BÖLÜM III Deprem Odak Mekanizmaları

3. Giriş

Depremlerde odak mekanizmasının saptanması, sismolojinin birçok önemli problemine aydınlatıcı bilgiler sağladığından, sismolojik araştırmalarda önemli yer tutar. Son yıllarda çağdaş sismografların gelişmesi, 1964 yılında Dünya Standart Sismograf Ağının (*WWSSN-World Wide Standart Seismograph Network*) kurulması, sayısal teknolojideki gelişmelere paralel olarak sayısal sismografların kullanıldığı yeni ve geniş sismograf ağlarının kurulması ile depremlerin odak mekanizmasının saptanması kolaylaşmış, büyüklüğü 5 ve daha büyük olan depremlerin odak mekanizması çözümleri hemen yapılarak internet sayfalarında yayınlanır olmuştur.

Yeryuvarımızın belli başlı deprem kuşaklarında oluşan depremlerin odak mekanizmaları ile ilgili bilgiler "***Yeni Yerküre Tektoniği***" veya "***Levha Tektoniği***" kuramının gelişmesinde önemli rol oynamıştır. Sykes (1967) orta Atlantik sırtında oluşan depremlerin odak mekanizmalarını inceleyerek buralarda düşey ve yatay yer hareketlerinin sürmekte olduğunu kanıtlamıştır. Orta Atlantik sırtında düşey yer hareketlerinin kanıtlanması, buralarda mantodan yükselen malzemelerin genç kabuğu oluşturduğu hipotezini kuvvetlendirmiştir. Yatay yer hareketlerinin ise sırt eksenlerini kaydıran "*dönüşüm fayları"* (*transform faylar)* ile ilgili olduğu anlaşılmaktadır. Öte yandan ada yaylarında ters faylanma gösteren odak mekanizmalarının saptanması taşkürenin (litosphere) burada manto içerisine dalarak yitirilmekte olduğunun kanıtlarından biridir.

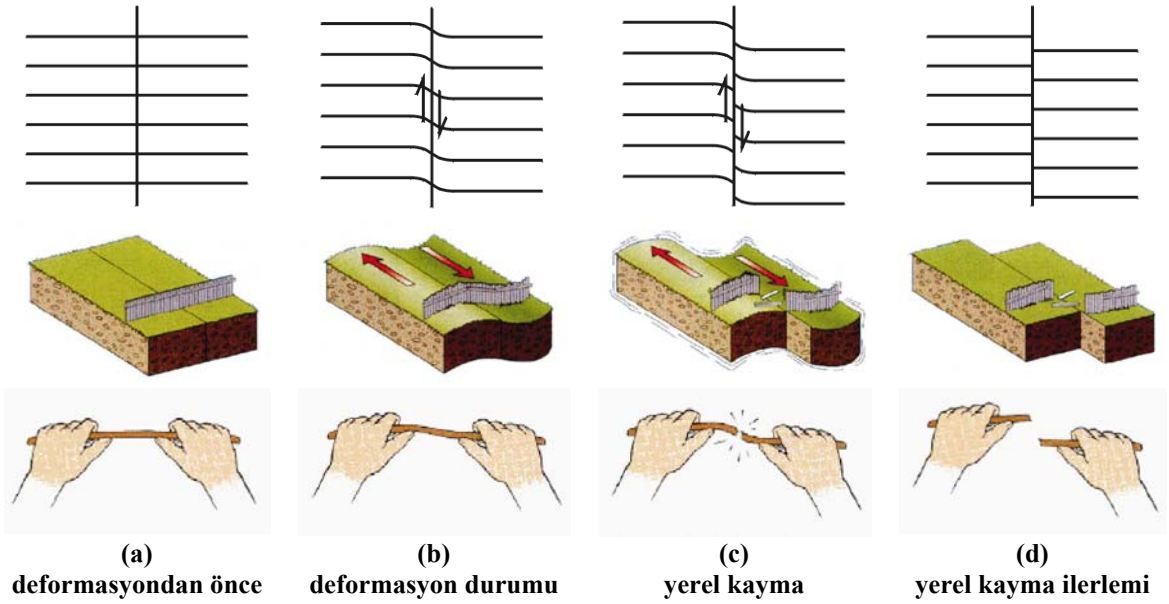
Buradaki küçük tartışmadan anlaşılacağı gibi depremlerde odak mekanizmasının saptanması yerkürenin dinamik karakterinin tanınmasına çok büyük ölçüde yardım etmiştir. Diğer yandan deprem dalgalarının genlikleri ile ilgili çalışmalarda ve yer içindeki gerilme dağılımının saptanmasında deprem odak mekanizmalarından büyük ölçüde yararlanılır. Yapılan araştırmalar, deprem odak mekanizması ile bu mekanizma sonucu oluşan sismik dalgaların

dinamik özellikleri (dalga şekli ve genliği gibi) arasında önemli ilişkiler olduğunu ortaya koymuştur.

3.1 Elastik Rebound (Elastik Yenileme) Kuramı

Günümüzde tektonik depremlerin yerkabuğunu oluşturan kayaçların kırılması ve kayması (faylanma) sonucu oluştuğu bilinmektedir. Sığ odaklı büyük depremlerin çoğunda yeryüzünde faylanmaların görülmesi bu hipotezin güçlenmesini sağlamıştır.

Tektonik depremlerin enerji kaynağı yerkabuğunda zamanla depolanan potansiyel enerjidir. 1906 da San Francisco'da meydana gelen depremden sonra Reid (1911) yerkabuğunda gözlenen deformasyonları inceleyerek depremlerin oluşunu açıklayan ***Elastik Yenileme Kuramı***'nı ortaya atmıştır. Elastik yenileme kuramına göre yerkabuğunda birbirine komşu olan blokların, tektonik kuvvetlerin etkisiyle birbirlerine göre yavaş yavaş kaymaları sonucu, yerkabuğunda elastik deformasyon enerjisi depolanır. Deformasyon enerjisinin depolandığı bölgede önceden oluşmuş faylar bulunmuyorsa, deformasyonla ilgili gerilmeler çevredeki kayaçların dayanma gücünü aştığı zaman kayaçlar kırılarak faylanırlar. Eğer çevrede eskiden oluşmuş bir fay bulunuyorsa elastik deformasyon bu fay boyunca depolanır. Fay yüzeyindeki sürtünme kuvvetleri fay boyunca kaymayı engeller.



Şekil 3.1 Elastik yenilemenin şematik açıklaması

Ancak, deformasyonla ilgili gerilmelerin küçük bir bölgede sürtünme direncini aşması sonucu yerel bir kayma oluşur. Bu yerel kayma, kayan fay parçacığının iki ucundaki gerilmeler artırır, bunun sonucu olarak da kayma bir yönde veya her iki yönde ilerler. Böyle bir kaymanın veya yeni bir fayın oluşması sonucu depolanmış olan deformasyon enerjisinin bir kısmı açığa çıkar. Bu şekilde açığa çıkan enerjinin bir kısmı elastik dalgalar halinde yer içerisinde yayılır, bir kısmı ise ısı ve mekanik enerji halinde kaynak civarında harcanır.

Elastik yenileme kuramını biraz daha açıklamaya çalışalım. Ortamın tam elastik olduğunu düşünelim ve deformasyon başlamadan önce faya dik birbirine paralel doğrular çizdiğimizi düşünelim (Şekil 3.1**a**). Ortam deformasyona uğrayınca, yani fayın iki tarafındaki bloklar birbirlerine göre yer değiştirince çizilen doğrular Şekil 3.1**b**'de olduğu gibi bükülecektir.

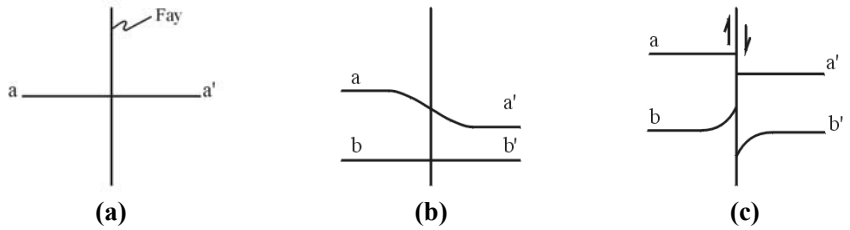
Deformasyonun ilerlemesi ve gerilmelerin artması ile Şekil 3.1**c**'de olduğu gibi yerel bir kayma olacaktır ve bütün fay boyunca ilerleyecektir. Bu ilerleme fay üzerindeki koşullara bağlı olarak tek yönlü (unilateral) olabileceği gibi iki yönlü (bilateral) de olabilir. Depremden hemen sonraki dönemde faylanma ile boşalmamış deformasyonlar da artçı deprem süresince boşalarak Şekil 3.1**d**'de görüldüğü gibi ortam gerilmesiz olan ilk konumuna döner.

Reid'in teorisi 1906 San Fransisco depreminden önce ve sonra yapılan jeodezik ölçümelere ve saha gözlemlerine dayanmaktadır. Depremden önce ve sonra yapılan üçgenleme (triangulasyon) ölçmeleri fay yakınlarında yerdeğiştirmelerin büyük olduğunu, faydan uzaklaştıkça yerdeğiştirmelerin azaldığını göstermektedir. Bunun sonucu olarak, faylanmadan kısa bir süre önce çizilen bir doğru Şekil 3.2**c**'deki duruma gelir.

