

Bulandı Akıntıları ve Türbiditler

MUHİTTİN ŞENALP
MEHMET FAKİOĞLU

Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Ankara
Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Ankara

GİRİŞ

Bulandı akıntuları (Johnson, 1939), "yoğunluk akıntuları" adı altında çok eskiden beri bilinir. Bunlar gerçekten bir yoğunluk akıntılarıdır, fakat yoğunluk akıntılarının özel bir türünü oluştururlar. Bulandı akıntılarındaki normalin üstündeki yoğunluk, akıntı içerisinde bulunan asılı çökeller nedeniyledir. Akıntının fazla yoğun olması bu akıntının akışını kolaylaştırır ve akıntı içerisindeki asılı çökeller tümü ile çökeldikten sonra, akıntı ile, çevresindeki akışkan arasındaki yoğunluk farkı ortadan kalktığı için akıntının hızı da son bulur. Bulandı akıntılarının en büyük özelliği bu akıntıların, çökel yüklerini asılı olarak taşımalarıdır. Diğer yoğunluk akıntuları ise komşu bulunduğu veya içerisinde aktığı bir su ortamından tuzluluk ve/veya sıcaklık farkları ile ayrılırlar.

Bulandı akıntuları, büyük sorunlar yarattıkları nedeniyle uzun süreden beri Jeologlar ve mühendisler tarafından göllerde ve özellikle bentlerde, "yoğunluk akıntuları" olarak gözlenmişler ve incelenmişlerdir. Deniz içerisinde yaygın olarak bulunuşları ise doğrudan doğruya değil de, bu akıntılarının ortaya çıkardığı sonuçlar (deniz-altı kablolarının parçalanması) yardımıyla dolaylı olarak güvenli bir tarzda yorumlanmıştır.

Bulandı akıntılarının, yoğunluk akıntılarından ayrı bir grup olarak ele alınmalarına diğer bir neden de bulandı akıntılarının, içinde aktığı su ortamının yoğunluğu ile bulandı akıntısının su kütlelerinin (asılı maddeler hariç) hemen hemen birbirinin aynı olmasıdır (Knapp ve Bell, 1941). Bu koşul, ne-

hirleri tanımlamanın kapsamı dışında bıraktığı halde nehir suyuna karışmış çamurlu sel sularını, havadaki toz fırtınalarını, göldeki ve denizdeki dip ve iç akıntılarını tanımlamanın kapsamı içerisine sokar.

Yoğunluk akıntuları kavramı jeolog ve mühendisler tarafından çok iyi bilindiği halde, bulandı akıntuları ve bunların çökeltmiş olduğu çökellere (Türbiditler) ilişkin gelişmeler ancak 1950 senesinden itibaren başlamıştır. O zamana kadar hiç bir araştırmacı modern bir bulandı akıntısını okyanus içerisinde gözlemekte başarılı olamamıştı. Şeyllerle ara tabakalı olarak çökeltmiş, denizel kökenli kalın kumtaşı istiflerinin bulandı akıntuları tarafından çökeltmiş olabileceklerini, ilk defa Kuenen ve Migliorini (1950) ortaya atmışlardır. Adı geçen araştırmacılar, laboratuvarlarda yapmış oldukları deneysel çalışmaların olumlu sonuçlarını, özellikle bulandı akıntılarının dereceli tabakalanma oluşturabildiklerini, "Bulandı Akıntılarının Dereceli Tabakalanmaya Neden Oluşu" başlıklı klâsik yayınlarında toplamışlardır. Düşük yoğunluktaki akıntılarının göllerde ve bentlerde oldukça uzun mesafelere kadar çökel taşımada yetenekli oldukları biliniyordu. Kuenen ve Migliorininin (1950) bulgularından sonra dereceli kumtaşı tabakaları içindeki taşınmış sığ su foraminifer fosillerinin bulunuşu, kumtaşları ile ara tabakalı şeyller ve çamurtaşları içindeki yerli yerinde pelajik fosillerin bulunuşu, kumtaşlarının oldukça kötü boylanmaları, sığ su ortam koşullarını simgeleyen çökel yapılarının bulunmayışı en güzel bir yorumla açıklanmış oldu.

1950 senesindeki bu girişimden sonra bulantı akıntılarının neden olarak gösteren yorumlamalar dünyanın değişik pek çok yerindeki ve değişik jeolojik yaştaki, hatta farklı petrolojik bileşimdeki kaya topluluklarına uygulanmaya başlamıştır. Bulantı akıntılarının oluşturdukları çökelme yapılarına önem verildi ve bulantı akıntılarının akış yönünü gösterdiklerine inanılan pek çok yapıların tanımlamaları yapıldı. Türbiditlerin özellikle petrol yönünden önemli olmalarının gün geçtikçe anlaşılması üzerine de türbiditler daha detaylı incelemelere konu olmaya başlamışlardır.

BULANTI AKINTILARININ MEKANİZMASI

Bulantı akıntıları, "yoğunluk akıntıları" adı altında (Johnson, 1939) uzun süreden beri bilinmektedir. Giriş bölümünde de açıklandığı üzere bulantı akıntıları, yoğunluk akıntılarının özel bir sınıfını oluştururlar.

