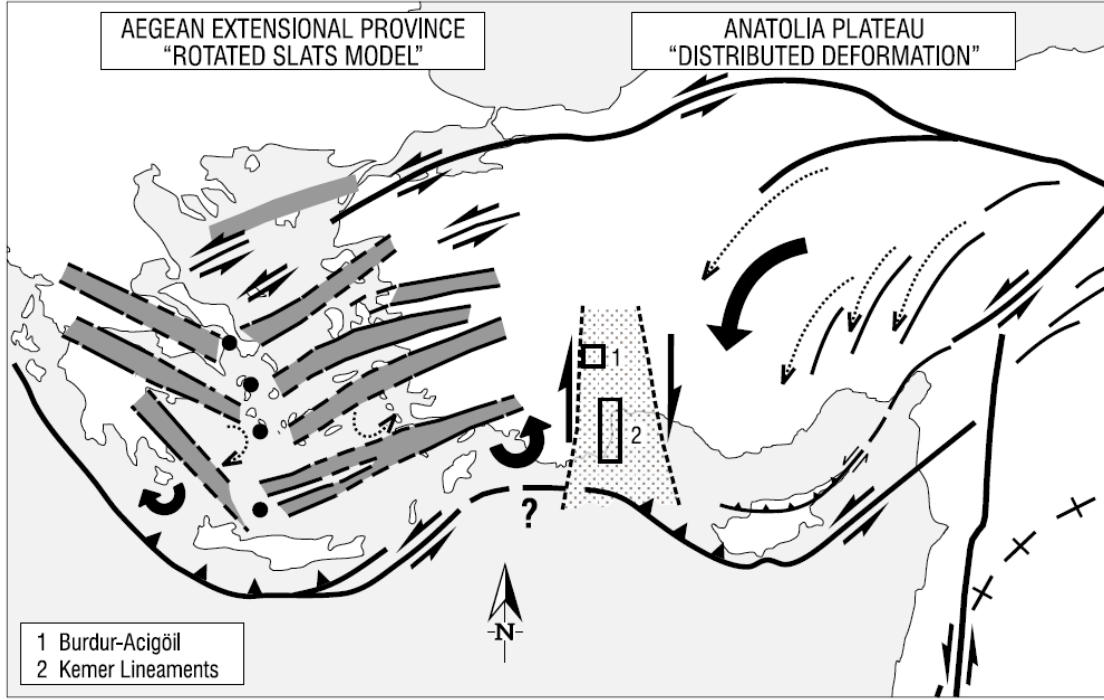
Isparta Açısı doğu Egenin oluşumu ile ilişkili bir saat yönünün tersine dönme zonunun doğu sınırını gösterir (Kissel ve Laj, 1988; Taymaz ve Price, 1992; Price ve Scott, 1994; Barka vd., 1997). Batı Ege graben alanının teorik bir açıklaması Taymaz vd. (1991)’nin dönen çitalar modeli ile yapılmıştır. Bu model, GD çeyreğinde saat yönünün tersine dönme gösterir (Taymaz vd., 1991, Şekil 16). Bu batıya doğru yer değiştirme ve saat yönünün aksine dönmenin olduğu uyumlu deformasyon bölgesinin doğuda sağ yanal bir kesme zonunda Kıbrıs yayında saat yönünde dönen çok rijit Anadolu platosuyla karşılaştığı yerde sonlanması beklenir (Price ve Scott, 1994; Glover, 1995; Şekil 15). Isparta Açısı doğu ve batı bölgeleri arasında bu kritik lokasyonda yer alır ve gözlenen sağ yanal kesme onların etkileşimine direk tepkidir.

Isparta Açısının KB’ sında Burdur-Acıgöl bölgesinde (Şekil 1) sağ-yanal kesme fay yönelimlerinin arazi gözlemlerinden anlaşılır (Price ve Scott, 1994; Şekil 15). Kesmenin; bir sol-yanal kesme bileşenli KD-GB faylar arasında saat yönünde dönen bloklar vasıtasıyla gerçekleştiği varsayılmıştır (Price ve Scott, 1994). Fayların dağılımı sağ-yanal kesme zonunun yaklaşık 90 km genişliğinde olduğunu düşündürür. Fay kinematik verisi ve ilişkili sedimanter özellikler bu bölgenin Geç Pliyosen-Erken Kuvaterner döneminde kabuk genişlemesi ve havza oluşumu geçirdiğini gösterir (Price ve Scott, 1994).

Geniş alana yayılmış sağ-yanal kesmenin kanıtları Isparta Açısında da görülür. Bununla birlikte önemli bir farklılık direk sağ-yanal doğrultu atımlı

faylanmanın Isparta Açısında Burdur-Acıgöl bölgesindekinden çok daha önemli bir rol oynamasıdır. Bunun muhtemel açıklaması daha önce bahsettiğimiz gibi sağ-yanal kesmenin var olan büyük

oranda K-G yönelimli yapısal zayıflık zonlarının etkisinde olmasıdır.

