



DEPREM KÖKENLİ DEFORMASYON YAPILARI VE DEPREM BÜYÜKLÜKLERİ İLE İLİŞKİLERİ

Savaş TOPAL ve Mehmet ÖZKUL

Pamukkale Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Kınıklı/Denizli

Geliş Tarihi : 16.07.2002

ÖZET

Sismit olarak da adlandırılan deprem kökenli deformasyon yapıları, bir bölgenin paleosismik tarihçesini aydınlatmada ve o bölgede gelecekte karşılaşılabilecek olası deprem büyüklükleri hakkında önemli ip uçları verebilir. Sismitler bu makalede, derin ve sığ göl çökellerinde oluşan tiplerine göre incelenmiştir. Sismitler, göl kıyısı çökellerinde kum daykları, sokulum yapmış ve kırılmış çakıllar ve yastık yapıları şeklinde gözlenirken, derin göl çökellerinde ise yalancı yumrular, mantarimsı yapılar, karışmış tabakalar, bozulmuş varv laminaları ve ilmeksi tabakalanma yapısı olarak görülür. Deprem kökenli deformasyon yapıları, daha önce yapılan çalışmalardan yararlanılarak, göl çökellerindeki oluşumlarına ve deprem büyüklüklerine göre bir sıralama yapılarak verilmiştir. Bu sıralamaya göre, çökellerde en düşük deprem büyüklüğünün kaydı ilmeksi tabakalanma yapıları, en büyük deprem büyüklüğünün kaydı ise sokulum yapmış ve kırılmış çakıl yapılarıdır.

Anahtar Kelimeler : Sismit, Deprem kökenli deformasyon yapısı, Deprem büyüklükleri

EARTHQUAKE-INDUCED DEFORMATION STRUCTURES AND RELATED TO EARTHQUAKE MAGNITUDES

ABSTRACT

Earthquake-induced deformation structures which are called seismites may helpful to clasify the paleoseismic history of a location and to estimate the magnitudes of the potention earthquakes in the future. In this paper, seismites were investigated according to the types formed in deep and shallow lake sediments. Seismites are observed forms of sand dikes, introduced and fractured gravels and pillow structures in shallow lakes and pseudonodules, mushroom-like silts protruding laminites, mixed layers, disturbed varved lamination and loop bedding in deep lake sediments. Earthquake-induced deformation structures, by benefiting from previous studies, were ordered according to their formations and earthquake magnitudes. In this order, the lowest eartquake's record is loop bedding and the highest one is introduced and fractured gravels in lacustrine deposits.

Key Words : Seismites, Earthquake-induced deformation structure, Earthquake magnitudes

1. GİRİŞ

Son yıllarda yeryüzünde meydana gelen depremler, neden oldukları yıkım ve can kayıpları yerbilimcilerin depremler konusundaki araştırmalarını arttırmıştır. Depremlerin meydana gelişi, stratigrafik kayıta sismik olayların tanınması

ve eski depremlerin anlaşılması (paleosismoloji) hem temel, hem de uygulamalı alanlar açısından oldukça önemli bir duruma gelmiştir. Ayrıca paleotektonik çatının kurulması, havzalardaki çökme-tektonik ilişkileri, sedimanter fasiyes analizleri, nükleer santraller için yer seçiminde deprem riskinin belirlenmesi ve arazi kullanımının geliştirilmesi açısından da önemlidir. Sismik

şoklarla oluşturulduğu düşünülen deformasyon yapıları “sismit” olarak adlandırılmıştır. Seilacher (1969) bu terimi, söz konusu yapıların faylanmaya bağlı dizilişleri için önermiştir. Yapıların bu dizilişlerinde bozulmamış çökellerden sıvılaşmış, homojenleşmiş çökellere kadar bir sıra yer alır. Bu tür bir sıralanma California’daki Miyosen yaşlı Monterey Şeylleri’nde gelişmiştir (Seilacher, 1969).

Çökellerin deformasyonu hakkında her ne kadar bol miktarda literatür varsa da, bunların oluşumlarına yol açan pek çok neden olduğundan, stratigrafik kayıtlarda, sismik olayları tanımlamada hala uygun ve açık kriterler yoktur (Ricci Lucchi, 1995). Yine de güncel fay hendeklerinin çalışmasıyla paleosismolojideki ilerlemeler, sismitler hakkındaki bilgilerimizin gelişmesine yardımcı olacaktır (McCalpin, 1996).

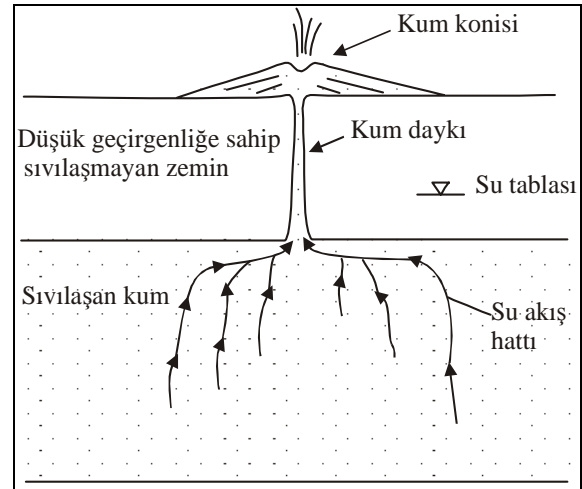
Özellikle göl ve kapalı iç havzalar gibi bazı depolanma alanları, sismik aktiviteden etkilenmiş yapıların analizi için en uygun yerler olarak kabul edilirler (Ricci Lucchi, 1995). Tektonik bakımdan aktif yörelerde fay hareketleriyle ilişkili sismik şokların etkisi göl çökellerinde deformasyon yapıları olarak iz bırakabilir. Eğer sismik olaylar (deprem) belirli bir büyüklüğün üzerinde olursa, litoloji ve çökellerin sıkışması sıvılaşmaya yol açar (Owen, 1996). Stratigrafik kayıta sismik şokların bıraktığı izler, ilk kez Sims (1973;1975) tarafından California ve Washington’daki güncel göl çökellerinde incelenmiştir. Bu araştırmacının bulguları, bu tür çökellerdeki paleosismolojik çalışmalar için kavramsal bir temel oluşturmuştur.