"Yoğunluk akıntıları", genel bir deyim olup, yoğunluklarının fazla olması nedeniyle içlerinde aktıkları sıvı ortamdan ayrılırlar. Soğuk ve/veya aşırı tuzlu akıntılar en iyi bilinen yoğunluk akıntılarıdır. Yoğunluğun miktarına bağlı olarak su ile beraber bulunan akıntılar tabanda veya su kütlesi içinde değişik düzeylerde veya su yüzeyinde hareket ederler. Bu akıntılar sırası ile "alt" veya "dip akıntıları", "iç akıntılar" ve "üst akıntılar" olarak adlanırlar (Bell, 1942; Menard ve Lud-

wick 1951). "Bulantı akıntısı", "yoğunluk akıntılarının" özel bir grubunu oluşturur, ve bulantı akıntılarının fazla yoğunlukları, içlerindeki asılı maddelerin miktarlarının fazlalığı nedeniyle (Menard and Ludwick, 1951). Kuenen (1951) bulantı akıntılarını, tabanda hareket eden akıntılar olarak kabul etmiştir. Bu nedenle akıntı, tabanı aşındırma yeteneğine sahip olabildiği gibi, malzemenin taşınması ve çökeltmesi yönünden de çok yararlı olur. Bu görüşten hareket edilirse "bulantı akıntısı" sözcüğü sadece tabanda akan ve asılı maddece zengin akıntılar için geçerli olacaktır. Fakat, okyanus sularının tabakalanmaları, (sıcaklık ve tuzluluk nedenleriyle) daha az yoğunluktaki bulantı akıntılarını belirli düzeylere iç akıntılar olarak yönelebilecektir (Stetson and Smith, 1938). Bu nedenle çoğu ince-taneli, dereceli tabakalı veya laminalı kumtaşlarının, tabanın üst kesimlerinde akan daha zayıf akıntılar yardımıyla oluştukları görüşü ortaya atılmıştır (Siazkiewicz, 1954). Her ne kadar, bulantı akıntılarının bazıları iç akıntılar olabilirlerse de taşınan çökellerin hacmi dikkate alınırsa asılı madde ile yüklü bulunan dip akıntıları diğerlerine oranla çok daha önemlidirler. Bulantı akıntılarının, normal akıntılara oranla daha fazla asılı madde içermeleri nedeniyle; yüksek yoğunluğa, boylama yeteneğine ve yanal devamlılığa sahiptirler ve kabaca, normal akıntılar ile çamur akıntıları arasında bir akıntı olarak nitelendirilebilirler. Bu üç tür akıntı arasındaki farklılıklar çizelge-1 de özetlenmiştir.

Normal su akıntıları	Bulantı akıntıları	Çamur akıntıları
Su, asılı katı madde (süspansiyon) bulundurulur.	Su, asılı madde ile beraber homojen bir ortam oluşturur.	Çökel, su tanecekleriyle beraber hareket eder (?).
Yoğunluk 1'den biraz büyüktür.	Yoğunluk genellikle 1.2 ile 1.6 arasındadır.	Yoğunluk 2'den bile büyük olabilir.
Taşıma gücü akıntının hızına bağlıdır.	Taşıma gücü, defalarca fazla.	
Akıntının aşındırıcı gücü hızla bağlıdır; yüksek hızlarda önemlidir.	Denk hızlarda aşındırıcı güç daha düşüktür.	Aşındırma gücü önemsiz olabilir.
Süspansiyon içindeki asılı katı-maddelerin dağılımı düzensizdir ve akıntının tabanına doğru ve hızlı olan kesimlerine gidildikçe artar.	Asılı maddelerin dağılımı daha düzenli daha kaba ve ağır parçalar akıntının alt ve dış kısımlarında biraz artma gösterirler.	Katı maddelerin dağılımı düzenlidir.
Taban eğiminin en düşük olduğu yerlerde bile gelişir.	Başlangıç için en az 2° lik bir eğim gereklidir.	En az 5° den büyük bir eğim gereklidir.
Bu akıntıların çökeltmiş olduğu çökeltiler çapraz tabakalıdır.	Çökeller çoğunlukla dereceli-tabakalanma gösterirler.	Çökeller tabakalanmamış veya karmaşık tabakalıdır.

Çizelge 1: Normal su akıntıları, bulantı akıntıları ve çamur akıntıları arasındaki farklılıklar,

Ph. H. Kuenen (1951) akıntının yoğunluğu ile taşınma uzunluğu arasında aşağıdaki bağıntıları bulmuştur:

	DENEYLER	
	I.	II.
Formasyonun bulunduğu yerdeki akıntı yoğunluğu.	1.57	1.58
Formasyondan 350 cm. uzaklıktaki yoğunluk.		
dipten 12.5 cm yüksekte	1.06	1.01
" 10.0 " "	1.10	1.02
" 7.5 " "	1.10	1.05
" 5.0 " "	1.18	1.12
" 2.5 " "	1.24	1.15

Yukarıdaki listeden de anlaşıldığı gibi bulantı akıntıları, akıntının aşağı kısımlarında ve özellikle burnunda en yoğundur. Yoğunluk, akıntının üst ve kuyruk kısımlarına doğru azalır (şekil-1). Bulantı akıntısının hızı da, yoğunlukla doğru orantılı olduğu için yoğunluğun azaldığı yönde hız da azalır.

