

BÜYÜK DEPREMLERLE İLİŞKİLİ ÖNCÜL KABUK HAREKETLERİ

Precursory crustal movements associated with major earthquakes

Hayrettin KORAL İstanbul Üniv., Mühendislik Fak. Jeoloji Müh.Böl. Avcılar, İSTANBUL

ÖZ: Büyük depremler öncesi anormal kabuk hareketlerinin var olduğu bilinmektedir. Japonyadaki Kanto (1930; M=6.9), Niigate (1964; M=7.0), İzo-Oshima (1978, M=6.8), Çin'deki Tangshan (1976, M=7.8), Haicheng (1976; M=8) ve Songpan (1976; M=7.2) depremleri öncesi görülen kabuk hareketleri bunların güzel örneklerinden birkaçıdır. Benzer hareketler Güney Kaliforniyada da gözlenmiştir.

DeneySEL çalışmalar, kayaların deformasyon etkisiyle elastik ve elastik olmayan hacim büyümesine maruz kaldıklarını göstermiştir. Sismik bölgelerde gözlenen gravite azalması, kaynak su boşalimleri ve radon gazı kaçaklarındaki artışlarda kayaların bir tür hacim büyümesine uğradıklarını göstermektedir. Bu nedenle öncül kabuk hareketleri kayalardaki hacim büyümesinin yüzeysel ifadesi olarak değerlendirilebilirler.

ABSTRACT: A history of anomalous crustal motion precedes major earthquakes. Crustal movements prior to the Kanto (1930; M = 6.9), Niigate (1964; M = 7.0) and Izu-Oshima (1978; M = 6.8) earthquakes in Japan and the Tangshan (1976; M = 7.8), Haicheng (1976; M = 8.0) and Songpan (1976; M = 7.2) earthquakes in China are only a few examples. Similar movements have also been reported in Southern California.

Experimental studies suggest rock deformation under simulated crustal conditions produces a combination of elastic and inelastic volume dilatancy. Field evidence for gravity decrease, water expulsion and radon emission in seismic regions suggests a mode of volume dilatancy occur during precursory stages of major earthquakes. Preseismic crustal movements can therefore be interpreted as surficial expressions of volume dilatancy at subcrustal levels in a 'slip-deficient seismic zone.

GİRİŞ

Japonyada deprem öncesi anormal kabuk hareketlerinin görülmesi, depremlerin erken tahmini için çok önemli bir gelişme olarak değerlendirilmiştir. Kaliforniyadaki çalışmalar ise daha kompleks görünümündedir (Castle v. diğ., 1976). Bu ilişkiler kabuk hareketlerinin büyük ölçüde anlaşılmadığını ortaya koyar. Bu makalenin amacı, ilk olarak, büyük depremlerle (M > 6.5) ilişkili kabuk hareketleri hakkında var olan bulguları gözden geçirmek, ve ikincil olarak bu hareketlerin doğasını tartışmaktır. Makale çeşitli kaynaklardan yararlanılan ve yazarın kendi yorumlarını içere eleştirili bir derleme niteliğindedir.

ÖNCÜL KABUK HAREKETLERİ

Japonyada deprem öncesi anormal kabuk hareketlerini ortaya koyabilmek amacıyla jeodezik

çalışmalar düzenlenmiştir. Bu çalışmalar sonucu Nanao (1933, M = 6.0), Tonankai (1944, M = 8.0) ve Gifu (1966; M = 6.6) depremleri öncesi anormal kabuk hareketleri gözlenmiştir. (Dambara, 1981). Niigate depremi öncesinde (1964; M = 7.5) görülen hareketler (Şekil 1) bu tür yerkabuğu hareketlerinin tipik bir örneğini teşkil eder. Şekil 1 de görüldüğü gibi Niigate depreminden aylar önce oluşan kabuk hareketi deprem anına kadar devam etmiştir.

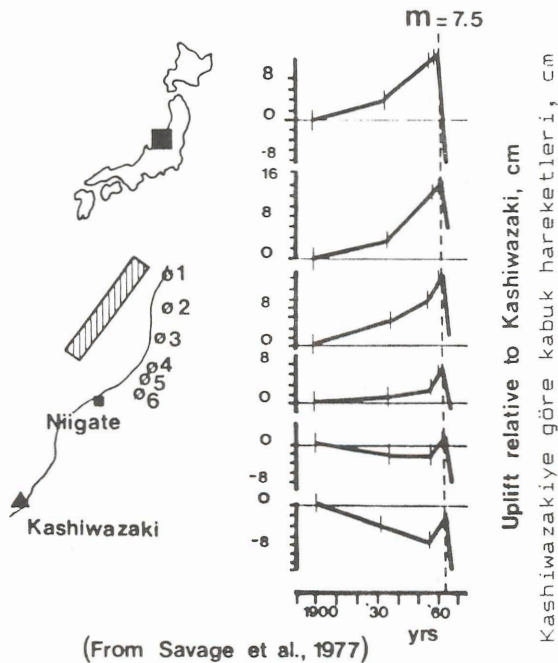
Orta Japonyada jeodezik çalışmalar İzu yarımadasında deprem öncesi kabuk hareketlerinin doğası hakkında önemli bilgiler sağlamıştır. Kanto (1930; M = 7.0) ve İzu Oshima (1978; M = 6.8) örneklerindeki kabuk yükselmeleri deprem anında kısmi çökme ile devam etmiştir (Şekil 2). Depremlerden önce tekrarlanan bu davranış raslantı olarak yorumlanmamış ve bu güzergahlar

üzerinde yapılan gravite çalışmaları kabuk hareketlerinin varlığını destekleyen veriler sunmuştur (Earthquake Research Institute, 1980).