% 95’i deprem riski altında olan ülkemizde bir bölgenin depremselliğini belirlemede, tarihi ve tarih öncesi bilgilere de ihtiyaç vardır. Örneğin Batı Anadolu grabenlerinin Neojen-Kuvaterner çökel dolguları, geçmişten günümüze söz konusu graben alanlarının depremselliğine ilişkin kayıtları bünyesinde barındırmaktadır. Ancak bugüne kadar ülkemizde genç çökel istiflerinde meydana gelen deprem kökenli sedimanter deformasyon yapılarını araştırarak, o bölgenin sismik tarihçesinin ortaya konmasına yönelik çalışmalar yok denecek kadar azdır. Hempton and Dewey (1983) ile Scott and Price (1988) sırasıyla, Doğu Anadolu Fayı üzerinde bulunan Hazar Gölü’nde ve Burdur havzasında yaptıkları çalışmalarda bazı deformasyon yapıları ile deprem büyüklükleri arasındaki ilişkilerden söz etmişlerdir. Scott and Price (1988), bu amaçla yastık yapılarından yararlanmışlardır. Bu makale, konunun önemine dikkat çekmek amacıyla ilgili literatür incelenerek hazırlanmıştır.

Deprem kökenli deformasyon yapıları genellikle çökellerin sıvılaşması sonucu oluşur. Depremler

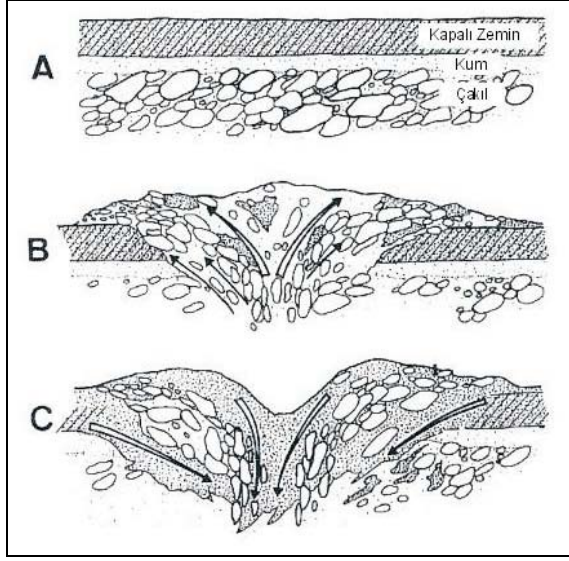
sırasında sismik dalgalar, suya doygun gevşek siltli kum ve kumlu zeminler içinde yayılırken, birbirine etkileyen kuvvet çiftleri (makaslama kuvvetleri) yaratarak zemin tanelerinin yer değiştirmesine neden olurlar. Bu koşullar altında gevşek kum taneleri birbirlerine yaklaşma eğilimi gösterirler. Bu davranış sırasında tanelerin temas noktalarındaki gerilim, taneleri çevreleyen suya aktarılır. Depremler ani ve çok kısa süreli hareketler olduğundan, taneler arasındaki suyun kaçması için yeterli zaman yoktur. Bu nedenle ortamdaki uzaklaşmayan gözenek suyu basıncında ani bir artış olmaktadır. Bu ani artış, zemin tanelerini bir arada tutan temas kuvvetlerini yok ederek, taneleri birbirinden uzaklaştırır ve böylece zemin dayanımını yitirir. Efektif gerilimin de kaybolduğu bu koşullar altında zemin, deprem öncesinde gösterdiği katı malzeme davranışı yerine, bir sıvı gibi davranarak, suyla birlikte yüzeye doğru hareket eder ve yüzeyden çıkmaya başlar. Zeminin sergilediği bu davranış biçimi “sıvılaşma” olarak tanımlanır (Ulusay, 2001).

Sıvılaşma yüzeyde; kum fıskırması, tek başına veya ardarda dizilmiş kum volkanları ve yarıklar boyunca kum daykları şeklinde görülür. Kum volkanları, sıvılaşan malzemenin yüzeye çıktıktan sonra oluşturduğu konidir (Şekil 1).



Şekil 1. Sıvılaşmayla ilgili kum konilerinin ve kum dayklarının oluşumunu gösteren kesit (Obermeier et al., 1993)

Sıvılaşmanın son aşaması olarak geri akma süreci önerilmiştir (Takahama et al., 2000). Deprem öncesinde normal konumlarında bulunan sedimanlar deprem sırasında, sismik şokların etkisi ile üstteki kapalı zemini parçalayarak yüzeye çıkar. Sarsıntının bitmesiyle birlikte yüzeye çıkan malzeme üstteki toprak parçasıyla karışık halde ortamdaki suyun kaçmasıyla oluşan boşluğu doldurur, bu olaya geri akma süreci denir (Şekil 2).