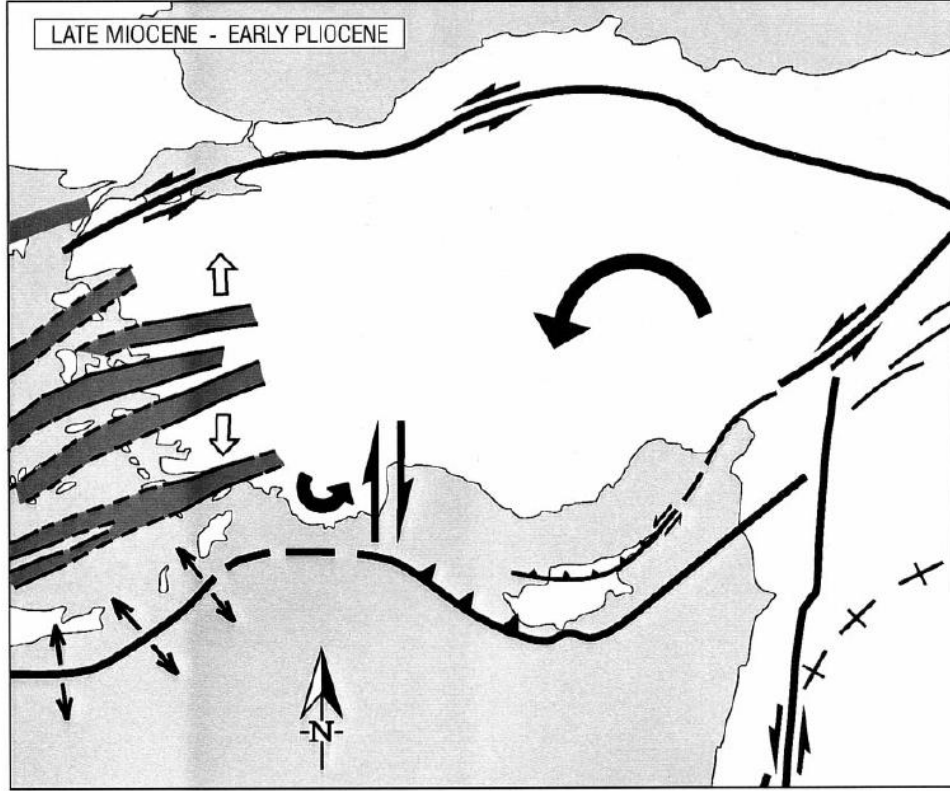


Şekil 15. Geç Miyosen-Erken Pliyosen döneminde dönen Anadolu bloğu (doğu Türkiye) ve Ege genişleme bölgesi arasındaki etkileşim modeli (Taymaz vd., 1991’e göre). Kalı koyu çizgiler aktif faylar (doğrultu-atım oklarıyla) ve dalma zonları (bindirme sembolü). Kıvrımlar kıvrım ekseninde küçük bir çarpı işareti ile belirtilmiştir. Dönen çıta modelinin çek-ayır havzaları gölgelidir, siyah noktalar mil/dayanak noktalarını göstermektedir. Bilinen grabenlerin konumları belirgin sınırları olan gölgeli alanın bir parçasında gösterilir. Rotasyonlar koyu, kesik çizgilerle belirtilmiştir. Koyu renkli oklar Isparta Açısı bölgesinde (noktalı gölgelendirme) sağ-yanal gerilmenin sebebini temsil ederler. Burdur ve Acıgöl bölgelerinde (1) sağ-yanal kesme sol-yanal faylar arasında saat yönünde dönmelerle gerçekleşti (Price ve Scott, 1994). Daha güneyde, çalışılan Isparta Açısı bölgesinde bölgesel sağ-yanal kesme mevcut yapıların yeniden aktif olmasıyla dar kesme zonları (2) gibi çalışmaya başladı. Bu model -mevcut işleyen tektonik rejimin aktif olması gibi- engeç Miyosen-Erken Pliyosen için esasen uygulanabilir.

Burdur-Acıgöl bölgesindeki mevcut yapısal zayıflık zonlarının çoğunlukla KD-GB yönelimli olmasına karşın Lisyen naplarındaki bindirme tabakalarına (Poisson, 1977; Collins, 1977’ye bak) yarı-paralel olması tamamen sağ-yanal kesmenin oluşmasını sağlayan saat yönünde dönen blokları sınırlayan sol yanal doğrultu atımlı fayların oluşumuna sebep olmuştur (Price ve Scott, 1994).

Mevcut bölgesel stres rejimi Orta-Geç Miyosen süresince başlangıç aşamasında ve Geç Miyosen-Erken Pliyosende tamamen aktif hale geldiğine dair çok fazla sayıda delil vardır. Deliller arasında batı Ege havzalarının sedimanter tepkisi (Dewey ve Şengör, 1979; Lyberis, 1984; Seyitoğlu vd., 1992; Purvis ve Robertson, 1997), Helenik yayın davranışı (Le Pichon ve Angelier, 1979; Fytikas vd., 1984; Mercier vd., 1989;

Meulenkamp vd., 1988, 1994) ve Kuzey Anadolu Fay Zonunun gelişimi (Şengör vd., 1985; Barka, 1992) de vardır. Geç Miyosen süresince mevcut tektonik rejim başlangıç aşamasındayken gerilmeyi karşılayan faylar tamamen gelişmemiş olduğu için sistem içerisindeki lokal gerilmeler olasılıkla yüksekti. Sistem nihayet engeç Miyosen en erken Pliyosende başladığı zaman bu gerilmelerin boşalması kısa süreli, yoğun periyotlu lokal faylanmalara sebep olmuştur. Bu makalede belgelenen (Şekil 16) sağ-yanal fayların ilk evresini üreten iyi tanımlanmış bir doğrultu atımlı zonun gelişimi bu aşamadır. Daha kararlı bir şekilde batıya doğru tektonik ilerlemenin başlamasıyla bu faylanmanın yoğunluğunun azalması bu süre zarfında Pliyosen delta çökellerinin depolandığı oldukça durgun bir döneme girilmesine neden olmuştur.



Şekil 16. Geç Miyosen-Erken Pliyosen süresince tektonik rejim. Kuzey ve Doğu Anadolu fay zonları Türkiye'nin Kıbrıs ve Helenik dalma zonlarına tektonik olarak ilerlemesine imkan sağlayacak şekilde tamamıyla aktiftir. Bu faylanma öncesinde uzun bir gerilme dönemi ve rejim Orta Miyosenden beri başlangıç alamasındaydı. Bu zamanda gerilmedeki artış tüm bölgeyi etkiler. Rejimin tamamen aktif hale gelmesiyle Isparta Açısındaki gerilme boşalır ve kuvvetli sağ-yanal kesme gerçekleşir. Ege genişleme alanı ve Anadolu platosunun yayılmış, dönen hareketi arasında yer alan bu sağ-yanal kesme koyu oklarla belirtilen iki zıt yöne dönen hareketin etkileşimiyle oluştu. Ege genişleme alanı bu zamanda K-G genişlemesini geçirdi (içi dolgunsuz oklar).