Bulantı akıntısının hızındaki farklılık nedeniyle en kaba taneler akıntının alt ve burun kısımlarında yığılmışlardır. En kaba taneliler önce çökelmiş, daha sonra akıntının üstünde ve gerisinde (kuyruk kısmında) taşınan ince-taneli gereç tarafından gömülmüşlerdir. Bu işlem, arazide ve laboratuvarlarda gözlemlendiği gibi, bulantı akıntılarının en belirgin özelliği olan dereceli tabakalanma ile sonuçlanır (şekil-1).

Bulantı akıntıları yüksek yoğunlukları nedeniyle, normal bir akıntıdan çok daha yüksek bir taşıma gücüne sahiptir. Deney ve hesap yoluyla, 50 cm/san hızla akan bir bulantı akıntısının 1 kg. ağırlığındaki bir bloğu taşıyabileceği görülmüştür. Aşağıdaki Çizelge 2'de bununla ilgili bazı değerler verilmiştir:

Bulantı akıntısı hızı cm/san.	Yoğunluk	Yüvartlanabilen blok ağırlığı (kg.)
100	2.0	50
200	2.0	3200
400	2.0	205500

Çizelge 2: Bulantı akıntılarının taşıma güçleri (Ph. H. Kuenen 1951).

R. G. Walker (1965, 1967) doğal bulantı akıntı ürünlerinin bileşimleriyle deneysel sonuçları karşılaştırarak, değişik ürünler veren bir kaç bulantı akıntısı ayırdetmiştir; 1. Genç (immature) bulantı akıntıları, 2. Orta-yaşlı (semimature) bulantı akıntıları, 3. Olgun (perfectly mature) bulantı akıntıları, 4. Geleneksel (traditional) ve 5. Otosüspanسیونlu bulantı akıntıları.

Bulantı akıntıları çökelmeyi birçok bakımdan etkilerler, bunların en önemlileri şunlardır:

1. Çok kısa sürede, çok büyük miktarlarda katı parçacık yükü taşırlar.

2. Aynı hızdaki normal bir akıntının taşıyabileceğinden defalarca büyük boydaki kütleleri taşıyabilirler.

3. Yanal devamlılıkları nedeniyle taşımış oldukları çökelleri geniş bir alana yayarlar.

Bu günkü bilgilerin ışığı altında bulantı akıntılarının şu yollarla geliştiği söylenebilir:

1 — Durgun su ortamına ani bir çökel yığılması; akıntı yoğunluğunun, durgun su yoğunluğunun 0.0001 katı fazla olması yeterlidir. Bu açıklamadan sonra, bulantı akıntılarının göllerde, denizlerdekinden çok daha fazla oluştuğu söylenebilir. Bulantı akıntılarının denizde oluşabilmeleri için, nehir suyunun denize boşaldığı yerde nehir suyunun 1 cm³ içinde 0.0242 gr çökel bulunması gereklidir. Buna karşılık bir göl içine dökülen akarsu içindeki asılı madde miktarı bu rakamın beşte birine eriştiği zaman bulantı akıntıları gelişebilir.

2 — Büyük bir çökel kütesinin harekete geçirilmesi. Bu, genellikle bir deprem veya yerçekimiyle ortaya çıkar.

Son sayılan neden (çekim) en büyük ve en önemli bulantı akıntılarını yaratır. Son deneyler, bulantı akıntılarının küçük etkenlerle (çığda olduğu gibi) oluşamayacağını göstermiştir.

Bulantı akıntılarının çökeller üzerindeki etkisi ilk olarak İsviçre göllerinde gözlenmiştir. Örneğin Zürih gölünde, Laminallı kalker ve killi çökeller arasında gölün çevresindeki yamaçların kayma zamanlarına karşıt gelen milli kum laminalarına rastlanmıştır. Bulantı akıntılarının çökelle mekanizması bilinmeksizin bunun açıklanması olanaksızdır.

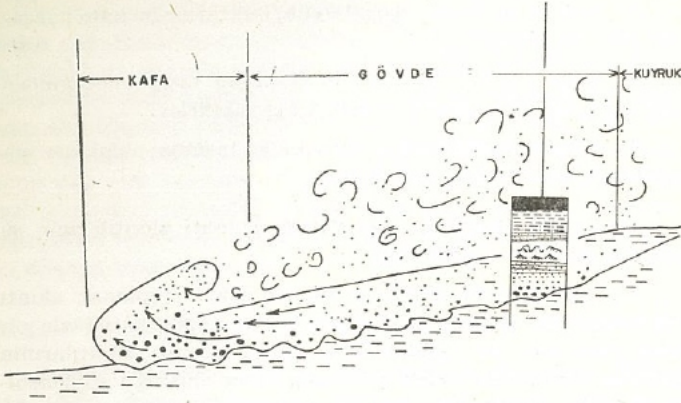
Bugünkü bilgilerimiz ışığı altında malzeme su ile karıştıktan sonra bulantı akıntısı oluşturur ve bu bulantı akıntısı içerisindeki asılı maddelerin miktarıyla doğru orantılı olarak artan bir hız kazanır. Bu hız akıntının yamaç aşağı hareketini sağladığı gibi, akıntı kazandığı ataletle bazı yerlerde yamaç yukarı bile hareket edebilir.