A: Deprem öncesi, B: Deprem sırasında, C: deprem sonrası

Şekil 2. Geri akma prosesinin şematik görünümü (Takahama et al., 2000)

2. DEPREM KÖKENLİ DEFORMASYON YAPILARI (SİSMİTLER)

Yumuşak çökel deformasyon yapıları stratigrafik kayıta çok çeşitli şekillerde görülür. Bu çeşitlilik tanımlamayla ilgili terimlerin fazla sayıda olmasından kaynaklanır. Bunların çoğunu diğer deformasyon yapıları ile karşılaştırmak zordur. Bunun dışında benzer deformasyon yapıları farklı şekillerde yorumlanmıştır. Bazılarının tamamen depolanma süreçleriyle oluştuğu öne sürülürken, bazılarının da sismik şoklarla ilişkili olduğu düşünülmektedir. Bu makalede tanıtılan deprem kökenli deformasyon yapıları göl çökelleri ile sınırlı tutulmuştur. Göl çökellerindeki bu yapılar 2 bölümde ele alınmıştır. Bunlar; 1. göl kıyısı ve 2. derin göl çökelleridir.

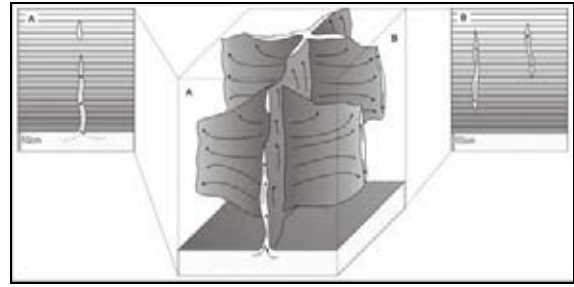
2. 1. Göl Kıyısı Çökellerindeki Deformasyon Yapıları

Bu bölümde, sığ göl ortamlarında oluşan deformasyon yapıları kum daykları, sokulum yapmış ve kırılmış çakıllar ve yastık yapıları ele alınmıştır ve oluşumları sırasıyla aşağıda sunulmuştur.

2. 1. 1. Kum Daykları

Kum daykları, tipik olarak enine kesitlerde çatlakların kumla doldurulduğu çizgisel yapılar olarak görülürler (Şekil 3). Düşey uzanımları birkaç 10 cm' den birkaç metreye kadar değişir

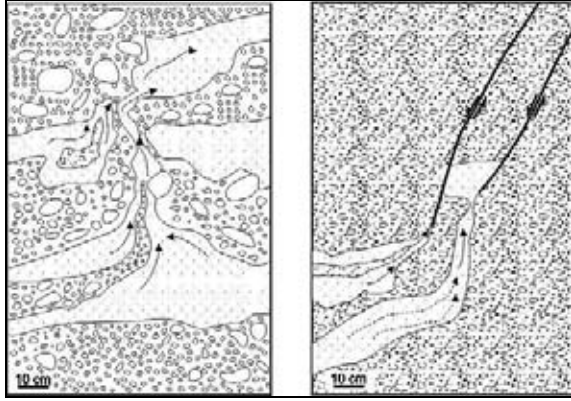
(Audemard and De Santis, 1991; Obermeier et al., 1993). Kumla dolmuş çatlaklar genellikle alttaki bir kum tabakasıyla bağlantılıdır ve dayklar kum tabakası üzerinde belirli litolojilerden oluşan sınırlı bir düzeyi keser. Ana kum sokulumlarının oluşturduğu kum daykları, genellikle, yanal ilişkili oldukları ikincil dayklarla birlikte gözlenir. Ana kum daykları, içerisine sokuldukları tabakaları yukarıya doğru bükler. Bu arada ikincil dayklarla kesilen tabakalar birbirine zıt yönlü bükülmeler gösterirler (Rodriguez-Pascua et al., 2000). Dayklar, sismik şoklarla tetiklenmiş, alttaki tamamen suya doymuş kum tabakasının sıvılaşması ile meydana gelir (Audemard and De Santis, 1991; Obermeier et al., 1993).



Şekil 3. Kum dayklarının oluşumu (Rodriguez-Pascua et al., 2000)

2. 1. 2. Sokulum Yapmış ve Kırılmış Çakıllar

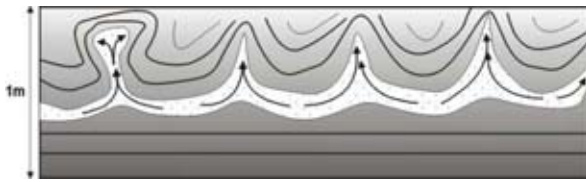
Göl ortamlarının kıyıya yakın, sığ kesimlerinde depolanmış iri taneli kırıntılı sedimanlarda gelişen bu deformasyon yapısı, üstteki sedimanlar içerisine değişik miktarlarda (kumla birlikte) kumlu çakılların sokulumu (Intruded ve fractured gravels) sonucu meydana gelen bir tür çakıl dayklarıdır (Obermeier et al., 1993). Sokulum yapmış kaba kırıntılar ile çevre sedimanlar arasındaki dokanaklar genellikle keskin olup, çakıllar kırıklı bir görüntü sunar. Söz konusu deformasyon, bir su altı yelpaze deltası (fan delta) ortamında depolanmış çakıl ve kumları etkiler. Bu kum-çakıl tabakaları, dar antiformal ve birlikte bulunan kırıkların/fayların varlığıyla belirgindir. Depolanma konumu açısından iri taneli sedimanlar deformasyonun gerçekleştiği sırada belirgin şekilde suya doymuş haldedirler. Çakıl ve kumların sıvılaşması ve akışkan hale geçmesi, bunları çevreleyen bir tabaka olmaksızın meydana gelir (Şekil 4). Yaygın kırılmalar bu iri taneli sedimanların sıvılaşmaya karşı duyarlılıklarının düşük olmasından ileri geldiği şeklinde yorumlanmaktadır (Guiraud and Plaziat, 1993).