Daha önce belirtildiği gibi yaklaşık geç Pliyosen-erken Kuvaterner zamanında K-G'den KD-GB'ya stres rejimindeki bir değişiklik Ege bölgesinde iyi bir şekilde belgelenmiştir (Angelier vd., 1981; Zanchi vd., 1983; Mercier vd., 1989; Le Pichon vd., 1995). Stres rejimindeki bu değişikliğin kesin sebepleri belirsiz kalır fakat çarpışma açısı dalma zonunun eğimi ve/veya dalan dilimin uzunluk veya bileşiminde içeren dalmanın dinamikleri veya Afrika ve Avrasya plakalarının ilk çarpışmasının bölgesel etkisi ile ilgili olabilir. Afrika ve Arap plakalarının kuzeye doğru hareketindeki ufak bir değişim dahi birtakım etkiler yaratabilir (Pollitz, 1991). Yukardaki çalışmalar aktif olarak deforme olan ve dönen sistemde gerilme-deformasyon ile ilişkili olarak kendilerine özgü benzer güçlükler ihtiva ederken batı Türkiye ve Helenik yay çevresindeki farklı bölgelerden delillerin sayısı geç Pliyosen-erken Kuvaterner süresinde bölgesel stres rejiminde bir değişiklik yorumuna önemli bir etki eder.

Isparta Açısının stres rejimindeki bu değişiklikten etkilendiği anlaşılır (Şekil 17). Birincil bölgesel gerilme daha sonra Isparta Açısı içerisinde var olan yapısal zayıflıklara (Mesozoyik yapısal hattı ile belirlenmiş) dik olarak dizilmesiyle normal

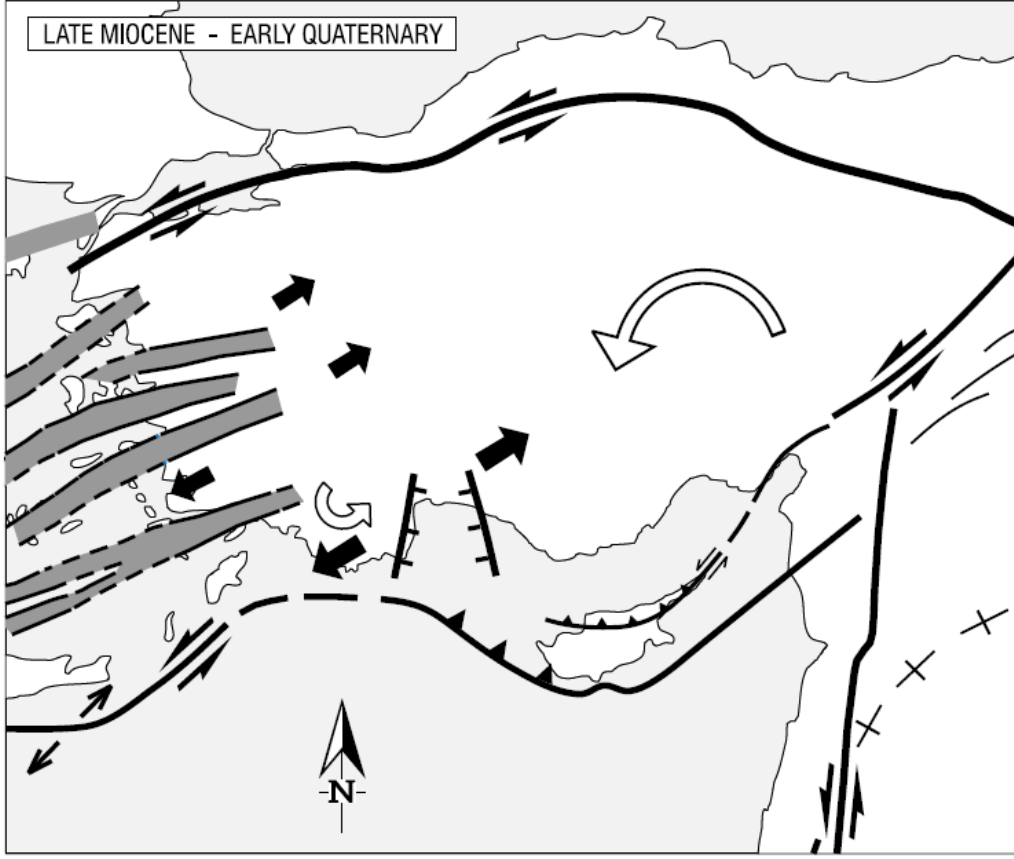
faylanmalar gelişmiştir. Bu erken Pliyosen sedimanlarını parçalara ayırmış ve mevcut topoğrafyada egemen olan normal fay aynalarını üretmiştir. Bu ikinci faz, fay aynalarında ve silikinfibre ölçümlerinde görüldüğü üzere daha önceki yoğun sağ-yanal faylanmanın üzerine işlenmiştir.

Bir miktar sağ-yanal hareketin hala gerçekleştiği ihtimalini göz ardı etmeksizin normal faylanmanın hala bölgede egemen olması olasıdır. Bununla birlikte bölge açıkça yukarıda bahsedilen iki fazda olduğu kadar günümüzde aktif değildir. Bu tarihi deprem verilerinin yokluğuyla desteklenmektedir.

Ege ve Kıbrıs yayının kesişimi (Şekil 1) yalnızca açık denizde, uzun zamandır esrarengizliği kanıtlanmış bir alandır. Doğuda Afrika ve Avrasya plakalarının çarpışmasının güneyde Strabo Trenç ve kuzeyde Pliny Trench boyunca oblik sol-yanal kesmeyle parçalara ayrılmış olduğuna inanılır (Le Pichon vd., 1982; Chaumillon ve Mascle, 1995). Strabo Trenç'in doğuya doğru uzantısı Anaximander Dağlarının güneyine uzanır, muhtemelen doğrultu atımlı çizgisellikler olarak ve daha sonra Kıbrıs Yayının batı kanadını oluşturmak üzere muhtemelen bir oblik sıkışma zonu olan Florence Yükseltisi'ne bağlanır (Anastasakis ve

Kelling, 1991; Robertson, 1998; Şekil 1). Antalya Körfezi grabeninin güneye doğru genişlemesi Anaximander Dağlarının doğu kenarını belirleyen ana bir K-G yönelimli fay sarplığına karşı gelecek şekilde güneybatıda sonlanır (Woodside, 1992). Anaximander Dağları son zamanlarda GB Türkiye’de sahilde mostra

veren birimlerin açık denizdeki devamı olarak gösterilir mesela Bey Dağlarının bir bölümü olan Mesozoyik Susuz Dağ karbonat platformu ve allokon Antalya kompleksi (Woodside ve Dumont, 1997).