Japon yerbilimciler öncül kabuk hareketlerini deprem oluşumunun ayrılmaz bir parçası olarak değerlendirmekte, ve gözlemlerin dikkatli ve sistematik yapılması halinde depremlerin önceden haber verilebileceği umudunu taşımaktadırlar. Bunun son örneği olarakta Japon denizi depremi (1983; $M = 7.7$) anında gözlenen kabuk hareketleri (Şekil 3) ve diğer değişimler gösterilmektedir (Mogi ve Oyagi, 1991).

Çinde Jin Zhou fayı boyunca yapılan günlük seviye çalışmaları (Şekil 4) episentri 185 km uzaklıktaki Haicheng depreminin tahmininde kullanılmıştır (Raleigh v. diğ., 1977). Yer kabuğu hareketleri Tangshan (1976; $M = 7.8$) ve Songpan (1976; $M = 7.2$) depremleri öncesi kısa güzergahlı seviye çalışmalarında da gözlenmiştir (Zhang, 1970; Zhang and Fu, 1981). Bu depremler sırasında episentrdan 50 den 200 km kadar varan uzaklıklarda amplitüdü birkaç milimetreye ulaşan kabuk hareketlerine rastlanmıştır (Şekil 4).

Japonya ve Çindeki durumların aksine,

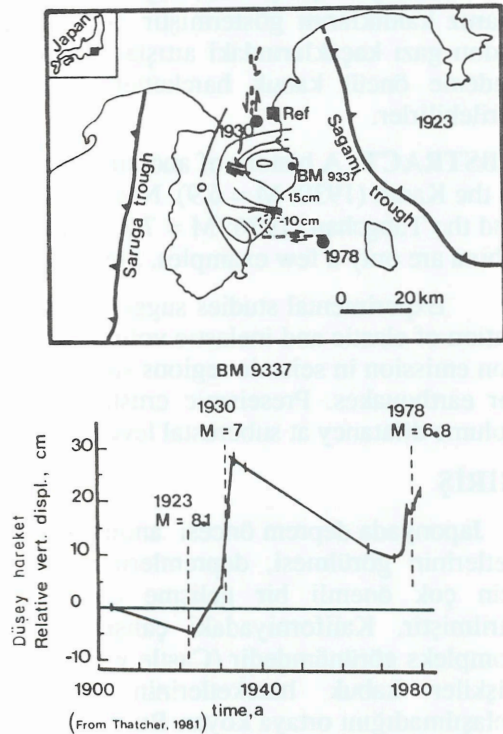


Şekil 1 Niigata depremi (1964; $M = 7.5$) öncesi ve sonrası gözlem istasyonlarında kaydedilen seviye değişimleri.

Figure 1 Level changes at bench marks before and after the Niigata earthquake (1964; $M = 7.5$).

Kaliforniyadaki kabuk hareketlerinin doğası tartışmalıdır. Tartışma, 1957 Forth Tejon ve 1906 San Fransisko depremleri ile az verinin oluşu ve 1970'li yıllarda Palmdale, güney Kaliforniyada gözlenen kabuk yükselmesinin hiçbir sismik olayla ilişkili olmayışından kaynaklanır. Kaliforniyadaki kabuk hareketleri ileri bilimsel tekniklerle araştırılırken, bazı Amerikalı bilim adamları öncül kabuk hareketlerinin varlığını tartışmaktadırlar (Rikitabe, 1982). Bu anlamda, güney Kaliforniyada kabuk hareketleri, gravite değişimi ve deformasyon hızı arasında anlamlı bir ilişkinin varlığının Wesson ve diğ. (1985) tarafından ortaya konulması bu bölgede de kabuk hareketlerinin tanınması açısından olumlu bir gelişme olarak nitelendirilebilir.

Jeodezik veriler büyük ölçekli depremler öncesi anormal kabuk hareketlerinin varlığını gösterir. Bu hareketlerin magmatik kökenli olmamaları, onları sismik bölgelerde kaya deformasyonunun bir belirtisi olarak yorumlamamıza neden olur. Kabuk



Şekil 2 Orta Japonyada İzu yarımadasının tektonik konumu ve BM 9337 numaralı araştırma istasyonunda gözlenen seviye değişimleri.

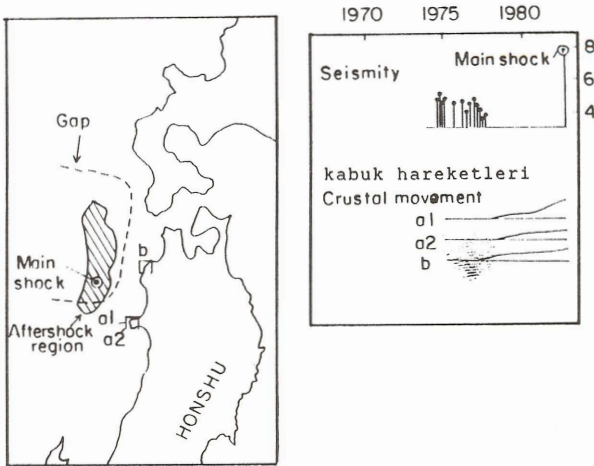
Figure 2 Tectonic setting of the Izu peninsula, Central Japan, and the movement history of BM 9337 relative to the reference benchmark (REF).

hareketlerinin doğası bundan sonraki tartışmamızın konusunu teşkil edecektir.