Bulantı akıntılarının derin-deniz hendeklerinde çok bol ve yaygın olarak bulunması bunların, topoğrafyanın çok engeli olduğu ve sismik yönden aktif bölgelerde çok kolay meydana çıkıtklarını ortaya koymuştur. Bugün güncel olarak çökelen türbiditler en çok Pasifik ve Hindistan'daki derin-deniz hendeklerinde bulunmuştur.

DENİZ ALTI-YELPAZELERİ VE DERİN-DENİZ KANALLARI

Deniz altı yelpazeleri ve bunlarla beraber bulunan derin-deniz kanalları, bulantı akıntılarının işlemlerine yorumlanan en belli başlı çökel yığışmalarıdır. Deniz altı yelpazeleri derin göllerde oluşabilir, fakat en yaygın olarak kıta yükselimleri üzerinde (Nelson, 1968), derin deniz hendeklerinde (Piper et al, 1973), ada yaylarına komşu kıyı denizlerinde (Sarı deniz), kıtalar arasındaki kıyı denizlerinde (örneğin Akdeniz) ve fiyord havzalarında (örneğin Norveç'in batısında) görülürler. Deniz altı yelpazelerinin oluşabilmesi için gerekli koşullar şunlardır:

1 — Çökeller için yeterli bir kaynak alanı. Bu kaynak alanı karaları aşındıran ve aşındırılmış gereci denize taşıyan büyük bir akarsu şebekesi olabildiği gibi, volkanik adalar, karbonat bankları (örneğin Bahama Bankı) veya kıyı akıntıları



Şekil 1: Bulantı akıntısının boyuna kesiti ve bölümlerini gösteren sema (Gölgesiz).

da olabilirler. Kıyı akıntıları, nehirlerin denize taşıdığı veya yarmalardan koparılan gereci sürükleyerek kanyonların içerisine boşaltırlar (Normark, 1970 a).

2 — Deniz altı kanyonlarının varlığı. Kıta sahanlığı ve kıta yamacı üzerinde açılmış olan bu kanyonlar denizin sığ bölgelerine türlü yollarla yığıştırılmış gereci alıp denizin derinliklerine aktarırlar.

3 — Kanyonun aşağı kısımlarında taban eğiminin birden bire azalması. Eğimin azalmasına paralel olarak kanyon içindeki akıntının hızı da azalır ve bu noktada deniz altı yelpazesinin oluşmasına yol açar.

Basit bir sistemde, yelpaze biçiminde bir çökel kamasi depolanacak ve kanyonun denize boşaldığı alt ucundan dışarıya doğru ışınal bir yayılıma sahip olacaklardır. Çökellerin birikiminden oluşan bu yelpazeler, deniz altı konileri, deniz altı deltaları, abisal yelpazeler, abisal koniler veya genellikle derin-deniz yelpazeleri olarak değişik adlar altında bilinirler (Şekil: 2).

Çoğu derin-deniz kanalları, derin-deniz yelpazelerinin bir devamı olarak yüzlerce ve hatta binlerce kilometre uzağa gidebilirler. Böylece kıta kenarları üzerinde biriken karadan türeme çökeller (Şekil: 2) abisal düzlüklere taşınmış olur. Okyanus havzaları izinde bu tür abisal düzlüklerin gelişmesi ve dağılımı jeoloji geçmişinin geniş fliş havzalarına karşılık gelir.

Belli başlı kanallar değişik araştırmacılar tarafından derin-deniz kanalları, okyanusortası kanyonları ve düzlükler arası kanallar olarak adlandırılmıştır. Aşağıda, derin-deniz kanalı türlerinin morfolojik bir sınıflaması ve tanımlamaları yapılmıştır.

1 — Derin-deniz kanalı: Denizaltı yelpazesi veya yükselmelerinin, kanyon veya dış yelpaze vadilerinin devamı,

2 — Okyanus-ortası kanyonu: Kıta kenarına paralel olarak uzanan, fakat kıtayla belirgin bir bağlantısı olmayan kanyonlar.

3 — Düzlükler arası kanal-Abisal yarıkla ayrılmış olabilen, bitişik abisal düzlükleri birbirine bağlayan kanallar.

Aşağıda, denizaltı yelpazeleri ve derin-deniz kanal sistemlerinin morfoloji, sedimentoloji ve yapıları hakkında bilinenler

ve bu açıklamadan yararlanarak, bu sistemlerin gelişmesinde önemli olan çökelme aşamaları, bulantı akıntılarının mekanizması ve çökelme modelleri kriterleri açıklanacaktır.

Deniz-altı Yelpazelerinin Morfolojileri

İsminden anlaşılacağı üzere deniz altı yelpazelerinin simetrik bir şekli olması gerekir, fakat genellikle üzerine yayıldıkları tabanın düzensiz oluşu, önleyici yapıların varlığı (abisal tepeler, fay blokları, okyanus-ortası yükselme sistemleri v.b.) ve uzunlamasına çökelme kanallarının asimetrik dizilişleri nedeniyle yelpazeler simetrik değildirler (Şekil: 2). Bu tür yapılardan etkilenmeksizin oluşan, kıyıya yakın bir kaç kilometre çapındaki yelpazeler genellikle simetriklerdir. Orta-büyük nehirlerle beslenen deniz-altı yelpazeleri 150 km den 2500 km ye kadar değişen bir çapa sahiptirler ve genellikle boyları enlerinden fazladır.