Şekil 17. Geç Pliyosen-erken Kuvaterner süresince tektonik rejim: Rejim bir nokta hariç önceki şekildeki ile etkili bir şekilde aynıdır. Ege alanındaki genişleme K-G den KD-GB ya değişti (koyu oklar). Bunun dahi Isparta Açısını etkilediği düşünülür. Şimdi normal faylanmanın gerçekleştiği yerde birincil gerilme varolan zayıflıklara diktir. Tekrar bunun stres değişimi ve gerilmenin boşalmasıyla en yoğun olması umulur. Bu nedenle yoğun normal faylanma Pliyosenin sonu/Kuvaternerin başlangıcında gerçekleşti ve bölge günümüzde daha az aktiftir. Sağ-yanal kesmeye neden olan döndürücü kuvvetlerin aynı hala mevcuttur fakat genişlemeye bağlıdır (içi dolgusuz oklar).

Daha doğuda, Kıbrıs bölgesi ve Antalya körfezindeki uzantısı arasındaki kinematik ilişki araştırma verisi olmayışından belirsizliğini korur. Antalya Körfezi grabeni batı Kıbrıs'ta Neojen-güncel genişleme sistemleri ile ilişkili olabilir (Payne ve Robertson, 1995). Kuzeyde Kyrenia Dağ silsilesi bölgesel yükselme ile ilgili olarak geç Pliyosen-Kuvaterner'de (Robertson ve Woodcock, 1986) güneye doğru yönelmiş tarihsel bir sıkışmayı gösterir fakat hareketlerin kesin zamanlaması ve kinematik doğası (örneğin oblik sıkışmaya karşı dik sıkıştırma) belirsizliğini korur. Kyrenia çizgiselliği önemli bir K-G fay zonu Kormakiti-Anamur hattı civarlarında (Şekil 1) batıda sonlanır. Kyrenia çizgiselliği açıkça Antalya Körfezine ve Aksu havzasına devam etmez. Bu pek çok bölgesel tektonik haritadaki gösterime aykırı bir durumdur (e.g. Barka vd., 1997; Reilinger vd., 1997).

Kıbrısın doğusunda Kyrenia Dağ silsilesi çizgiselliği Kuvaterner'de doğrultu atımlı bir zon gibi davrandığı anlaşılan Suriye'ye doğru Akdeniz'in altına uzanır (Aksu vd., 1992; Kempler ve Garfunkel, 1994).

Biz Pliyo-Kuvaterner Isparta Açısı graben sistemini Crete denizi ve açık deniz Ege yay gerisi havzaları (Angelier vd., 1982), açık deniz Adana Cilicia havzası ve K. Kıbrısın kıyıda Mesaoria havzası (literatür özeti için Robertson, 1998'e bak) da dahil Afrika-Avrasya plaka sınırının arkasında geç Miyosen-Pliyosen süresince kıyıda ve açık denizde gelişmiş bir dizi genişleme havzalarından biri olarak değerlendiririz.

Alternatif olarak Barka vd. (1997) Isparta Açısı'nın en uzak KD eksenindeki yükselme ve bindirme (Sultandağ bindirmesi, Şekil 1) delillerine ve batı ve

doğu Torosların göreceli yakınlaşmasının GPS verilerine dayandırarak; Isparta Açısının (batı kenarı hariç) , Antalya Körfezi, Kıbrıs Yayı ve batı Toros Dağları'nın olduğu alanın tamamının neotektonik sıkışma geçirdiğini öne sürmüşlerdir. Sismik tomografik delil, dalan dilimin Ege yayının doğu ucu civarında kırıldığı şeklinde yorumlanmıştır (Wortel ve Spakman, 1992). Bu yorum üzerine Barka vd. (1997); daha önce belirtildiği gibi bu varsayılan uzun kesme zonunun tamamında yapısal tarihinin kısıtlı olarak belgelendirilmiş ve sismik verinin yorumunun şüpheli olmasına rağmen Burdur-Fethiye fay zonunun bu iki plaka segmenti arasındaki bir yırtığın yüzeydeki ibaresi olduğu şeklinde hipotezlemişlerdir. Doğuda segmentin altına dalma (Kıbrıs yayı) çok sığ iken batıda segmenti sınırlayan hendek hızla GB'ya çekilme (Ege yayı) ve yay gerisi genişleme (Ege ve batı Türkiye) geçirmektedir. Barka vd., (1997) bu durumun Isparta Açısı'da dahil bölgesel sıkışmaya neden olduğunu öne sürerler. Plaka segmentlerinin bu şekilde ayrılığı göz ardı edilmesede, bu iki bölge arasında tektonik modelde herhangi temel farklılık oluşturmaksızın Ege ve Kıbrıs yaylarının her ikisinin de dalma-batma zonu üzerinde genişleme geçirdikleri açıktır.

9. Sonuçlar

Kıyıda faylar ve açık deniz sığ sismik verisi orta Anadolu'nun dağılmış deformasyon bölgesi ve aktif olarak deforme olan batı Ege arasında ve Ege ve Kıbrıs tektonik yaylarının kesişiminde yer alan Isparta Açısı'nın neotektonik (Geç Miyosen-Güncel), tektonik evrimine ışık tutar. Kuvaterner-Günümüz süresince Isparta Açısının iç bölgeleri kabuk genişlemesi ve doğrultu atım geçirmiştir ve bazı güncel yorumlardaki gibi sıkışmalı bir plaka sınırıyla ilişkili olarak değerlendirilemez.

Isparta Açısında fay yönleri KD-GB, KB-GD, K-G'e ve bazı ara yönelimler şeklindedir. Silikinfibre modelleri lokal olarak ilk olarak gerçekleşen ters fayları sağ-yanal fayların ve bunuda normal fayların takip ettiğini gösterir.

Ters faylanma Arabistan ve Anadolu'nun doğuda Zagros bölgesinde çarpışması ve/veya bölgesel nap yerleşimi (Lisyen Napları) ile ilişkili olarak Geç Miyosen sıkışma ve/veya oblik sıkışma (Aksu Fazı) fazı ile ilişkili Geç Miyosen süresince gerçekleşmiştir.

