



Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun orta ve batı kesiminde bölgesel gerilme durumunun incelenmesi

Regional stress state analysis in' central and occidental parts of the North Anatolian Fault Zone

Semir Över

Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 58140 Sivas.

Öz

Bu makalede, Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun orta kesimi ile batı kesiminde (Marmara'nın doğusuna kadar) egemen olan gerilme tensörünün durumu, fay toplulukları ve deprem odak çözüm mekanizmaları kullanılarak incelenmiştir. Kinematik analiz, bölgede egemen olan tektonik rejimin transpresiften transtensife dönüştüğünü göstermektedir. Sağ yanal doğrultu atımlı olan her iki rejim için elde edilen en büyük yatay gerilme σ_{max} (G_x) ve en küçük yatay gerilme G_{min} (σ_3) doğrultulan aynıdır ve KB-GD ve KD-GB. Ancak hesaplanan ortalama gerilme oranı R farklıdır. Transpresif rejim için $R_{ort} = 0.75$ ve transtensif rejim için $R_{ort} = 0.24$ tür. Bu değişim Erken-Orta Pleyistosen'de gerçekleşmiştir. Deprem odak çözümlerinin ters çözüm işlemi, KB-GD (N126°E) doğrultulu $<5_x$ ve KD-GB (N217°E) doğrultulu a_3 eksenleri, ile $R = 0.40$ değerini vermektedir. Hesaplanan R değeri çalışma bölgesinde günümüzde egemen olan gerilme rejiminin transtensif olduğunu göstermektedir. Batıdaki ile doğudaki levha kenarlarındaki kuvvetlerin farklı etkimesi, gerilme rejimindeki değişimin nedeni olabilir. Kinematik analiz sonucunda ortaya konan gerilme durumundaki zamansal değişimler, özellikle Ege yitim zonundaki gerilme rejimlerinde meydana gelen değişimlerin etkisi altındadır.

Anahtar Sözcükler: Kayma vektörü, Kuzey Anadolu Fayı, ters çözüm, transpresyon, transtensiyon.

Abstract

This paper concerns the determination of stress tensor from a set of striated faults and of focal mechanisms of earthquakes. The central and occidental parts of the North Anatolian Fault Zone illustrates the applied methodology. Then, temporal changes in tectonic regimes of the central North Anatolian Fault Zone are briefly examined. The fault kinematics analysis within central North Anatolian Fault shows that strike-slip stress changes from transpressional regime to transtensional regime as indicated by chronologies of fault slip vectors. Both states have consistent NW- and NE- trending σ_1 and σ_3 axes respectively, but have significantly different mean R values: $R_m = 0.75$ for transpressional and $R_m = 0.24$ for transtensional regimes respectively. The inversion of focal mechanisms, occurred in the central and occidental parts of North Anatolian Fault Zone, shows that actual stress regime is transtensional and is characterized by a NW-(N126°E) trending a_1 and a NE-(N217°E) trending a_3 axes with a R value of 0.40. The stress changes along the North Anatolian Fault Zone result from the coeval influence of forces acting in the west and in the east. However, the timing of the temporal stress change permits to suggest that Quaternary stress regime variation in central North Anatolian Fault Zone is mainly due to the Aegean domain influence.

Key Words: Slip vector, North Anatolian Fault, inversion, transpression, transtension

GİRİŞ

Fay toplulukları ile depremlerin odak çözüm mekanizmaları kullanarak bölgesel ölçekte egemen olan gerilme tensörünü saptamak amacıyla pek çok grafik analiz yönteminin (Arthaud, 1969; Angelier ve Mechler,

1977) yanı sıra sayısal analiz yöntemleri de geliştirilmiştir (Carey ve Brunier, 1974; Carey, 1976; 1979; Armijo ve di $\hat{a} >^{1982}$; Angelier, 1984; Carey-Güillhardis ve Mercier, 1987). Bilgisayar destekli sayısal analiz yönteminde $>^k a y^m a$ vektörünün terslenme (inversion) işlemi ile

bölgesel deformasyondan sorumlu gerilme (stres) tensörü saptanabilmektedir.

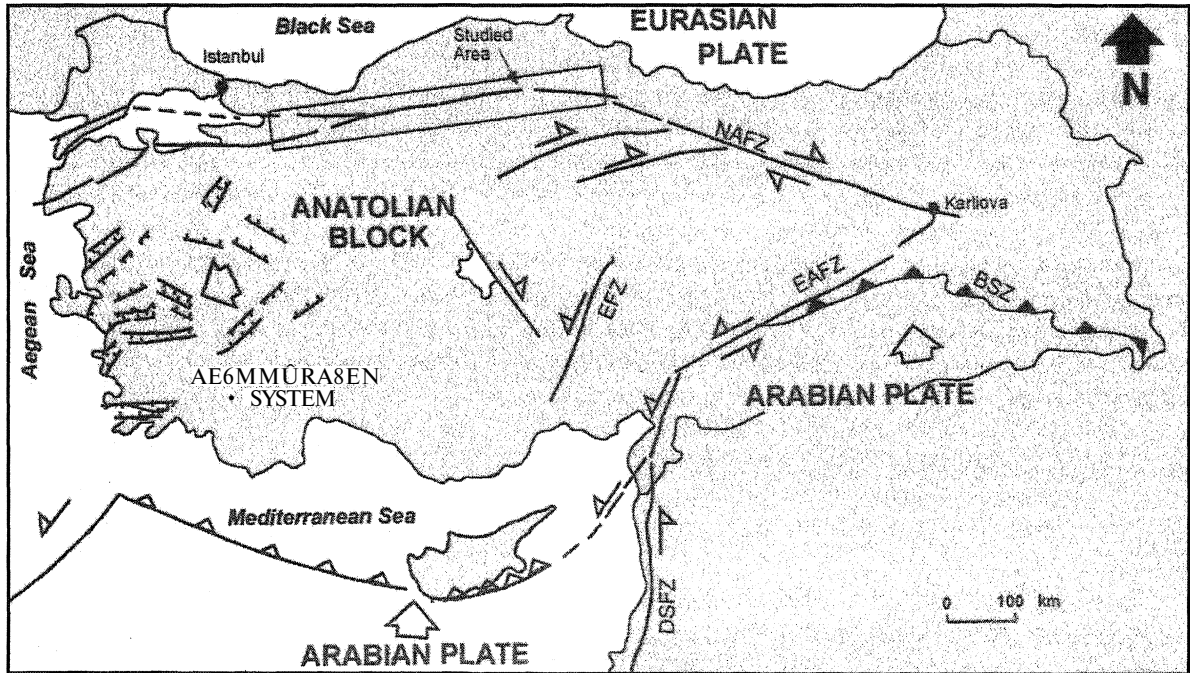
Anderson (1951), homojen ve izotropik bir ortamda fay geometrisi ile kinematiki karşılaştırarak bunların ana gerilme yönleriyle ilişkili olduğunu göstermiştir. Ancak, bu yöntem malzemenin çok kırıklı olması durumunda oldukça sınırlıdır. Wallace (1951) ve Bott (1959), kırıklı kütlede var olan bir fay düzlemi üzerinde oluşan kayma vektörünün üç ana gerilmenin doğrultularına ve aralarındaki $R=(0_2-0_1)/(0_3-a_1)$ oranına bağlı olduğunu ortaya koymuşlardır. Bu mekanik yaklaşımların kullanılmasıyla birçok araştırmacı tarafından, kırılmış kaya kütlelerindeki fayların yorumlanması için bilgisayar destekli kantitatif yöntemler hazırlanmıştır (Carey ve Brunier, 1974; Carey, 1979; Etchopar ve diğ., 1981). Ancak bu yöntemlerin geçerliliği için bazı önkoşullar gereklidir. Bunlar; 1) kaya kütlesi fiziksel olarak homojen ve izotropiktir. Eğer kütle oldukça kırıklı ise mekanik olarak izotropiktir (kırıklı yönlerinin farklı doğrultularda gelişmesi gibi), 2) fay düzlemindeki atım (kayma vektörü), bağımsız ve fay genişliğinden küçük olmalıdır. 3) Bloklar arasındaki deformasyonun sürekli olmadığı ve deformasyon sırasında fay düzleminin rotasyona uğramamıştır. Böylece kaya kütlelerinin deformasyonu faylar boyunca rijid blokların görece yer değiştirmesiyle oluşmaktadır. Yukarıdaki koşullar sağlandığında bir tektonik faz ile ilişkili gerilme tensörü bu fazın sonucunda

ortaya çıkan bağımsız kayma vektörlerinin ters çözümü ile elde edilebilir. Gerçekte kaya kütlesi ne homojen ne de izotropiktir. Ancak birkaç yüz metre ile birkaç kilometre arasında değişen kaya kütlelerinde yukarıda belirtilen varsayımlar geçerlidir ve elde edilen sonuçlar da genellikle bölgesel gerilme tensörü ile uyumludur (Mercier ve diğ., 1991).