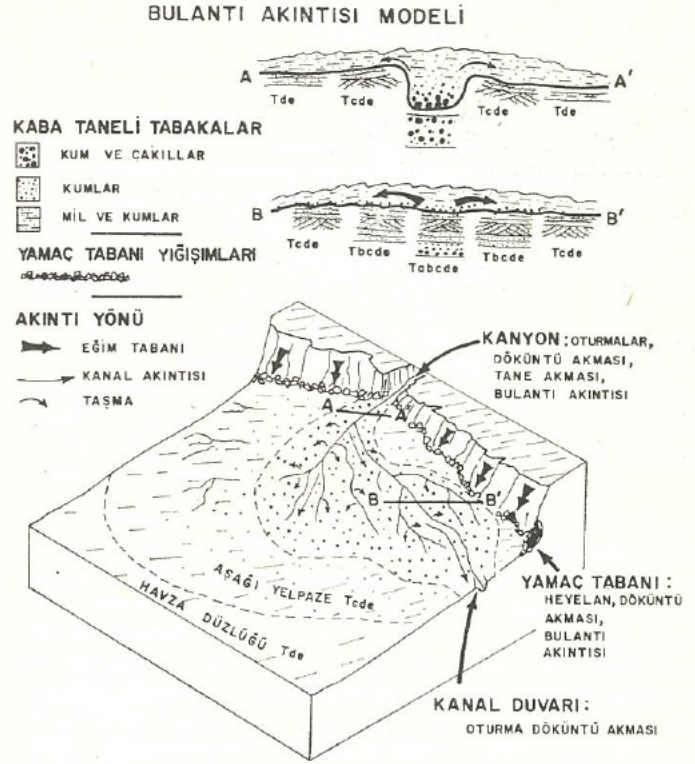
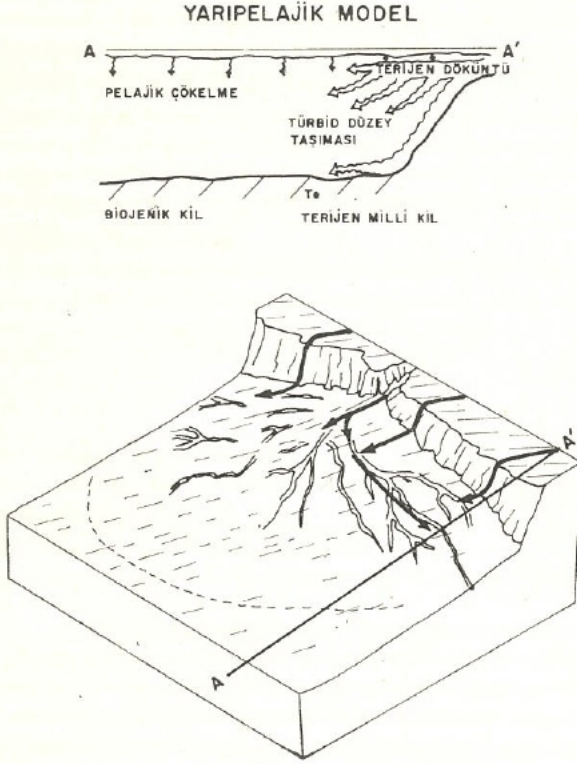
Derin deniz kanyonlarının, yelpazelere çökel getiren tek yol olduğu düşünülebilir ve kanyonların büyüklüklerinin yelpazenin büyüklüğü ile orantılı olması şart değildir. Kanyonun uzunluğu ve derinliği kıtasal terasın jeolojisiyle en yakından ilgili özelliklerdir. Bunun tersine, yelpazelerin büyüklüğü, kalınlığı, eğimi ve yelpazeler üzerindeki vadilerin ölçeği, yelpazeye gelen çökel miktarıyla doğru orantılıdır. Yelpaze büyüdükçe yüzey eğimleri 0.5° maksimumdan, 0.05° minimuma kadar düşer. Yelpazeler tipik olarak tepede (apeksde) kalın, dış kısımlarda ise incedir. Bazı en küçük yelpazeler onlarca metre, buna karşılık orta büyüklükteki yelpazeler 0.5-3 km ve en büyük yelpaze (Ganj-Bengal Yelpazesi) 12 km. den daha kalındır. Bunun gibi, üst yelpaze vadileri, küçüklerde bir kilometreden az genişlik ve birkaç-on metre derinlikten, Bengal yelpazesinde 30 km genişlik ve bir kaç yüz metre derinliğe kadar değişiklik gösterirler.