Büyük bir deprem sonucu depolanmış deformasyon enerjisi tamamen boşalmış olsun. Böyle bir halde fayı kesen dik bir doğru çizelim (Şekil 3.2**a**'daki ***aa′*** doğrusu). Deformasyonun devam etmesi ile bu doğru Şekil 3.2**b**'deki ***aa′*** şeklini alacaktır. Deformasyonun ilerlemesi halinde, faylanmadan (depremden) kısa bir süre önce fayı dik olarak kesen ***bb′*** doğrusunu çizelim (Şekil 3.2**b**). Deformasyonun boşalmasından sonra ***aa′*** ve **bb′** doğruları Şekil 3.2**c**'deki gibi olacaklardır.

Şekil 3.1**b** ve Şekil 3.2**b**'de önceden çizilen doğruların bükülmesi faylanmayı (depremi) haber veren bir ön belirti olarak düşünülebilir. Fakat gerçekte deformasyonlar tek bir fayın etrafında

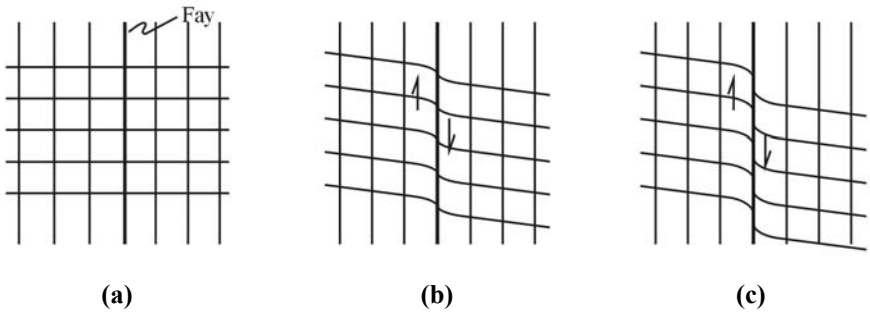
oluşmaz. Ana faya paralel veya onu kesen diğer faylarda olabilir. Öte yandan ortamın davranışı da tam elastik değildir. Bu düşüncelerle "Elastik yenileme kuramını" başka bir şekilde açıklıyabiliriz.



Şekil 3.2 Elastik Rebound kuramını açıklayan şekil

Deformasyon başlamadan önce fayın çevresini dörtgenlere ayıralım (Şekil 3.3**a**). Deformasyona uğramış halde bu dikdörtgenler Şekil 3.3**b**'deki hale gelecektir. Faylanmadan sonra, Şekil 3.3**b**'de paralel kenar haline gelen dikdörtgenler eski şekillerine dönemeyeceklerdir.

Elastik yenileme sadece fayın yakınında olacaktır. Faydan uzak mesafelerde plastik etkiler, tam elastik halden uzaklaşmalar nedeniyle elastik yenileme olamayacaktır. Elastik yenileme kuramının burada anlatılan şekli son derece basitleştirilmiş bir halidir. Gerçekte durum çok daha karmaşıktır.



Şekil 3.3 Bölgesel deformasyondan ileri gelen elastik yenileme.

3.2 Kaynak Modelleri

3.2.1 Deprem kaynağına iki farklı açısından bakış

Bir deprem kaynağının en basit ve en klasik görünümü bir nokta kaynaktır. Örneğin sismometride biz bu düşünceyi kabul eder ve Yeryuvarı içerisinde sismik dalgaların orijini bir

nokta olarak düşünürüz. Nokta-kaynak modeli bir deprem olayının büyük ölçekli görünümü için oldukça yeterlidir. Bununla beraber, daha ayrıntılı olarak ele alındığında bir nokta kaynağın gerçekçilikten uzak olduğu görülür.

Çizelge 3.1 Depremlerin büyüklük ve enerjileri.

Büyüklük (M)	Enerji (erg)
8.5	3.6×10^{24}
8.0	6.3×10^{23}
7.5	1.1×10^{23}
7.0	2.0×10^{22}
6.5	3.6×10^{21}
6.0	6.3×10^{20}
5.5	1.1×10^{20}
5.0	2.0×10^{19}
4.5	3.6×10^{18}
4.0	6.3×10^{17}

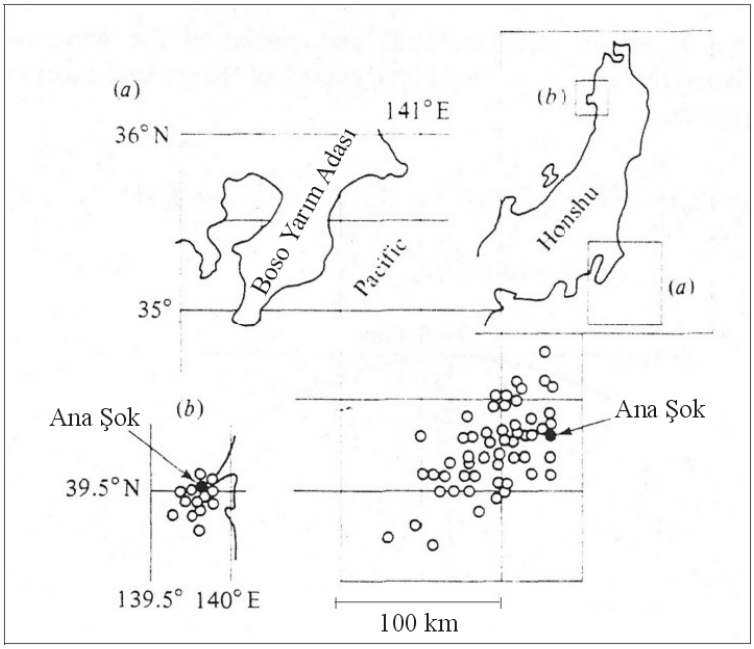
Çizelge 3.1 küçük bir depremden bile önemli bir miktarda kinetik enerjinin açığa çıktığını gösterir. Eğer deprem büyük ise kaynak çok geniş olacaktır. Fiziksel bir ortamda, kayaçtaki tek bir noktanın bu kadar büyük bir miktarda enerjiyi depolayabileceğine ve bir anda yayabileceğine inanmak çok zordur. Bu nedenle doğal olarak bir kaynaktaki etkili süreçlerin yer içerisinde bir sonlu hacimde oluşturduğu hipotezine varırız. Bu hipotezi destekleyen önemli kanıtlar vardır. Farklı verilere dayalı olarak elde edilen deneysel bağıntılar kaynak boyutunun depremin büyüklüğü ile ilgili olduğunu göstermektedir. Deprem ne kadar büyük ise kaynak hacmi de o kadar geniştir. Deneysel hesaplar büyük bir depremin ($M \approx 8$) milyonlarca kilometre küplük hacimli bir kaynağa sahip olduğunu göstermiştir.

Yukarıdaki açıklama, sismometrik anlamda bir nokta kaynak ve işlevsel anlamda bir hacim kaynak gibi, bir kaynağın ikili görünümü konusunda karışıklığa yol açar. Küçük bir deprem veya bir sismik olayın geniş ölçekte incelenmesi durumunda bu ikili yaklaşım bir miktar karışıklığa neden olur. Kısaca kaynak hacmi deformasyon enerjinin etkin olarak açığa çıkatığı bir fay civarındaki uzaya karşılık gelir. Onun boyutları fayın boyutu ile orantılıdır. Sismometrik anlamda odak yırtılmanın başladığı ve önce P dalgasının yayıldığı bu hacim içerisindeki bir noktadır. Böylece bir kaynağın her iki bakış açısı ile görünümü birbiriyle çelişmez ve kaynaktaki fiziksel süreçler tanımlandığında birbirlerinin tamamlayıcılarıdırlar (Kasahara, 1981) .

3.2.2 Geometrik Görünüm

3.2.2.1 Artçı şok alanı

Şekil 3.4'de Japonya'daki iki sığ depremin artçı şoklarının dağılımı karşılaştırılmaktadır. Bu olayların artçı şoklarının dağılımları ve boyutları arasında açık bir farklılık vardır. Şekil 3.4 **b**'deki M=7.0 magnitüdü depremin artçı şokları dış merkez civarında sınırlı bir alanda yer alır.



Şekil 3.4 Farklı büyüklükteki depremler için artçı şok alanları **(a)** Honshu (Japonya), Boso Yarımadası (1953, M=7.5) depremi; **(b)** Honsu (Japonya), Oga Yarımadası (1939, M=7.0) depremi (Utsu ve Seki, 1955).

Oysa Şekil 3.4**a**'da görülen M=7.5 magnitüdü olayda, çok daha geniş bir alana yayılırlar. Nicel olarak, bu depremlerin artçı şoklarının alanları ~10.000km^2 (Şekil 3.4**a**) ve ~500km^2'dir (Şekil 3.4**b**). Utsu ve Seki (1955) Japonya bölgesindeki önemli depremleri inceleyerek magnitüdlerine (M) göre bunların artçı şoklarının alanlarını (A) arasında deneysel bir formül buldular:

$$\log A = 1.02M + 6.0 \qquad (3.1)$$

Burada A cm^2 olarak ölçülür. Artçı şokların oluşum mekanizması ayrıntılı olarak bilinmemektedir, ancak kaynaktaki ana kırık ile ilişkili olduğu açıktır. Eğer artçı şok alanı ana kırık boyutunu gösteriyorsa bu bağıntı kaynak hacmiyle ilgili yukarıda verilen hipotez için güçlü bir kanıttır.