Bu çalışmada Kuzey Anadolu Fay Zonunun orta kesiminde ölçülen kayma vektörlerinin ters çözüm (inversion) ile paleostres tensörünün saptanmasını temel alan fay kinematiki analizi, Carey (1979) tarafından geliştirilen sayısal metot ile yapılmıştır. Kuzey Anadolu Fay Zonunun orta ile batı kesimi (Marmara'nın doğusuna kadar) arasındaki bölgede kaydedilen $M>4.9$ depremlerin odak çözüm mekanizmalarının ters çözüm işlemi günümüz gerilme tensörünün saptanmasını temel alan kinematik analiz, (Carey-Gailhardis ve Mercier, 1987) tarafından geliştirilen sayısal metot uygulanarak incelenmiştir.

BÖLGENİN JEODİNAMİĞİ

Kuzey Anadolu Fay Zonu, Doğu Akdeniz'de Arabistan Levhasının kuzeye hareketi sonucunda, Miyosen'de Avrasya Levhasıyla çarpışmasıyla başlayan neotektonik dönemde gelişen en aktif fay kuşaklarından birisidir. Arabistan-Afrika Levhalarının kuzeydeki Avrasya Levhasına doğru hareketiyle sağ yanal doğrultu atımlı Ku-



Şekil 1. İnceleme alanının yer buldum haritası.
Figure 1. The location map of the investigated area.

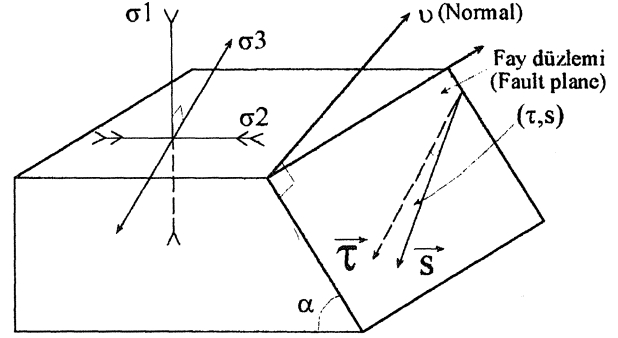
KUZEY ANADOLU FAY ZONUNDA BÖLGESEL GERİLME DURUMUNUN İNCELENMESİ

zey Anadolu Fay Zonu (KAFZ) ile sol yanal doğrultu atımlı Doğu Anadolu Fay Zonu (DAFZ) boyunca Anadolu Bloğu, batı-güneybatıya doğru kaymaktadır (McKenzie, 1972; Şengör ve diğ., 1985; Dewey, ve diğ., 1986) (Şekil 1). Ege yayı boyunca gelişen dalma-batma zonu etkisiyle Anadolu'nun batı-güneybatıya hareketi kolaylaşmaktadır (Le Pichon ve Angelier, 1979). Doğu kesimde tektonik rejimin değişimini gösteren herhangi bir çalışma olmamasına karşın, batıda bu konuda birçok çalışma gerçekleştirilmiştir (Mercier ve diğ., 1979, 1987,1989; Angelier ve diğ., 1982; Sorel ve diğ., 1988, 1992; Zanchi ve Angelier, 1993). Jeodezik çalışmalar Anadolu Bloğunun KAFZ boyunca Avrasya Levhasına göre 30 mm/yıl hızla batıya doğru hareket ettiğini (Oral ve diğ., 1993; Straub ve Kahle, 1994,1995 Le Pichon ve diğ., 1996) ve bu hızın batı-güneybatıda 10 mm/yıl daha fazla olduğunu göstermektedir (Le Pichon ve diğ., 1993; 1996). Elde edilen bu hız değerleri KAFZ'nun depremelliği ve depremlerin moment tensörü incelenerek elde edilen hızla (Jackson ve McKenzie, 1984; Taymaz ve diğ., 1991; Jackson ve diğ., 1992; Kiratzi, 1993) uyumludur. Le Pichon ve diğ. (1996), Anadolu-Ege Bloğunun 30 mm/yıl hızla yer değiştirdiğini belirtmekte ve Arabistan Levhasının kuzeye hareketini kolaylaştıran rijid (kabuksal) rotasyona karşılık geldiğini öne sürmektedir. Ege dalma-batma zonunda değişik süreçlerde farklı şekilde tektonik rejim değişimini etkileyen olaylar, Ege-Anadolu Bloğunun güneybatıya doğru hareket hızının artmasıyla KAFZ boyunca gözlenen tektonik rejimin değişiminden sorumlu olabileceğini göstermektedir.

KULLANILAN YÖNTEMLER

A) Fay Topluluklarının Kinematik Analizi

Carey ve Brunier (1974) ve Carey (1979), Wallace (1951) ve Bott (1959)'un mekanik yaklaşımlarını kullanarak, oldukça kırıklı (faylı) kaya kütlelerindeki fay kinematiklerinin yorumlanması için bilgisayar destekli kantitatif yöntemler geliştirmişlerdir. Fay topluluklarının kinematiki, fay düzlemi üzerinde ölçülen kayma vektörlerinin değerlendirilmesi sonucunda elde edilir. Her bir fay düzlemi üzerindeki kayma vektörü etkin çözümlenmiş kayma gerilmesinin yönünde ise (Bott, 1959), ölçülen kayma vektörlerinin ters çözümü ile en uygun gerilme tensörü hesaplanabilir (Carey, 1979; Angelier, 1984). Bu metod ile rijid bloklar arasındaki hareket, bağımsız ve ölçülen kayma vektörü (s) her bir fay düzlemi için çözümlenen etkin kayma gerilmesi (T)'ya paralel ve aynı yönde olduğu öngörülmektedir. Böylece ölçülen kayma vek-



Şekil 2. Bir faya ait blok diyagramı, (t, s), öngörülen kayma vektörü (T) ile ölçülen kayma vektörü s arasındaki açı; α , a_2 ve G_3 sırasıyla sıkışma, ortaç ve genişleme ana gerilmelerdir, v: düzlemin normal vektörü.

Figure 2. Block diagram of a fault plane. (T, s): deviation angles between predicted slip (%) and computed slip (s). v: normal vector.

törü (s) ve öngörülen kayma vektörü (T) arasındaki (T,s) açısını (Şekil 2) minimize ederek en uygun gerilme tensörü hesaplanır (Carey ve Brunier, 1974; Carey, 1979). Ters çözüm (inversion) işlemi sonucunda, gerilme tensörünün ana gerilme eksenlerinin doğrultulan (azimut ve eğim) ve gerilme oranı $R=(a_2/a_1)^{1/3}$ belirlenir. Burada lineer bir büyüklük olan gerilme magnitüdüleri $I_1+I_2+I_3=0$ dır. Ana gerilme eksenleri $0_1, 0_2$ ve 0_3 ile R parametrelerinin çözümü aranır. Bunun için birbirinden bağımsız en az dört fay düzlemi gerekmektedir. Pratikte genel olarak terslenme işlemi sonunda (T,s) açılarının % 80'i 20° den küçük ise sonuç güvenilir olarak kabul edilir.

Kayma vektörü (s) ve dolayısıyla fay düzlemi üzerindeki belirteçlerin yönelimi, bölgesel gerilme tensörü ve R oranı değişmediği sürece aynı doğrultu ve yönlerini korurlar. Eğer bölgesel gerilme tensörü değişirse fay kinematiki de değişir; yeni oluşan kayma vektörü daha önceki vektörleri vev olarak üzerler. Fay düzlemi üzerinde oluşan ve birbirlerini vev olarak üzerleyen kayma vektörlerinden kronolojiyi belirleyerek farklı tektonik fazlar ayırt edilebilmektedir (Mercier ve Vergely, 1992).