ÖNCÜL KABUK HAREKETLERİNİN FİZİKSEL ANLAMI

Büyük ölçekli depremler yerkabuğunun plaka kenarlarındaki kısımlarının giderek streslenmesi sonucunda oluşurlar. Plaka kenarları kabuğun derin ve sıcak kısımlarında sürekli deformasyona uğrar ve kabuğun üst kısımlarında stresin yoğunlaşmasına yol açar. Kayadaki stresler kabuk direncini aştığında yüksek yıkım güçlü depremlere neden olurlar.

Büyük ölçekli depremler için önerilen modeller sığ sismik bölgeyi iki kısımda inceler: 1) deprem odağı (fokal bölge) ve çevresi; 2) deprem hazırlık zonu. Fokal bölge gerilimin çok yüksek ve heterojen olduğu düşünülen yüksek dayanımlı bölgelerden (asperite) oluşur (Crampin v. diğ. 1984). Asperiteler fay boyunca sismik hareketin oluşumunu deneleyerek stresin kırılma noktasına kadar ulaşmasına neden olurlar. Asperitelerden uzak hazırlık zonlarında ise streslerin daha düşük ve yaklaşık olarak homojen olduğu düşünülür (McGarr, 1980). Kabaca bir balona benzetebile-



(From Mogi Oyagi, 1991)

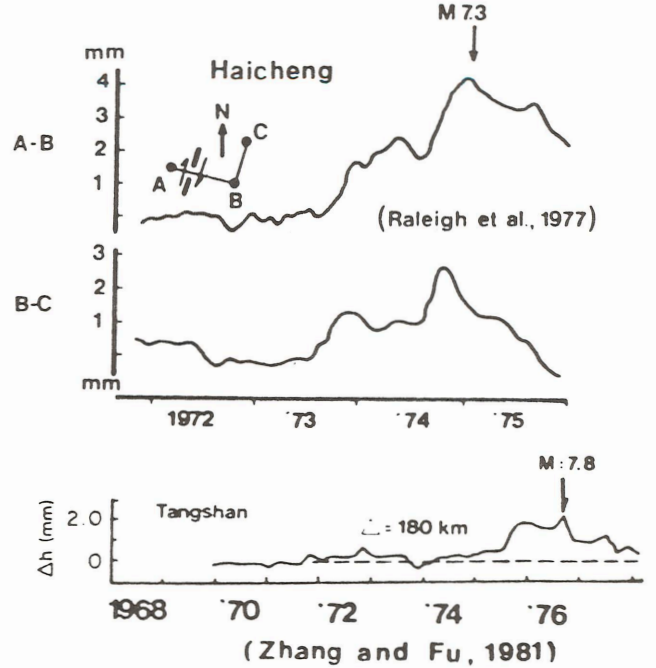
Şekil 3 Japon denizi depreminin episentri (1983, M = 7.7) ve Japonyanın batı kıyısında a1 ve a2 gözlem istasyonlarında tiltmetreler ve jeodezik metodlarla gözlenen yersevisi değişimleri.

Figure 3 Location of the sea of Japan earthquake (1983, M = 7.7) and temporal elevation changes at a1 and a2 observation posts along the west coast of Japan observed by tiltmeters, tide gauges and leveling surveys.

ceğimiz fokal bölge ve deprem hazırlık zonlarının etki alanı bir deprem zonunun ana öğeleri ile birlikte Şekil 5 de şematize edilerek gösterilmiştir. Hem fokal bölge, hemde hazırlık zonunun etki alanının büyüklüğünün depremin büyüklüğüyle artacağı düşünülmektedir.

Heterojenliğine rağmen deprem zonu içersindeki kayalar bir deformasyon aleti içersindeymiş gibi düşünülebilirler. Bu nedenle deneysel koşullardaki kaya deformasyonu sismik zonlarda oluşabilecek değişiklikleri tahmin edebilmek amacıyla aşağıda tartışılmıştır.

Deneysel koşullarda granit yenilinceye kadar deformasyon geçirdiğinde kayada bazı değişiklikler meydana gelir ve bu değişiklikler Şekil 6 da gösterilmiştir. Şekil 6 (b) eğrisinde görülebileceği gibi kaya örneği kırılma dayanımının yarısına kadar streste kısılır ve hacim küçülmesine uğrar. Bu değişikliklerin çatlak kapanımı ve elastik deformasyonu temsil ettiği düşünülmektedir. Bu evrede kaya, yük kaldırıldığında eski haline dönebilir yani esnekler. Daha yüksek streslerde kaya 'dilatansi' diye bilinen hacim büyümesine uğrar. 'Dilatansi' kayadaki makroskopik çatlakların

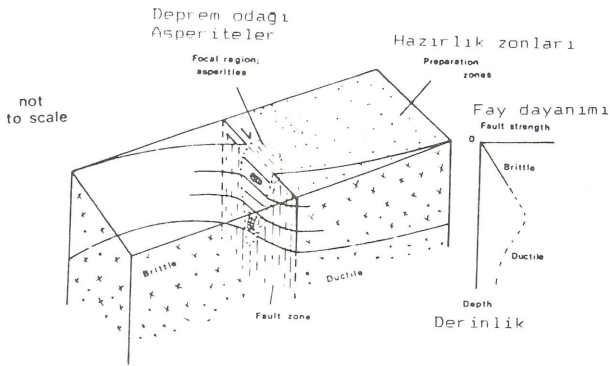


Şekil 4 Çinde Haicheng ve Tangshan depremlerinin dış odaklarında gözlenen seviye değişimleri.

Figure 4 Elevation changes along short leveling routes in vicinity of Haicheng and Tangshan earthquake epicenters in China.