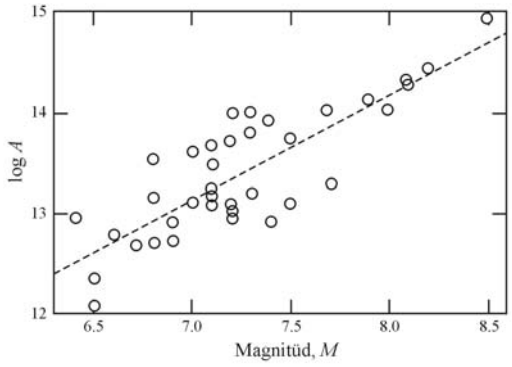
3.2.2.2 Yüzey alanı

Büyük sığ depremler bazen karasal deformasyonlar ve fay atımları gibi önemli yüzey etkileri oluştururlar. Bunlar kaynağın hacimsel boyutunun ölçümesinde büyük yarar sağlarlar.

Pek çok araştırmacı deprem büyüklüğü ile deprem oluşumu sırasında oluşan karasal deformasyon bölgeleri arasındaki ilişkiyi incelemiştir. Örneğin, Dambara (1966) kaynak alanını r yarıçaplı bir dairenin alanı şeklinde alarak, Japonya'daki verilere dayalı olarak aşağıdaki formülü buldu.

$$\log r = 0.51M + 2.73 \qquad (3.2)$$

burada r, cm cinsinden ölçülür.



Şekil 3.5 Ana şokun M magnitüdüne göre artçı şok alanlarının A (burada cm^2 dir) logaritması (Utsu ve Seki,1955).

Tsuboi'nin belirttiği gibi (3.2) bağıntısı aşağıdaki gibi $A' - M$ ilişkisine dönüştürebilir (A' karasal deformasyon alanı):

$$\log A' = \log \pi + 2\log r = 1.02M + 5.96 \qquad (3.3)$$

(3.1) bağıntısı $A \approx A'$ olduğunu gösterir. Diğer bir deyişle, hem artçı şoklar hemde karasal deformasyonlar dış merkez civarındaki yaklaşık olarak aynı alanda oluşur. (3.3) bağıntısından M=6 için A'~100km^2 dir. En büyük tarihsel deprem (M=8.6) için etkin yarıçapı r=120km ve A'~50.000km^2 lik bir alan elde edilir.

Çeşitli araştırmacılar tarafından deprem faylarına ilişkin istatistiksel çalışmalar yapılmıştır (Tocher, 1958; Iida, 1959, 1965; Press, 1967; ve diğ). Her ne kadar onların sonuçları bir miktar farklı ise de, bunlar genel bir deneysel bağıntı şekline indirgenebilirler.

$$\log L = p + qM \tag{3.4}$$

burada L fay boyu p ve q sabitlerdir. q'nun 0.5-1.2 arasında bir değere sahip olduğu bulunmuştur. Otsuka (1965) tarafından verilen formül önemlidir;

$$\log L_m = 3.2 + 0.5M \tag{3.5}$$

Burada L_m (cm), verilen bir magnitüd için fay boyunun üst sınırını gösterir.

3.2.3 Deprem kaynak hacmi kavramı

Deprem kaynak hacmi kavramı ilk olarak Tsuboi (1956) tarafından ortaya atılmıştır. Yukarıda yüzey etkileri ile gösterilen kaynak boyutunun artçı şok alanına hemen hemen eşdeğer olduğunu göstermiştir. Örneğin kaynağın etkin yarıçapı (r), bu eşitliklerden M=6 için yaklaşık 10 km ve M= 8.6 için 120 km olarak bulunur.

Gutenberg-Richter (1956) tarafından verilen

$$\log E = 5.8 + 2.4m_b \tag{3.6}$$

bağıntısı kullanılarak (3.2) bağıntısı E-V ilişkisine dönüştürülüp, $V = \frac{4}{3}\pi . r^3$ konursa

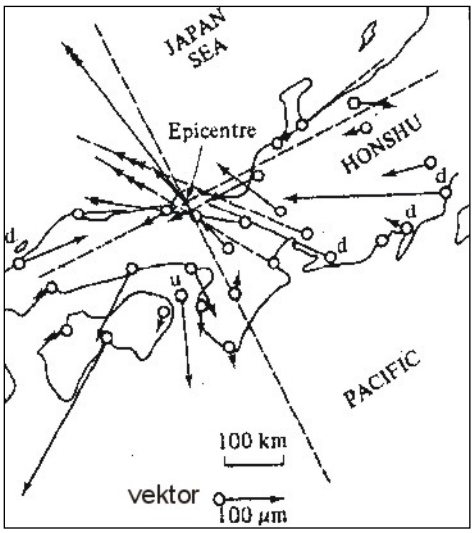
$$\log E = \log V + 3.0 \tag{3.7}$$

veya $E/V = 1000$ erg cm^{-3} elde ederiz. Bu da deprem kaynak hacmi kavramını destekleyen önemli bir kanıttır.

3.2.4 Gözlemler

Bir depremden çıkan ilk P-dalgasının yönü, dış merkezden uzaklaşan veya dış merkeze doğru olup olmamasına göre, **sıkışma/itme** (compressional/pushed) ve **genişleme/çekme** (dilatational/pulled) olarak iki zıt yönden birisinin değerini alır. Odak mekanizması çalışmalarının başlangıcı Kyoto Üniversitesi profesörlerinden Shida'nın dış merkez civarında yönlerin azimuta bağlı olarak iki şekilde (*kompresyon-dilatasyon*) sistematik bir dağılım gösterdiğini keşfi 1910 yıllarının ikinci yarısındadır. Kaynak mekanizması çalışmaları için bu keşfin önemi P fazının bütün yönlerde sıkışma olduğu *genişleme* (dinamit patlaması) tipi bir kaynak göz önüne alındığında daha iyi anlaşılır. Bu olayın fiziksel koşullarını açıklamak ve azimutal dağılım kurallarını belirlemek konusunda, hem deneysel ve hem de kuramsal olarak büyük tartışmalar yapılmıştır.

Odak mekanizması çalışmaları başlangıçta bölgesel veriler kullanılarak geliştirilmiştir. Japonya'daki sismik ağ özellikle bu konuda çok yararlı olmuştur. Çünkü istasyonlar dış



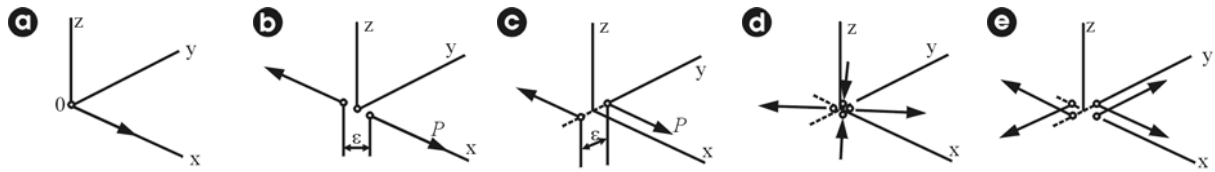
Şekil 3.6 1927 Tango (Honshu, Japonya) depremi (M=7.5) için başlangıç P-fazının yer hareketleri. u ve d sembolleri başlangıç P-fazının yukarı ve aşağı olduğunu göstermektedir (Honda, 1957).

merkez civarında çok iyi bir sıklıkla dağılmıştır. Örneğin Tango (Honshu, Japonya) bölgesinde 07.03.1927 (M=7.5) depreminin ilk P-fazının yüzey yerdeğiştirmeleri görülmektedir. İlk P-hareketinin genlik ve polaritelerinin her bir istasyonda vektör şeklinde gösteren Şekil 3.6 ilk P-pulsunun azimuta göre sistematik bir dağılıma sahip olduğunun kanıtıdır. Dış merkezin doğu ve batısındaki istasyonlar genişleme kaydetmiş, oysa kuzey ve güneydeki istasyonlarda sıkışma (verilerin seyrek olmasına rağmen) gözlenmiştir. Bu ilk hareket yönlerinin dağılımı o kadar sistematiktir ki, sıkışma ve genişleme gruplarını ayırmak için dış merkezde kesişen bir çift çizgi (şekilde kesikli olarak çizilmiştir) kolayca geçirilebilir. Bu çizgilere "***düğüm çizgileri***" (*nodal lines*) adı verilir ve bu çizgiler üzerinde genlikler sıfıra yaklaşır. Bu tip dağılım bu iki çizginin birbirlerine dik olması nedeniye bazen "***kadran tip***" (*quadrant type*) olarak da adlandırılır.

3.2.5 Bir nokta kaynaktaki kuvvet sistemi

P-dalgası başlangıç pulsunun yönünün azimuta göre sistematik dağılımı kaynak mekanizmasına bağlıdır. Yukarıda verilen gözlemleri açıklayabilmek için bir nokta kaynağı etkileyen farklı tiplerdeki kuvvetlerin kuramsal modelleri incelenmiştir. Şekil 3.7**c** ve **e**'de görülen modeller aslında tarihsel gelişim açısından ilginçtir (Şekil 3.7**d**'de görülen model sismik etki yönünden Şekil 3.7**e'**de görülen modelle eşdeğerdir). Şekil-3.7**e** veya eşdeğeri

Şekil-3.7**d**'de verilen modeller günümüzde mantıklı olarak kabul edilen nokta-kaynak modelidir. Buradaki tartışmada esas olarak bu modelle ilgili olacaktır.