B) Deprem Odak Çözümlerinin Kinematik Analizi

Aynı bölgede kaydedilmiş depremlerin odak çözüm mekanizmalarından yararlanarak, günümüzde oluşan deformasyondan sorumlu bölgesel gerilme (stres) tensörü ve R oranı saptanabilir (Carey-Gailhardis ve Mercier, 1987; Mercier ve Carey-Gailhardis, 1989; Mercier ve diğ., 1991; Bellier ve diğ., 1997). Deprem odak çözüm mekanizması, fay düzlemi ve yardımcı düzlem olmak

Çizelge 1. Fay düzlemi ölçüm gözlem noktalarının lokasyonu. Yaş kolonunda: H: Holosen, P-Pl: Ayrılmamış Pliyo-Pleyistosen, Pl: Erken Pleyistosen, P: Pliyosen, M: Miyosen, Pa: Ayrılmamış Paleojen, Jr-Cr: Ayrılmamış Jura ve Kretase, Cr: Kretase, Jr: Jura

Table 1. Location of fault striae measurement sites. In Age column: H: Holocene, P-Pl: Undifferentiated Plio-Pleistocene, Pl: Early Pleistocene, P: Pliocene, M: Miocene, Pa: Undifferentiated Paleogene, Jr-Cr: Undifferentiated Jurassic and Cretaceous, Cr: Cretaceous, Jr: Jurassic.

Gözlem Noktası /Sites	Enlem Lat. (N)	Boylam Long. (E)	Yaş/Age
1	40° 52.5'	32° 39.5'	Cr
2	40° 52.6'	32° 41.3'	Cr
3	40° 50.8'	32° 41.9'	Cr
4	40° 50.2'	32° 48.0'	Cr
5	40° 54.0'	32° 47.9'	Pa
6	40° 53.5'	32° 48.0'	Pa
7	40° 49.2'	32° 53.5'	Pl
8	40° 55.1'	32° 54.0'	Pa
9	40° 50.9'	32° 09.66'	Pl
10	40° 51.0'	32° 09.4'	Pl
11	40° 53.3'	32° 07.9'	Cr
12	40° 50.3'	32° 19.0'	M
13	40° 50.0'	33° 19.2'	M
14	40° 49.3'	33° 19.1'	M
15	40° 53.6'	33° 25.0'	Pl+H
16	40° 53.7'	33° 31.3'	P-Pl
17	40° 53.9'	33° 36.8'	P-Pl
18	40° 53.1'	33° 37.8'	Jr-Cr
19	40° 00.5'	33° 47.0'	Jr-Cr
20	40° 54.3'	33° 48.5'	M
21	40° 54.3'	33° 48.8'	M
22	40° 55.4'	33° 49.3'	M
23	40° 55.2'	33° 50.0'	M
24	41° 08.5'	34° 03.2'	Jr-Cr
25	41° 15.0'	34° 01.9'	Jr-Cr
26	41° 06.1'	34° 10.9'	P-Pl
27	41° 05.6'	34° 09.5'	P-Pl
28	41° 06.3'	34° 12.1'	P-Pl
29	41° 06.4'	34° 18.2'	P-Pl
30	41° 04.9'	34° 15.8'	Pl-H
31	41° 05.5'	34° 16.5'	Pl+H
32	41° 06.3'	34° 20.0'	Jr-Cr+Pl
33	41° 05.9'	34° 22.0'	Jr-Cr
34	41° 07.8'	34° 34.0'	P
35	41° 06.7'	34° 46.0'	P
36	41° 05.1'	34° 46.0'	Jr-Cr+Pa
37	41° 07.0'	34° 48.0'	Jr-Cr+Pa
38	41° 06.6'	34° 59.6'	Jr-Cr
39	40° 02.2'	34° 32.0'	Jr-Cr
40	41° 00.6'	35° 59.8'	Jr-Cr
41	40° 50.5'	35° 49.1'	Jr-Cr
42	40° 47.2'	35° 02.5'	Jr-Cr
43	40° 46.9'	35° 03.2'	Jr-Cr

üzere birbirine dik iki düzlem içerir. Sismolojide bu düzlemleri birbirinden ayırmak oldukça güçtür. Bununla birlikte, yüzey kırığı veya artçı depremlerin konumsal dağılımından, gerçek fay düzlemi, yardımcı düzlemlen ayırtedilebilir. Ayrıca nodal düzlemlerden hangisinin fay düzlemi olduğunu belirlemek için, bilgisayar destekli nümerik metotlar da geliştirilmiştir (Mercier ve Carey-Gailhardis, 1989; Angelier ve Mechler, 1977). Gerçekte deprem odak çözümlenmesinde tanımlanan iki nodal düzlemlen biri kayma vektörünü taşıyan ve ana gerilme doğrultulan ile uyumlu olan gerçek fay düzlemi olup, Bott (1959) modeline göre saptanabilir. Sismik kayma vektörü, gerilme tensörü ile uyumlu ve hesaplanan gerilme (stres) oranı $R=(a_2-a_1)/(a_3-a_1)$, 0 ile 1 arasında olmalıdır (Carey-Guilhardis ve Mercier, 1987). Nodal düzlemlerden sismik olanı bu koşulu sağlarken yardımcı düzlem sağlamaz (her iki düzlem bir ana gerilme doğrultusu boyunca birbirini kesmiyorsa). Genel olarak, depremlerin odak çözüm mekanizmalarının terslenme işlemi, güncel ve aktif fay topluluklarından elde edilen bölgesel gerilme tensörü ile uyumlu sonuçlar vermektedir (Mercier ve diğ., 1991).

Gerilme Oranı (R)'nin Önemi

Hesaplanan gerilme tensörünün ana gerilmeleri oluşturan G_1, G_2, G_3 ile 3 magnitudleri arasındaki $R=(G_2-a_1)/(G_3-G_1)$ oranı, oldukça önemli bir rol oynar. Daha önce de belirtildiği gibi ($\sigma_2=\sigma_1$ ise $R=0$ ve $\sigma_2=G_3$ ise $R=1$), R değeri iki tek eksenli (uniaxial) değer arasında değişir. Bir doğrultu atımlı gerilme rejiminde (düşey gerilme $\sigma_v=G_3$, en büyük yatay gerilme $\sigma_{hmax}=a_1$ ve en küçük yatay gerilme $G_{hmin}=G_1$), $R=0$ değeri gerilme rejiminin açılma rejimi ($G_{hmax}=G_1$) ile geçişini (transition) belirler. $R=1$ değeri ise gerilme rejiminin sıkışma rejimi ($a_{hmin}=\sigma_v$) ile geçişini (transition) ifade eder. R oranının 0 veya 1'e yakın değerler; için (tek eksenli değerlere yakındır: $0.85 < R < 1$ ve $0 < R < 0.15$), gerilme magnitudlerindeki az değişimler (fluctuations) doğrultu atımlı gerilme rejiminin sırasıyla sıkışma veya açılma rejime dönüşmesi için yeterli olabilir. Tek eksenli gerilme rejiminde $R=0$ değeri, ortaç gerilmenin sıfır ($G_2=0$) olduğu iki eksenli (biaxial) rejimi gösterir, çünkü gerilme tensörü için $\dot{G}_1+\dot{G}_2+\dot{G}_3=0$ dır. Tek eksenliye ($0.85 < R < 1$ ve $0 < R < 0.15$) iki eksenliye ($0.45 < R < 0.55$) yakın değerler arasındaki gerilme tensörleri genellikle üç eksenli (triaxial) gerilme rejimini ifade eder. Bir üç eksenli gerilme tensörü için R değeri 0.55'ten büyük ise transpresif (ters bileşenli doğrultu atım) rejime (G_2 , tansiyonel), R değeri 0.45'ten küçük ise transtensif (normal bileşenli doğrultu atım) rejime (G_2 , sıkışma), karşılık gelir.

BÖLGESEL GERİLME TENSÖRÜNÜN DEĞİŞİMİ

KAFZ'nun orta kesiminde Tersiyer öncesi temel kayalarda, Tersiyer sedimanter havzalarında ve Kuvaterner alüviyal çökellerde ölçülen kayma vektörleri, Carey (1979) tarafından geliştirilen bilgisayar destekli terslenme yöntemiyle değerlendirilmiştir. Bunun sonucunda, bölgede sağ yönlü doğrultu atımı karakterize eden tektonik gerilme tensörünün durumu incelenmiş ve zamansal açıdan bir değişime uğradığı saptanmıştır. Birçok gözlem noktasında ters bileşenli doğrultu atım vektörünün normal bileşenli doğrultu atım vektörü tarafından kesildiği gözlenmiştir. Ters bileşenli kayma vektörlerinin tamamı, Tersiyer öncesi ve Pliyo-Pleyistosen yaşlı kayalarda ölçülmesine karşın bunları verev olarak üzerleyen ikinci kayma vektörleri ise Tersiyer öncesi-güncel yaş aralığında tüm kaya birimlerinde gözlenmiştir.