Şekil 4. Sokulum yapmış ve kırılmış çakıl yapıları (Rodriguez-Pascua et al., 2000)

2. 1. 3. Yastık Yapıları

Yastık yapıları, yukarı doğru içbükey (konkav), silt ve kumlardan oluşmuş deformasyon yapılarıdır (Şekil 5). Orijinal tabakalanma, taban yüzeyine paralel olarak gelişmiştir ve üstten kesilmişlerdir (Sims, 1975; Davenport and Ringrose, 1987). Şekil 5’ deki yastık yapıları daha düzenli aralıklarla münferit kum tabakalarını keser ve yanal olarak birbirini izleyen bir seri senklinal ve antiklinaller oluşturur. Bu özellik, Montenet et al., (1987) tarafından GD İspanya’daki Neojen göl istifinde sismik şoklardan etkilenmiş tortullarda da gözlenmiştir. Yastık oluşumu, üst üste bulunan bir seri kum tabakasından bazılarının sıvılaşmasıyla ortaya çıkar. Bu tabakalı kumlar, az çok düzenli olarak buldukları yerlerde, sıvılaşmaya uğrayan kumların yukarı doğru akmalarının bir sonucu olarak kıvrılmaya zorlanırlar. Sonuçta ortaya çıkan yastık yapıları, sarsılmaya uğrayan kum-kum ara yüzeylerinde Owen (1996) tarafından deneysel olarak gözlenen yapılarla uyumluluk gösterir.



Şekil 5. Yastık yapıları (Rodriguez-Pascua et al., 2000)

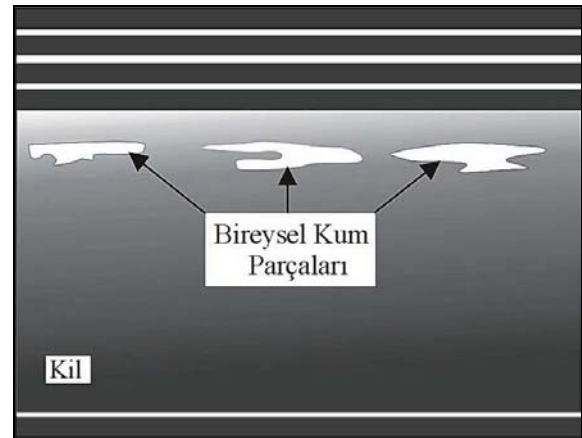
3. DERİN GÖL ÇÖKELLERİNDEKİ DEFORMASYON YAPILARI

Derin göl ortamları, göllerin nispeten derin ve düşük enerjili kesimleridir. Derin göl ortamlarda yalancı yumrular (pseudonodüller), mantarimsı yapılar,

karışmış tabakalar, bozulmuş varv laminaları ve ilmeksi tabakalanma gibi deformasyon yapıları gelişir. Bu yapıların oluşum ve yorumları sırasıyla aşağıda anlatılmıştır.

3. 1. Yalancı Yumrular

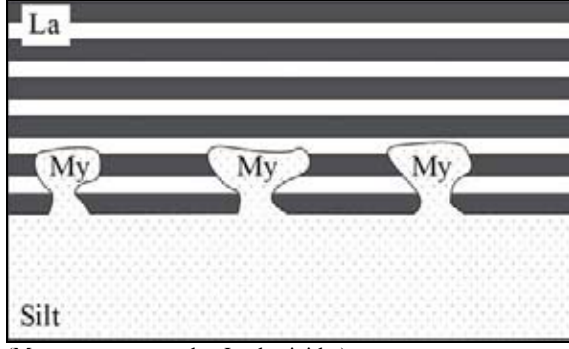
Yalancı yumrular (pseudonodüller), farklı yoğunluktaki bir çökel içerisine gömülmüş değişik şekillerdeki bireysel çökel kütleleridir (Şekil 6). Yalancı yumruların oluşumu Kuenen (1958) tarafından deneysel olarak incelenmiştir. Araştırmacı, sarsıntı etkisi altında killer üzerinde bulunan kumların deformasyon davranışlarını incelemiştir. Laboratuvar koşullarında daha yoğun kumlar bireysel ve çeşitli şekillerdeki kütleler halinde kil içerisine gömülmüşlerdir. Yalancı yumrular Stewart (1963)’a göre, damla ve sarkma yapılarına benzer düzensizlikler gösterirler. Benzer yapılar, Doğu Anadolu Fay Zonu içerisinde bulunan Hazar Gölü çevresinde, Hempton and Dewey (1983) tarafından yapılan çalışmada da tanımlanmıştır.



Şekil 6. Yalancı yumruların şematik görünümü (Kuenen, 1958)

3. 2. Mantarimsı Yapılar

Mantarimsı yapılar diapir şekilli, silt boyu malzemeden oluşmuş üstteki laminitler içerisine sokulum yapmış ve onları şekil bozukluğuna uğratmış yapılardır (Şekil 7). Silti örten laminalı istif sıvılaşmaya karşı düşük hassasiyette olması nedeniyle, sınırlayıcı bir tabaka olarak davranır. Sismik şoklarla tetiklenen siltlerin sıvılaşması, silt tanelerinin yukarıya doğru akmasını ve plastik deformasyona uğramış laminitleri itmesine yol açar. Benzer yapılar Doğu Anadolu Fay Zonu içerisinde bulunan Hazar Gölü’nde (Hempton and Dewey, 1983) ve Burdur Gölü havzalarındaki göl çökellerinde de (Scott and Price, 1988) tanımlanmıştır.



