

# DERİN - DENİZ ÇÖKELLERİ

MUHİTTİN ŞENALP — MEHMET FAKIOĞLU

Maden TeĖkik ve Arama Enstitüsü, Ankara

## GİRİŞ:

Bu yazımızda, "derin-deniz çökelleri" sözcüğü ile yaklaşık 200 m derinlik çizgisinin altında, kıta yamacı, kıta yükselemi ve okyanusların abisal bölgelerinde birikmiş olan çökeller tanımlanmak istenmektedir. Sığ ve derin-deniz çökelleri arasındaki sınır kabaca kıta sahanlığı ile kıta yamacı arasındaki sınıra karşılık gelir. Kıta sahanlığı ile kıta yamacı arasındaki sınırın belirsiz olduğu bölgelerde, koşullar daha karmaşıktır. Bununla beraber, özellikle, gelişen deniz teknolojisi yardımıyla güncel denizel çökellerin daha iyi incelenmeleri, çökellerin niteliklerinin su derinliğinden çok, çökme bölgelerini karaya olan uzaklıkları ile etkilendiklerini göstermiştir. Bu nedenle, derin-deniz bölgelerinin ve buradaki çökellerin, türedikleri kara kütlelerine olan uzaklıkları göz önünde tutularak yeni bir sınıflamanın geliştirilmesi düşünülmüştür. Çizelge - 1 de görülen konular ayrı ayrı ele alınmakla beraber yazarların türbiditlere karşı duydukları özel ilgi nedeniyle türbiditlere geniş bir bölüm ayrılmıştır: Bunun nedeni ise, türbiditlerin ekonomik yönden (özellikle petrol) günden güne artan bir değere sahip olmalarıdır. Bu çökellerin iyi etüt edilmesi, Alp dağılım kuşağı üzerinde bulunan Türkiye'nin pek çok jeolojik sorunlarının aydınlığa kavuşmasında son derece yararlı olacaktır.

## DERİN - DENİZ ÇÖKELLERİNİN SINIFLANDIRILMASI

Derin-deniz çökellerinin sınıflandırılması ile ilgili bilinçli bir sınıflama ilk kez Murray ve Renard (1891) tarafından yapılmış olup, bugüne kadar yaygın olarak kullanılmıştır. Re-

velle (1944) söz konusu sınıflamaya küçük bir değişiklik getirmiştir. Günümüzde yapılan yoğun derin-deniz araştırmalarının sonucunda elde edilen bulgular, yeni ve anlamlı bir sınıflamanın yapılmasının gerekliliğini ortaya koymuştur. Yeni sınıflamayı gerektiren en önemli husus, "kırmızı kil" ve "kaba-taneli çökeller" terimlerinin yeni sınıflamada sağlıklı olarak yerlerini bulacağı kanısının yaygın olmasındandır. Biz bugün için bile derin-deniz çökellerinin iki büyük grup altında toplanmalarının yararlılığına inanmaktayız. Bunlar; 1) Pelajik ve 2) karasal çökellerdir. İkinci gruba giren çökellerin büyük bir kısmı karadan türemiş ve değişik yollarla derin-deniz bölgelerine taşınmış kırıntıları içerir. Sınıflamada kabul edilen temel ilkeye göre "pelajik" gruba giren çökellerin bileşiminde %30'dan daha az oranda, tane boyları 0.01 mm den daha büyük, ml ve kum boyunda gereç bulunur. Bugünkü bilgilerimiz ışığında en iyi sınıflamayı Shepard (1963) önermiştir (Çizelge - 1).

Kuenen (1950)'e göre pelajik ve terijen çökellerin dağılımı, öncelikle kara kütlelerinden olan uzaklık ve ortamın topoğrafik şekli ile denetlenir. Çökellerin dağılımında çökme ortamının su derinliği ikinci derecede önemlidir. Örneğin tamamen karalarla çevrelenmiş dar ve derin havzalarda (derindeniz hendekleri, Akdeniz), terijen çökellerin kalınlığı 5.000 m. ye ulaşabilir. Diğer taraftan kıyıda çok uzak pelajik bölgelerde, deniz seviyesinin yüzlerce metre altındaki deniz altı yükseltilerinde tipik pelajik çökeller yığılmış olabilir.

Çizelge - 1 Derin - deniz çökellerinin sınıflandırılması

**PELAJİK**

<b>Kahverengi kil</b>	(yüzde 30 dan az biyojenik gereç içerir)
<b>Diyajenetik çökeller</b>	(başlıcalarını deniz suyu içerisinde kristallenmiş mineraller oluşturur, örneğin filipsayt ve manganez yumruları)
<b>Biyojenik çökeller</b>	(yüzde 30 dan fazla organizma kalıntılarını içerir)
<b>Foraminiferli çamurlar</b>	(yüzde 30 dan fazla kalkerli organizmalar içerir .Tersiyer yaşlı çökeller de özellikle boldur, genellikle Globigerina'lı çamurlar adı verilir)
<b>Diyatom'lu çamurlar</b>	(yüzde 30 dan fazla silis kabuklu organizmaları, özellikle Diyatomları içerir)
<b>Radyolarya'lı çamurlar</b>	(yüzde 30 dan fazla silis kabuklu organizmaları, özellikle Radyolaryaları kapsar)
<b>Mercan resifleri döküntüleri</b>	(resiflerin kenarlarından yıkılma ve kopmalarla türemiştir)
<b>Mercan kumları Mercan çamurları</b>	

**TERİJEN**

<b>Karasal çamurlar</b>	(yüzde 30 dan fazla ve karadan türemiş oldukları kuşku götürmeyen bol mil ve kumları içerirler)
<b>Yeşil çamurlar</b>	
<b>Siyah çamurlar</b>	
<b>Kırmızı çamurlar</b>	
<b>Türbiditler</b>	(karalardan veya deniz altındaki yüksekliklerden türeyen bulantı akıntıları yardımı ile çökelmişlerdir).
<b>Kayma çökeleri</b>	(derin denize kayma ve yıkılmalarla taşınmışlardır)
<b>Deniz buzulları</b>	(buzul kütlelerinin içinde saklanmış ve karadan türemiş gerecin, buzulların erimesi ile deniz diplerinde birikmesi ile oluşurlar).

## Foraminifer'li (kalkerli) çamurlar

Globigerina'lı çamurlar en yaygın kalkerli çamurlar olup hemen hemen bütün derin-deniz çökellerinde iyi gelişmişlerdir. Bu çökeller içindeki  $\text{CaCO}_3$  oranı %30 dan fazla olup 1 gr kurumuş çökel içerisinde 6.000 den fazla foraminifer kabuğu bulunur.