Sağ-yanal kesme stratigrafik ve jeomorfolojik sınırlamalara dayandırılarak engeç Miyosen (Tortoniyen-Messiniyen)-en erken Pliyosen süresince egemen olmuştur. Sağ-yanal kesme varolan yapısal zayıflık zonlarından ötürü K-G odaklı, Ege "çıtalı blok rotasyonları" zonunun doğu kenarında gerçekleşmiştir.

Açık denizdeki sığ sismik yansıma verisi ile birlikte yorumlanan kıyıda arazi verisi, geç Miyosen-erken

Pliyosen zamanında Antalya körfezi ve Isparta Açısının güney kısmında bir oblik-genişleme havzası geliştiğini işaret eder.

Normal faylanma geç Pliyosen-erken Kuvaterner zamanında egemen olmuş ve Isparta Açısının kanatlarını oluşturan geniş ölçekli sarplıkların gelişimi ve aksel bir graben sisteminin kıyı ve açık denizin her ikisinde de gelişimi ile işaretlenmiştir.

Antalya Körfezi'ndeki graben sistemi sığ sismik veri üzerinde gözlemlendiği gibi sualtı genişleme fay aynaları boyunca sediman duraysızlığı deliline dayandırılarak günümüzde aktif olarak ortaya çıkar.

Isparta Açısı batıda Ege dalma zonu ve yay-gerisi havzalar ve Kıbrıs'ın güneyi ve Florence Rise'ın GB'sına uzanan plaka sınırları yoluyla Kıbrıs aktif kenarı arasında kinematik bağlıdır. Ege ve Kıbrıs dalma zonlarının her ikisi de genişleme oranı ve stres rejimleri farklı olmasına rağmen Isparta Açısı'nıda içeren iç bölge genişlemeleri ile egemendir.

Katkı Belirtme

Birinci yazar Edinburg Üniversitesi, Jeoloji ve Jeofizik bölümüne ait Shell Expro'dan bir doktora bursu aldı. Biz özellikle R. Flecker, A. Poisson, J. Dixon ve J. Woodside ile yapmış olduğumuz tartışmalardan istifade ettik. M. Ergün iyi niyet göstererek sığ sismik veriyi kullanmamızı mümkün kıldı. Taslak Rachel Flecker, James Jackson ve Simon Price'in yorumlarıyla gelişti ve biz onlara yapıcı değerlendirmeleri için teşekkür ederiz. Biz Esso UK'dan Steve Grant'a şekillerin çiziminden ötürü minnettarız.

Conflict Of Interest

No conflict of interest was declared by the authors.

Kaynaklar

Akay, E., Uysal, S., 1985. Orta torosların batisındaki (Antalya) Neojen çökellerinin stratigrafisi, sedimentolojisi ve yapısal jeolojisi. MTA, unpubl. report.

E. Akay, S. Uysal, A. Poisson, J. Cravette, C. Müller., 1985. Antalya Neojen havzasının stratigrafisi. Bull. Geol. Soc. Turk., 28 (1985), pp. 105-119.

Akbulut, A., 1977. Etude géologique d'une partie du Taurus occidentale au sud d'Eğridir (Turquie). Thesis, Univ. de Paris-Sud, Orsay (unpubl.).

Aksu, A.E., Calon, T., Piper, D.J.W., Turgul, S., Izdar, E., 1992. Architecture of Late orogenic basins in northeastern Mediterranean Sea. Tectonophysics, 210 (1992), pp. 191-213.