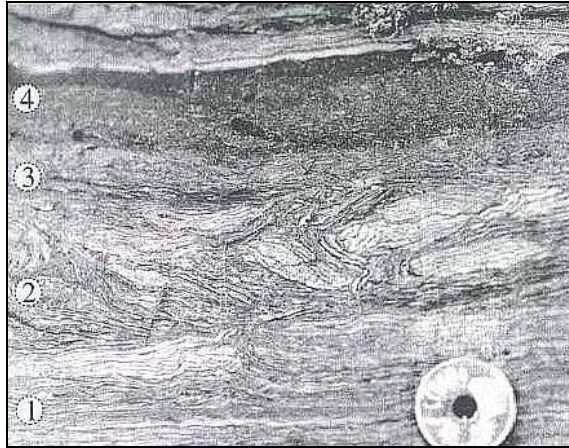
(My: mantarimsı yapılar; La: laminatlar)

Şekil 7. Mantarimsı yapıların şematik görünümü. (Rodriguez-Pascua et al., 2000)

3. 3. Karışmış Tabakalar

Karışmış tabakalar (mixed layers) terimi, Marco and Agnon (1995) tarafından, yukarı doğru geçişli olarak kıvrımlı tabakalardan, kırıntı ve matriks destekli dokular ile deforme olmamış tabakalar arasındaki dereceli geçişi göstermek için kullanılmıştır. Bu yapı, laminatlar içerisinde aşağıdan yukarı doğru dört seviyeye ayrılmıştır (Rodriguez-Pascua et al., 2000);

Bozulmamış taban laminatları,
Kıvrımlı laminatlar,
Kıvrılmış ve parçalanmış laminatlar,
Parça destekliden matriks destekli dokuya değişen dereceli seviye (Şekil 8).

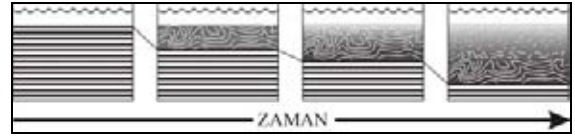


1) Orijinal yapı ve dokusunu koruyan taban laminatları, 2) Kıvrımlı laminatlar, 3) Kıvrılmış ve parçalanmış laminatları, 4) Parça destekliden matriks destekli dokuya kadar değişen dereceli seviye (Rodriguez-Pascua et al., 2000).

Şekil 8. Karışmış tabakaların dört farklı seviyesi

Karışmış tabakanın üst kısmı, keskin bir şekilde yatay laminatlı çökeller tarafından örtülüdür. Sismik şokların neden olduğu düşünülen deformasyon, laminatlı çökelleri tabandan tavana farklı şekillerde etkilemiştir. İlk aşamadaki kuvvet sonucunda konsolide olmamış, ya da az konsolide olmuş

laminatlar kıvrılır. Daha sonra deprem devam ederken kıvrımlanma aşağı doğru göç eder ve eş zamanlı olarak artan makaslama gerilimi ile üstteki kıvrımlı laminatların parçalanmasıyla sonuçlanır. Kohezyonlu çökellerin üst kısmı sıvılaşarak yeniden süspansiyon haline gelir. Kırılan laminatlar daha sonra gelişigüzel dağılırlar. Laminat parçalarının ihmal edilebilecek ölçüde yer değiştirmesi alttaki tabakalar içerisinde daha aşağı konumdaki parçaların orijinal konuma getirilmesi ile desteklenir (Marco and Agnon, 1995). Bu gözlemlerle birlikte karışmış tabaka özelliği gösteren istifin kohezyonlu bir çökeltide deformasyonun aşağı doğru göçünü sağlayan tek bir sismik olay sonucu olduğu yorumlanabilir (Rodriguez-Pascua et al., 2000) (Şekil 9).



Şekil 9. Laminatların zaman içerisinde sismik şoklarla bozulması ve dört farklı seviyenin oluşumu (Rodriguez-Pascua et al., 2000)

3. 4. Bozulmuş Varv Laminatları

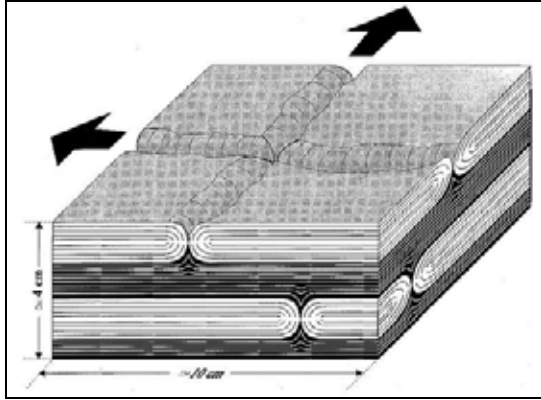
Bozulmuş varv laminatları, tipik olarak laminat istiflerinde gelişir. Laminatlar yanal devamlılıklarını kaybetmeden düzensiz bir şekilde incelmeye ve kalınlaşmaya gösterir (Şekil 10). Laminatların incelmeye ve kalınlaşmaya, sınırlı deformasyonun sonucudur. Düşük açılı normal mikro fayların gelişmesinden de anlaşılacağı gibi, çökellerin sınırlı davranışı ve gevrek davranışı birlikte gerçekleşmiştir. Deformasyonun havzayı sınırlayan fayların devamlı ve aralıklı hareketleri ile ilişkili olduğu düşünülmektedir (Rodriguez-Pascua et al., 2000).