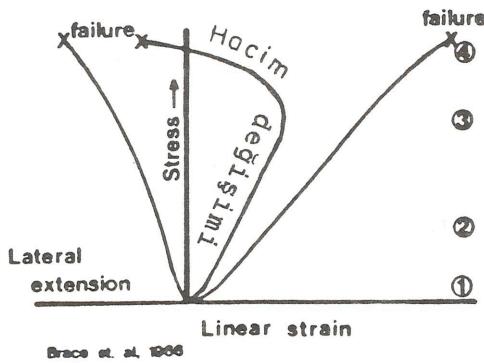
kırıklara dönüşümüne verilen isimdir (Brace v. diğ., 1966; Nur, 1974; Fyfe v. diğ. 1978). Alternatif olarak Wilkins (1980), kayada var olan su ve su buharının streslenmiş çatlak uçlarında, duraylı çatlak gelişimini olanaklı kılacağını rapor etmiştir. Bu çalışmalar farklı deformasyon koşullarında farklı kırılma modlarının gelişebileceğini göstermektedir.

Sismik bölgelerde yaygın kırık modunun ne olduğu tartışmalıdır (Sholz v. diğ., 1973, Nur, 1975; Crampin v. diğ., 1984). Farklı görüşlere rağmen kayaların sismik bölgelerde dilatant hale geldiği ve dilatansinin sismik hareketlerin temelini oluşturduğu söylenebilir. Deneysel çalışmalar, ana stres yönlerine bağlı yönlü anistropinin (preferred



Şekil 5 Kıtasal kabukta hareketsiz sismik zonun ana öğelerini gösteren şematik bir diyagram.

Figure 5 A schematic view showing the principal features of a 'slip-deficient' zone in continental crust.



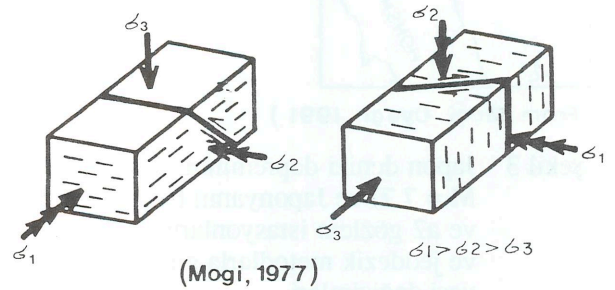
Şekil 6 Kompresyon testi anında şekil değişimi-hacim ilişkisini gösteren diyagram.

Figure 6 Strain volume changes during a compression test.

anisotropy) kabuk hareketlerinin oluşumunda önemli bir faktör olduğunu belirtmektedir (Mogi, 1977).

Mogi (1977) bir sismik bölgede ana streslerin farklı değerlerinin yönlü anisotropi oluşturacağını göstermiştir. Şekil 7 de ters ve doğrultu atımlı faylanmada maksimum ana stres yönleriyle uyumlu yönlü anisotropinin nasıl oluşabileceği gösterilmektedir. Bu şekillerden ters faylı veya şaryajlı rejimlerde yönlü anisotropinin kabuk hareketi için daha elverişli olduğu, doğrultu atımlı rejimlerde ise kabuk hareketinin maksimum ve ortanca (intermediate) gerilimlerin (stress) bir fonksiyonu olduğu görülebilir.

Hareketsiz sismik bölgelerde (slip-deficient seismic zones) gerilimler asperitenin dayanımı yenilinceye kadar artarlar ve şiddetli bir kaymaya neden olurlar. Kuvars içeren kayalar için hazırlanan dayanım-derinlik eğrileri ters faylanma için gerekli maksimum gerilimin 2kb dolayında, doğrultu atımlı faylanmada ise 1kb dolayında olabileceğini göstermektedir (Sibson, 1983). Bu değerler daha yüksek ve daha alçak ısı akımlı rejimlerde sırasıyla daha fazla ve daha az olabileceklerdir. Diğer yandan, laboratuvar ve saha gözlemleri üst kabuk koşullarında kayaların elastik deformasyona uğramaksızın önemli gerilimleri (onlarca MPa) kaldırabileceklerini göstermektedir (Brace, 1966; McGarr ve Gay, 1978). Yukarıdaki bilgilerden hareketsiz bir sismik zonda, yüksek dayanımının korunduğu asperiteler dışında, stres magnitudünün kayanın yenileme gerilimini aşacak büyüklükte olmayacağı sonucu çıkarılmıştır. Böylece kırık modunun egemen olduğu hacim büyümesinin (kırık dilatansı) yalnızca deprem odağının asperitelerine konsantre olabileceği ve



Şekil 7 Ters ve doğrultu atımlı faylanmada açık kırıkların gerilme yönleriyle ilişkisini gösteren diyagram.

Figure 7 Orientation of open cracks before rupture under general stress states for thrust and transcurrent faulting.

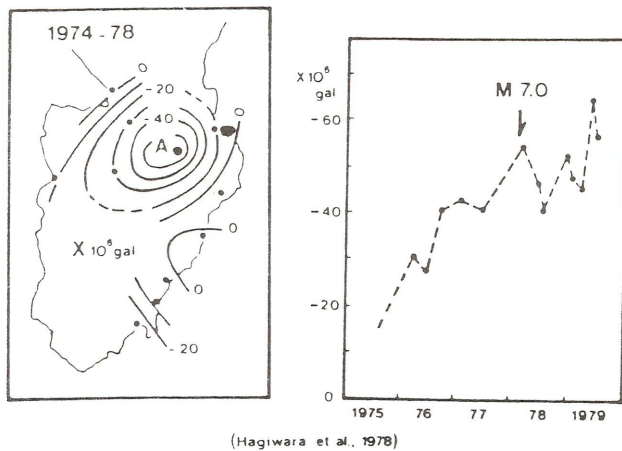
kırık uçlarında duraylı büyüme ve var olan çatlakların elastik davranışıyla karakterize olan yaygın (extensive) dilatansinin ise asperitelerden uzak mesafeler için mantıklı bir açıklama olabileceği düşünülmüştür (Evans, 1984).