Globigerina'lı çamurlarda planktonik foraminiferler çok bol olarak bulunur. Hernekadar planktonik Foraminifer'ler, miktar bakımından çok fazla iseler de türlerinin sayıları çok sınırlıdır. Halbuki çok daha az miktarlarda (çökellerin tüm hacminin %1'i kadar) olan bentonik Foraminifer'ler tür bakımından daha fazladır (Tablo-2).

Çizelge 2: Globigerina'lı çamurlar içindeki foraminifer türlerinin sayısı.

	Toplam miktar	Türlerin sayısı
Planktonik foraminifer	% 60 a kadar	12-23
Bentonik foraminifer	% 1'i kadar	89-119

Deniz tabanındaki çökeller içinde bulunan türlerin karakterleri ve bulunuşları, üstteki su seviyelerindekilere ne derece karşılık gelebileceği sorunu henüz açıklık kazanmamıştır.

Çoğu araştırmacılar, genellikle aynı foraminifer türlerinin, hem çökeller içinde ve hem de üstteki su sütünü içerisinde bulunduğu kamsındadırlar. Foraminifer'lere ek olarak, kalkerli çamurlar bazı yerlerde Pteropods ve Heteropods kabuklarını da içerirler. Bunlar, Atlantik'in ekvatora yakın bölgelerindeki çökellerin toplam hacminin %30 unu oluştururlar. Önemli miktarlarda bu organizmaların kabuklarını kapsayan çökelere "Pteropod'lu çamur" adı verilir ve bu çökellerin Globigerina'lı çamurlara oranla daha sığ ortamları simgelediği kabul edilir. Pteropod çamurları deniz altındaki yükseltiler üzerinde boldurlar.

Yazıda "çamur" deyimi, "ooze" anlamında kullanılmıştır. Örneğin, Atlantik Okyanusundaki volkanik kökenli tepeler (en önemlisi Atlantik Ortası Sırtı) ya da sırtlar üzerindeki çukurluk ve düzlükler üzerinde önemli sayılabilecek kalınlıklara erişebilirler. Kokolitli çamur denen çökeller ise ortalama %60 oranında Flagellat (Coccolites) kabuklarını içerir. Kokolitli çamurların en bol olarak bulunduğu yerler Akdeniz ile Atlantik'in tropikal bölgeleridir.

Kalkerli çamurlar, bol miktarda iskelet halinde karbonat içermelerinin yanı sıra ince-taneli kalsit minerali de bulundurlar. Bu mineraller organik yapının izlerini taşımazlar; kimyasal kökenlidirler; özellikle aragonit bileşimindeki organizma kabuklarının, aragonitin duraysız olması nedeniyle eriyerek suya karışması ve sonra daha duraylı kalsit olarak kristalleşmesi ile oluştukları düşünülebilir.

Ekvatora yakın, düşük coğrafik enlem kuşaklarında deniz suyunun sıcaklığının yüksek olması daha fazla karbonatın erimesine yol açacağından, bu bölgelerdeki Globigerina'lı çamurlar daha yüksek enlem kuşaklarındakilere oranla daha iri tanelidirler. Globigerina'lı çamurların tane boyundaki farklılık, çökelmiş oldukları bölgenin topoğrafik yüksekliklerinin farklı olmasından da ileri gelir. Topoğrafik olarak yüksek bölgelerde çökelen Globigerina çamurları, alçak bölgeler

de ve çukurlarda çökelenlere oranla daha iri tanelidir; çünkü ince taneli gereç yüksek bölgelerde yıkanmış ve daha alçak topoğrafyalı bölgelerde çökelmiştir. Erimeyen artıkların ince taneli gereçte özellikle bol olması nedeni ile bu gerecin yüksek bölgelerden yıkanması sırasında erimeyen bu artıkların büyük bir kısmı da ince gereç ile birlikte süpürülüp derinlerde çökeltir. Bu nedenledir ki iri-taneli Globigerina çamurları kalsiyum karbonat bakımından ince tanelilere oranla daha zengindir. Globigerina çamurlarının ortalama bir bileşimi Çizelge - 3 de sunulmuştur.

Çizelge 3: Globigerina çamurlarının ortalama kimyasal bileşimi (R. Revelle 1944 den alınmıştır)

	En fazla %	En az %	Ortalama %
$\text{SiO}_2$	0.72	0.08	0.47
$\text{Al}_2\text{O}_3$	1.35	1.22	0.78
$\text{FeO}, \text{Fe}_2\text{O}_3$	1.08	0.51	1.08
MgO	0.16	0.10	0.13
CaO	54.52	53.12	53.82
$\text{CO}_2$	43.10	41.69	42.87

Yüksek coğrafi enlemlere (kutup gölgelerine) doğru Globigerina'lı çamurlar içindeki ötijen  $\text{SiO}_2$ 'in oranı, diyatom kabuklarının sayısının artması nedeni ile belirgin bir artış gösterir. Ortalama olarak Hint ve Pasifik Okyanuslarının Globigerina'lı çamur kapsamı, Atlantik Okyanusununkine oranla daha fazladır.

Kalkerli çamurlar su derinliği 7.000 m den daha fazla olan bölgelerde bile görülebilmektedir. Buralarda kalkerli çamurların oranı %70'e kadar erişebilmektedir. Bununla beraber bu çamurlar kuşkusuz sığ-su kökenli gerecin yeniden çöktüğünü gösterirler. Kalker kabukların, erimesini (korozyon) gösteren pek çok belirtiler vardır. Bu durum, bu derinliklerde karbonatın duraysız olduğunu simgeler (Kompensasyon derinliği).

Globigerina'lı çamurların dağılımı hakkında çok miktar-bugüne dek tartışma konusudur. Zen (1959), Peru-Şili hendeği içindeki derin-deniz karbonat çökelleri içinde az oranda dolomitin diğer karbonat mineralleri ile birlikte bulunduğunu söylemiştir.

Globigerina'lı çamurların dağılımı hakkında çok miktarda bilgi ve veri vardır. Bunlar, ekvator bölgelerinde, kuzey Atlantik'te, Hint Okyanusunun batı kesimlerinde ve Pasifik'in güney bölgelerinde sürekli bir örtü oluşturur. Diğer bölgelerde örneğin Kuzey Pasifik'te özellikle yüksek bölgelerde yerel ve sınırlı bulgular olarak, sürekli kil örtüleri ya da sürekli diyatomeli çamur yamaları arasında görülür.