Şekil 3.7 Bir nokta kaynaktaki değişik kuvvet tipleri: **(a)** tek kaynak; **(b)** çekme (tension) olarak eşit ve zıt kuvvetler çifti; **(c)** z-ekseni etrafında dönme kuvvetleri olarak eşit ve zıt kuvvetler çifti (tip I); **(d)** çekme (tension) ve basınç (compresion) eşit ve birbirlerine dik, ikili kuvvet çifti (tip II); **(e)** ikili kuvvet çifti. z-ekseni etrafındaki dönme kuvvetleri eşit büyüklükte ve birbirlerine dik (tip II).

Bir deprem, genel anlamda, Yeryuvarı'nda fiziksel durumdaki ani bir geçiş olarak tanımlanabilir. Başlangıçta ortamda elastik dengenin var olduğunu kabul edebiliriz. Ortamda her hangi bir noktaya t=0'da sıfırdan başlayarak artan bir f(t) kuvveti etkidiğini ve f(t) kuvveti çok kısa sürede belirli bir seviyeye ulaştığını ve bundan sonra sabit kaldığını varsayalım. Bu nedenle, ortam yeni bir denge haline ulaşana kadar ortamdaki değişime ilişkin karışıklıkları gözleriz.

Depremlerde odak mekanizmasının fiziği oldukça karmaşıktır. Bu nedenle deprem odağındaki yer değiştirme basit matematik modellerle gösterilmeye çalışılmıştır. En basit model bir noktaya etki eden bir kuvvetir. Böyle bir nokta kaynaktan türetilen çeşitli kaynak modelleri vardır. Bu modeller arasında en çok ilgi görenleri ***tek kuvvet çifti*** (*Single-Couple*) ve ***ikili kuvvet çifti*** (*Double-Couple*) dir.

3.2.5.1 Tek-kuvvet çifti (Tip-I):

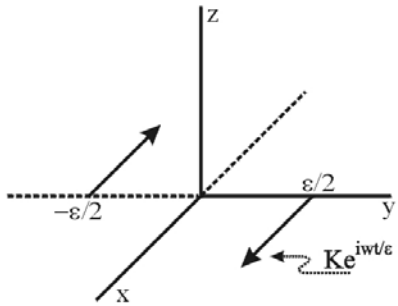
Tek-kuvvet çifti veya basit kuvvet çifti birbirine eşit fakat ters yönlü iki kuvvetten oluşur ve momenti sıfırdan farklıdır. Şekil 3.8'de görüldüğü gibi, birbirine eşit ve zıt yönlü $Ke^{i\omega t/\varepsilon}$ şeklindeki iki peryodik kuvvetin x ekseni doğrultusunda ve y ekseni üzerindeki ε/2 ve -ε/2 noktalarına etkidiğini düşünelim.

Küresel koordinatlarda yerdeğiştirmenini radyal bileşeni δ_{pr} ile θ ve ϕ yönündeki bileşenleri $\delta_{s\theta}$ ve $\delta_{s\phi}$ aşağıdaki ifadelerle verilirler.

$$\delta_{pr} = \frac{K}{4\pi\rho}\frac{1}{V_p^3}\frac{\sin 2\theta \cos\phi}{2r}\omega\, e^{-\frac{i\omega r}{V_p}+i\frac{\pi}{2}}$$

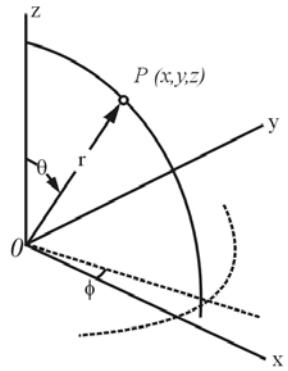
$$\delta_{s\theta} = \frac{K}{4\pi\rho}\frac{1}{V_s^3}\frac{\cos^2\theta \cos\phi}{r}\omega\, e^{-\frac{i\omega r}{V_s}+i\frac{\pi}{2}} \qquad (3.8)$$

$$\delta_{s\phi} = -\frac{K}{4\pi\rho}\frac{1}{V_s^3}\frac{\cos\theta \sin\phi}{r}\omega\, e^{-\frac{i\omega r}{V_s}+i\frac{\pi}{2}}$$



Şekil 3.8 Tek-kuvvet çifti (Tip-I kuvvet Sistemi).

Burada r, θ ve ϕ küresel koordinatlar, ω açısal frekans, ρ yoğunluktur. δ_{pr}; V_p hızı ile yayılan P dalgasının radyal bileşeni, $\delta_{s\theta}$ ve $\delta_{s\phi}$; V_s hızı ile yayılan S dalgalarının θ ve ϕ yönündeki yerdeğiştirme bileşenleridir. P dalgasının θ ve ϕ yönündeki, S dalgasının r yönündeki yerdeğiştirmeleri sıfırdır.



Şekil 3.9 Kartezyen ve küresel koordinatlar

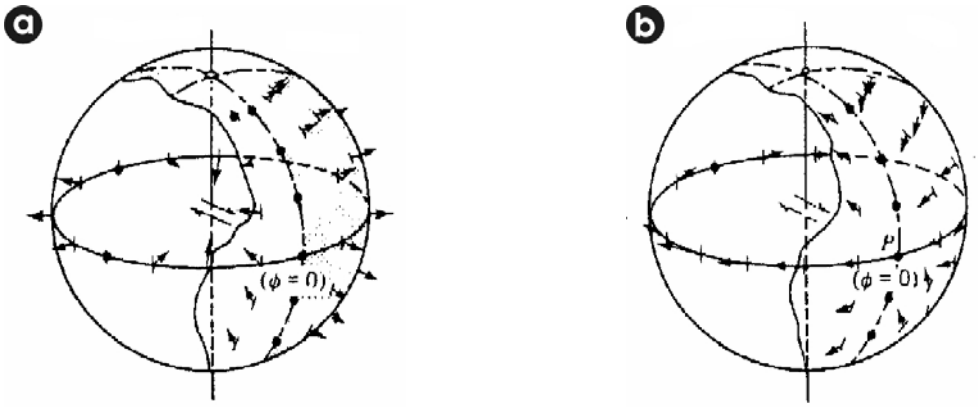
Yukarıdaki ifadelerden δ_{pr} $\delta_{s\theta}$ ve $\delta_{s\phi}$

$$\delta_{pr} \propto \frac{A}{2r}\sin 2\theta \cos\phi$$

$$\delta_{s\theta} \propto \frac{A}{r}\cos^2\theta \cos\phi \qquad (3.9)$$

$$\delta_{s\phi} \propto -\frac{A}{r}\cos\theta \sin\phi$$

olduğu anlaşılır. Yani yerdeğiştirmlerin odak küresi (birim küre) üzerindeki değişimi sadece θ ve ϕ açılarının fonksiyonudur. A depremin büyüklüğüne bağlı bir faktördür.



Şekil 3.10 Tek kuvvet çiftinin etkin olduğu bir nokta kaynaktan yayılan dalgaların odak küresi üzerindeki yerdeğiştirmeleri (a) P dalgası, (b) S dalgası (Kasahara,1981).

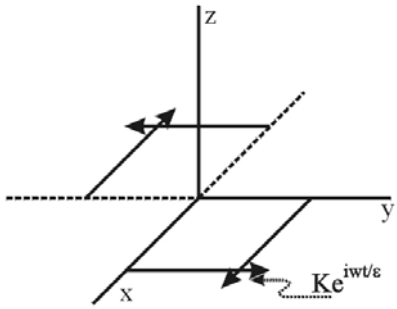
3.2.5.2 İki kuvvet çifti (Tip II)

İki kuvvet çifti (Tip II kuvvet sistemi) yukarıda tanımlanan basit kuvvet çiftinden türetilir. Deprem odağında Şekil 3.11'de görüldüğü gibi iki kuvvet çiftinin etkidiğini düşünelim. Bu iki kuvvet çifti birbirinin aynı fakat birbirlerine karşı koyacak yönde etkidiğinden kuvvet sisteminin momenti sıfırdır. Bu kuvvet sistemi ***Honda Tip II*** kuvvet sistemi veya ***iki kuvvet çifti*** olarak bilinir. Odakta böyle bir kuvvet sisteminin etkimesi halinde odaktan uzakta meydana gelecek yerdeğiştirme bileşenlerinin küresel koordinatlardaki ifadeleri aşağıdaki gibidir;

$$\delta_{pr} = \frac{K}{4\pi\rho}\frac{1}{V_p^3}\frac{\sin 2\theta\cos\phi}{r}\omega\, e^{-\frac{i\omega r}{V_p}+i\frac{\pi}{2}}$$

$$\delta_{s\theta} = \frac{K}{4\pi\rho}\frac{1}{V_s^3}\frac{\cos 2\theta\cos\phi}{r}\omega\, e^{-\frac{i\omega r}{V_s}+i\frac{\pi}{2}} \qquad (3.10)$$

$$\delta_{s\phi} = -\frac{K}{4\pi\rho}\frac{1}{V_s^3}\frac{\cos\theta\sin\phi}{r}\omega\, e^{-\frac{i\omega r}{V_s}+i\frac{\pi}{2}}$$



Şekil 3.11 Honda Tip II kuvvet sistemi (ikili kuvvet çifti).