SAHA BULGULARI

Sismik bölgelerde üst kabuktaki deformasyonun doğasını tayin etmek güçtür. Buna rağmen, büyük depremlere birincil derecede ilişkili olduğu düşünülen artan kaynak boşalimleri, ve radon gazı emisyonu gibi verilerden deformasyona ait bilgiler elde edilebilir. Ek bilgiler diğer jeofizik ve jeokimyasal metodlarla sağlanabilirse de aşağıda sadece gravite tartışılmıştır.

Walsh (1975) deprem zonunda deformasyon sonucunda gravite değişimi olabileceğini belirtmiştir. Yazar, deformasyonun graviteyi iki yolla etkileyeceğini düşünmektedir: 1) kayada bir noktada yoğunluk değişimi; 2) hacim genişlemesi sonucunda oluşan boş alana yeraltısuyunun hareketi. Kayada herhangi bir noktada beklenen gravite değişimi küçük olmasına rağmen etkilenen bölgenin geniş olması nedeniyle gravitedeki değişim gözlenebilir hale gelir. Üstelik anormal gravite değişimleri epirojenik hareket olasılığını ortadan kaldırır.

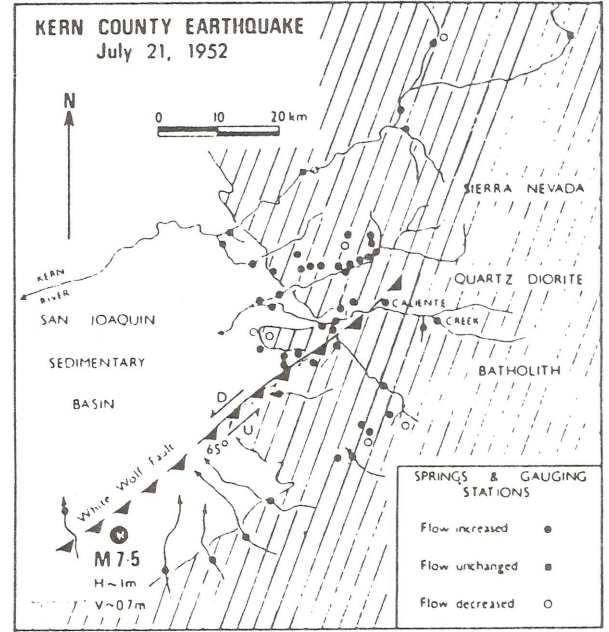
Japonya'nın İzu bölgesindeki gravite araştırmaları (Şekil 8) depremden sonra orijinal durumuna dönen gravite değişimleri göstermiştir (Hagiwara v. diğ., 1978). Benzer değişimler Japonya da Niigate ve Matushiro depremlerinden önce de gözlenmiştir (Nur, 1974). Rikitake (1982)



Şekil 8 Izu yarımadasında gözlenen gravite değişimi.

Figure 8 Temporal variation of gravity in the Izu Peninsula and at station A.

Çindeki Haicheng ve Tangshan depremleri öncesinde büyük değişimlerden söz etmektedir (sırasıyla -352 mgal ve +150 mgal). Japonyadaki gravite anomalileri deprem öncesi deformasyonla oluşan yersel değişimlere atfedilebilirse de, Çindeki büyük gravite değişimlerinin nedeni gerek hacim ve gerekse yoğunluk değişimiyle açıkla-



- a -



- b -

Şekil 9 a) Kern County depremi (1952; M = 7.5) sonrası boşalimlarında artım gözlenen kaynaklar; b) fokal bölge için önerilen dilatansi (hacim büyüme) modü.

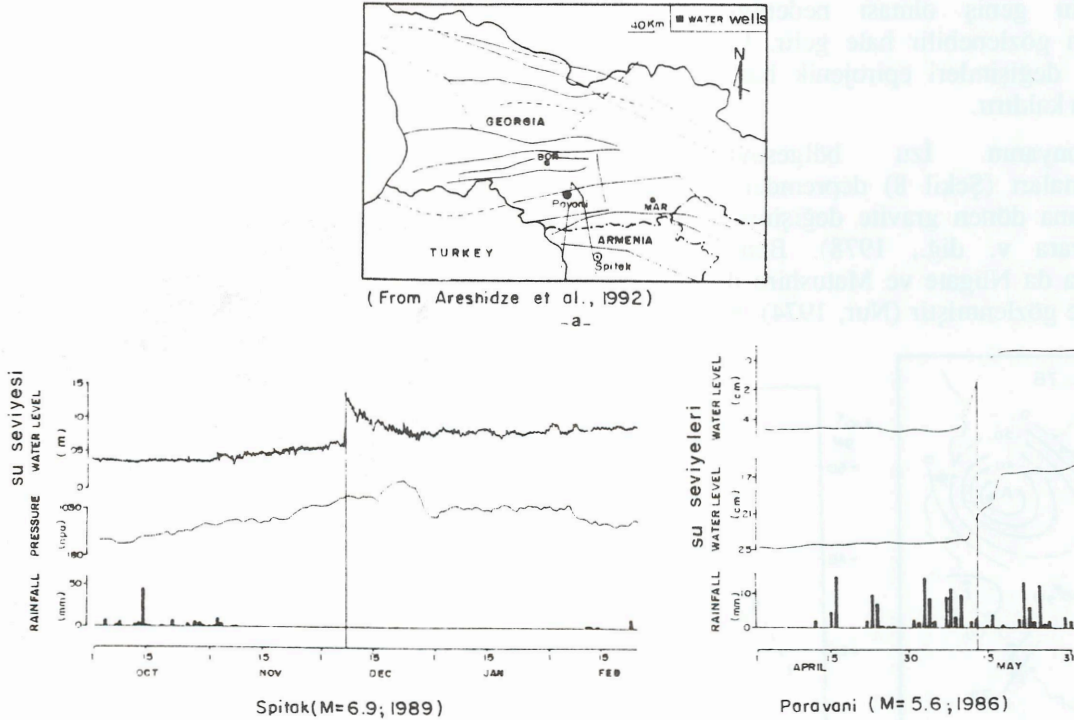
Figure 9 a) Locations of fluid flow following the Kern County earthquake (1952; M = 7.5); b) a possible mode of dilatancy for the epicentral region.