## Diyatomeli ve Radyolaryah çamurlar

Diyatomeli çamurlar, iki önemli silisli çamur türünden birincisini oluştururlar. Bunlar, kısmen pelajik kısmen de karasal kökenli çökellerdir. Diyatomeli çamurlar daha yüksek coğrafi enlemlerde (kutup bölgesine yakın) ve kaba taneli buzul gereçlerinin fazla olduğu bölgelerde yayılmış olduklarından, diyatomeli çamurlar diğer pelajik çökelere oranla daha fazla kumlu ve killi karasal çökeller içerirler.

Değişken, fakat genellikle yüksek oranlardaki kil ve mil boyu karasal çökeller, Radyolaryah kabukları ve sünger spi-

külleri sürekli olarak diyatomeli çamurlarla karışmış olarak bulunurlar. Diyatom kabukları kimyasal duraylıklarının düşük olması nedeniyle kolayca erirler. Taze olarak çökelmiş diyatom kabuklarının aşınmaya uğramış oldukları pek çok araştırmacı tarafından gözlenmiştir. Bunlar, çökellerin içinde tümü ile erirler ve SiO<sub>2</sub> in yalancı-şekilsiz jel kütlesi biçimine dönüşürler. Yukarıda sözü edildiği gibi, diyatomeli çamur, başlıca mil boyundadır ve ortalama olarak %0,06 kum, %0,058 mil ve %0,06 kil bileşenleri içerir.

Diyatomeli çamurlar phytonlankton (bitki plankton) veriminin zooplankton (hayvan plankton) verimine oranla daha baskın olduğu bölgelerde ve karasal çökelenin biyojenik çökelmeyi gizleyecek derecede çok olmadığı bölgelerde çökellerler. Bunlardan birinci koşulun yerine getirilmesi için mutlaka yüksek enlem bölgelerine gitmeye gerek yoktur. Bu koşullar kıyı bölgelerinde de var olabilir. Yalnız ikinci koşul olan karasal gerecin kısıtlanması, kıyı bölgelerinde çok sınırlıdır. Her iki koşulun sağlandığı yerler, kutup bölgelerinde özellikle Antartik Okyanusunun çevresinde sürekli bir kuşak olarak görülür. Bu bölgelerde, denizel kökenli buzullardan olan çökeltme önemlidir. Pasifik Okyanusunda da diyatomeli çamurların çökelediği kuşak yine Arktik bölgelerin çevresindedir. Kutuplara yakın bölgelerde çökelen diyatomeli çamurlar, kutuplara doğru deniz-buzulu çökellerine, ekvatora doğru ise Globigerina'nı çamur ve kırmızı killere geçerler. Başlıca diyatomlardan oluşan çökeller aynı zamanda yersel ve sınırlı havzalar biçiminde Kuzey Amerika'nın batı kıyılarında da görülebilir. Bu bölgenin phytoplanktonları buraya gelen gıda-taşıyan akıntılar nedeni ile aşırı bolluktadırlar ve aynı zamanda bu bölge, çevresindeki kırıntılı karasal çökeltmeden de bir dereceye kadar korunmuştur. Diyatomların üremesi, aynı zamanda deniz-altı volkanizması ve deniz-altı sızmaları ile de artırılabilir. Bu faaliyetler, diyatomların kabuklarının gelişmesi için gerekli olan gerecin deniz suyuna karışarak zenginleşmesini sağlarlar. Diyatomeli çökellerin laminalı oluşları, phytoplankton'un üremesi ve çoğalmasının, mevsimlik değişimlere bağlı olduğunu ortaya koyar.

Radyolaryalı çamurlar, kırmızı kilin değişik türüdür ve hacminin %20 sinden fazlasını Radyolaryalı kabukları ile diatomeler ve sünger spikülleri oluşturur.

Radyolaryalı çamurların çökmesi için gerekli koşullar kırmızı killerin çökmesi için gerekli koşullara çok benzerler. Radyolaryalı çamurlarının en yaygın olarak çökelediği bölgeler Pasifik okyanusunun ekvatora rastlayan kesimleridir. Daha küçük oluşumlar Hint Okyanusunda, özellikle Doğu Hindistan Arşipelago'sunun güneybatısında görülür.

#### Kahverengi kil (kırmızı kil)

Kahve rengi killer, derin-deniz çökellerinin en yaygınlarından ve en ilginç olanlarından biridir. Aşağıda açıklanacağı gibi kahve rengi killer çok değişik yollarla oluşabilirler.

- 1 — Kalkerli çamurların erimesinden arta kalan ve erimeyen artıkların birikmesiyle,
- 2 — Denizel hidrojenik bileşenlerden; bu bileşenler deniz suyunda sürekli asılı olarak bulunurlar, kısmen kırıntılı, ve kısmen de kimyasal ya da kolloid kökenlidirler.
- 3 — Bozmuş volkanik gereçten.
- 4 — Kozmik gereçten

5 — Yukarıda sayılan tüm gerecin oksitleşmesi ya da su altında bozuşmaları ile (halmyrolysis).

Yukarıda sayılan maddelerde açıklıkla görülebildiği gibi, kahverengi killer değişik kökenli olabildikleri için bunların kimyasal bileşimleri de birbirlerinden farklı olacaktır.

Kahverengi (kırmızı) kil, adını, bu killerin içlerinde bulunduğu manganez miktarına bağlı olarak, renklerinin tuğlakırmızısından (Atlantik) çikolata rengine kadar değişmeleri nedeniyle almıştır.

Kahverengi killer içinde bulunan gerecin tane boyu dağılımı şu şekildedir Kum %0 (ya da eser miktarda), mil %17,3, kil %82,7.

Kahverengi killer, çok yavaş çökelmeleri nedeniyle içlerinde bol miktarlarda yardımcı mineraller kapsarlar. Bunların en önemlileri volkanik kökenli olduklarına inanılan feldspatlar, ojitler, epidot, garnet, manyetit, zirkon, turmalin vb. ve otijenik bileşenler (glokonit taneleri, bol miktarda manganez minerallerinin taneleri, palagonit ve filipsit) dir. Bu minerallere ek olarak kahverengi killer kozmik kökenli parçacıklar içerirler. Volkanik adalara yakın bölgelerde ve okyanus tabanının geniş alanlarında, örneğin Kuzey - Batı Pasifik'te, ya da derin - deniz hendeklerinin çok yakın bölgelerinde, kahverengi killer mil boyu mertebesinde pek çok volkanik parçacıklar kapsarlar. Bu durum, onun tümü ile olmasa bile hiç kuşkusuz büyük ölçüde volkanik kökenli olduğunu ortaya koyar. Kahverengi killerin farklı kökenli oluşları, farklı mineral bileşimlerinde oluşlarıyla ortaya çıkar. Bununla beraber, mineral bileşimlerindeki bu farklılık, beklenildiği kadar büyük değildir. Çünkü, su altındaki bozuşma işlemleri (halmyrolytic) ve bu işlemler sırasındaki iyon alış veriş türü kökendeki kahverengi killerin mineralojik bileşimlerini birbirine yaklaştırır. Genellikle, kahverengi killer içerisinde illit, montmorillonit oranla daha fazladır, yalnız volkanik kökenli kahverengi killerde montmorillonit, illit ve kloritten daha fazladır. Atlantik Okyanusunun kahverengi killeri içinde seyrek bile olsa bol miktarda kaolinit bulunmuştur.