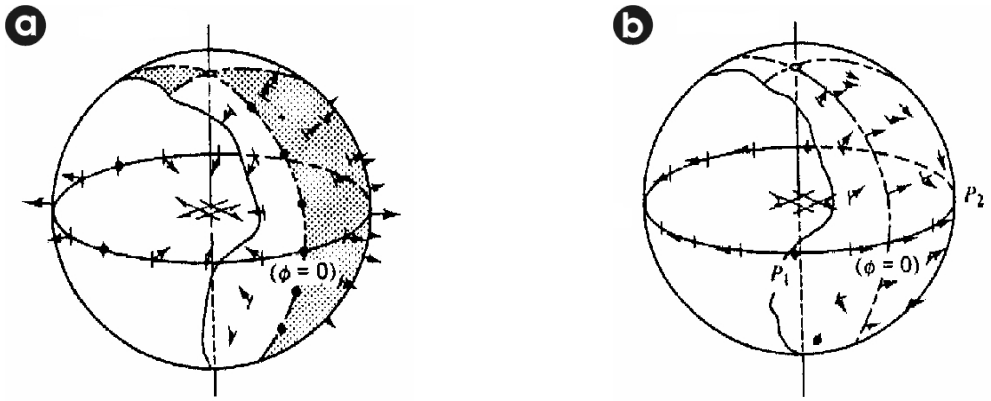
Burada da notasyonlar önceki ifadelerde olduğu gibidir ve $\delta_{pr} = \delta_{s\theta} = \delta_{s\phi} = 0$ dır. Yukarıdaki ifadelerden anlaşıldığı gibi;

$$\delta_{pr} \propto \frac{A}{r}\sin 2\theta\cos\phi$$

$$\delta_{s\theta} \propto \frac{A}{r}\cos 2\theta\cos\phi \qquad (3.11)$$

$$\delta_{s\phi} \propto -\frac{A}{r}\cos\theta\sin\phi$$

dir. Bunların basit kuvvet çifti için verilen ifadelerle karşılaştırılması ile P dalgalarının genlik dağılımları aynı olmasına karşılık S dalgalarınınkinin farklı olduğu anlaşılır. Bu özellik S dalgaları yardımı ile odakta etkili olan kuvvet sisteminin saptanmasına yarar.

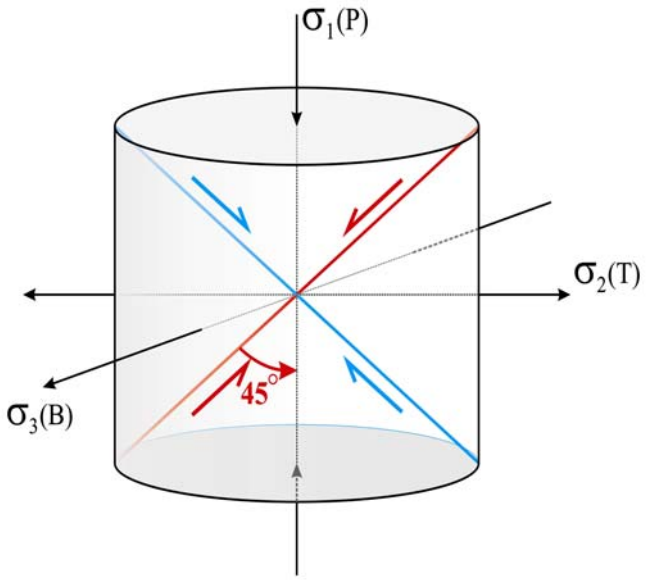


Şekil 3.12 İkili kuvvet çiftinin etkin olduğu bir nokta kaynaktan yayılan dalgaların odak küresi üzerindeki yerdeğiştirmeleri ((a) P dalgası, (b) S dalgası) (Kasahara,1981).

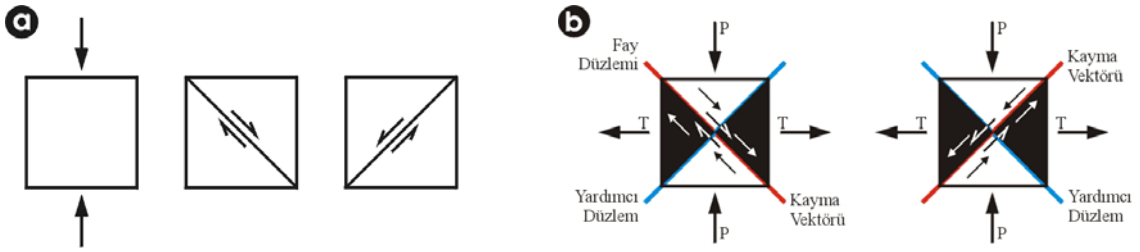
3.3 Asal Gerilmeler ve Ana Faylanma Türleri

Depremlerin odak mekanizmaları ile ilgili araştırmalar deprem odağındaki yerdeğiştirmenin (dislokasyon) yukarıda anlatılan kuvvet sistemlerinden birisine uyduğunu göstermektedir.

Depremin odak bölgesindeki gerilme tiplerine göre odakta birbirinden farklı özelliklerde yerdeğiştirmeler meydana gelebilir. Gerilme bileşenleri üç eksende incelenebilir (Şekil 3.13). Bunlardan ilk ikisi ***enbüyük basınç*** (σ_1) ve ***enbüyük çekme*** (σ_2) eksenleridir. Bunlar ***enbüyük*** ve ***enküçük*** asal gerilmelere karşılık gelir. Üçüncüsü ***orta gerilme ekseni*** (σ_3) olup ilk ikisine diktir. Bu üç eksen ortoganal bir sistem oluştururlar. Odak mekanizması terminalojisinde en büyük basınç ekseni **P**, enbüyük çekme ekseni **T** ve orta gerilme ekseni **B** harfi ile gösterilir. **B** ye bazen **sıfır vektör** (null vector) de denir. **P** ve **T** eksenleri fay düzlemi ile buna dik olan yardımcı düzlem ile ±45° lik açı yaparlar. **B** ekseni fay düzlemi ile yardımcı düzlemin ara kesitidir. Elastik bir cismin üç eksenli gerilmeye uğraması halinde enbüyük ve enküçük gerilmelerle ±45° lik açılar yapan ve ara kesitleri orta gerilme eksenini veren düzlemler üzerinde kayma gerilmesinin değeri enbüyük olur. Cismin kayma/kırılma direnci aşıldığı zaman bu düzlemlerden birisi üzerinde kayma meydana gelir. Kaymanın hangi düzlem üzerinde gerçekleşeceği bilinemez. Bu nedenle bu düzlemlerden bir tanesi fay düzlemi, diğeri yardımcı düzlem olarak adlandırılır (Şekil 3.14).



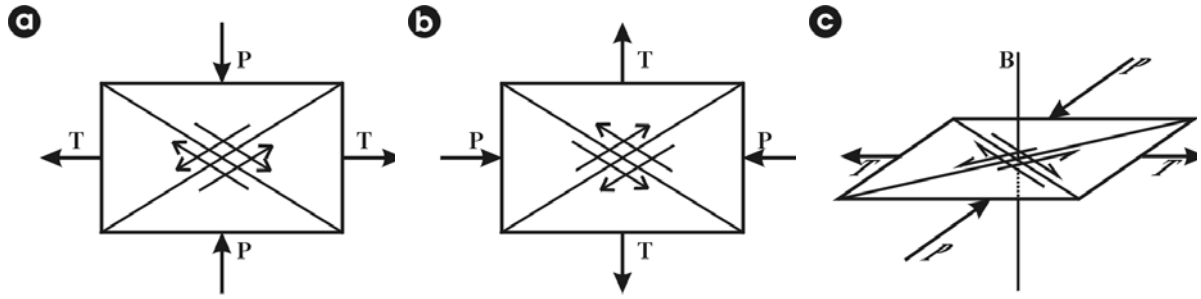
Şekil 3.13 Asal gerilmelerin durumu ve kayma düzleminin asal gerilmelere göre konumu.



Şekil 3.14 Dikdörtgen örnek üzerinde yapılan basınç deneyinde oluşan kayma düzlemleri **(a)** ve faylanma mekanizması ile ilişkilendirilmesi **(b)**.

Enbüyük (P) ve enküçük (T) gerilme eksenlerinin orta gerilme ekseni etrafında dönmesiyle kayma düzleminin eğimi ve hareketin tipi değişir. Böylece jeolojide tanımlanan ana fay tipleri, asal gerilmelerin durumuna bağlı olarak aşağıdaki şekillerde açıklanabilir:

- P ekseninin düşey, T ve B eksenlerinin yatay olmaları halinde Şekil 3.15**a**'da görülen tipte bir hareket meydana gelir. Yani kayma düzleminin üstünde kalan blok eğim aşağı hareket eder. Bu tür faylanmaya ***normal faylanma*** (normal fault) denir.
- P ve B eksenlerinin yatay, T ekseninin düşey olması hallerinde Şekil 3.15**b**'de görülen tipte bir hareket meydana gelir. Yani kayma düzleminin üstünde kalan blok eğim yukarı hareket eder. P ekseni düşey, T ve B eksenleri yatay düzlemde yeralırsa ***ters faylanma*** (reverse fault) meydana gelir. Ters faylarda fay düzleminin açısı küçük olursa ***bindirme fayları*** (***şaryaj***) (trust) meydana gelir.



Şekil 3.15 Gerilme eksenlerinin çeşitli konumlarında meydana gelen faylanma türleri; **(a)** normal faylanma, **(b)** ters faylanma, **(c)** doğrultu atımlı faylanma.