Şekil 10. İncelen-kalınlaşan bozulmuş varv laminatlarının şematik görünümü

2. 2. 5. İlmeksi Tabakalanma

İlmeksi tabakalanma yapısı (loop bedding) bir zincirin halkalarına benzeyen veya üzerinde düğümler bulunan ve bir halat görüntüsü veren belirli aralıklara özgü lamina takımlarından oluşur (Şekil 11). Bu yapı genellikle farklı yaşlardaki ince taneli lamine göl çökellerinde tanımlanmıştır (Cole and Picard, 1975; Gibling et al., 1985). İlmeksi yapılar dört ana tip belirlenmiştir. Bunlar; basit, kompleks ve bunların faylanma ve kırılma ile ilişkili alt kategorilerinden oluşur (Calvo et al., 1998). Marnları üzerleyen lamine tabakalar 30 cm' ye varan büyüklüklerde açılma çatlakları içerir. Laminitlerdeki ilmeksi yapılar birbirini izleyen küçük ölçekli sismik şoklara karşı taşlaşmamış ya da kısmen taşlaşmış lamine çökellerin uzama şeklinde gösterdikleri bir karşı davranış olup, genişleme faylarının yavaş hareketleriyle ilişkili oldukları şeklinde yorumlanır (Rodriguez-Pascua et al., 2000). İlmeksi yapıların farklı her bir alt tipi farklı bir deformasyon davranışını temsil eder. Taşlaşma tamamen sünümlü bir deformasyondan tamamen gevrek bir deformasyona geçerken farklı her bir ilmek yapısı farklı bir deformasyon davranışına karşılık gelir (Calvo et al., 1998). Laminitlerdeki ilmek eksenleri ve gelişmiş fisürlerden ölçülen doğrultular ile havzayı sınırlayan fayların doğrultuları benzer olup, tektonik deformasyonun genel dağılımını açık bir şekilde ifade eder (Rodriguez-Pascua et al., 2000).



Şekil 11. İlmeksi tabakalanma yapısının oluşumu (Calvo et al., 1998)

Yukarıda değinilmeyen diğer deformasyon yapıları ise farklı boyutlardaki kayma-yıkılma (slump) yapılarıdır. Bunlar birkaç milimetrelik laminit paketlerinden birkaç 10 m'lik kalınlıkta bükülmüş tabaka takımlarından meydana gelmiş olabilir. Göl çökellerindeki deprem kökenli deformasyon yapılarına bu tür kayma-yıkılma yapıları dahil edilmez. Çünkü, bunların deprem kökenli olup olmadıkları tartışmaya açıktır (Allen, 1986; Ricci

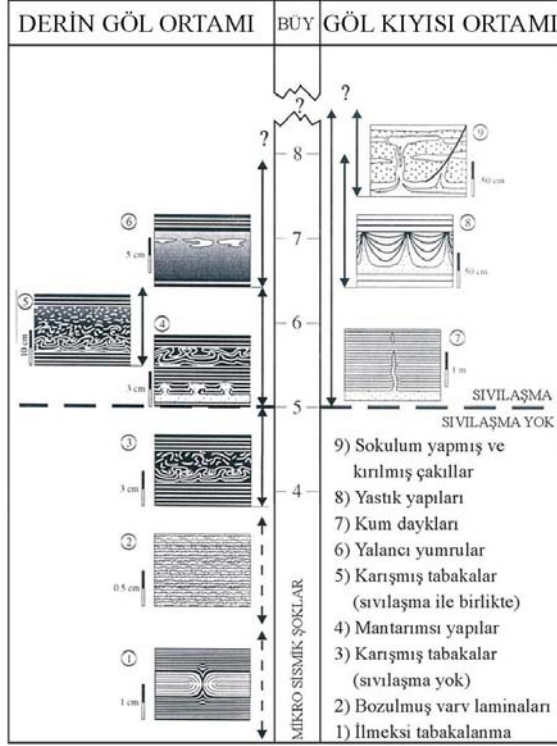
Lucchi, 1995). Gerçekten birçok tektonik ve/veya sedimenter süreç, örneğin; aşırı yüklü kütle akmalarının sürüklenmesi, aşırı çökel yüklenmesi sonucu platformların bükülmesi, eğim kazanması, depremler ve bunlar dışında yamaçlar üzerinde değişikliğe neden olan teğetsel kuvvetler kaymalar için dikkate alınır. Her ne kadar kayma-yıkılma yapılarının yorumlanmasında genel bir belirsizlik varsa da, büyük ölçekli kayma-yıkılma yapıları deprem büyüklüğü açısından yüksek enerjili sismik şoklarla tetiklenmiş olabilecekleri muhtemeldir.

3. DEFORMASYON YAPILARI İLE DEPREM BÜYÜKLÜKLERİ ARASINDAKİ İLİŞKİLER

Deprem kökenli deformasyon yapılarının meydana geldikleri kaya-zemin türleri ve bu yapıların oluşumuna yol açan depremlerin büyüklükleri hakkında oldukça fazla sayıda literatür vardır (Sims, 1975; Hempton and Dewey, 1983; Allen, 1986; Audemard and De Santis, 1991; Cojan and Thiry, 1992; Guiraud and Plaziat, 1993; Obermeier et al., 1993; Marco and Agnon, 1995). Allen (1986), bir havza ölçeğinde yumuşak deformasyon yapılarının ortaya çıkışı ve deprem büyüklükleri ile episantur uzaklıkları arasındaki ilişkilere teorik bir yaklaşım önermiştir.

Şekil 12'de sismik olarak yorumlanan yumuşak deformasyon yapıları ile bunları oluşturan deprem büyüklükleri arasındaki ilişki görülmektedir. Sismik şoklar, derin göl ortamı çökellerinde ve derin kesimlere göre daha farklı fiziksel özellikler sunan sığ göl kıyısı çökellerinde belirgin izler bırakırlar. Atkinson (1984), sıvılaşmayı oluşturacak en düşük deprem büyüklüğünün $M = 5$ olabileceğini ileri sürmüştür. Bu düşünce Audemard and De Santis (1991) tarafından da desteklenmiştir.