Suzuki - Kıtazaki (1954), Pasifik okyanusu'nun kahverengi killerinin alofan grubunun şekilsiz mineralleri ve yeni oluşmuş illit ve kuvarstan yapılmış olduklarını söylemiştir. Kil parçacıklarının otijenesisi (authigenesis = minerallerin şimdiki buldukları yerde oluşmasıdır. Bu olay çökellerin gömülmesinden ve katılaşmasından önce kimyasal veya biyokimyasal değişmeler yardımıyla olur) bugün bile bir sorun olmakta devam etmektedir. Bazı araştırmalar otijenesis'in (authigenesis) kahverengi killerin en son bileşimleri üzerinde ve yeni kil minerallerinin ortaya çıkmasından son derece etken olduğunu kabul etmişlerdir. Bugünkü aşamada kırmızı killerin en önemli bileşeninin, en ince allojenik (dış kaynaklı) karasal kırıntılılar ile değişik miktarlardaki bozmuş volkanik malzeme olduğu kanısı yaygındır.

Kahve rengi killer, önemli miktarlarda kalker ve silis bileşimli kabukların çökmediği bölgelerde de çökebilirler. Bu koşullara özellikle soğuk sularda ve kalker bileşimli kabukların eridikleri derinliklerde (kompensasyon derinliği) rastlanılır. Gerçekte, kırmızı killer, diğer bütün derin-deniz çökellerinin en duraylı ve erimeyen kalıntıları olarak ele alınır. Deniz altı aşınma işlemlerinin (halmyrolysis) bir ürünü olarak bileşim yönünden, diğer çökellerin iyi bilinen oksitleşme düzeylerini andırırlar.

Pasifik'in bazı kesimlerinde, sıkı tutturulmuş çökeller, taban yüzeyinde bulunmuştur. Bunların, fillipsit çimento ve bol miktarda volkanik gereç, cam ve diğer bazı denizel aşınmaya uğramış bileşenlerle tutturulduğu anlaşılmıştır, ve Pasifik'in bazı yerlerinde görülen sürekli volkanik örtünün kalınlıkları olduğu düşünülmektedir.

Kahverengi çamurun kökeni sorusu, denizaltı aşınmasının kiyle (halmiroliz) yakından ilgilidir. Deyim çok sık kullanılmakla beraber, hangi işlemleri içerdiği kesinlikle belirlenmemiştir. Buna karşın "sualtı oksidasyonu" ve "halmiroliz" deyimlerinin aşağı yukarı özdeş olduğu söylenebilir. Halmiroliz aslında serbest oksijen içeren sulardaki oksitlenmedir. İlk bilgiler, bazik cam ile, mavi ve gri çamurların üzerindeki kırmızı - kahverengi halka bulgularından türetilmiştir. Oksitlenme ürünleri arasında +3 değerli demir; +2 değerli demir, manganez, alkali ve suyun tersine artar. Öteyandan Ca, Mg, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ve biraz da SiO<sub>2</sub> yüzdesi düşer. Deniz çökellerinde aşağıdaki değişimler gözlenmiştir

1 — Çamur minerallerindeki +2 değerli demirin, koyu renkli mineraller ve çoğu zaman sideritin azalmasında rol oynayan "salt oksitlenme".

2 — Asit volkanik camların kuvars, kaolonit, illit ve analit (1:2:2:0.5 oranında) karışımına dönüşmesi. Başkalaşım ürünleri arasına opal de girebilir.

3 — Bazik-volkanik camın, klorit, illit mineralleri, + 3 demir ve fillipsit karışımından oluşan "palagonit'e" dönüşmesi.

4 — Elementlerin yayılımı ve üst düzeylerin demir ve manganezce zenginleşmesi.

5 — Plajiyoklazların ortoklazlara dönüşmesi, volkanik camdan illit ve muskovitin türemesi gibi özel başkalaşımalar.

Halmiroliz işlemlerinin şiddeti, çökelenin hızı, tanecikleri boyu ve deniz suyundaki serbest oksijenin oranından etilenir. Yavaş çökeltme, kolloid boyda taneciklerin en küçüklerinin ve ortalama serbest oksijenin sudaki varlığı, şiddetin artmasına yardımcı olur. Kahverengi çamurun yığılması için en iyi ortam koşulları bunlardır. Köken volkanik, karasal ya da otijenik olsun, şurası kesindir ki; son ürün halmiroliz işlemleri sonucunda homojen bir hal alır. Demirin oksitlenmesi ve buna bağlı kırmızı-kahverengi renk, az miktarda karbonat ve artan toplam demir ve manganez yüzdesi, her zaman denizaltı aşınma işlemlerine işaret eder. Örneğin oksitleme koşullarının derin deniz hendeklerinden okyanus açıklarına doğru arttığı gibi, üst oksitlenme düzeyi kahverengi çamur-kalınlığının da bir kaç santimetreden, birkaç metreye yükseldiği gözlenmiştir (Ostrumov, Shilov 1956).

#### Denizel-Buzul Çökelleri

Buzul işlemlerinin derin-deniz çökellerinin oluşumundaki son derecede önemli etkileri yukarıda anlatılmıştır. Deniz buzullarının erimesinden ortaya çıkan çökeller abisal bölgelerde olduğu gibi, kıta yamaçları ve kıta sahanlıkları üzerinde de geniş bir şekilde yayılmışlardır. Bu tür çökeller, yaygın derindeniz çökellerinin, buz ve buzullar ile taşınmış gerecin bir karışımı şeklindedir. Buzullarla ilgili bu çökeller, özellikle yüksek enlem kuşaklarında (kutuplara yakın bölgelerde) önemlidirler. Bu çökeller, ortalama olarak çok iri taneli oluşları ve çok kötü boylanmaları ile belirgindirler. Çakıllar çizikli ve cilalıdır.