- P ve T eksenlerinin yatay, B ekseninin düşey olması halinde Şekil 3.15**c**'de görülen tipte bir hareket olur. Bu tür faylanmaya ***doğrultu atımlı faylanma*** (strike slip fault) denir. Doğrultu atımlı faylanmada gözlemcinin blokların birinin üzerinden diğerine baktığında karşıdaki blok gözlemciye göre sağa doğru hareket ediyor ise ***sağ yönlü*** (dextral/left lateral) veya sola doğru hareket ediyor ise ***sol yönlü*** (sinistral/right lateral) olabilir. Diğer faylanma türlerinde iki kayma düzleminden herhangi birinin alınması halinde faylanma türü değişmez. Ancak doğrultu atımlı faylanmada seçilen köşegene göre çözüm sağ veya sol yönlü olarak değişecektir.

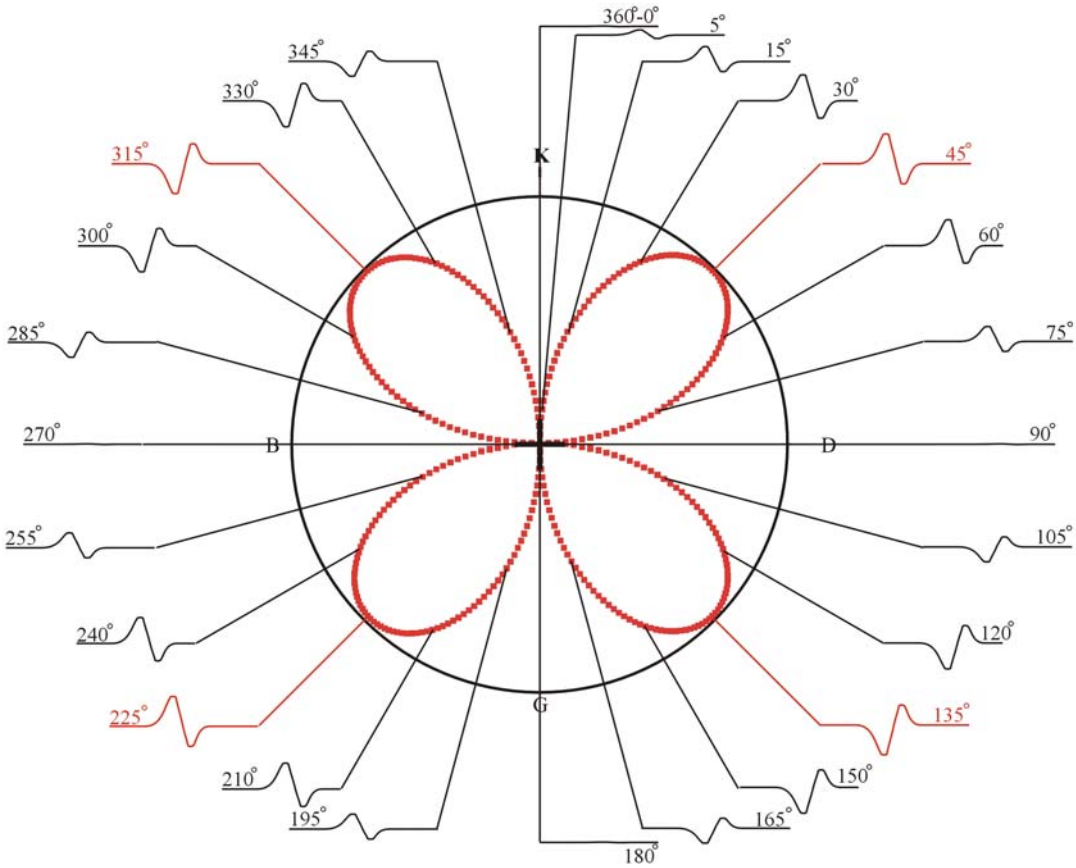
Arazide görülen faylar bu üç ana fay türüne tam olarak uymazlar. Arazide karşılaşılan faylarda genellikle hareketin hem eğim yönünde hem de yanal yönde bileşenleri vardır. Böyle faylara ***verev*** veya ***oblik*** (oblique) faylar denir. Bu durumda asal gerilme eksenlerinin konumları tam düşey veya tam yatay olmayacaktır.

3.4 Odak Mekanizmasının Saptanması

Deprem odak mekanizmasının bilinmesi için, deprem odağında etken kuvvet sisteminin, deprem sırasında oluşan fay düzleminin doğrultu ve eğiminin, hareket (kayma) vektörünün geometrisinin (azimutu ve dalımı) ve odağın dinamik parametrelerinin (asal gerilme eksenlerinin durumu) saptanması gerekir. Deprem dalgaları odak mekanizması ile ilgili önemli bilgiler taşırlar. Bir deprem sonucu iki tür elastik dalga meydana gelir: a) cisim dalgaları, b) yüzey dalgaları. Deprem dalgalarının dinamik özelliklerini etkileyen en önemli faktörlerden birisi deprem odağındaki hareketin mekanizmasıdır. Bu nedenle hem cisim dalgaları hem de yüzey dalgaları depremlerin odak mekanizmasının saptanmasında kullanılır. Ancak dalgaların yayılma özelliklerine göre kullanılan yöntemler değişir.

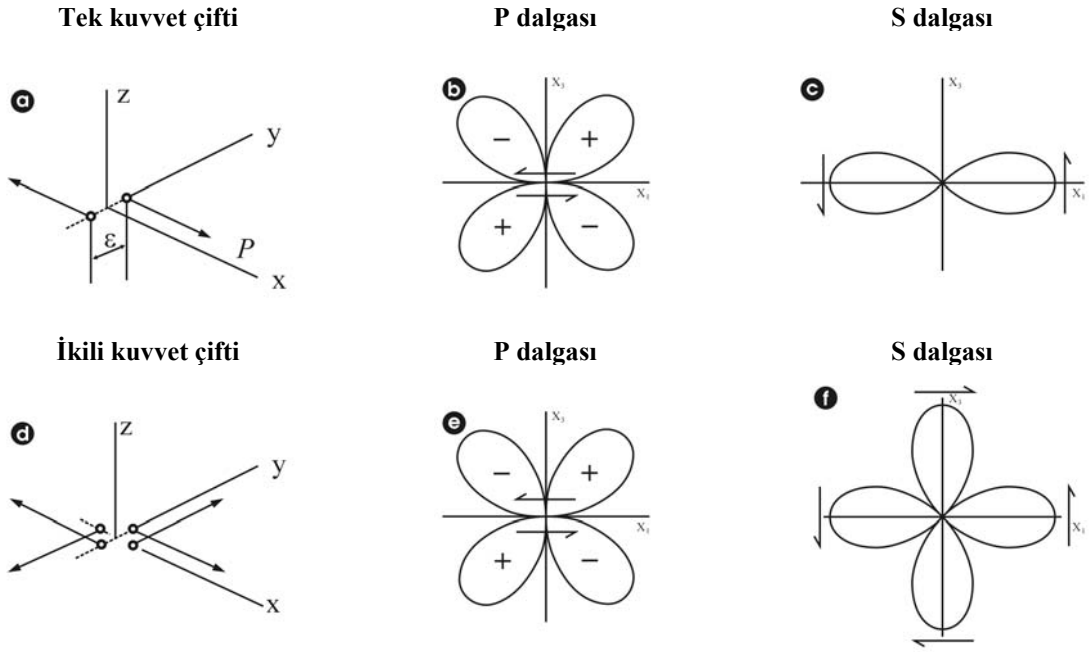
3.4.1 Cisim dalgalarından odak mekanizmasının saptanması

Cisim dalgaları boyuna dalgalar (P) ve enine dalgalar (S) olmak üzere ikiye ayrılırlar. P dalgalarının genlikleri odaktaki hareketin mekanizmasına bağlı olarak simetrik bir dağılım



Şekil 3.16 Bir nokta kaynaktan yayılan P dalgası genliklerinin azimutal dağılımı.

gösterirler (Şekil 3.16). Odağı çevrelediği kabul edilen bir küreyi dört kadrana ayıran düzlemler üzerinde P dalgası genliği sıfırdır. Bu düzlemlere ***düğüm düzlemleri*** (nodal planes) denir. Düğüm düzlemlerinden uzaklaştıkça genlikler artar ve 45° de enbüyük değere ulaşır. Odaktaki etken kuvvet sisteminin türüne göre P ve S dalgalarının genlikleri odak çevresinde farklı bir dağılım gösterirler (Şekil 3.17).



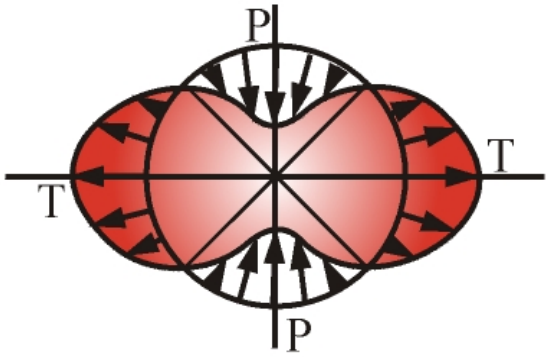
Şekil 3.17 P ve S dalgalarının genlik ve ilk hareket yönlerinin azimutal dağılımları. (+) sıkışma, (-) genleşme, ↑ ise kayma tipindeki hareketi gösterir.

Sismograf istasyonlarında ölçülen genlikler bir çok parametreye bağlı olduğundan genliklerden yararlanarak odak mekanizmasının belirlenmesi nispeten güçtür. Bununla birlikte genliklerden elde edilen çözüm daha duyarlıdır. P ve S dalgalarının tanecik hareketleri (particle motions) yer içinde yayılırlarken değişikliğe uğramazlar. P dalgaları diğer dalga türlerinden daha hızlı yayılıdıklarından sismogramlarda görülen ilk hareketler P dalgalarına aittir. Bu nedenle, sismogram üzerinde en rahat okunan dalgalardır.