Deniz altı yelpaze sistemleri eğim aşağı önemli morfolojik değişiklikler gösterirler (Şekil: 3). Bütün araştırmacılar üst yelpazenin çok az, genellikle tek, belirlenmiş ve setli bir kanalı olduğunu göstermişlerdir. Üst yelpaze, yüzeyinden onlarca metreye kadar yükselebilen kenar setleri ve terkedilmiş eski kanallar dolayısıyla arızalı bir topoğrafyaya sahiptir. Üst yelpazedeki eğimler de gerek yelpaze vadileri ve gerekse yelpaze yüzeyinin eğiminden daha diktir (genellikle $1/100$ e yakın, fakat daha az).

En büyük morfolojik değişimler orta yelpaze bölümünde yer alır. Eğimler birden bire düzleşirler ve genellikle $1/500$ 'ün altındadırlar. Bu bölgede yelpaze, üst ve alt kesimlerin tersine yukarıya doğru dış bükey (konveks) bir şekle sahiptir (Şekil: 3).

Yelpaze vadilerinde de önemli değişiklikler görülür. Üstteki ana vadiler bir çok kollara ayrılırlar ve gözlenebilir kenar setleri kaybolur (Şekil: 2-3).

Alt yelpaze morfolojisi, eğimin abisal düzlüklerle birleşecek şekilde birden bire düşmesiyle ve en düşük eğim göstermeleriyle belirlenmişlerdir ($1/1000$). Birkaç metrelik bölgesel çıkıntılar dışında genellikle arızasız (pürüzsüz) bir yüzey şekilleri vardır. Alt yelpazede büyük yelpaze vadileri, sığ, çanak şeklinde olup onlarca kilometreye varan bir genişliğe, buna karşılık küçük kanal kolları birkaç metre genişlik ve derinliğe sahiptirler.



Şekil 2: Denizaltı yelpazelerinde yarı pelajik ve bulantı akıntısı, aşama modelleri. AA' ve BB' kesitleri tek akıntıyla yayılan çökel tabakasında, 1 - çökellerin akıntıda —varsayılan— dağılımı, 2 - çökel yapılarının sıralanmasını (Tede vs.) göstermektedir. Plan görüşleri bir türbid düzeyin muhtemel çökel dağılımı ve bulantı akıntısının yayılımını göstermektedir. (C. H. Nelson ve L. D. Kulm, 1973)

Derin-Deniz Kanallarının Morfolojisi

Derin-Deniz kanallarının morfolojileri bir kanaldan diğere ve hatta aynı bir kanal boyunca önemli değişiklikler gösterebilir (şekil - 3). Bununla beraber kanal aşağı değişiklikler, yüzlerce kilometre uzunlukta olabilmeleri nedeniyle, yelpaze içindeki vadilerdeki değişimler kadar sık ve ani değildir. Genellikle üstte 10 Km. den az genişlikte olup aşağıya doğru çok genişler ve abisal düzlüklerde özelliklerini kaybederler. Derin-deniz kanallarının taban genişlikleri enine kesitin yapıldığı yere göre değişir, fakat genellikle "V" veya düz tabanlı "U" şeklindedir (Şekil: 2). Kanalların eksen eğimleri 1/133 den 1/4000 e kadar değişebilir ve hatta tek bir kanalda bile bu iki değer arasındaki bütün değişimleri görmek olabilmektedir (Şekil: 3).

Kenar setlerinin, çoğu derin deniz kanalının tek veya çift tarafında bulunmasına karşın, kanallarda setlerin bulunmadığı bölümler de vardır. Kıyı setleri mevcutsa - yelpaze vadilerindeki gibi sağ taraf (kuzey yarıkürede, kanal aşağı bakıldığında) sol taraftan daha yüksektir. Derin-deniz kanallarında 30 km. ye varan genişliğe ve abisal düzlükten 250 m. hatta daha fazla yüksekliğe sahiptirler (Şekil: 3).

Kıyı setleri, kanal boyunca akan bulantı akıntılarında türemişlerdir. Set yüksekliğindeki farklılıklar, "Koriyolis" etkisi (Dünyanın dönüşüyle hareket halindeki bir cismin kuzey

yarı kürede sağa, güney yarı kürede ters yöne sapması) ve eğimli kanalizasyon akıntısındaki merkezkaç kuvvet nedeniyle.

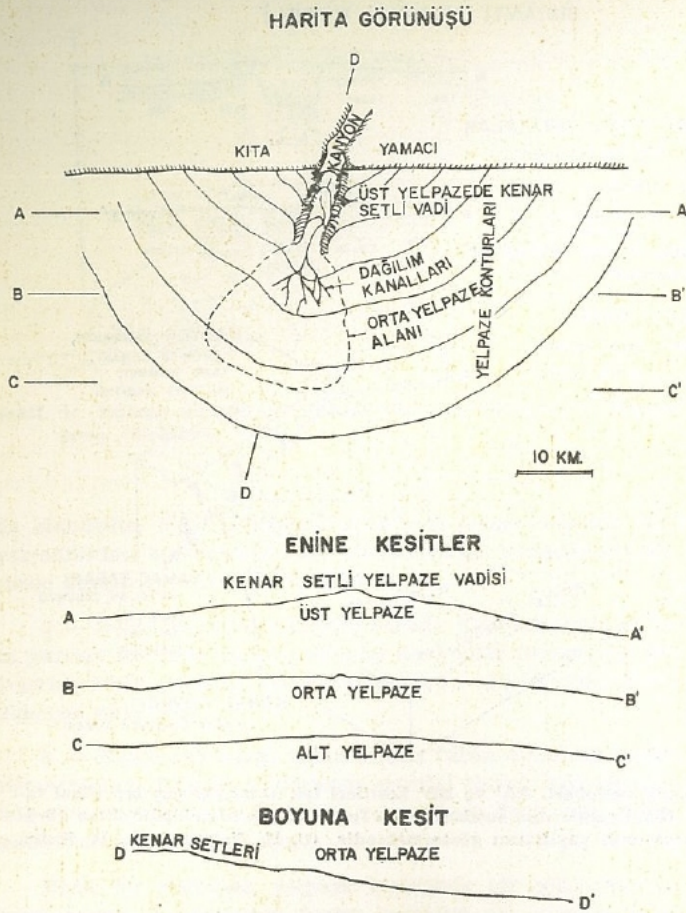
Koriyolis ve merkezkaç etkileri, yelpaze vadi göçmelerinin denetlenmesinde ön planda gelirken, derin-deniz kanallarının yerlerinin belirlenmesinde ve şekillenmelerinde tektonik etkisi daha büyüktür.