Soğuk suyun etkisi, bazı duraysız, yani çabuk bozulaşabilen organik maddelerin, örneğin dışkı peletlerinin korunmasına yardımcı olur. Bazı durumlarda bu dışkı peletleri, glokonite geçiş aşamalarında izlenebilmiştir. CaCO<sub>3</sub> yüzdesi değişebilir-se de, genellikle %1 ile %10 arasındadır. Menard (1953) bu çökellerin kil boyu gerecinin bozulmamış, son derece ince taneli kaya unundan oluştuğunu söylemiştir. Başka veriler ise, bunun doğru olmadığını göstermiştir. Bazı araştırmacılar hamuru oluşturan bu çökeller içinde bol miktarda illit ve bununla karışmış olarak klorit bulmuşlardır.

Okyanusların büyük bir bölümünde, en son buzullaşma olayı ile ilgili olarak oluşmuş denizel buzul çökelleri hala yüzeyledirler. Deniz altındaki yükseltilerde buzulların getirdikleri çizikli çakıllar çökeltmiş oldukları halde, bunlar henüz ince taneli Modern çökeller ile örtülmemişlerdir.

#### Piroklastik Çökeller

Piroklastik çökeller bileşim ve köken bakımından iki farklı gruba ayrılır:

1 — Deniz altı volkanizmasının ürünleri, rüzgarlar yardımıyla taşınmışlar ve deniz tabanı üzerinde ince mil ve kil parçacıkları olarak çökeltmişlerdir.

2 — Deniz altı volkanizmasının yanı sıra ortaya çıkan ürünler.

Birinci gruba giren çökellere, derin-deniz araştırmacıları tarafından daha bol ve daha yaygın olarak rastlanılmıştır. Deniz yüzeyi üzerine düşen volkanik küllerin tahlilleri, bunların çoğunlukla mil mertebesinde olduklarını ortaya koymuştur. Derin - deniz çökelleri içinde bulunan piroklastiklerin incelenmesi de tümünden yukarıdaki bulgularla uyumaktadır. Piroklastik çökellerin denizdeki dağılımları volkan merkezlerinin yerleri ile denetlenmekle beraber, bu bölgelerdeki egemen rüzgar yönleri de çökellerin dağılımı üzerinde son derecede etkilidir. Piroklastik ürünlerin taşınması doğrudan doğruya izlenebilmiştir. Richards (1958), sünger taşı parçacıklarının bütün Pasifik boyunca ortalama taşınma hızlarının 23 sm/san. olduğunu kaydetmiştir. Krakatoa adasındaki bir volkandan çıkan sünger taşlarının 23 sm/san. lik bir hızlı taşınmış oldukları saptanmıştır. Az miktardaki bir volkanik gereç, su yüzeyi üzerinde yaklaşık 12.000 km uzaklıktaki bir yere taşınabilir.

**Çizelge 4: Bilinen volkanik püskürtmelere karşılık gelen derin - deniz çökelleri içindeki volkanik küller ve volkanik çökeller**

Volkanik patlama	Piroklastik malzemenin özellikleri ve dağılımları.
Hecla (İzlanda)	Adayı çevreleyen volkanik kum ve kül tabakaları. Kuzey Atlantik'in pelajik çökelleri ile karışık küller.
Katmai (Alaska)	Kuzey-batı Pasifikte piroklastik malzemenin oluşan yüzey tabakaları. Rüzgar etkisi nedeni ile piroklastik çökellerin asimetric dağılımı.
Santorini (Akdeniz)	Kireçli çökeller içinde pek çok volkanik kül düzeyleri.
Kuril ve Kamçatka Yarımadasındaki Volkanlar	Bitişindeki hendek içerisinde bol miktarlarda piroklastik çökeller. Sünger taşı, lapilli; lav parçacıkları ve küllerle beraber bulunur.
Java volkanları	Doğu Hindistan arşipelagosunun deniz çökelleri içerisinde küller.
Azor adalarının volkanları (Pleyistosen yaşlı)	Piroklastik malzeme bütün Kuzey Atlantik'in çökelleri içerisine dağılmıştır.
Vezüv (İtalya)	Piroklastik çökellerin Tirenien Denizi içindeki pek çok düzeyleri. Tüfitler ve bunların içinde %10 oranında karasal gereç hüküm sürer.

Denizaltı volkanizması ile beraber bulunan ürünler hakkında elimizdeki veriler çok azdır. Menard (1953) lav örtüleri Pasifik okyanusunun tabanının %8'ini kapladığına işaret etmiştir. Bu orana, volkanik kökenli olan deniz altı tepelikleri ve dağları katılmıştır. Bu kadar geniş bir bölgeye yayılan lav

kütleleri, hiç kuşkusuz, kırıntılı lav parçacıkları ile beraber bulunacaktır. Derin Deniz Araştırmaları için yapılan sondajlardan alınan örneklerde, kahverenkli killere içinde bazik cam parçacıkları ve bazaltik kaya parçacıkları bulunmuştur. Tümü ile palagonit olarak adlandırılan bu kayalar, kuşkusuz deniz altı volkanizmasının ürünleridir.

Derin-deniz hendeklerinin bulunduğu yerlerde, volkanik faaliyetin varlığına ait sayısız belirtiler vardır. Bunların arasında en yaygın ve kanıtlayıcı olanları çok iri piroklastik gereç, örneğin lav parçacıkları ve sünger taşı parçacıklarıdır. Bu gereçler hendeklerin yamaçlarından kopup yeniden çökeltilmiş olabilecekleri gibi, doğrudan doğruya tabandaki volkanik bir faaliyetin ürünleri de olabilirler.

#### Fosforitler

Fosforitlerin konkresyonları ve yumruları genellikle kıta yamacı üzerinde, kıta sahanlığının sınırında ve sınırlı (izole) deniz altı yükseltilerinin üzerinde görülür. Afrika'nın en güney ucundan çok uzakta olmayan Agullas Bank'ı fosforitin çökeldiği en iyi yer olarak bilinir. Diğer taraftan Japonya'nın doğusundaki kıta yamacında, Şili'nin kıyılarına yakın bölgelerinde, Florida'da ve az çok dünyanın her yerinde fosforit çökmesi bilinir. Konkresyonların büyüklüğü bir kaç milimetreden yarım metreye kadar değişir. Yüzeyleri düzgün yada yumruludur. Konkresyonların düzgün oval şekilleri orta yada cede bir taşınma ve aşındırılma ile oluşturulabilir, fakat asıl neden genellikle laminaların düzenli olarak büyümeleridir. Konkresyonlarda görülen en önemli mineraller kolofanit ve fluor-apatit'tir. Fosfatların stratigrafik bir istifte bulunmaları, jeolojik ortamın yorumlanmasında son derecede önemli ipuçları sağlarlar.