namaz. Böyle büyük gravite değişimlerini açıklamak için yeraltında bir çeşit kütle transferini var saymak gereklidir (Zhang ve Fu, 1981).

'Dilatansi' için ek bulgular orta ve büyük ölçekli depremlerin episentrlarında görülen artan kaynak boşalmılarından elde edilebilir. Sismik zonun fokal bölgesi su pompasına benzetilmiştir (Sibson ve diğ., 1975). Bu modele göre fokal bölge hacimca genişler ve çevreden fokal bölgeye doğru su göçü oluşur. Fokal bölge depremden sonra stresten arınmış duruma döndüğünde su basınçla fokal bölgeden dışarıya doğru itilir. Kaliforniyadaki 7,5 magnitüdü Kern County depremi bu tip su boşalmı için iyi bir örnektir. Bu depremi izleyen 2 ay içerisinde kristalize kayalarda çizgisel hatlar boyunca yer alan kaynak boşalmılarından 10^{10} litreye varan artışlar gözlenmiş ve bu artış sismik zonun fokal bölgesinde açılmış kırık sistemlerin varlığına yorumlanmıştır (Şekil 9). Bu modelle ilgili diğer bulgular kuzey Kafkaslarda meydana gelen Paravani ($M = 5.6$; 1986) ve Spitak ($M = 6.9$; 1989) depremleri sonrasında yeraltı su seviye-

lerinde gözlenen değişimlerden elde edilebilir. Deprem odaklarından 200 km ye varan uzaklıklardaki gözlem kuyularında sırasıyla 7 cm ve 30 cm ye varan artmış yüksek su seviyelerine rastlanmıştır. (Şekil 10) (Arashidze ve diğ., 1992). Deprem öncesinde ve sonrasında bu artışları destekleyecek önemli bir yağış miktarı söz konusu olmadığından, bu değişimler deprem odağında açık kırıklarda var olan suyun kırıkların kapanması nedeniyle çevreye doğru itilmesiyle açıklanabilir. Benzer şekilde Tangshan (1976) ve Imperial Valley (1970) ve ülkemizde Bingöl (1971) Erzincan (1992) depremleri episentr bölgelerinde çizgisel hatlar boyunca görülen kum ve çamur volkanları (Zhang ve Fu, 1981; Sibson, 1981; Aytun, 1972) açık kırık sistemlerinin, stres rahatlaması neticesinde, aniden kapandığını işaret eden belirtiler olarak kabul edilebilir.

Sismik zonda yeraltı suyunda radon gazı artışı, deprem bölgesindeki hacim büyümesinin modu hakkında ek bulgular sağlar. Radon 3,8 günlük yarı yaşam süresi ile inert ve suda çözülebilir bir radyo-



Şekil 10 a) Paravani ve Spitak depremlerinin episentrlarını, gözlem kuyularını ve Kafkaslardaki önemli fay zonlarını gösteren harita; b) Depremlerden önce ve sonra kuyulardaki su seviyelerinde gözlenen değişimler. Deprem anı düşey bir çizgiyle gösterilmiştir.

Figure 10 a) Map showing the location of the Paravani and Spitak earthquakes, observation wells and main fault systems in the Caucasus; b) variation of water levels in the well before and after the earthquakes. The time of the earthquake is indicated by a vertical line.

aktif gazdır. Uranyum radyoaktif serisinin bozuşma ürünü olarak oluşur. Oluşumundan sonra Radon atomları kristal latislerinden geçerek mineral yapısı içine yerleşir. Radon ile su moleküllerinin ilişkide olabilmesi için tektonik hareketlerin varlığı gerekir. Hauksson (1981) dünya ölçeğinde depremin magnitudü, episentr uzaklığı ve radon emisyonu frekansı arasında anlamlı ilişkilerin var olduğunu göstermiştir (Şekil 11). Bunlardan biri, radon anomalisi maksimum amplitüdü ile episentr mesafe arasındaki ilişkidir. Daha büyük depremler, daha büyük anomali oluştururlar ve büyük depremlerden önce gözlenen anomaliler deprem odağına yüzlerce kilometre mesafelerde ortaya çıkabilirler. İkinci ilişki, anomalinin başlangıcından deprem anına kadar olan zaman aralığının magnitüde artması, fakat deprem fonksiyonu olarak azalmasıdır. Bu bulgu magnitüd arttıkça genişleyen hazırlık zonunu açıklar, ve radon gazının deprem hazırlık zonunun sınırlarının belirlenmesi için kullanılabileceğini belirtir. Deprem episentrından uzak radon anomalilerinin istatistiksel yoğunluğunu inceleyen Hauksson (1981), radon emisyonunun 10^{-6} ile 10^{-8} arasında değişen bir deformasyonun sonucu olduğuna, ve stres korozyonu modunun radon gazı çıkışındaki artışı açıklayabilecek olası bir mekanizma olabileceği sonucuna varmıştır.