Yelpaze vadi sistemleri, yelpazelerin gelişimi esnasında sola doğru kayarlar (kuzey yarı kürede akıntı yönüne bakıldığında), çünkü akıntılarının, daha alçak olan sol setlerini aşması daha kolaydır; böylece yeni kanallar yelpaze üzerinde sola doğru gelişirler.

Kanalların yatağındaki menderesler hem yelpaze vadilerinde (Shepard, 1966; Normark, 1970 b) ve hem de derin-deniz kanallarında boldur. Bunlar su-altı tepelikleri, yapısal unsurlar veya muhtemelen kanalı oluşturan çökeltme işlemiyle meydana gelmişlerdir.

FLİŞ VE TÜRBİDİTLER

Tüm önemli jeosenklinal kuşakları, kıvrımlı kayaçların oluşturduğu kalın bir istif sunarlar. Bu çökeller Alp kuşağının Avrupa'daki kesiminde "fliş" olarak adlandırılmıştır. Bu kuşağın dışındaki bölgelerde, bu çökellerin eşiti veya çok benzeyen istifler "grovak istifleri" olarak tanımlanmış ve fliş deyimi bir kenara itilmiştir. "Fliş" ve "grovak" terimle-



Sekil 3: Orta yelpaze ve yelpazenin basit morfolojisiyle geovesini karşılaştıran derin-deniz yelpazesi modeli. Üst yelpaze geniş kenar setli yelpaze vadisi (AA' kesiti), buna karşılık orta yelpaze (veya suprafon) bir çok dağılım kanalı, eski kanal kalıntıları ve göçüklerle (BB' kesiti) karakterize edilmiştir. Aşağı yelpazede kanal yoktur (CC' kesiti). Orta yelpazenin, boyuna kesitte yukarıya doğru kabarmış olduğu gözlenebilir.

ri hiç bir zaman aynı anlamı taşımazlar. "Fliš" deyiminin belirli bir fasiyesi tanımlamasına karşılık, "grovak" deymi kumtaşılarının belirgin bir türünü oluşturur. Türbidit ise, bulantı akıntısı ile çöktürülmüş, başlıca kumtaşı veya az miktarda çamurtaşıdır.

Fliš deymi ilk kez Studer (1827 a, b) tarafından, İsviçre'nin Siemmental bölgesindeki Üst Kretase yaşlı çamurlu kumtaşıları ve şeylleri tanımlamak için kullanılmıştır. Fliš'in ilksel tanımlaması tümü ile litolojik anlamda olup, stratigrafik veya tektonik anlamlarda tamamen uzak tutulmuştur.

Studer tarafından ortaya atılan fliš tanımlaması eksikti ve sadece kayaların bir kaç litolojik özelliği tanımlanmaktaydı. Bundan başka, tanım sadece bir tür fliš için geçerli idi. Daha sonraki yayınlarında, Studer'in kendisi, deymi daha da genişleterek, örneğin önemli miktarlarda kırıntılı kireçtaşı bulunmayan kırıntılı istife bile fliš deyimini geçerli saydı. Gerçekten son sayılan kaya türü, fliš çökelleri içerisinde hacim bakımından önemsizdir.

Deyim, jeoloji literatürüne girmesiyle birlikte değişikliğe uğratılmaya başlandı. "Fliš" terimine stratigrafik ve tektonik anlamlar eklenmeye başlandı.

Çok sayıda araştırmacı, deyimini tamamen litolojik bir anlam taşıdığı kabul ederlerken farklı görüşler halâ ortada dolaştı. Bununla beraber, bu tartışmaların tümü olmasa bile, çoğu, önemli jeosenklinal kuşaklarının, Alpin flišinin tümü ile aynı olmasa bile ona çok benzer kalın kayaç istiflerini kapsadığı gerçeğini gizlememektedir.

Fliš istiflerinin, jeosenklinal teknelerinin gelişmesindeki belli başlı paroksizma (coşku) öncesi aşamaları yansıttığı kabul edilebilir. Bu teknelerin jeolojik tarihçeleri, detaylı jeolojik harita alımı, özellikle paleo-akıntılar ve paleocoğrafik haritaların yapımı ile ortaya çıkarılabilir. Fliš kayalarının en büyük önemi, çökellerin taşıdığı doğrultuyu gösteren çökeltme yapıları sunmalarındandır.