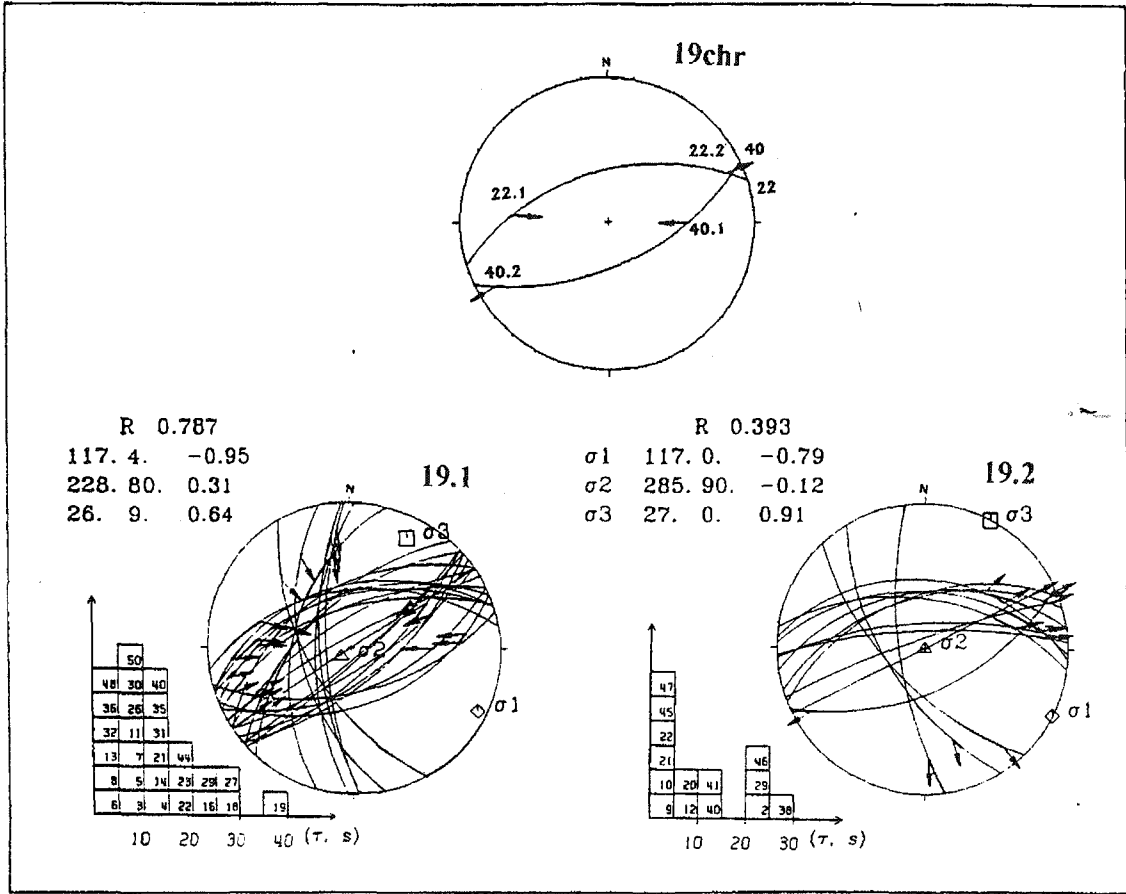
Şekil 3a, KAFZ'nun orta kesiminde gözlemlenen kayma vektörleri arasındaki kronolojiyi göstermektedir. Burada 19 nolu gözlem noktasında 22 ve 40 nolu fay düzlemleri üzerinde kronolojiyi gösteren kayma vektörleri ölçülmüştür. Ters bileşenli doğrultu atımlı rejimi (Transpresif) karakterize eden kayma vektörü (22.1 ve 40.1) sırasıyla normal bileşenli doğrultu rejimi (transtensif) karakterize eden daha genç kayma vektörleri (22.2 ve 40.2) tarafından verev olarak kesilmiştir (Şekil 3a). Kronolojinin gözlemlendiği ölçüm istasyonunda transpresif rejimi karakterize eden kayma vektörleri ve transtensif rejimi karakterize eden kayma vektörleri aynı ayn değerlendirilmiştir. Kinematik analiz sonuçları, Wulff alt yarımküre üzerine izdüşürülmüş ve (T,S) açılan histogramla verilmiştir (Şekil 3b deki 19.1 ve 19.2). Kronolojinin net olarak gözlenmediği gözlem noktalarında ise tüm veriler bir arada değerlendirilmiş ve hesaplanan R oranının değerine göre sınıflandırılmıştır (Çizelge 2 ve 3). 19 nolu gözlem noktasındaki açık kronolojik gözleme dayanarak her iki ayn topluluğa ait veriler aynı değerlendirildiğinde en büyük yatay gerilme (G^{\wedge} , her iki rejim aynı doğrultuya (K117°D) sahip olduğu halde, R oranları (0,787 ve 0,393) farklıdır (Şekil 3b, 19.1 ve 19.2, Çizelge 2 ve 3).

Gerek kronolojik veriler gerekse kayma vektörlerinin terslenme işlemi ile gerçekleştirilen kinematik fay analizi, KAFZ'nun orta kesiminde sağ yönlü doğrultu atımlı güncel (recent) tektonik rejimin, transpresif rejimden transtensif rejime dönüştüğünü göstermektedir. Her iki rejimde de egemen olan yatay ana gerilmelerden G_j (sıkışma) KB-GD ve G_3 (açılma) ise KD-GB doğrultuludur. Ancak ana gerilmeler arasındaki R oranı her iki re-

jim için farklıdır (transpresif rejim için $R > 0.5$, transtensif rejim için $R < 0.5$).

Transpresif rejime ait gözlem noktalarında gerçekleştirilen kinematik analiz sonuçları, Çizelge 2 de verilmiştir. Şekil 4a'daki SS. 1 transpresif rejime ait kinematik analiz sonuçları için uygulanan Fischer istatistiği sonuçlarını toplu olarak göstermektedir. Fischer istatistiği sadece en büyük yatay gerilme (G^{\wedge} ile en küçük yatay gerilme (G_3) için % 95 güvenilirlik elipsi hesaplanmıştır. Buna göre \bar{u}_x ve G_3 'ün doğrultulan sırasıyla $142^{\circ} \pm 8^{\circ}$ ve $52^{\circ} \pm 13^{\circ}$ (Şekil 4a'da SS. 1 ve Çizelge 2). 8° ve 13° değerleri Fischer istatistiğinde % 95 güvenilirlik elipsine karşılık gelmektedir. Tüm gözlem noktaları için hesaplanan R oranı 0.5'den büyük olup, histogramda gösterildiği gibi değerlerin çoğu 1'e yakındır (çoğunlukla 0.7 ile 0.9). Bunların R_{ort} değeri 0.75 olarak hesaplanmıştır. En küçük yatay gerilmenin (G_{hmin}) magnitudü düşey gerilmeye (G_v) yakındır. Bu da doğrultu atımlı rejimin sıkışma rejimi ile geçişli olduğunu göstermektedir. Gerçekte bölgesel ölçekli transpresif rejim, KKD-GGB ve K-G doğrultulu lokal ölçekli sıkışma rejimini karakterize eden ters fayların gelişimine neden olmuştur (Çizelge 2b deki 9, 11&12 nolu gözlem noktaları).

Transtensif rejime ait gözlem noktalarında gerçekleştirilen kinematik analiz sonuçları Çizelge 3'de verilmiştir. Şekil 4a'daki SS. 2 transtensif rejime ait kinematik analiz sonuçları için uygulanan Fischer istatistiğini göstermektedir. Fischer istatistiği sadece en büyük yatay gerilme (G^{\wedge}) ile en küçük yatay gerilme (G_3) için % 95 güvenilirlik elipsi hesaplanmıştır. Buna göre G_j ile G_3 'ün doğrultuları sırasıyla $142^{\circ} \pm 14^{\circ}$ ve $52^{\circ} \pm 10^{\circ}$ (SS. 2 Çizelge 3 ve Şekil 4a) 14° ve 10° Fischer istatistiğinde % 95 güvenilirlik elipsine karşılık gelmektedir. Tüm gözlem noktaları için hesaplanan R oranı 0.5'den küçük olup, histogramda gösterildiği gibi değerlerin çoğu sıfıra (0) yakındır. Bunların R_{ort} değeri 0.24 olarak hesaplanmıştır. En büyük yatay gerilmenin (G_{hmax}) magnitudü, düşey gerilmeye (G_v) yakındır. Bu da doğrultu atımlı rejimin açılma rejimi ile geçişli olduğunu göstermektedir. Gerçekte bölgesel ölçekli transtensif rejim, KD-GB doğrultulu lokal ölçekli açılma rejimini karakterize eden normal fayların gelişimine neden olmuştur (Çizelge 3'deki 24,27 ve 52-54 nolu gözlem noktaları). Tüm gözlem noktaları üzerinde uygulanan Fischer istatistiği, her iki rejim için elde edilen en büyük ve en küçük yatay gerilmelerin (G_j ve G_3) doğrultularının aynı olduğunun ancak ana gerilmelerinin görece magnitudlerinin değiştiğini (G /de azalma ve / veya G_3 'te artma) göstermiştir. Buna bağlı olarak R değerinde de bir azalma olacaktır (transp-