Fosfatların, çökmenin çok yavaş olduğu ya da hiç olmadığı bölgelerde olduğu genel bir kural olarak kabul edilir. Fosforitler, uygun hidrolojik ve hidrokimyasal koşullar altında, kimyasal çökme ile ya da volkanizma nedeni ile karalardaki yaşama koşullarının yitmesiyle denize taşınan fosfatın birdenbire artması, ya da ılık su akıntıları ile soğuk su akıntılarının birleştiği yerdeki organizmalarının ölümüyle çökeller.

Deniz suyunun fosfatça doygun ya da aşırı doygun olduğu bölgelerde, deniz suyu metasomatik fosfatlaşmaya yol açar. Kalkerli foraminifer, kabuklarının fosfatlaşması çok sık görülen olaylardan biridir ve dünyanın pek çok yerinde derindeniz çökellerinde izlenebilmiştir.

#### Karbonatların derin-deniz bölgelerinde çökmesi

Derin-denizde çökelen karbonatların en önemli kaynağı planktonlardır. Kalsiyum karbonatın kimyasal yollarla çökmesi oldukça olağan dışıdır. Bununla beraber, bazı araştırmacılar, bazı koşullar yerine geldiği sürece, az miktarda bile olsa kalsiyum karbonat çökmesinin olanaklı olabileceğini, kırntı temininin yalnızca karasal çökeller için göz önüne alınabileceğini söylemişlerdir. Denize gelen karasal gerecin miktarındaki artış, daha hızlı çökelebilen silisli kırntıların çökmesini kolaylaştırır. Silisli gerecin çökmesi ise, karbonat çökmesini gizleyecektir. Bu nedenle de derin-deniz çökellerindeki karbonatın tümü ile biyolojik kökenli olduğu kanısı yaygındır. Kalsiyum karbonat çökmesinin dağılımı, or-

ganik ürün, biyolojik gerecin çökme olanağı ve karbonatın deniz suyundan ve çökellerden uzaklaştırılmasına yardımcı olan kuvvetler arasındaki dengeyle denetlenir.

Aşağıdaki etkenler karbonat çökellerinin okyanus içerisindeki dağılımını etkilerler:

- 1 — Kabukların, deniz tabanına düşmesi, ya da çökeller içinde taşlaşma sırasındaki erimeleri.
- 2 — Derin-deniz akıntıları ve bunların  $\text{CaCO}_3$ 'ün ayrışmasına etkileri.
- 3 — Mutlak derinlik, zira  $\text{CO}_2$  ve bununla beraber  $\text{CaCO}_3$ 'ün eriyebilirliği basınçla artar.
- 4 — Volkanik işlemler, kalsiyum karbonatın erimesini (dissolution) artırır.
- 5 — Suyun tuzluluğu.

Yukarıda sayılan bütün bu etkenler, güncel kalkerli derin-deniz çökellerinin çökmesini ve dağılımını belirli ölçülerde etkilerler. Yukarıdaki etmenlerin her birinin önem dereceleri ve birbirleri arasındaki ilişki bugün bile gözüm bekleyen konulardan biridir. Tüm karbonat çökmesi olayının bütün bu etkenlerin tek tek ele alınması ile açıklanamayacağı gerçektir. Hiç olmazsa, bu etmenlerden bazıları birlikte etkilidirler. Karbonatların çökmelerindeki bölgesel ölçekteki değişimler, bölgesel nedenler, örneğin derin-deniz akıntıları, volkanik etkinlik ve derinlik koşulları (karbonat çökmesini batimetrik olarak sınırlar) biçiminde yorumlanmalıdır.

Yersel değişimler ise, yersel etkenlerle, örneğin topoğrafya, yersel akıntılar, yersel organik verim, karasal kıyıtlar ile olan karışım ve kısmen de volkanik etkinlikle açıklanmalıdır.

Organizma kabuklarının deniz tabanına düşerken erimeleri (dissolution) doğrudan doğruya gözlenebildiği gibi deneysel olarak da kanıtlanmıştır. 300 m lik bir su derinliğinde, foraminifer kabuklarının %20 si erir, bu değer 3.600 m derinlikte %50 bir artış gösterir.

Derin-deniz akıntılarının kalsiyum karbonat çökmesi üzerindeki etkinliği, Atlantik'in ekvator bölgesinin doğu ve batı kesimlerinde, aynı derinliklerden alınan örneklerin,  $\text{CaCO}_3$  miktarının oranlanmasıyla ortaya çıkarılmıştır. Brezilya havzasının çökelleri içindeki karbonat, bu çökeller içinden G-K doğrultusunda akan soğuk Antarktik akıntısıyla eritilmiştir.

Mutlak derinliğin karbonat çökmesi üzerindeki etkisi, değişik derinliklerdeki karbonat miktarının karşılaştırılması ile açıkça görülebilir (Çizelge - 5).

Çizelge 5: Pasifik'de değişik derinliklerde ölçülmüş ortalama karbonat miktarı (Revelle 1944 den alınmıştır.)

Derinlik m.	$\text{CaCO}_3$ %
0-1.000	46
1.000-2.000	62.1
2.000-3.000	60.2
3.000-4.000	48.7
4.000-5.000	26.0
5.000	5.1

Yukarıdaki çizelgede 0-1.000 m derinliklerde karbonatın düşük değerinde olması, karasal kıyıtlı gerecin etkisi nedeniyledir. Çizelgenin sağlıklı olarak kullanılabilmesi için kıyıya yakın bölgelerden alınan bilgileri, bu bölgelerdeki kıyıtlı karasal gerecin baskınından etkilenmesi nedeniyle hariç tutmak gerekir. Smith'e (1968) göre su derinliği pelajik çökeller içindeki  $\text{CaCO}_3$ 'ün %40 oranında bir değişiklik gösterebilecek derecede etkiler.

Volkanik işlemlerin, karbonatların çökmesi üzerindeki etkisi, Hint okyanusundaki incelemeler sonunda kesinlikle saptanmıştır. Hint okyanusunun batı kesiminde volkanik etkinliğin izine dahi rastlanılmayan bölgelerde, okyanus tabanı karbonat çamurları ile kaplanmıştır; diğer taraftan aynı okyanusun volkanik etkinlik ve volkanik ürünlerin bol olduğu doğu kesimlerinde, karbonat çökmesi hiç görülmez, bunun yerine kahverenkli killer bol olarak görülür. Karbonat çökmesinde derinliğin etkili olduğu taban sınırı, volkanik faaliyetin etkin olduğu küçük denizlerde daha yüksek düzeyde olduğu halde, volkanik faaliyetin bulunmadığı denizlerde daha düşük düzeydedir.