Anastasakis, G., Kelling, G., 1991. Tectonic connection

- of the Hellenic and Cyprus arcs and related geotectonic elements. *Mar. Geol.*, 97 (1991), pp. 261–277.
- Angelier, J., Dumont, J.-F., Karamanderesi, H., Poisson, A., Simsek, S., Uysal, S., 1981. Analysis of fault mechanisms and expansion of southwestern Anatolia since the Late Miocene. *Tectonophysics*, 75 (1981), pp. T1–T9.
- Angelier, J., Lyberis, N., Le Pichon, X., Barrier, E., Huchon, P., 1982. The tectonic development of the Hellenic arc and the sea of Crete, a synthesis. *Tectonophysics*, 86 (1982), pp. 159–196.
- Aydar, C., Dumont, J.-V., 1979. Antalya travertinlerinde görülen dizilimlerde elde edilen Landsat görüntüleri üzerinde yapılan gözlemler: neotektonik ve hidrojeoloji araşında olabilecek bağintarin tartismasi. *MTA*, 92 (1979), pp. 131–134.
- Aydin, A., Reches, Z., 1982. Number and orientation of fault sets in the field and in experiments. *Geology*, 10 (1982), pp. 107–112.
- Barka, A.A., 1992. The North Anatolian fault. *Ann. Tectonicae*, 6 (1992), pp. 164–195.
- Barka, A.A., Reilinger, R., Şaröğlü, F., Şengör, A.M.C., 1997. The Isparta Angle: its importance in the neotectonics of the Eastern Mediterranean Region. In: Pişkin, O., Ergün, M., Savaşçın, M.Y., Tarcan, G. (Eds.), *International Earth Sciences Colloquium on the Aegean Region*, 9–14 October, 1995 Izmir-Göllük, Turkey 1, pp. 3–18.
- Blumenthal, M.M., 1963. Le système structural du Taurus sud Anatolies. *Bull. Soc. Géol. Fr.* In: *Livre à Mémoire de Professor P. Fallot. Mém. Soc. Géol. Fr.* 1, 2, 611–662.
- Boray, J.H., Saroğlu, F., Emre, O., 1985. Isparta bukulumunun küzey kesiminde D-B daralma için bazı veriler. *Jeoloji Müh.*, 23 (1985), pp. 9–20.
- Chaumillon, E., Mascle, J., 1995. Variation latérale des fronts de deformation de la Ride méditerranéene (Méditerranée orientale). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 166 (1995), pp. 463–478.
- Christie-Blick, N., Biddle, K.T., 1985. Deformation and sedimentation along strike-slip faults. In: Biddle, K.T., Christie-Blick, N. (Eds.), *Strike-Slip Deformation, Basin Formation and Sedimentation. Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ.* 37, 1–34.
- Collins, A., 1977. Multi-Stage Nappe Emplacement in the Taurus Mountains, SW Turkey. Ph.D. Thesis, Univ. of Edinburgh (unpubl.).
- Değirmenci, M., Günay, G., 1992. Analysis of hydrologic relations between Eğridir–Beyşehir–Suğla Lakes system and adjacent basins by means of remote sensing techniques (southern Turkey). *Environ. Geol. Water Resour.*, 19 (1992), pp. 41–45.
- Dewey, J.F., Şengör, A.M.C., 1979. Aegean and surrounding regions: complex multi-lateral continuum tectonics in a convergent zone. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 90 (1979), pp. 89–92.
- Dilek, Y., Rowland, J.C., 1993. Evolution of a conjugate passive margin pair in the Mesozoic Antalya Complex, southern Turkey. *Tectonics*, 11 (1993), pp. 954–970.
- Dumont, J.-F., Kerey, E., 1975. L'accident de Kırkkavak, un décrochement majeur dans le Taurus occidental (Turquie). *Bull. Soc. Géol. Fr.* 7, XVII (6), 1071–1073.
- Dumont, J.F., Gutnic, M., Monod, O., Poisson, A., 1979a. Le Trias des Taurides occidentales (Turquie). Definition du bassin Pamphylien: un nouveau domain à ophiolites à la marge externe de la chaîne taurique. *Z. Dtsch. Geol. Ges.*, 123 (1979), pp. 385–409.
- Dumont, J.F., Poisson, A., Sahinci, A., 1979b. Sur l'existence de coulissements sinistres récentes à l'extrémité orientale de l'arc aegéen (sud-ouest de la Turquie). *C. R. Acad. Sci. Paris* 289 Ser. D, 261–264.
- Dumont, J.F., Uysal, S., Simsek, S., Kahramanderesi, H., Letouzey, J., 1979c. Formation of the grabens in southwestern Anatolia. *Bull. MTA*, 92 (1979), pp. 7–18.
- Du Poux, B., 1983. Étude comparée de la tectonique des bassins au sud de Chypre et du bassin d'Antalya (Turquie). Unpubl. M.Sc. Thesis, Univ. de Paris-Sud, Orsay, 122 pp.
- Flecker, R.M., 1995. Miocene Basin Evolution of the Isparta Angle, S Turkey. Ph.D. Thesis, Univ. of Edinburgh (yayınlanmamış).
- Flecker, R.M.; Robertson, A.H.F., Poisson, A., Muller, C., 1995. Facies and tectonic significance of two contrasting Miocene basins in south coastal Turkey. *Terra Nova*, 7 (1995), pp. 221–232.
- Flecker, R.M., Ellam, R.M., Muller, C., Poisson, A., Robertson, A.H.F., Turner, J., 1997. Application of Sr isotope stratigraphy and sedimentary analysis to the origin and evolution of the Isparta Angle, southern Turkey. This volume.
- Frizon de Lamotte, D., Poisson, A., Aubourg, C., Temiz, H., 1995. Chevauchements post Tortonien vers l'ouest puis vers le sud au coeur de l'Angle

- d'Isparta (Taurus, Turquie). Conséquences Géodynamiques. Bull. Soc. Géol. Fr., 166 (1995), pp. 57-66.
- Fytikas, M., Innocenti, F., Manetti, P., Mazzuole, R., Peccerillo, A., Villeri, L., 1984. Tertiary to Quaternary evolution of volcanism in the Aegean region. In: Dixon, J.E., Robertson, A.H.F. (Eds.), The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean. Geol. Soc. London, Spec. Publ. 17, 687-699.
- Glover, C.P., 1995. Plio-Pleistocene Sediments and Neotectonics of the Isparta Angle, SW Turkey. Ph.D. Thesis, Univ. of Edinburgh, 293 pp. (yayınlanmamış).
- Glover, C.P., Robertson, A.H.F., 1998. Role of regional extension and uplift in the Plio-Pleistocene evolution of the Aksu Basin, SW Turkey. Geol. Soc. London, 155 (1998), pp. 365-387.
- Hancock, P.L., 1985. Brittle microtectonics: principles and practice. J. Struct. Geol., 7 (1985), pp. 437-457.
- Hayward, A.B., 1984. Miocene clastic sedimentation related to the emplacement of the Lycian Nappes and the Antalya Complex, south west Turkey. In: Dixon, J.E., Robertson, A.H.F. (Eds.), The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean. Geol. Soc. London Spec. Publ. 17, 287-300.
- Hayward, A.B., Robertson, A.H.F., 1982. Direction of ophiolite emplacement inferred from Cretaceous and Tertiary sediments of an adjacent autochthon, the Bey Dağları, SW Turkey. Bull. Geol. Soc. Am., 93, pp. 68-75.
- Jackson, J.A., McKenzie, D.P., 1984. Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt between Turkey and Pakistan. Geophys. J. R. Astron. Soc., 77 (1984), pp. 185-264.
- Kempler, D., Garfunkel, Z., 1994. Structures and kinematics in the northeastern Mediterranean: a study of an irregular plate boundary. Tectonophysics, 234 (1994), pp. 19-32.
- Kissel, C., Laj C., 1988. The Tertiary geodynamical evolution of the Aegean arc: a palaeomagnetic reconstruction. Tectonophysics, 146 (1988), pp. 183-201.
- Kissel, C. Poisson, A., 1986a. Étude paleomagnetique préliminaire des formations Cénozoïques des Bey Dağları (Taurides occidentales-Turquie). C. R. Acad. Sci. Paris 302 Ser., 11 (8) (1986), pp. 343-348.
- Kissel, C., Poisson, A., 1986b. Étude paleomagnetique préliminaire des formations Neogene du bassin d'Antalya (Taurides occidentales-Turquie). C. R. Acad. Sci. Paris 302 Ser., 11 (8) (1986), pp. 711-716.
- Kissel, C., Averbuch, O., Frizon de Lamotte, D., Monod, O., Allerton, S., 1990. First palaeomagnetic evidence of a post-Eocene clockwise rotation of the Western Taurus thrust belt, east of the Isparta reentrant (southwestern Turkey). Earth Planet. Sci. Lett., 117 (1990), pp. 1-14.
- Kocaefe, S., Ataman, G., 1976. Anadolu'da sismo-tectonik alayar-I Antalya-Fethiye-Denizli Üçgeni içinde yeralan bölgenin incelenmesi. Yerbilimleri (Hacetepe Univ.) C2 (1), 55-70.
- 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 (1979), pp. 1-42.
- Le Pichon, X., Augustithis, S.S., Mascle, J. (Eds.), 1982. Geodynamics of the Hellenic Arc and Trench. Tectonophysics 86, 304 pp.
- Le Pichon, X., Chamot-Rooke, N., Huchon, P., Luxey, P., 1983. Implications des nouvelles mesures de géodesie spatiale en Grèce et en Turquie sur l'extrusion latérale de l'Anatolie et l'Egée. C. R. Acad. Sci. Paris 316 Ser., 11 (1983), pp. 983-990.
- X. Le Pichon, N. Chamot-Rooke, S. Lallement, 1995. Geodetic determinations of central Greece with respect to Europe: implications for eastern Mediterranean tectonics. J. Geophys. Res., 100 (1995), pp. 12675-12690.
- Lyberis, N., 1984. Tectonic evolution of the North Aegean trough. In: Dixon, J.E., Robertson, A.H.F. (Eds.), The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean. Geol. Soc. London Spec. Publ. 17, 709-726.
- McKenzie, D. P., 1972. Active tectonics of the Mediterranean region. Geophys. J. R. Astron. Soc., 30 (1972), pp. 109-185.
- McKenzie, D.P., 1978. Active tectonism in the Alpine-Himalayan belt: the Aegean Sea and the surrounding regions (tectonics of the Aegean region). Geophys. J. R. Astron. Soc., 55 (1978), pp. 217-254.
- Mercier, J.L., Sorel, D., Vergeley, P., Simeakis, C., 1989. Extensional tectonic regimes in the Aegean basins during the Cenozoic. Basin Res., 2 (1989), pp. 49-71.
- Meulenkamp, J.E., Wortel, M.J.R., Van Wamel, W.A., Spakman, W., Hoogerduyn Strating, E., 1988. On the Hellenic subduction zone and the geodynamic evolution of Crete since the late Middle Miocene.