Şekil 3. a) 19 nolu gözlem noktasında (Çizelge 1) ölçülen sağ yanal doğrultu atımlı rejime ait fay toplulukları için kayma vektörlerinin eşit açılı alt yarımküre üzerindeki izdüşümü. 19 chr stereoplottu 22 ve 40 nolu düzlemlerde gözlenen kronolojiyi vermektedir: ters bileşenli doğrultu atımlı kayma vektörleri (22.1 ve 40.1) sırasıyla normal bileşenli doğrultu atımlı kayma vektörleri (22.2 ve 40.2) tarafından kesilmiştir, b) 19.1 Transpresif ($R=0.79$) rejime ait kayma vektörleri ve Carey (1979)'in ters çözüm yöntemi sonuçlarının (Tablo 2) eşit açılı alt yarımküre üzerindeki izdüşümü. 19.2 Transtensif ($R=0.39$) rejime ait kayma vektörleri ve Carey (1979)'in ters çözüm yönteminin sonuçlarının (Çizelge 3) eşit açılı alt yarımküre üzerindeki izdüşümü.

Figure 3. a) Lower hemisphere stereoplots of strike-slip faulting slip data from site 19 (Table 1). 19 chr shows the chronologies: reverse component strike-slip striae (22.1 and 40.1) cross-cut by normal component strike-slip striae (22.2 and 40.2) respectively, b) 19.1 is a lower hemisphere stereoplot of reverse-component strike-slip striae together with results of Carey (1979)'s inversion method (Table 2). 19.2 is lower hemisphere stereoplot of normal component strike-slip striae together with inversion results (Table 3).

resif rejim için 0.79, ($R>0.5$), transtensif rejim için 0.24 ($R<0.5$).

KAFZ'nun orta kesiminde kayma vektörlerinin ters çözüm işlemiyle gerçekleştirilen kinematik analiz, egemen olan doğrultu atımlı bölgesel tektonik rejimin zamansal olarak değiştiğini göstermiştir. Bu değişim, Orta-Geç Pliyosen yaşlı transpresif rejimden transtensif rejime geçiş, Erken-Orta Pleyistosen'de gerçekleşmiştir (Över, 1996; Bellier ve diğ., 1997).

Kuzey Anadolu Fay Zonunun orta ile batı kesiminde (Marmara'nın doğusuna kadar) kaydedilmiş $M>4.9$ dep-

remlerin odak çözüm mekanizmaları (Çizelge 4), Carey-Gailhardis ve Mercier (1987) tarafından geliştirilen ters çözüm analiz yöntemi uygulanarak değerlendirilmiştir. Bunun sonucunda da KB-GD ($K126^{\circ}D$) doğrultulu sıkışma gerilme (d) ve KD-GB ($K217^{\circ}D$) doğrultulu açılma gerilme (a_3) eksenlerinin yanısıra $R=0.40$ değeri, bölgede egemen olan günümüz tektonik rejimin bir transtensif olduğunu göstermektedir (Şekil 5).

Deprem odak çözüm mekanizmalarının ve fay topluluklarının ters çözüm yöntemiyle gerçekleştirilen kinematik analizi, KAFZ'nun orta kesiminden Marmara'nın doğusuna kadar olan alanda egemen olan bölgesel tekto-

KUZEY ANADOLU FAY ZONU'NDA BÖLGESEL GERİLME DURUMUNUN İNCELENMESİ

Çizelge 2. Transpresif rejime ait her bir gözlem noktasında gerçekleştirilen kinematik analiz sonuçları. Gözlem noktası kolonunda "&": iki veya daha fazla gözlem noktasının birleşimi, N: Analizde kullanılan ve ölçülmüş fay düzlem sayısıdır. "SS. 1": Şekil 3'deki transpresif rejime ait G_x ve G_2 için Fischer istatistiği sonucunda hesaplanan ortalama değerler, R_{ort} : tüm gözlem noktalarındaki R değerlerinin aritmetik ortalamasıdır. M.D: Ortalama sapma açısı, $M.D=[Z(x,s)/N]$ ve S.D: Standart sapma açısı, $S.D=[E(t,s)^2/N]^{1/2}$.
 Table 2, The results of kinematic analysis of each individual site of transpressional regime. In site column "&": indicates an inversion solution computed from two or more datasets of different sites. N: number of striated fault planes used to compute solution. "SS. 1" is an average regional stress state obtained from computing mean stress axes using Fisher statistics on individual horizontal o_1 and a_2 axes, R_m value is the arithmetic mean of all sites. M.D: the mean deviation angle is $MD=[Z(T,s)/N]$ and SD: the standart deviation angle is $SD=[I(T,sf/N)]^{0.5}$.

Gözlem Noktası/Sites	N	σ_1 Az°/dip°	σ_2 Az°/dip°	σ_3 Az°/dip°	R	E.M.	S.M.	Yaş/Age
5 ve6	20	145/3	244/71	54/18	0.87	14.0	15.5	Pa
8	17	124/5	346/83	214/5	0.71	12.1	14.0	Pa
9 ve 10	13	144/19	345/70	236/7	0.52	09.3	10.9	Pl
12-14	17	138/0	324/90	228/0	0.66	18.1	22.5	M
18	10	149/0	19/90	239/0	0.83	14.0	19.4	Jr-Cr
19	25	117/4	231/80	26/9	0.78	11.7	15.17	Jr-Cr
20-23	5	310/10	169/77	41/8	0.80	06.6	08.7	M
25	15	314/9	197/70	47/17	0.94	08.3	09.5	Jr-Cr
26-29	7	166/3	280/82	76/7	0.85	10.5	13.8	P-Pl
32 ve 33	26	326/6	201/80	57/8	0.62	15.7	19.1	Jr-Cr+Pl
34-35-38	9	149/11	270/69	55/18	0.89	17.1	19.7	Jr-Cr+P
36-37	12	140/1	43/78	230/12	0.84	14.8	18.0	Jr-Cr+Pa
39-40	29	143/5	251/73	51/16	0.78	12.5	16.2	Jr-Cr
41	21	156/0	60/89	246/1	0.90	10.3	12.5	Jr-Cr
42-43	27	147/1	251/84	57/6	0.65	12.8	16.6	Jr-Cr
SS.1		$\sigma_1 = 142 \pm 8^\circ/2^\circ$	$\sigma_3 = 52 \pm 13^\circ/1^\circ$		$R_m = 0.75$			
7	12	9/16	101/8	216/72	0.66	14.0	19.2	Pl
9-10	16	154/1	244/8	60/82	0.58	10.6	12.8	Pl

nik rejimin transtensif olduğunu ve bunun Orta Pleyistosen'den günümüze kadar devam ettiğini göstermektedir.

SONUÇLAR VE TARTIŞMALAR

Gerek fay toplulukları gerekse deprem odak çözümleri kullanılarak gerçekleştirilen kinematik analizler KAFZ'nun orta kesiminden Marmara'nın doğusuna kadar ki bölgede, Kuvaterner'den günümüze kadar transpresif tektonik bir rejimin egemen olduğunu göstermektedir. Kayma vektörlerinin birbirlerini kesmeleri sonucunda saptanan kronoloji ve kayma vektörlerin terslenmesi, güncel (recent) doğrultu atımlı tektonik rejimin kendi içinde transpresiften transtensife doğru değiştiğini göstermektedir. Her iki rejimi karakterize eden en büyük yatay gerilme (G_J ve en küçük yatay gerilme (G_3)) sırasıyla KB-GD ve KD-GB doğrultuludur. Ana gerilmeler

arasındaki ortalama R oranının değeri ise transpresif için 0.75, transtensif için 0.24 olarak hesaplanmıştır. Doğrultu atımlı tektonik rejimdeki zamansal değişim Orta Pleyistosen'de meydana gelmiştir (Över, 1996; Bellier ve diğ. 1997). Bellier ve diğ. (1997), KAFZ boyunca kaydedilen depremlerin odak çözüm mekanizmalarını kullanarak, ters çözüm yöntemi ile gerçekleştirdikleri kinematik analiz sonucunda, tektonik rejimin konumsal (yanal) olarak değiştiğini göstermiştir: KAFZ'nun doğu seçmen ti boyunca, KKB-GGD eksenli sıkışma (G_j) gerilmeye sahip transpresif rejim egemendir. Orta kesimde ise KB-GD doğrultulu G_j ve KD-GB doğrultulu G_3 ile karakterize olan transtensif rejime dönüşmüştür. Her iki rejim için hesaplanan R oranları sırasıyla 0.78 ve 0.24 dur (Çizelge 2a ve 3a). KAFZ'nun en batı kesiminde ise tektonik rejim, KKD-GGB doğrultulu G_3 gerilmeye sa-

Çizelge 3. Transpresif rejime ait her bir gözlem noktasında gerçekleştirilen kinematik analiz sonuçları. SS.fm, depremlerin odak çözümlerinin terslenmesiyle elde edilen her bir yatay gerilme O_x ve a_3 eksenleri ile R gerilme oranını vermektedir (açıklama için Çizelge 2 ye bakınız).