Tuzluluğun, çökeller içindeki kalsiyum karbonat miktarına olan etkisi, ilk kez 1936 yılında Trask tarafından kanıtlanmıştır. Trask'a (1936) göre, tuzluluk arttıkça (bu artış okyanus sularının yüzlek seviyelerinde olacak) çökeller içindeki karbonat miktarı da daha fazla olacaktır. Bu ilişki yüksek sıcaklık ve yüksek organik verim ile ilgilidir.

#### Derin-deniz çökellerindeki organik madde

Okyanuslardaki ortalama senelik organik madde üretimi 1,000 gr/m<sup>2</sup> dir, fakat bu miktarın yalnızca %0.02 si çökele dönüşür. Organik maddenin yaklaşık olarak dörtte biri, sonradan çökelen ve kalınlığı 30 sm ye varan bir örtüyle kaplanmadan önce yıkıma uğrar. Taşlaşma sırasında organik maddenin özgün (orijinal) kapsamının %40'ı kaybolur. Çizelge - 6, değişik çökellerdeki organik karbon oranlarını göstermektedir.

Diyatomeli çökeller, phytoplanktonların en yüksek düzeyde duraylı organik madde içermeleri nedeniyle, organik madde yönünden en zengin çökellerdir. Bunun yanı sıra, soğuk sularda, başka yerlerde olduğu gibi organik maddenin duraysız bileşenleri de kolayca bozuşmaz.

Çizelge 6: Çeşitli derin-deniz çökellerindeki organik gereç oranı.

Çökel	Organik karbon oranı
Gri karasal çamurlar	% 1-2 org. C, bazan çok daha fazla
Durgun sulu havzalardaki siyah çamurlar	% 3-10 org. C.
Mavi ve kırmızı çamurlar	% 0.2-0.8 org. C.
Globigerina'lı çamurlar	% 0.2-1.0 org. C.
Diyatomeli çamurlar	% 0.5-1.2 org. C.
Kahverengi çamur ve radyolar-yah çamur	İz olarak.

Güncel derin-deniz çökellerindeki organik madde miktarı şu etkenlerle belirlenir:

1. Su kütlelerinin üst kesimlerindeki organik üretim. Bu, en fazla dipten yüzeye doğru akıntı olan yerlerde, yüksek coğrafi enlemlerde ve phytoplanktonların hızla geliştiği diğer yerlerde önemlidir. Organik maddenin çürümesi ve azalması da aslında yüksek oranı, en aza indirgeyebilir.

2. Organik maddenin su ve çökeldaki çürümesi. Çürüme, ılık su ve oksitleyici ortamlarda çok yoğundur. Yukarıda da belirtildiği gibi bu etken, birincil (ilk aşamada üretilen) organik maddenin ancak çok az bir kısmının çökelde korunabilmesi nedeniyle çok önemlidir.

3. Organik maddenin karasal kırıntı ve karbonatla seyreltilmesi. Bu etken, organik madde içeriğindeki bölgesel başkalaşımın varlığıyla yakından ilgilidir. Bu yüzden, örneğin okyanusların Globigerina çamurlu kesimlerinde organik madde oranı, kahverengi çamurlu kesimlere oranla daha azdır. Karasal gereç temininin etkisi, yarı pelajik çökeller içindeki organik madde kapsamındaki değişimle açıklanabilir.

4. Çökelin niteliği; Bu etken, yukarıda değinilen organik maddenin çürüme olasılığına bağlıdır. İnce taneli çökeller, çamurlarda ve çamur-organik madde çökelmelerindeki daha yavaş çürüme nedeniyle organik madde bakımından kaba tanelilerden daha zengindirler.

5. Çökeltme oranı; Bunun iki karşıt etkisi vardır. Çökeltmenin yavaş olduğu durumlarda, organik madde yoğunlaşabilir, fakat daha uzun bir süreç için çürümeye hedef olur, böylelikle organik madde yönünden fakir bir çökelt olur. Öte yandan hızlı çökeltmede organik madde karasal gereç ile, içindeki son oran az olacak şekilde gizlenmiştir. Sonuç olarak en büyük miktarda organik maddenin çökeltmesi için en uygun çökeltme oranının 1000 yılda 5 mm olduğunu söyleyebiliriz.

Çökeltme ve organik maddenin korunması yukarıdaki bütün etkenlerin —çeşitli bölgelerde, değişik etmenler, temel etken olacak biçimde— toplu etkisiyle belirlenir.

#### Derin-deniz çökellerinde demir ve manganez çökeltmesi

Derin-deniz çökellerinde demir ve manganezin yoğunlaştığı geçen yüzyıl da bilinmekteydi. Demir yoğunlaşmasının açıklanmasında fazla güçlük karşılaşılmazken, manganez hakkında tam bir görüş birliğine varılamamıştır.

Demir için özellikle karasal kaynaklar gereklidir, bu arada, yavaş yığılan çökellerdeki halmiraliz sonucu da çökeltir. Derin-deniz çökellerinde manganez yoğunlaşması, demirinkinin yedi katına çıkabilir. Bu konuda dört ayrı kuram (teori) geliştirilmiştir:

1 — Manganezin volkanik kökenli oluşu kuramı

2 — Foraminiferal testler üzerinde biyojenik adsorbsiyon (gaz molekülleri, çözelti halinde iyon ya da moleküllerin, dokundukları katı yüzeye yapışmaları) sonucu manganezin yoğunlaşması. Kalsitin erimesinden (dissolution) sonra manganez yoğunluğu bir kaç katına çıkabilir.

3 — Manganezin kil tanecikleri üzerinde adsorbsiyon sonucu yoğunlaşması. Bunun kuramsal olarak doğruluğu saptanmıştır.

4 — Derin deniz çökellerinde yetkin oksitlenme ile halmiraliz işlemleri sonucu yoğunlaşma.

Bir çok yeni yazar (Bonatti, Nayudu, 1965; Arrhenius, 1965) volkanik işlemlerden; deniz altı sızıntıları (exhalation) ve/ya da volkanik gerecin deniz tabanındaki çürümeden kaynaklandığını savunmaktadır. Manganez yoğunlaşmasındaki bölgesel farklılıklar, manganez bileşiklerinin, karasal gereç ile seyrelmesiyle açıklanabilir. Manganez bileşiklerinin çökeltmesi inorganik ya da organik, özellikle bakteriyel etkinlikle açıklanmıştır. Ahrenius (1965), manganezin mangan iyonlarının kolloid demir (+3) hidroksitlerle su-çökeltme ara yüzeyindeki katalitik oksitlenmeleriyle üretildiklerini öne sürmüştür. Yumrular (nodules) organik maddenin varlığı ve bunların manganezi indirgeyici özellikte bakteriyel barındırdığı gösterilmiştir; bugün için biyotik ya da inorganik varsayımlardan birinin diğerine üstünlüğü kanıtlanmamıştır.