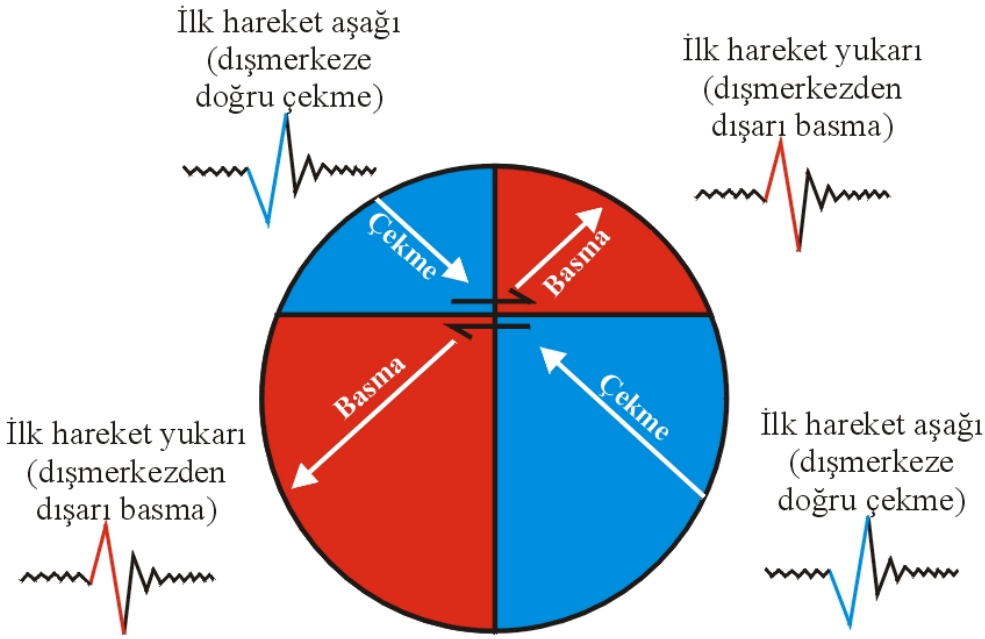
3.4.2 P dalgası ilk hareketlerinin kullanılması

P dalgalarının ilk hareketlerinden yararlanarak odak mekanizmasının saptanmasında kaynaktaki mekanizmanın elastik yenileme kuramında tanımlandığı gibi bir faylanma olduğu ve bu faylanma hareketinin iki kuvvet çifti ile gösterilebileceği kabul edilir. P dalgası ilk hareketlerinden yararlanılarak odaktaki faylanmanın türü ve geometrisi saptanmaya çalışılır.

Deprem odağında homojen ve elastik bir küre düşünelim (Şekil 3.18). Bu kürenin merkezinde etkin momentsiz bir kuvvet çifti düşünelim. Bu etki sonucu küre deformasyona uğrayarak bir elipsoid şeklini alacaktır. Enbüyük çekme ve enbüyük basıncın bulunduğu yerlerde deformasyon enbüyük, bunlarla 45° açı yapan, birbirine dik iki düzlem üzerinde ise enküçük olacaktır. Bu düzlemlerin ayırdığı dört bölgeden ikisinde sıkışma, ikisinde ise genişleme hakimdir. Düzlemler üzerindeki kesme gerilmelerinin cismin direncini aşması halinde düzlemlerden birisi üzerinde hareket başlayacaktır. Kayma düzlemi olarak düzlemlerden herhangi birinin alınabileceği açıktır. Bu hareket sırasında odak küresinin dışında, en büyük basınç kadranına karşılık gelen bölgede odak küresinin merkezine doğru, en büyük çekmeye karşılık gelen bölgede ise merkezden dışarı doğru bir ilk hareket başlayacaktır. Bu ilk hareketlerin yeryüzünün çeşitli noktalarındaki yönünü, buralara yerleştirilen sismograflarla saptamak mümkündür (Şekil 3.19). Böylece odak küresi üzerindeki sıkışma ve genişleme bölgelerini ayırmak ve böylece fay düzleminin konumunu saptamak mümkün olacaktır.

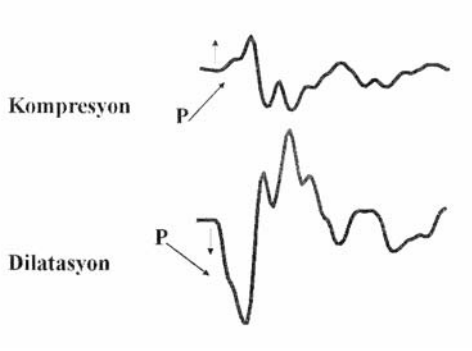


Şekil 3.18 Elastik bir kürenin deformasyonu

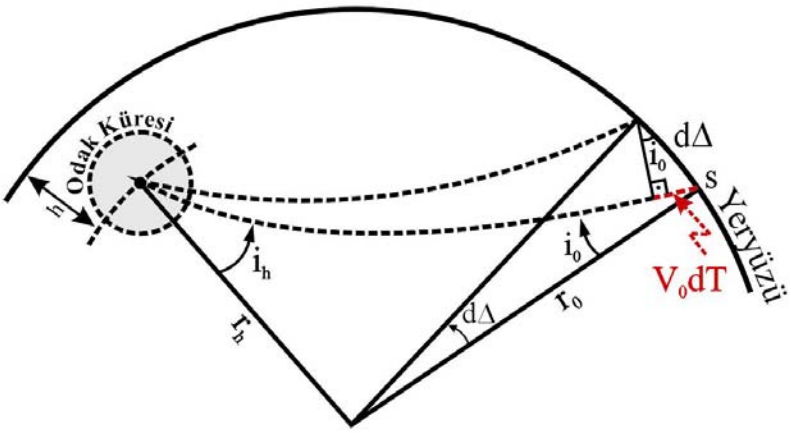


Şekil 3.19 P dalgası kadranlardaki ilk hareket yönleri yeryuvarı üzerindeki dağılımı.

Pratikte sismometrelerin polarizasyonu sismogram üzerindeki yukarı doğru bir ilk hareket odaktaki bir sıkışmaya, aşağı doğru bir ilk hareket ise genişlemeye karşılık gelecek şekilde ayarlanmıştır (Şekil 3.20). Fay düzlemi yönteminde ilk problem yeryüzündeki sismograf istasyonlarının odak küresi üzerindeki yerlerinin saptanmasıdır. Daha sonraki iş, odak küresi üzerindeki sıkışma ve genişlemeleri uygun bir izdüşüm kullanarak bir düzlem üzerinde göstermektir. Bu amaç için sterografik izdüşüm (steriographic projection) veya eşit alan izdüşüm ağı kullanılır.



Şekil 3.20 Sismogramlar üzerinde kompresyon ve dilatasyonu gösteren ilk hareketler (12.11.1999 Düzce depremi).



Şekil 3.21 Odak küresi ve odak küresini terk eden ışınları gösteren kesit. S sismograf istasyonunu gösterir.

Sterografik izdüşümde bir sismograf istasyonunun yeri, odağı terk ederek istasyona gelen ışının odağı terk ediş açısı i_h (Şekil 3.21) ve istasyonun dış merkeze göre azimutu ile belirlenir.

Işının ***odağı terkediş açısı*** i_h (takeoff angle)

$$\sin i_h = \frac{r_0}{r_0 - h} V_h \left(\frac{dT}{d\Delta} \right) \tag{3.12}$$

formülünden hesaplanır. Burada;

V_h : Odaktaki P dalgası hızı (km/sn).
r_0 : Yerin yarıçapı (km).
h : Odak derinliği (km).
$dT/d\Delta$: P dalgalarına ait zaman-uzaklık eğrisinin eğimi (s/km).

dir. Yukarıdaki formül tabakalı yapısı olan küresel bir cisim için Snell yasasını yazarak bulunabilir. Snell yasasına göre bir ışın boyunca

$$\frac{r\ \mathbf{sin}\, i}{V} = P = sabit \tag{3.13}$$

Bu nedenle

$$\frac{r_h\, \mathbf{sin}\, i_h}{V_h} = \frac{r\, \mathbf{sin}\, i_0}{V_0} \tag{3.14}$$

yazılabilir.

$$\mathbf{sin}\, i_0 = V_0 \frac{dT}{d\Delta} \tag{3.15}$$

yazılırsa (3.12) formülü hemen elde edilir.