Table 3. The results of kinematic analysis of each individual site of transpressional regime. SS.fm is an individual horizontal a_1 and G_3 stress axes as well as stress ratio R, obtained from inversion of focal mechanisms of earthquakes (for detail, see Table 2).

Gözlem		O_1	O_2	O_3	R	E.M.	S.M.	Yaş/Age
Noktasi/Sites	N	Az7dip°	Az°/dip°	Az°/dip°				
1-2	17	122/2	2/86	213/3	0.09	14.4	17.2	Cr
3-4	33	322/5	111/84	232/3	0.06	12.6	14.3	Cr
10	4	NW-SE		NE-SW				Pa
11	9	328/22	168/66	61/7	0.13	08.2	11.2	Cr
16-17	35	336/3	124/86	246/2	0.42	08.6	10.7	P+Pl
19	14	117/0	285/90	27/0	0.39	07.4	10.0	Jr-Cr
23	13	328/15	119/73	236/8	0.42	11.7	13.9	Jr-Cr
32-33	16	153/9	13/78	244/8	0.29	09.9	13.1	Jr-Cr+Pl
39-40	34	324/5	186/83	54/5	0.17	11.2	14.2	Jr-Cr
SS.2		$\sigma_1 = 142 \pm 14^\circ$		$\sigma_3 = 52 \pm 10^\circ/1^\circ$		$R_m = 0.24$		
SS.fm		$\sigma_1 = 126/8^\circ$		$\sigma_3 = 217/3^\circ$		$R_m = 0.40$		
15	3			NE-SW				Pl+H
16	12	328/72	130/18	225/5	0.6	05.8	07.0	P-Pl
30-32	7	141/83	323/7	233/0	0.64	05.1	05.9	Jr-Cr+Pl

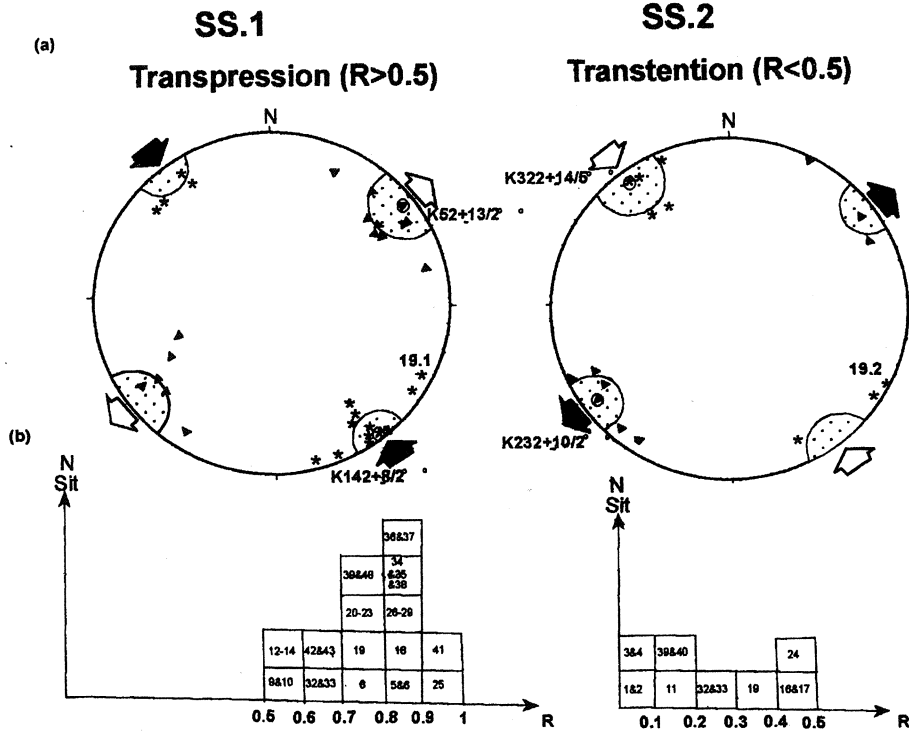
hip açılma bir rejime dönüşmüştür.

Bölgedeki tektonik rejimin zamansal ve konumsal değişimi, bölgenin jeodinamik evrimine bağlı olarak Anadolu Bloğunun batı-güneybatıya hareketiyle ilişkilidir. R değerindeki azalma, yatay gerilmelerin magnitüdündeki değişim ile açıklanabilir: açılma gerilmesinin (O_3) magnitüdünde bir artma ve/veya sıkışma gerilmesinin (O_1) magnitüdünde bir azalma görülmektedir. Anadolu Bloğunun kuzey sınırını oluşturan KAFZ, doğudaki sıkışma rejimi ile batıdaki açılma rejimini birleştirmektedir. Doğu kesiminde tektonik rejimin değişimini gösteren herhangi bir çalışma olmamasına karşın batıda bu konuda birçok çalışma gerçekleştirilmiştir (Mercier ve diğ., 1979, 1987, 1989; Angelier ve diğ., 1982; Sorel ve diğ., 1988, 1992; Zanchi ve diğ., 1993). Çalışma bölgesinde ortaya konan tektonik rejimler Ege'de aynı periyotlarda egemen olan tektonik rejimler ile denestirilebilir durumdadır. Pliyosen-Alt Pleyistosen'de batı Anadolu ve kuzey Ege'de KD doğrultulu bir açılma rejimi egemen olmuştur (Mercier ve diğ., 1979, 1987, 1989). Bu periyot KAFZ'nun orta kesiminde egemen olan açılma tektonik rejiminin egemen olduğu periyot ile karşılaştırılabilir (Över, 1996). Orta Pleyistosen'den sonra

batı Anadolu ve kuzey Ege'de KKD doğrultulu ikinci bir sıkışma rejimi egemen olmuştur (Mercier ve diğ., 1989; Sorel ve diğ., 1988). Deprem odak mekanizmaları kullanılarak bu rejimin günümüzde de egemen olduğu saptanmıştır. (Bellier ve diğ., 1997). Batıdaki KD-GB ve KKD-GGB doğrultulu açılma tektonik rejimleri arasındaki değişim Üst Pliyosen ile Erken-Orta Pleyistosen'de (yaklaşık 1-0.7 My arasında) gerçekleşmiştir (Sorel ve diğ., 1992). Bu kısa periyot boyunca, Ege yitim zonundaki dalan levhanın kendi ağırlığı altında kırılması sonucunda K-G yönlü bir sıkışma rejimi oluşmuştur. Sıkışma rejimi ile karakterize olan bu periyot, KAFZ'nun orta kesiminde ortaya konan transpresif rejim ile denestirilebilir niteliktedir. Ege yayı, önündeki bu dalan levhanın eski konumunu almasıyla, bölgede KKD doğrultulu ve günümüzde de egemen olan açılma rejimini oluşturmuştur (Sorel ve diğ., 1992). Bu sonuçlar ışığında, 1-0.7 My arasında Ege'de görülen tektonik rejimdeki radikal değişim, KAFZ'nun orta kesiminde egemen olan doğrultu atımlı tektonik rejiminin kendi içerisindeki değişimini de (transpresiften transtensife) önemli derecede etkilediği görülmektedir.