- Tectonophysics, 146 (1988), pp. 203–215.
- Meulenkamp, J.E., Van der Zwaan, G.J., Van Wamel, W.A., 1994. On the Late Miocene to Recent vertical movements in the Cretan segment of the Hellenic arc. *Tectonophysics*, 234 (1994), pp. 57–72.
- Morris, A., Robertson, A.H.F., 1993. Miocene remagnetism of carbonate platform and Antalya Complex units within the Isparta Angle, southwest Turkey. *Tectonophysics*, 220 (1993), pp. 243–266.
- Nicholson, C., Seeber, L., Williams, P., Sykes, L.R., 1986. Seismic evidence for conjugate slip and block rotations within the San Andreas fault system, southern California. *Tectonics*, 5 (1986), pp. 629–648.
- Oral, B.M., 1994. Global Positioning System (GPS) Measurements in Turkey (1988–1992): Kinematics of Africa–Arabia–Eurasia Collision Zone. Ph.D. Thesis, Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, 344 pp.
- Oral, B.M., Reilinger, R.E., Toksöz, M.N., King, R.W., Barka, A.A., Kinik, I., Lenk, O., 1995. Global Positioning System offers evidence of plate motions in eastern Mediterranean. *EOS*, 76 (1995), pp. 9–11.
- Papadopoulos, G.A., Kondopoulou, D.P., Levantakis, G.-A., Pavlides, S.B., 1986. Seismotectonics of the Aegean region. *Tectonophysics*, 124 (1986), pp. 67–84.
- Payne, A.S., Robertson, A.H.F., 1995. Neogene supra-subduction zone extension in the Polis graben system, west Cyprus. *J. Geol. Soc. London*, 152 (1995), pp. 613–628.
- Poisson, A., 1977. *Récherches géologiques dans les Taurides occidentales (Turquie)*. Ph.D. Thesis, Univ. de Paris-Sud (yayınlanmamış).
- Poisson, A., 1997. Neogene thrust belt in western Taurides. The imbricate systems of thrust sheets along a NNW–SSE transect. In: Pişkin, O., Ergün, M., Savaşçın, M.Y., Tarcan, G. (Eds.), *International Earth Sciences Colloquium on the Aegean Region*, 9–14 October, 1995 Izmir–Göllük, Turkey 1, pp. 224–230.
- Poisson, A., Orsay, A., Akay, E., Dumont, J.-F., Uysal, S., 1984. The Isparta Angle: a Mesozoic palaeorift in the Western Taurides. In: Tekeli, O., Gönçüoğlu, C. (Eds.), *Int. Symp. Geol. Taurus Belt*, Ankara, Spec. Publ. MTA, pp. 11–26.
- Pollitz, F.F., 1991. Two-stage model of African absolute motion during the last 30 million years. *Tectonophysics*, 194 (1991), pp. 91–106.
- Price, S.P., Scott, B., 1994. Fault-block rotations at the edge of a zone of continental extension, southwest Turkey. *J. Struct. Geol.*, 16 (1994), pp. 381–392.
- Purvis, M., Robertson, A.H.F., 1997. Multiphase rifting in rapidly extending crust (West Turkey). European Union of Geosciences, Strasbourg, March 1997. Abstract.
- Reches, Z., 1978. Analysis of faulting in three-dimensional strain fields. *Tectonophysics*, 47 (1978), pp. 109–129.
- Reches, Z., 1983. Faulting of rocks in three-dimensional strain fields, II. Theoretical analysis. *Tectonophysics*, 95 (1983), pp. 133–156.
- Reches, Z., Dietrich, J.H., 1983. Faulting of rocks in three-dimensional strain fields, 1. Failure of rocks in polyaxial servo-control experiments. *Tectonophysics*, 95 (1983), pp. 111–132.
- Reilinger, R.E., McClusky, S.C., Oral, M.B., King, R.W., Toksöz, M.N., 1997. Global Positioning System measurements in the Arabia–Africa–Eurasia plate collision zone. *J. Geophys. Res.*, 102 (1997), pp. 9983–9999.
- Robertson, A.H.F., 1993. Mesozoic–Tertiary sedimentary and tectonic evolution of Neotethyan carbonate platforms, margins and small ocean basins in the Antalya Complex, SW Turkey. In: Frostick, L.E., Steel, R. (Eds.), *Sedimentation, Tectonics and Eustasy: Sea-Level Changes at Active Margins*. Spec. Publ. Int. Assoc. Sedimentol. 20, 415–465.
- Robertson, A.H.F., 1998. Mesozoic–Tertiary tectonic evolution of the easternmost Mediterranean area: integration of marine and land evidence. In: Robertson, A.H.F., Emeis, K.-C., Richter, C. (Eds.), *Proc. ODP, Sci. Results 160*. College Station, TX, pp. 723–782.
- Robertson, A.H.F., Dixon, J.E., 1984. Introduction: aspects of the geological evolution of the Eastern Mediterranean. In: Dixon, J.E., Robertson, A.H.F. (Eds.), *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean*. Geol. Soc. London Spec. Publ. 17, 1–74.
- Robertson, A.H.F., Woodcock, N.H., 1980. Strike-slip related sedimentation in the Antalya Complex, SW Turkey. *Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Publ.*, 4 (1980), pp. 127–145.
- Robertson, A.H.F., Woodcock, N.H., 1982. Sedimentary history of the south-western segment of the Mesozoic–Tertiary Antalya continental margin, southwestern Turkey. *Eclogae Geol. Helv.*, 75