TARTIŞMA

Teorik olarak deprem öncesi kabuk hareketleri yatay kırık ve çatlakların kolaylıkla kabuk hareketine dönüşebileceği ve deprem odaklarının daha derin olması nedeniyle etkinin artabileceği ters fay ve şaryaj rejimlerinde daha kolaylıkla gözlenebilir. Bununla beraber yatay anizotropinin yokluğu veya anizotropinin maksimum stres yönüne uyumsuz bir yönde bulunması kabuk hareketinin magnitudünü azaltabilir. Metropoliten alanlarda çevrenin etkisinde göz önünde tutulmalıdır. Kabuk hareketi sırasında aşırı su çekimi kabuktaki yükselimi olumsuz yönde etkileyebilir veya subsidansı (kabuk çökmesini) artırabilir.

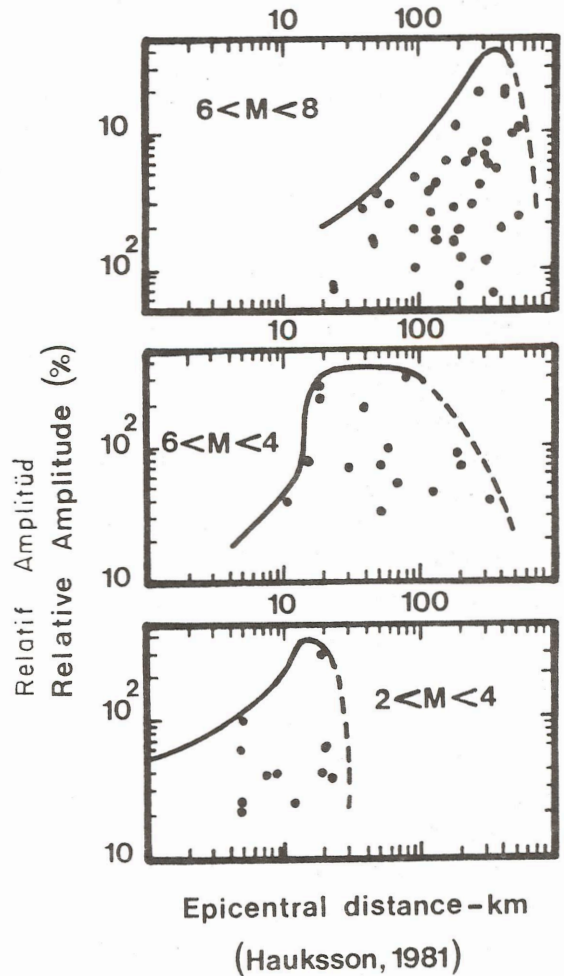
Depremlerden önce gravite değerlerinde birkaç miligale kadar varan azalım genellikle dilatansi modelini destekler niteliktedir (Walsh, 1975). Bu bağlamda Çinde görülen büyük gravite değişimlerinin yorumlanması için daha fazla araştırma yapmak gerekir. Büyük depremlerin episentrları çevresinde su boşalımıdaki artışlar sismik zonun odak bölgesinde açık kırık sistemlerinin varlığını belgeleyen önemli bulgulardır. Açık kırıklarda yüksek yeraltısu basıncı beklenmesine karşın,

suyun fay hareketi üzerindeki rolü kesin olarak bilinmemektedir. Deprem dış odaklarında radon gazı çıkışının azlığı veya yokluğu ve odak ile maksimum amplitütlerin gözlemlendiği yerler arasındaki uzun mesafeler deprem hazırlık zonlarında stres korozyonu, kırıkların elastik açılımı ve duraylı büyümesini içeren bir deformasyon modunun varlığını gösteren belirtilerdir.

SONUÇLAR

1 - Anormal yer kabuğu hareketlerinin büyük depremlerden önce gözlenmesi öncül kabuk hareketlerin varlığını gösterir;

2 - Öncül kabuk hareketleri üst kabukta sismik deformasyon anında kayada oluşan hacim büyümesinin yerüstünde gözlenen belirtilerdir;



Şekil 11 Radon emisyonu relatif amplitüdünün dış odak uzaklığı ile ilişkisini gösteren diyagramlar.

Figure 11 Relative amplitude of Radon emission as a function of epicentral distance.

3 - Saha ve laboratuvar bulguları kabuk hareketlerinin mekanizması olarak asperiteler için kırık dilatansi modu ve asperitelerden uzak yerler için yaygın dilatasyon modunun en mantıklı açıklamalar olduğunu göstermektedir;

4 - Öncül kabuk hareketlerinin doğasını; i) sınırlı veriler, ii) deformasyonun koşulları hakkında yetersiz bilgi ve iii) her sismik bölgenin değişik tektonik özelliği nedeniyle tam olarak açıklamak güçtür. Aktif deprem bölgelerinde günümüzde süren yoğun çalışmalar kaya deformasyonunun daha iyi anlaşılmasını ve depremlerin önceden kestirilmesi için önemli bulguların ortaya çıkarılmasını sağlayabilir.

KATKI BELİRTME

Yazının bir önceki evresinde görüşlerinden yararlandığım Profesör Dr. William Fyfe ve Dr. William Stone'a teşekkür etmeyi borç bilmekteyim. Makale, Mühendislik Fakültesi Uygulamalı Jeoloji A.B.D'deki kelime işlem programıyla yazılmıştır. Yazım süresince misafirperverlikleri ve teknik konulardaki yardımlarından dolayı H. Zarif ve M. Özler'e teşekkür ederim.