Laminit, marn vb. ince taneli derin göl çökellerinde kohezyon ve makaslama gerilimi yüksektir. Farklı türdeki deformasyona karşı olarak laminitler gevrek, plastik ve/veya akma deformasyonu gösterirler. Bu fiziksel özellikler akılda tutularak depremin neden olduğu sarsıntı bu çökelleri farklı şekillerde etkileyecektir. Bu nedenle düşük magnitudlü depremler ($2 > M$), fayların küçük ölçekli hareketleriyle ilgili olup, sünümlüden gevreye uzanan bir yelpazede deformasyona neden olur. Bu deformasyon sonucu ilmeksi tabakalı laminit dizisi meydana gelir (Calvo et al., 1998). Bozulmuş varlı laminalar ise biraz daha yüksek deprem büyüklüğünü ($3 > M$) gerektirir. Çünkü deformasyon tam anlamıyla laminanın uzamasını yansıtmaz.



Şekil 12. Göl çökellerinde meydana gelen deprem kökenli deformasyon yapıları ile bu yapıların oluşumuna neden olan depremlerin büyüklükleri arasındaki ilişkiler (Rodriguez-Pascua et al., 2000)

Fakat aynı zamanda çekme gerilmesi altında iç yapı bozukluğu ve yavaş yavaş olan tektonik kuvvetleri çağrıştırır. Daha yüksek deprem magnitüdüleri, kohezyonlu laminitleri sünümlü-gevrek deformasyona maruz bırakır. Bu deformasyon daha çok düşey kuvvetler etkisinde gerçekleşir ve sonuçta sıvılaştırılmış birimlerin olmadığı karışmış tabakalar meydana gelir. Marco and Agnon (1995) tarafından elde edilmiş sonuçlara göre, laminit istiflerinin sıvılaştırmasını tetiklemek için 5 veya daha büyük depremler gereklidir. Bu yazarlar, ölüdeniz Grabeni'nde, Lisan formasyonundaki varv benzeri laminitlerde çökel sıvılaştırması gösteren karışık tabakaların en az 5.5 büyüklüğünde bir depremle meydana gelebileceğini ortaya koymuşlardır. Mantarimsı yapıların meydana geldiği laminitlerle ardaldı marınların sıvılaştırması biraz daha küçük deprem büyüklüklerinde ($5 \leq M$) gerçekleşir (Hempton and Dewey, 1983).

Daha önce Kuenen (1958) tarafından da ayrıntılı olarak incelenen ve klasik bir deformasyon yapısı olan yalancı yumruların oluşabilmesi için Hempton and Dewey (1983)'e göre 6.5'ten daha fazla bir deprem büyüklüğü gereklidir.

Sığ göl kıyısı tortullarındaki deprem kökenli deformasyon yapıları, kumların ve az da olsa çakıl

boyutundaki kaba tanelerin sıvılaştırmasının bir sonucu olduğu genel bir kabul görmüştür (Obermeier et al., 1993). Kum ve çakıllar daha az kohezyonlu olup; doğal makaslama kuvvetlerinin, laminitlerle birlikte bulunan çökellere kıyasla belirgin bir şekilde daha düşük olduğu sedimanlardır. Göl ve akarsu tortullarında meydana gelen kum dayklarının büyüklüğü 5-8 arasında olan depremlerle ilişkili olarak geliştiği yorumlanmıştır (Audemard and De Santis, 1991; Obermeier et al., 1993). Deniz kıyısı, delta ve akarsu çökellerinde meydana gelmiş yastık yapıları için de benzer deprem büyüklükleri (5.5-8) önerilmiştir (Cojan and Thiry, 1992; Guiraud and Plaziat, 1993; Obermeier et al., 1993). Sıvılaştırmaya karşı düşük duyarlılıktaki çakıl boyutlu iri taneli sedimanlarda çakılların çevre sedimanlar içerisine yukarı doğru sokulum yapması ve çakıl kırılması şeklindeki deformasyon için daha yüksek deprem büyüklükleri ($M \geq 7.5$) öngörülmüştür (Guiraud and Plaziat, 1993; Obermeier et al., 1993).

4. SONUÇ VE ÖNERİLER

Sismit olarak adlandırılan sedimantasyonla eş yaşlı deprem kökenli deformasyon yapıları paleosismolojik çalışmalarda yaygın bir şekilde kullanılmaktadır.

Göl çökellerinde oluşan sismitlerin dağılımının gölün derinliği ile ilişkili olduğu görülmektedir.

Deformasyon yapıları ile deprem büyüklükleri arasındaki ilişki kurulurken sıvılaştırmanın oluşabileceği deprem büyüklüğü $M = 5$ olarak esas alınmıştır.

Sismitler ile ilgili yapılan çalışmalarda; ilmeksi tabakalanma ve bozulmuş varv laminaları; mantarimsı yapılar ve karışmış tabakalar; $6.5 < M > 5$, kum daykları; $M > 5$, yastık yapıları ve yalancı yumrular; $8 < M > 6.5$, sokulum yapısı ve kırılmış çakıl yapıları; $M > 7.5$ büyüklüğünde depremlerle oluşabilecekleri ortaya konulmuştur.

Türkiye'de bu tür çalışmalar çok sınırlıdır. Batı Anadolu graben dolgularında (Neojen-Kuvaterner) bu tür yapıların bol miktarda olduğu düşünülmektedir. Yapılacak benzer çalışmalar, Batı Anadolu'nun ve Türkiye'nin depremselliğinin anlaşılmasına katkıda bulunacaktır. Büyük bir kısmı deprem riski altında olan ülkemizin gelecekte karşılaşılabileceği deprem büyüklüklerinin belirlenmesi için, Özellikle Neojen-Kuvaterner yaşlı çökellerdeki sismitlerin ayrıntılı olarak incelenmesi gerekmektedir.