Zamansal ve konumsal olarak KAFZ boyunca göz-

ÜZEY ANADOLU FAY ZONU'NDA BÖLGESEL GERİLME DURUMUNUN İNCELENMESİ



Jekil 4. a) SS. 1., Çizelge 2a'da verilmiş transpresif rejime ait, SS. 2. ise Çizelge 3a'da verilmiş transtensif rejime ait ters çözüm sonuçlarının eşit açılı alt yarımküre üzerine izdüşümü. Yıldız ve üçgenler her bir gözlem noktası için hesaplanan sırasıyla a_1 ve O_3 eksenlerinin doğrultusu ve eğimini simgelemektedir (Çizelge 2a ve 3a). Bölgesel yatay gerilmeler (O_1 ve O_3) doğrultularının ortalama değerleri Fischer istatistik metoduyla hesaplanmıştır. Noktalı bölgeler % 95 güvenilirlik elipsine karşılık gelmektedir b) Her bir gözlem noktası için hesaplanan gerilme oranı R-değerlerinin dağılımı histogramda verilmiştir.

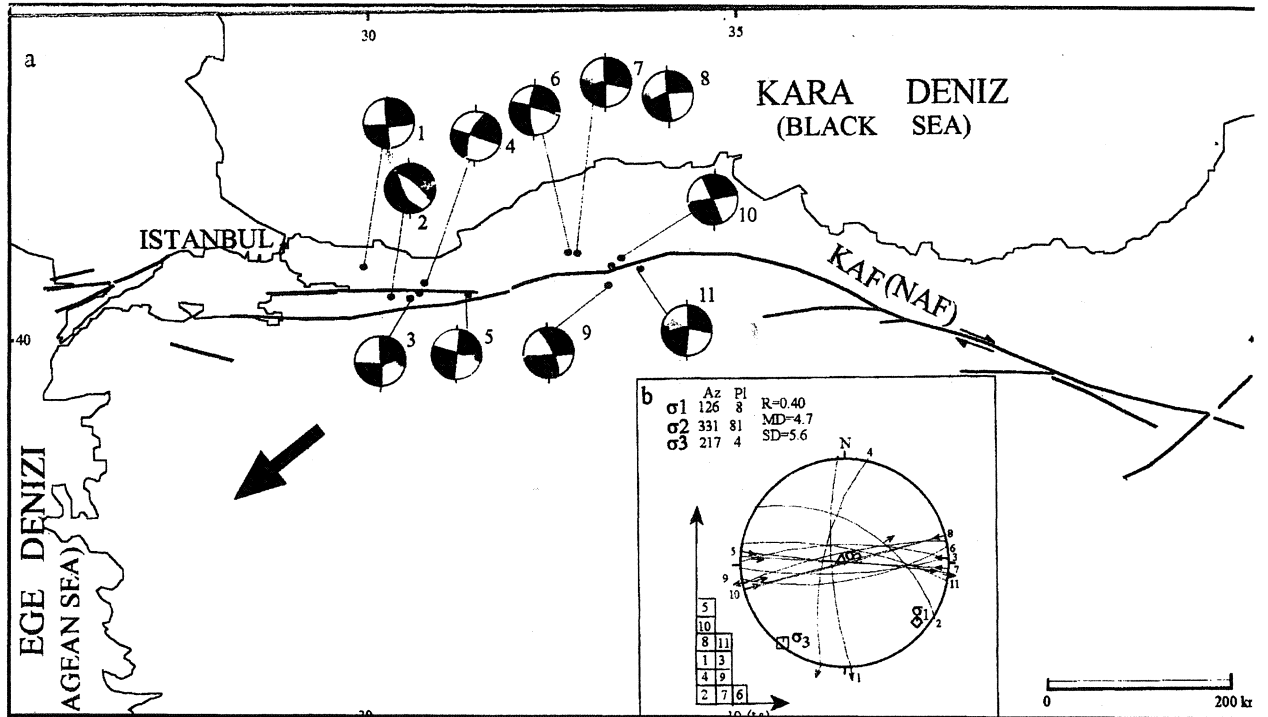
Figure 4. a) SS. 1. shows results for the transpressional strike-slip faulting inversions given in Table 2a while SS. 2. points out the results for the transtensional strike-slip faulting inversions given in Table 3a. Stars and triangles refer O_1 and O_3 axis (azimuth/dip) of the mean regional horizontal stress determined using Fischer statistic method. The dotted areas correspond to 95% confidence cones, b) Histograms show the distribution of computed stress ratio R-values for each individual inversions.

Çizelge 4: Fay düzlem çözümlerinin sayısal değerleri.

Table 4: Numerical values of the fault plane solutions.

Kaynaklar/References: 1: Jackson ve McKenzie (1984); 2: McKenzie (1972); 3: Ritsema (1974); 4: Wickens ve Hodgston (1967); 5: Cantez ve Üçer (1967)

No	Date	Lat°	Lon°	Planes 1 strike°/dip°	Plane 2 strike°/dip°	T-axis Az/pl	Mag Ms	Ref
1	20 06 1943	41.0	30.0	266/90	176/76SW	40/10	6.2	2
2	30 07 1967	40.7	30.4	301/50SW	151/44SW	108/82	5.6	2
3	26 05 1957	40.7	30.9	178/90	087/78SE	43/12	7.1	2
4	27 05 1957	40.5	31.0	281/88NE	192/67NW	234/18	6.2	3
5	22 07 1967	40.7	30.7	3/88SE	093/89NE	46/0.1	7.1	2
6	01 22 1944	41.1	32.5	75/90	165/90	30/1	7.4	1
7	27 09 1953	41.2	38.8	280/75NE	187/70NW	51/02	6.2	5
8	10 05 1977	41.0	33.4	348/88NE	258/80NW	220/08	5.8	1
9	10 12 1966	41.0	33.5	255/90	345/90	230/00	4.9	2
10	13 08 1951	40.8	33.4	348/83NE	81/70SE	37/11	6.7	2
11	26 11 1943	41.0	34.0	001/83E	269/73N	226/17	7.3	4



Şekil 5. a) Çalışma alanında kaydedilen ve Çizelge 4'te verilmiş olan büyük depremlerin ($M > 4.9$) odak çözüm mekanizmalar Kayma vektörleri Carey-Gailhardis ve Mercier (1987) yöntemine göre saptanmış sismik fay düzlemi üzerinde gösterilmiştir. *I* Deprem odak çözüm mekanizmalarından yararlanarak gerçekleştirilen ters çözüm yöntemiyle elde edilen ve günümüzde egemen ola gerilme tensörü parametreleri. Histogram, öngörülen kayma vektörü (t) ile hesaplanan kayma vektörü (s) arasındaki sapma açısını dağılımını göstermektedir.

Figure 5, a) Sketch map of the North Anatolian Fault zone where reported ballons focal mechanisms of the major earthquakes *t* given in Table 4. Plots show nodal planes and slip vectors on the preferred sismic fault plane being choosen from Carey-Guilhard and Mercier (1987)'s inversion method, b) Stereoplots is lower hemisphere stereoplots of the earthquake slip data with present-day stress tensor parameters. Histograms show distribution of deviation angles between predicted slip (%) and computed slip (s).

lemlenen tektonik rejimdeki bu değişimler, bölgenin jeodinamik evrimine bağlı olarak bölgedeki rijid levhalar (Arabistan, Afrika ve Avrasya) ile rijid olmayan Anadolu ve Ege blokları arasındaki görel hareketlere bağlı olarak oluşan levha sınırındaki kuvvetlerin etkisindedir. Bu kuvvetler KAFZ boyunca Anadolu Bloğunun batıya doğru hareketini karşılamaktadır. Kuzey Anadolu'daki gerilme tensöründe gözlemlenen zamansal değişimler özellikle Ege yitim zonun etkisi altındadır.

KATKI BELİRTME

Bu makalenin ilk şeklini okuyan ve olumlu eleştirile-riyle katkıda bulunan Doç. Dr. Halil GÜR SOY'a teşekkür ederim.

DEĞİNİLEN BELGELER

Altun, I., Şengün, M., Keskin, H., Akçaören, F., Sevin, M., Devciler, Ö ve Akat, U., 1990, Türk. Geol. Haritası, 1/100 000, Kastamonu, MTA Ankara, 18 9.

Anderson, E. M., 1951, The dynamic of faulting. Edinburj Oliver ve Boyd.

Andrieux, J., Över, S., Poisson, A., Bellier, O. ve Tutkun, 2 1995. The North Anatolian Fault Zone: distributed N<ogene deformation in its northward convex part, Tectonophysics, 243,135-154.

Angelier, J., 1984. Tectonic analysis of fault slip data sets, Geophys. Res., 89,5835-58489.

Angelier, J. ve Mechler, P., 1977. Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principale également ut lisible en tectonique et en sismologie: La méthode c diédre droit. Bull. Soc. Géol. Fr. XIX, 6,651-652.