DEĞİNİLEN BELGELER

Areshidze, G.F., Bella, P.F., Biagi, M., Caputo, V., Chkuaseli, G., Della Monica, A., Ermini, P., Mandjgaladze, G., Melikadze, V., Sgrigna, L., Slavina and D. Zilpimiani, 1992, Anomalies in geophysical and geochemical parameters revealed on the occasion of the Paravani (M = 5.6) and Spitak (M = 6.9) earthquakes (Caucasus), *Tectonophysics*, 202, 23-41.

Aytun, A., 1972, Bingöl depremi raporu, İmar İskan Bakanlığı, 80 s.

Brace, W.F., B.W. Paulding and C. Scholz, 1966, Dilatancy in the fracture of crystalline rocks, *J. Geophysical Res.*, 71, 3939-3952.

Brace, W.F., 1978, Volume changes during fracture and frictional sliding: a review, *Pure Appl. Geophys.*, 116, 603-614.

Castle, R.O., J.P. Church and M.R. Elliot, 1976, Aseismic uplift in Southern California, *Science*, 192, 251-253.

Crampin, S., Evans, R. and Atkinson, B.Kb., 1984, Earthquake prediction: a new physical basis, *Geophys. J.R. Astr. Soc.*, 76, 147-156.

Dambara, T., 1973, Vertical movements before

some inland earthquakes in Japan presented at US-Japan Conference, earthquake prediction and control, 1973, Boulder, Colorado.

Dambara, T., *Geodesy and earthquake prediction*, 1981, in *Current Research in Earthquake Prediction I*, edited by T. Rikitake, Center for Academic Publications, Japan/D. Reidel Publishing Compang, Tokyo, 167-220.

Earthquake Research Institute, 1980, Seismic activity in the Izu Peninsula and its vicinity (November, 1979-April, 1980). *Rep. Coord. Comm. Earthquake Prediction*, 24, 108-112, (in Japanese).

Evans, R., 1984, Anisotropy: a pervasive feature of fault zones?, *Geophys. J.R. Astr. Soc.*, 76, 157-163.

Fyfe, W.S., Price N.J. and Thompson, A.B., 1978, *Fluids in the Earth's Crust*, Elsevier, Amsterdam.

Hagiwara, Y., Tajima H. and Hanada, H., 1978, Gravity changes in the eastern part of Izu Peninsula during 1975-1976, *J. Geod. Soc. Japan*, 22, 201-209.

Hauksson, E., 1981, Radon content of groundwater as an earthquake precursor: evaluation of world-wide data physical basis, *J. Geophys. Res.*, 86, 9397-9410.

McGarr, A. and Ga, N.C., 1978, State of stress in the earth's crust, *Ann. Rev. Earth Planet Sci.*, 6, 405-436.

McGarr, A., 1980, Some constrains on levels of shear stress in the crust from observations and theory, *J. Geophys. Res.*, 85, 6185-6222.

Mogi, K., 1977, Dilatancy of rocks under general triaxial stress states with special reference to earthquake precursors, *J. Phys. Earth*, 25, supp., S203-S217.

Mogi, K., Oyagi, N., 1991, Prediction and prevention of geological hazards, *Episodes*, 293-298.

Nur, A., 1974, Matsushiro, Japan, earthquake swarm: confirmation of the Dilatancy Diffusion Model, *Geology*, 217-221.

Nur, A., 1975, A note on the Constitutive law for Dilatancy, *Pure Appl. Geophys.*, 113, 197-206.

- Raleigh, B., Bennet, G., Craig, H., Hanks, T., Molnar, P., Nur, A., Savcage, J., Scholz, C., Turner, R. and Wu, F., 1977, Prediction of the Haicheng earthquake, EOS, 58, 236-272.
- Savage, J.C., Prescott, W.H., Lisowski, M. and King, N.E., 1977, Strain accumulation in southern California, 1973-1980, J. Geophys. Res., 86, 6991-7001.
- Sibson, R.H., McMoore, J. and Rankin, A.H., 1975, Seismic pumping a hydrothermal fluid transport mechanism, J. Geol. Soc. London, 131, 653-659.
- Sibson, R.H., 1981, Fluid flow accompanying faulting: field evidence and models, in Earthquake Prediction, Maurice Ewing Ser., vol. 4, edited by D.W. Simpson and R.G. Richards, 593-603, AGU Washington D.C.,
- Sibson, R.H., 1983, Fault zone models, heat flow and depth distribution of earthquakes in the continental crust of the United States, Bull. Seism. Soc. Am., 73, 152-163.
- Scholz, C.H., Sykes, L.R. and Aggarwal, Y.P., 1973, Earthquake prediction-a physical basis, Science, 181, 803-810.
- Thatcher, W., 1981, Crustal deformation studies and earthquake prediction research, in Earthquake Prediction, Maurice Ewing Ser., vol. 4, edited by D.W. Simpson and R.G. Richards, 394-410, AGU, Washington, D.C.,
- Walsh, J.B., 1975, An Analysis of Local Changes in Gravity due to Deformation, Pure Appl. Geophys., 113, 97-106.
- Wessson, R.L. and Wallace, R.E., 1985, Predicting the next great earthquake in California, Scientific American, 252, 35-43.
- Wilkins, J.S., 1980, Slow crack growth and delayed failure of granite, Abstr. Int. J. Rock Mech. Min. Sci. Geomech., 17, 365-369.
- Zhang, G., 1979, The study of creep along the fault near Tangshan before the Tangshan earthquake, in Research in Earthquake Sciences, 1, Seismology Press, 51-52.
- Zhang, G. and Fu, Z., 1981, Some features of medium and a short-term anomalies before great earthquakes, in Earthquake Prediction, Maurice Ewing Ser., Vol. 4, edited by D.W. Simpson and R.G. Richards, 497-509, AGU, Washington D.C..