- (1982), pp. 517-562.
- Robertson, A.H.F., Woodcock, N.H., 1984. The SW segment of the Antalya Complex, Turkey as a Tethyan Mesozoic-Tertiary continental margin. In: Dixon, J.E., Robertson, A.H.F. (Eds.), *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean*. Geol. Soc. London Spec. Publ. 17, 251-271.
- Robertson, A.H.F., Woodcock, N.H., 1986. The geological evolution of the Kyrenia Range: a critical lineament in the Eastern Mediterranean. In: Reading, H.G., Watterson, J.J., White, S.H. (Eds.), *Major Crustal Lineaments and their Influence on the Geological History of the Continental Lithosphere*. Philos. Trans. R. Soc. London A317, 141-171.
- Ron, H., Nur, A., Eyal, Y., 1990. Multiple strike-slip sets: a case study of the Dead Sea transform. *Tectonics*, 9 (1990), pp. 1241-1431.
- Rotstein, Y., 1984. Counterclockwise rotation of the Anatolian Block. *Tectonophysics*, 108 (1984), pp. 71-91.
- Rotstein, Y., Kafka, A.L., 1982. Seismotectonics of the southern boundary of Anatolia, eastern Mediterranean, subduction, collision and arc jumping. *J. Geophys. Res.*, 87 (1982), pp. 7694-7706.
- Saroğlu, F., Boray, A., Emre, O., 1987. Active faults of Turkey. *Miner. Resour. Explor. Inst. Turkey. Yayınlanmamış Rep.* 843, 394 pp.
- Scott, D., Etheridge, M.A., Rosendahl, B.R., 1992. Oblique-slip deformation in extensional terranes: a case study of the lakes Tanganyika and Malawi rift zones. *Tectonics*, 11 (1992), pp. 998-1009.
- Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y., Süngürlü, O., 1984. Tectonics of the Mediterranean Cimmerides: nature and evolution of the western termination of Palaeo-Tethys. In: Dixon, J.E., Robertson, A.H.F. (Eds.), *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean*. Geol. Soc. London Spec. Publ. 17, 77-112.
- Şengör, A.M.C., Görür, N., Saroğlu, O., 1985. Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study. In: Biddle, K.T., Christie Blick, N. (Eds.), *Strike-Slip Deformation, Basin Formation and Sedimentation*. Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ. 37, 227-264.
- Seyitoğlu, G., Scott, B.C., 1996. The cause of N-S extensional tectonics in western Turkey: tectonic escape vs back-arc spreading vs orogenic collapse. *J. Geodyn.*, 22 (1996), pp. 143-153.
- Seyitoğlu, G., Scott, B.C., Rundle, C.C., 1992. Timing of Cenozoic extensional tectonics in west Turkey. *J. Geol. Soc. London*, 149 (1992), pp. 533-538.
- Stewart, I.A., Hancock, P.L., 1989. Normal fault zone evolution and fault scarp degradation in the Aegean region. *Basin Res.*, 1 (1989), pp. 139-153.
- Taymaz, T., Price, S., 1992. The 1971 May 12 Burdur earthquake sequence, SW Turkey: a synthesis of seismological and geological observations. *Geophys. J. Int.*, 108 (1992), pp. 589-603.
- Taymaz, T., Jackson, J., McKenzie, D., 1991. Active tectonics of the north and central Aegean Sea. *Geophys. J. Int.*, 108 (1991), pp. 422-490.
- Terres, R.R., Sylvester, A.G., 1981. Kinematic analysis of rotated fractures and blocks in simple-shear. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 71 (1981), pp. 1593-1605.
- Waldron, J.W.F., 1984. Evolution of carbonate platforms on a margin of the Neotethys ocean: Isparta angle, south-western Turkey. *Eclogae Geol. Helv.*, 77 (1984), pp. 553-581.
- Woodcock, N.H., Robertson, A.H.F., 1982. Wrench and thrust tectonics along a Mesozoic-Cenozoic continental margin: Antalya Complex, SW Turkey. *J. Geol. Soc. London*, 139 (1982), pp. 147-163.
- Woodside, J., 1977. Tectonic elements and crust of the Eastern Mediterranean Sea. *Mar. Geophys. Res.*, 3 (1977), pp. 317-354.
- Woodside, J., 1992. Area no 2 (Anaximander Mountains). In: Initial results of the 'Training through Research' cruise of R/V Gelendzhik in the Eastern Mediterranean and the Black Sea (June-July, 1991), UNESCO, pp. 116-170.
- Woodside, J., Dumont, J.F., 1997. The Anaximander Mountains are a southward rifted and foundered part of the southwestern Turkish Taurus. *Terra Nova*, 9 (Abstr. Suppl. 1) (1997), p. 394.
- Wortel, M.J.R., Spakman, W., 1992. Structure and dynamics of subducted lithosphere in the Mediterranean region. *Proc. K. Ned. Akad. Wet.*, 9 (1992), pp. 32-347.
- Zanchi, A., Kissel, C., Tapirdamaz, C., 1983. Late Cenozoic and Quaternary brittle continental deformation in western Turkey. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 164 (1983), pp. 507-517.