3.4.3 İstasyonun-dışmerkez uzaklığı ve azimut açısının hesaplanması

Enlem ve boylamı (ϕ, λ) olan dış merkez ile koordinatları (ϕ', λ') olan deprem istasyonu arasındaki açısal uzaklık (Δ) aşağıdaki bağıntılarla hesaplanabilir.

$$2(1-\mathbf{cos}\,\Delta) = (A-A')^2 + (B-B')^2 + (C-C')^2 \tag{3.16}$$

$$\mathbf{cos}\,\Delta = AA' + BB' + CC' \tag{3.17}$$

$$2(1+\mathbf{cos}\,\Delta) = (A-A')^2 + (B-B')^2 + (C-C')^2 \tag{3.18}$$

Birinci denklem Δ=0°-60°, ikinci denklem Δ=60°-120° ve üçüncü denklem Δ=120°-180° uzaklıkları için kullanılması önerilir. Burada Δ dış merkez ile istasyonu yerin merkezinden gören açıdır. Bu formüllerde

$$A = \mathbf{sin}\,\phi\,\mathbf{cos}\,\lambda \qquad A' = \mathbf{sin}\,\phi'\,\mathbf{cos}\,\lambda'$$
$$\mathbf{B} = \mathbf{sin}\,\phi\,\mathbf{sin}\,\lambda \qquad \mathbf{B}' = \mathbf{sin}\,\phi'\,\mathbf{sin}\,\lambda'$$
$$C = \mathbf{cos}\,\phi \qquad C' = \mathbf{cos}\,\phi'$$

ile verilen doğrultman kosinüsleridir. Δ<6.5° olduğunda

$$\Delta^2 \approx (\phi-\phi')^2 + (\lambda-\lambda')^2\,\mathbf{cos}^2\,\frac{1}{2}(\phi+\phi') \tag{3.19}$$

formülü kullanılabilir. Açısal uzaklıklar 111.1 ile çarpılarak kilometreye çevrilebilir.

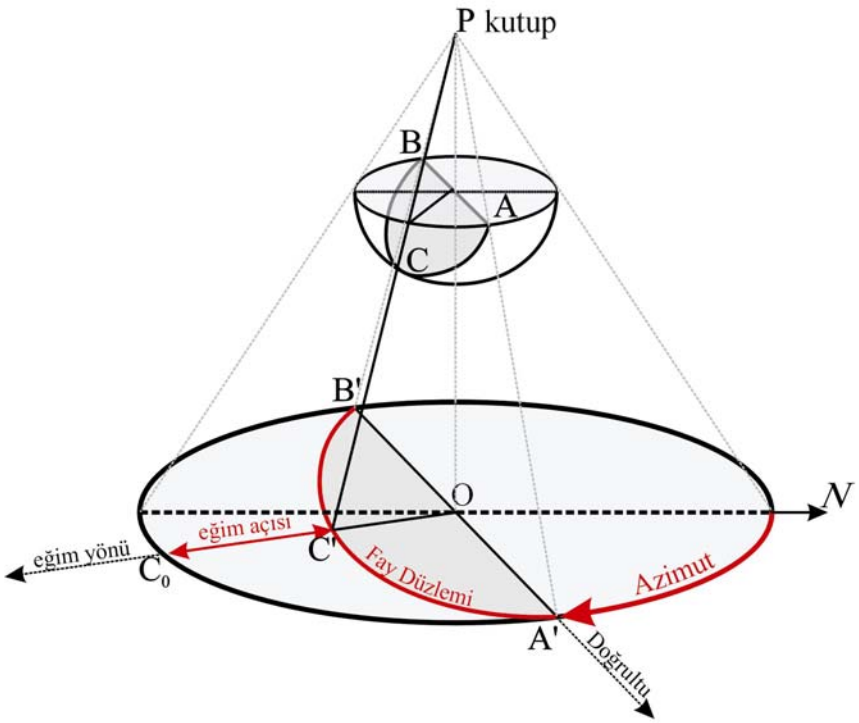
İstasyondan deprem dış merkezine doğru olan azimut açısı (α) kuzeyden doğuya doğru ölçülür

$$\mathbf{sin}\,\alpha = \mathbf{cos}\,\phi\,\mathbf{sin}(\lambda'-\lambda)/\mathbf{sin}\,\Delta \tag{3.20}$$

Dış merkezden istasyona olan azimitu hesaplamak için (ϕ, λ) ve (ϕ', λ') yerdeğiştirmelidir.

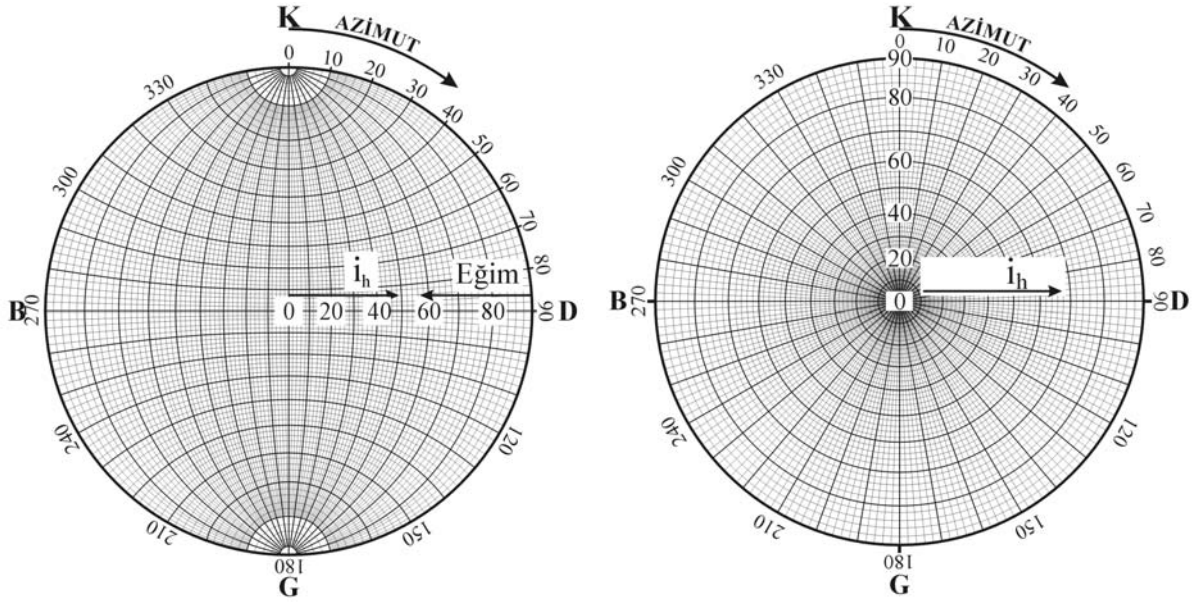
3.4.4 Wulff sterografik izdüşümü

Sterografik izdüşüm bir küreyi bir düzlem üzerinde göstermeye yarar. Bir nokta kaynaktan olan dalgaların yayınımı küresel simetri gösterir. Bu nedenle odak mekanizması çözümünde herhangi bir yarı kürenin kullanılması yeterlidir. Odak mekanizması çözümlerinde çoğunlukla orta ve uzak alan verilerinden yararlanıldığı için genellikle alt yarı kürenin bir düzlem üzerine izdüşümü kullanılır (Şekil 3.22). Çoğunlukla yakın alan fazlarının kullanıldığı odak mekanizması çözümlerinde üst yarı küre kullanılır. Bu ders notlarında aksi belirtilmedikçe alt yarı kürenin kullanıldığı kabul edilecektir. Şekil 3.22'de **ABC** düzleminin izdüşümü **A′B′C′** dür. **A′B′** bu düzlemin ***doğrultusunu*** (strike), **OC_0** ***eğim doğrultusunu*** (dip direction), **$C'C_0$** ise düzlemin ***eğimini*** (açısını) (dip angle), **OC** düşeyle yaptığı açıyı verir.



Şekil 3.22. Sterografik izdüşüm.

Sterografik izdüşümde bir istasyonun izdüşümü bir doğrunun izdüşümü gibidir ve izdüşüm ağında bir nokta olarak gösterilir. Bir düzlem ise sterografik ağ üzerinde bir boylama karşılık gelir. Odak mekanizması çözümlerinde Wulf ağı olarak da bilinen eşit açı sterografik ağı ve Lambert-Shimidt olarak da bilinen eşit alan sterografik iz düşüm ağı kullanılmaktadır. Burada odak mekanizması çözüm işlemlerini Wulf sterografik ağ kullanarak göstereceğiz.



Şekil 3.23 Eşit açı/Wulf stereografik izdüşüm ağı.

3.5 Odak mekanizması çözümünün elde edilmesi

Odak mekanizması çözümünün elde edilmesinde izlenmesi gereken işlemler dizisi Çizelge 3.2'de verilen hayali bir deprem verisi kullanılarak anlatılacaktır. Örnek deprem 14 adet sismograf istasyonunda kaydedilmiştir. İlk sütunda bu istasyonların kodları verilmiştir. İkinci sütunda bu istasyonlardaki P dalga şekilleri, üçüncü sütunda dış merkezin her bir istasyondaki ters azimutu (***BAZ***), dördüncü sütunda bu istasyonlara giden dalgaların odağı terk ediş açıları (i_h) ve son sütunda bunların izdüşüm ağı üzerinde gösterimleri verilmiştir. Beşinci sütundaki bilgiler kayıtlardan belirlenirken, 3. ve 4. sütundaki bilgiler daha önceki bölümlerde (3.4.2 ve 3.4.3) anlatıldığı gibi hesaplanır.

BCD, GHI ve LMN istasyonlarında P dalgası genliklerinin sıfır veya sıfıra çok yakın olduğuna dikkat ediniz. Bu durumda dalganın ilk hereketinin ne yöne olduğu belirlenemez ve C/D yerine (x) işareti kullanılır. Bu durum kayıt istasyonunun düğüm düzlemleri üzerinde veya çok yakınında olduğu durumlarda gözlenir (Bak Şekil 3.16). Bu da odak mekanizması çözüm işleminde fay düzlemi ve buna dik olan yardımcı düzlemin nereden geçmesi gerektiğini belirttiği için işimizi kolaylaştırır. Aynı zamanda çözümün doğru olup olmadığının sağlaması demektir.