Manganez yumruları da denilen, tek manganez yoğunlaşmaları, yavaş depolanan derin-deniz çökellerinde çok boldur. 10 cm ye kadar boyda küçük yumrular (micronodules) ya da düzensiz yoğunlaşmalar biçiminde bulunabilir. Menard'a (1953) göre pelajik Pasifik tabanının %10'u manganez yumrularıyla kaplıdır. Deitz (1955) çeşitli derin deniz çökellerindeki manganez yumru miktarını aşağıdaki çizelgeyle özetlemiştir (çizelge - 7).

Çizelge 7: Değişik derin-deniz çökelleri içindeki manganez yumrularının miktarı (Deitz, 1955).

Çökeltin cinsi	Örnek sayısı	Ortalama derinlik(m)	Mn. Yumrular örnek sayısı
Glabigerina'lı çamur	772	3.700	48
Mavi çamur	342	2.250	12
Kahverengi çamur	126	5.410	54
Volkanik çamur	102	1.490	1
Pteropod'lu çamur	40	2.610	6
Yeşil çamur	17	903	0
Koral çamur	9	2.020	0
Diyatomeli çamur	8	3.840	0
Kırmızı çamur	8	1.170	0
Kalkerli çamur	2	775	0

Bazı yerlerde manganez yumru yoğunlaşmaları şaşırtıcıdır. Bu yüzden, örneğin Pasifik'in 6000 m derinlikte bazı yerlerinde, 2 m<sup>2</sup> lik yerde 200 yumrunun varlığı saptanmıştır. Bazı yumrular özellikle Tersiyer yaşta olmak üzere bir çok organik artık bulundurulur. Yumruların büyüme hızı çok düşüktür (yaklaşık 1mm/1000 yıl), bu da yumru sayısı ile ilgili çökeltin çökeltme hızı arasında dolaylı bir bağlantı olduğunu gösterir. (Cronan, Tooms, 1968).

Son araştırmalarda manganez yumrularının, karmaşık bir mineral bileşimine sahip olduğu görülmüştür. Bunlar birbiri içinde büyüyen (intimately intergrown) opal, götit, rutil, barit ve nontronit gibi kristalitler bulundurulur. Manganez bileşenleri, MnO<sub>2</sub> ve manganitir.



Manganit  $MnO_2$  ve  $Mn(OH)_2$  ya da  $Fe(OH)_2$  laminalarından oluşur.  $Fe/Mn$  oranı 0.26-1.04 arasında, götit miktarına göre değişir. İz elementleri de boldur. Ahrens'e (1967) göre  $Mn$  yumrularının bileşimi aşağıda gösterilmiştir:

$Mn$  % 21.6     $Zn$  % 0.06  
 $Fe$  % 11.6     $Pb$  % 0.01

$Co$  % 0.3     $Cd$  9 ppm (milyonda bir)  
 $Ni$  % 0.62     $Bi$  7 ppm  
 $Cu$  % 0.20     $Tl$  140ppm

$Sn$  < 2 ppm

$Cd$  ile  $Zn$  arasında belirgin bir ilgi gözlenmiştir.

#### DEĞİNİLEN BELGELER

- Ahrens, L. H., Willis, J. P.; Oosthuizen, C.O.; 1967: Further observations on the composition of manganese nodules. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 31: 2169-2180, London.
- Arrhenius, G.; 1965 Pelagic sediments In "The Sea", vol. 3: 655-728 London
- Bonatti, E. ve Nayudu, Y.R., 1965, The origin of Manganese nodules of the ocean floor: *Am. Jour. Sci.*, 263, 17-39.
- Cronan, D.S. ve Tooms, J.S., 1968. A microscopic and electronprobe study of manganese nodules from the northwest Indian Ocean: *Deep Sea Res.*, 15, 215-233.
- Deitz, R.S., 1955, Manganese nodules on ocean floor: *California Jour. Geol. Mines*, 33, 218-228.
- Kuenen, PH, H., 1950, *Marine Geology*, New York, 568 s.
- Menard, H.W., 1953, Pleistocene and Recent sediments from the floor of the Northeastern Pacific Ocean: *Bull. Geol. Soc. Am.*, 64, 1278-1294.
- Murray, J. ve Renard, A.F., 1891, Report on deep sea deposits baset on specimens collected during the voyage of HMS Challenger in the years 1872-1876: *Challenger Reports*, London, 525. s.

- Ostroumov, E.A. ve Shilov, V.M., 1966, Sulphuric iron and hydrogen sulphide in the bottom deposits of Northwestern Pacific Ocean (Rusça): *Doklady AN SSSR*, 106, 501-504.
- Revelle, R., 1944, Marine bottom samples collected in the Pacific ocean by the Carnegie on its Seventh cruise: *Carneg. Inst. Publ.* 556, 1-179.
- Richards, A.F., 1958, Transpacific deteetion of Moyoyñ Volcano: *Bull. Geol. Soc. Am.* 39, 818-831.
- Shepard, F.P., 1963, *Submarine Geology*, 2 nd. edition: New York. 557 s.
- Suzuki, K. ve Kitazaki, W., 1954, Mineralogical studies on the red clays from the western Pacific Ocean, East of Bonin Island: *Japan Jour Geol. Geograph.*, 24, 171-180.
- Trask, P.D., 1936, The relationship of salinity to the calcium carbonate content, of marine sediments: *Prof. Papers*, 186, p. 273-300.
- Zen. E., An, 1959, Clay Mineral-carbonate relations in sedimentary rocks: *Am. Jour. Sci.* 257, 27-43.

SIAL JEOLÖJİK ETÜD  
SONDAJ İŞLERİ  
VE MUŞAVİRLİK

JEOFİZİK  
ETÜT

TUNUS CADDESİ 72 - 4  
KAVAKLIDERE-ANKARA  
TEL: 26 73 67

SIAL JEOLÖJİK ETÜD  
SONDAJ İŞLERİ  
VE MUŞAVİRLİK

JEOLÖJİK  
ETÜT

TUNUS CADDESİ 72 - 4  
KAVAKLIDERE-ANKARA  
TEL: 26 73 67

SIAL JEOLÖJİK ETÜD  
SONDAJ İŞLERİ  
VE MUŞAVİRLİK

YERALTISUYU  
ETÜTLERİ

TUNUS CADDESİ 72 - 4  
KAVAKLIDERE-ANKARA  
TEL: 26 73 67