Angelier, J., Lyberis, N., Le Pichon, X., Barrier, E. ve Huchor R., 1982, The tectonic development of the Hellene ai and the Sea of Crete: a synthesis, Tectonophysics, 8< 159-196.

Armijo, A., Carey, E. ve Citernas, A., 1982, The inverse problem in microtectonics and the separation of tecton; phases. Tectonophysics, 82, 145-160.

UZHEY ANADOLU FAY ZONU'NDA BÖLGESEL GERİLME DURUMUNUN İNCELENMESİ

- Artaud, F., 1969. Méthode de détermination graphique des directions de reccourcissement, d'allongement et intermédiaire d'une population de failles. Bull. Soc. Geol. Fr., XI, 729-737.
- Barka, A. A. ve Hancock, P. L., 1984. Neotectonic deformation patterns in the convex-norwards arc of the North Anatolian Fault Zone, in The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean., eds Dixon, F. ve Robertson, A. M. F., Geol. Soc. London, Sp. Publ., 17, 763-774.
- Barka, A. A. ve Gülen, L., 1988. New constraints on age and total displacements of the North Anatolian fault zone: implications of the Eastern Mediterranean region, In 1987 Melih Tokay Geology Symposium, eds Koçyiğit, A. ve Altmer, D., pp. 39-65, Sp. Publ. Middle East Tech. Univ. Ankara.
- Chambrier, O., Över, S., Poisson, A. ve Andrieux, J., 1997. Recent temporal change in stress state and modern stress field along the North Anatolian Fault Zone (Turkey). Geophys. J. Int., 131,61-86.
- Cott, M. H. P., 1959. The mechanism of oblique slip faulting, Geol. Mag., 96, 109-117.
- Çamtepe, N. ve Üçer, B., 1967. Computer determination for the fault plane solution in and near Anatolia, Tectonophysics, 4,235-244.
- Carey, E., 1979. Recherche des directions principales de contraintes associées au jeu d'une population de failles, Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys, 21,57-66.
- Carey, E. ve Brunier, B., 1974. Analyse théorique et numérique d'un modèle mécanique élémentaire appliqué à l'étude d'une population de failles, C. R. Hebd. Acad. Sc, 270, 891-894.
- Carey-Gailhardis, E. ve Mercier, J. L., 1987. A numerical method for determining the state of stress using focal mechanisms of earthquake populations: application to Tibetan teleseisms and microseismicity of southern Peru, Earth Planet. Sci. Lett., 82,165-179.
- Dewey, J. F., Hempton, M. R., Kidd, W. S. F., Şaroğlu, F. ve Şengör, A.M.C., 1986. Shortening of continental lithosphere: the neotectonics of Eastern Anatolia-a young collision zone, in Collision Tectonics, eds Coward, M.P. ve Ries, A. C, Geol. Soc. London, Sp. Publ., 19, 3-36.
- Etchecopar, A., Vasseur, G. ve Daignier, M., 1981, An inverse problem in microtectonics for determination of stress tensors from fault striation analysis. J. Struct. Geol., 3,51-65.
- Jackson, J. ve McKenzie, D. P., 1984. Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt between western Turkey and Pakistan, Geophys. J. Royal Astr. Soc, C 77,185-264.
- Jackson, J., Haines, J. ve Holt, W., 1992. The horizontal velocity field in the deforming Aegean sea region determined from the moment tensors of earthquakes, J. Geophys. Res., 97, 17657-17684.
- Kiratzi, A. A., 1993. A study on the active crustal deformation of the North and East Anatolian Fault Zones, Tectonophysics,225, 191-203.
- Le Pichon, X. ve Angelier, J., 1979. The Hellenic arc and trench system: a key to the neotectonic evolution of the eastern Mediterranean area, Tectonophysics, 60, 1-42.
- Le Pichon, X., 1982. Land-locked oceanic basins and continental collision: the eastern Mediterranean as a case example, in Mountain building processes, eds Hsü, K., 201-211, Academic Press, New-York.
- Le Pichon, X. ve Gaullier, P., 1988. The rotation of Arabia and the Levant fault system, Tectonophysics, 153,271-294.
- Le Pichon, X., Chamot-Rooke, N., Siegfried, L., Noomen, R. ve Veis, G., 1996. Geodetic determination of the kinematics of central Greece with respect to Europe: implications for eastern Mediterranean tectonics, J. Geophys. Res.,-in press.
- McKenzie, D. P., 1972. Active tectonics of the Mediterranean Region, Geophys. J. R. Astron. Soc, 30, 109-185.
- Mercier, J. L., Delibassis, N., Gauthier, A., Jarrige, J. J., Lemeille, F., Philip, H., Sébrier, M. ve Sorel, D., 1979, La néotectonique de l'Arc Egéen, Rev. Géol. Dynam. Géogr. Phys., Paris, 21,67-92.
- Mercier, J. L., Sorel, D. ve Simeakis, K., 1987, Changes in the state of stress in the overriding plate of a subduction zone: the Aegean arc from the Pliocene to the Present, Annales Tectonicae, 1(1), 20-39.
- Mercier, J. L., Sorel, D. ve Vergely, P., 1989, Extensional tectonic regimes in the Aegean basins during the Cenozoic. Basin Research, 2,49-71.
- Mercier, J. L., Carey-Gailhardis, E. ve Sébrier, M., 1991. Paleostress determinations from fault kinematics: application to the neotectonics of the Himalayas-Tibet and the Central Andes, Phil. Trans, R. Soc. Lond.. A., 337,41-52.
- Mercier, J. L. ve Vergely, P., 1992. Tectonic. Collection géosciences-Dunod, 214p.
- Oral, M. B., Robert, E. R., Toksöz, N. M., Barka, A. A. ve Kinik, L., 1993. Preliminary results of 1988 and 1990 GPS measurements in western Turkey and their tectonic implications. Crustal Geodynamics, 23,407-416.
- Över, S., 1996. Analyse tectonique et états de contrainte cénozoïques dans la zone centrale de la Faille Kurd Anatolienne, Thèse Univ. Paris-Sud, Œrsay, 260 p.
- Philip, H., 1987., Plio-Quaternary evolution of the stress field in the mediterranean zones of subduction and collision, annales Geophysicae, 58, 301-320.

- Ritsema, A. R., 1974. The earthquake mechanisms of the Balkan region. Koninklijk Nederlands Meteorologisch Instituut.
- Şengör, A.M.C., Görür, N. ve Şaroğlu, F., 1985. Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study, in Strike-slip Deformation, Basin Formation and Sedimentation., eds Biddle, K.T. ve Christie-Blick, N., Soc. Econ. Paleont. Mineral. Tulsa, Sp. Publ., 37, 227-264.
- Sorel, D., Mercier, J. L., Keraudren, B. ve Cushing, M. 1988. Le rôle de la traction de la lithosphère subductée dans l'évolution géodynamique Plio-Pleistocène de Tare égéen: mouvement vertical alternés et variations du régime tectonique, C. R. Acad. Sci., Paris, 307 (II), 1981-1986.
- Sorel, D., Bizon, G., Aliaj, S. ve Hasan, L., 1992. Calage stratigraphique sur l'âge et de la durée des phases compressives des Helleïdes externes (Grèce Nord-occidentale et Albanie), du Miocene a l'Actuel. Bull. Soc. Géol.,Fr., 163,447-454. .
- Staub, C. ve Kahle, G., 1994. Global positioning estimates crustal deformation in the Marmara Sea region, north western Anatolia, Earth Planet. Sc. Lett., 121,495-50
- Staub, C. ve Kahle, G., 1995. active crustal deformation in the Marmara Sea region, NW Anatolia, inferred from GI measurements, Geophys. Res. Lett., 22,2533-2.536.
- Taymaz, T., Jackson, J. ve McKenzie, D., 1991. Active tectonics of north and central Aegean sea, Geophys. Int., 106,433-490.
- Wallace, W. E., 1951, Geometry of shearing stress and relation to faulting. J. Geol., 59, 118-130.
- Watson, G. S., 1960. More significances tests on the shei Biomtrika, 47, 87-91.
- Wickens, J. W. ve Hodgson, J. H., 1967. Computer r evaluation of earthquake mechanism solutions, Depai ment of energy, mine and resources-Ottawa.
- Zanchi, A. ve Angelier, J., 1993. Seismotectonics of Weste Anatolia: regional stress orientation from geophysic and geological data, Tectonophysics, 222, 259-274.

Makalenin geliş tarihi: 10.12.1997

Makalenin yayına kabul edildiği tarih: 27.11.1998

Received: December 10, 1997

Accepted: November 27, 1998