5. KAYNAKLAR

- Allen, J. R. L. 1986. Earthquake Magnitude-Frequency, Epicentral Distance, and Soft-Sediment Deformation in sedimentary basins. *Sedimentary Geology*, 46, 67-75.
- Atkinson, G. 1984. Simple Computation of Liquefaction Probability for Seismic Hazard Applications. *Earthquake Spectra* 1, 107-123.
- Audemard, F.A., and De Santis, F., 1991, Survey of Liquefaction Structures Induced by Recent Moderate Earthquakes. *Bull. Int. Assoc. Engn. Geol.* 44, 5-16.
- Calvo, J. P., Rodriguez-Pascua, M. A., Martin-Velazquez, S., Jimenez, S. and De Vicente, G. 1998. Microdeformation of Lacustrine Laminite Sequences From Late Miocene Formations of SE Spain : an Interpretation of Loop Bedding. *Sedimentology*, 45, 279-292.
- Cojan, I. and Thiry, M. 1992. Seismically induced Deformation Structures in Oligocene Shallow-Marine and Eolian Coastal Sands (Paris Basin). *Tectonophysics*, 206, 79-89.
- Cole, R. D. and Picard, M. D. 1975. Primary and Secondary Structures in Oil Shale and Other Fine Grained Rocks, Green River Formation (Eocene), Utah And Colorado, Utah. *Geol.* 2, 49-67.
- Davenport, C. A. and Ringrose, P. S. 1987. Deformation of Scottish Quaternary Sediment Sequences by Strong Earthquake Motions. In: Jones, M. E., Preston, R. M. F. (Eds.), *Deformation of Sediments and Sedimentary Rocks*, Geol. Soc. Spec. Publ. 29 Blackwell, Oxford, pp. 299-314.
- Gibling, M. R., Tantisukrit, C., Uttamo, W., Thanasuthipitak, T., and Haraluk, M. 1985. Oil Shale Sedimentology and Geochemistry in Cenozoik Mae Sot Basin, Thailand. *Am. Ass. Petr. Geol. Bull.* 69, 767-780.
- Guiraud, M. and Plaziat, J. C. 1993. Sismite in the Fluvial Bma Sandstone: Identification of Paleoseismicity and Discussion of Their Magnitudes in a Cretaceous Synsedimentary Strike-slip Basin (Upper Benue, Nigeria). *Tectonophysics* 225, 493-522.
- Hempton, M. R. and Dewey, J. F. 1983. Earthquake-Induced Deformational Structures in Young Lacustrine Sediments, East Anatolian Fault, Southeast Turkey. *Tectonophysics*, 98, T14-T17.
- Kuenen, P. H. 1958. Experiments in Geology. *Trans. Geol. Soc. Of Glasgow* 23, 1-37.
- Marco, S. and Agnon, A. 1995. Prehistoric Earthquake Deformations Near Masada, Dead Sea Graben. *Geology*, vol. 23, No. 8, pp. 695-698.
- McCalpin, J. P. 1996. *Paleoseismology*: Academic Press, San Diego, 588 p.
- Montenet, C., Ott D'Estevou, P. and Masse, P. 1987. Tectonic-Sedimentary Characters of the Betic Neogene Basins Evolving in a Crustal Transcurrent Shear zone (SE Spain). *Bull. Centres Rech. Exp. Prod. Elf-Aquitaine* 11, 1-22.
- Obermeier, S. F., Martin, J. R., Frankel, A. D., Youd, T. L. , Munson, P. J., Munson, C. A. Pond, E. C. 1993. Liquefaction Evidence for one or More Strong Holocene Earthquakes in the Wabash Valley of Southern Indiana and Illinois, With a Preliminary Estimate of Magnitude. *US Geol. Surv. Prof. Paper* 1536, 27pp.
- Owen, G. 1996. Experimental soft-Sediment Deformation: Structures Formed by the Liquefaction of Unconsolidated Sands and Some Ancient Examples, *Sedimentology*, 43, 279-293.
- Ricci Lucchi, F. 1995. Sedimentological Indicators of Paleoseismicity. In: Serva, L., Slemmons, D. B. (Eds.), *Perspectives in Paleoseismology*, Association of Engineering Geologists Special Publication, No: 6. pp.7-17.
- Rodríguez-Pascua, M. A., Calvo, J. P., De Vicente, G., and Gómez-Gras, D. 2000. Soft-sediment Deformation Structures Interpreted as Sismite in Lacustrine Sediments of the Prebetic Zone, SE Spain, and Their Potential use as Indicators of Earthquake Magnitudes During the Late Miocene, *Sedimentary Geology* (135)1-4, pp. 117-135.
- Scott, B. and Price, S. 1988. Earthquake-induced Deformational Structures in Young Sediments. *Tectonophysics*, 147, 165-170.
- Seilacher, A. 1969. Fault-graded Beds Interpreted as Sismite. *Sedimentology* 13, 155-159.
- Sims, J. D. 1973. Earthquake-induced Structures in Sediments of Van Norman Lake, San Fernando, California. *Science*, 182, 161-163.
- Sims, J. D. 1975. Determining Earthquake Recurrence Intervals From Deformational Structures in Young Lacustrine Sediments. *Tectonophysics*, 29, 141,152.
- Stewart, A. D. 1963. On Certain Slump Structures in the Tortonian Sandstones of Apple-cross. *Geol. Mag.*100, 205-218.
- Takahama, N., Otsuka, T. and Brahmantyo, B. 2000. A New Phenomenon in Ancient Liquefaction-the Draw-in Process, its Final Stage. *Sedimentary Geology* 135, 1-4, 157-165.
- Ulusay, R. 2001. Uygulamalı Jeoteknik Bilgiler, Jeoloji Mühendisleri Odası Yayını, No; 38, 4. Baskı, Sayfa, 384, Ankara.