FLİŞ'İN BELİRGİN ÖZELLİKLERİ

"Fliš", denizel çökellerin kalın istiflerini tanımlamada kullanılan bir deyimdir. Fliš tek bir özellik değil fakat pek çok ayıracıların bir araya gelmesi ile tanımlanır. Bu özellikler pek çok yayınlarda konu edilmiştir. (Örneğin, Tercier, 1947; Vasseovic, 1948; 1953; Ksiazkiewicz, 1954, 1958 a, b; Allemann, 1957; Seilacher, 1958; Kuenen, 1959; Trümpy, 1960; Dzulycki ve Smith, 1964; Dzulycki ve Walton, 1965; Bouma, 1962).

Flišin tanınmasında kullanılan özellikler aşağıdaki şekilde özetlenebilir (Dzulycki and Smith, 1964):

1 — Fliši simgeleyen istif, ince taneli çökeller (örneğin şeyller, marınlı ve miltaları) ile iri-taneli çökellerin (örneğin kumtaşıları, çakıltıları ve kırıntılı kireçtaşıları - kireçtaşı fliši), belirgin araldanmalarından oluşmuştur. Kolaylık yönünden bu yazımızda iri-taneli çökeller kumtaşı ve ince-taneli çökeller de şeyl olarak adlandırılacaktır.

2 — Kumtaşıları genellikle orta derecede veya kötü bir boylanma gösterirler ve önemli miktarlarda kil boyu malzeme içerirler.

3 — Çok kalın ve geniş yayımlı fliš fasiyesi içerisinde, ince ve kalın taneli çökellerin egemen olduğu ikincil (tali) fasiyesler vardır. Normal fliš; kumtaşı ve şeyllerin eşit oranda görüldüğü istiflerdir. Kumtaşıları orta-kalın tabakalıdır. Kumlu fliš; kumtaşı ve şeylden yapılmış olmasına karşın istifte kumtaşıları daha boldur. Kumtaşıları ayrıca kalın tabakalıdır. Şeylli fliš; de şeyl daha egemendir. Kumtaşıları ince tabakalı olduğu gibi tane boyları da daha incedir. Bu ikincil-fasiyesler zaman ve yer bakımından değişiklik gösterirler fakat birbirleri ile uyumludurlar.

4 — Kumtaşılarının alt yüzeyleri çok belirgindir ve bol miktarlarda organik ve inorganik kökenli taban yapılarına sahiptirler. Buna karşın üst yüzeyleri genellikle belirsiz olup, kumtaşından şeyle dereceli bir geçiş vardır. Seyrek durumlarda kumtaşlarının üst yüzeyleri de (özellikle kumlu flišlerde) keskin olabilir. Kumtaşıları akıntı kırışığı gösterirler fakat dalga kırışıkları yoktur.

5 — Kumtaşıları, yaygın olarak dereceli tabakalanma gösterirler. Bu özellik, arazide çok kolayca gözlenebilir. İnce kumtaşıları yine yaygın olarak laminalanma, küçük-ölçekli akıntı kırışıkları ve konvolüt laminalanma gösterirler.

6 — Kumtaşıları ve şeyllerin sık araldanmasından başka, çökellerin bileşiminde gerek yatay ve gerekse düşey yönde

hızlı değişimler görülmez. Kalınlıkta bir kaç yanal değişim fliş istiflerinde görülebilir, fakat görülen bu kalınlık değişimleri, çökellerin taşınma yönlerine diktir.

7 — Normal flişler içerisindeki doğrultu gösteren çökeltme yapıları, geniş alanlar içinde belirgin bir durağanlık (sabitlik) gösterir ve çökeltme yönü kalın bir istif boyunca çok az bir değişim gösterir.

8 — Fliş, sık olarak yıkılma çökelleri, çakıllı çamurtaşları ve çakıllı kumtaşlarını içerir. Bazı istiflerde çok büyük yabancı blokları içeren killi greg, tümü ile fliş içerisine kayarak veya yıkılarak taşınmış olabilir.

9 — Fliş içerisinde fosil çok seyrek olarak bulunur. Şeyli seviyelerin üst kesimleri mikrofosil kapsayabilir. Kumtaşları içinde bulunan fosiller ise sığ bölgelerden sürüklenmiş, bu nedenle yer değiştirmiş fosillerdir. Fliş içerisinde hiç zaman sığ-su ortam koşullarını simgeleyen bentonik fosiller, örneğin biyostromlar ve biyohermler bulunmaz.

10 — İnce-taneli tüfitler seyrek olarak bulunabilir, fakat volkanik kayalar fliş istiflerinde bulunmazlar.

11 — Büyük-ölçekteki çapraz tabakalar genellikle mevcut değildir.

12 — Oluşukların, atmosferle temas durumuna gelmiş olduklarını simgeleyen yapılar, örneğin kuruma-çatlakları tuz-kristali izleri, karada yaşayan hayvan ve kuşların ayak izleri mevcut değildir.

Flişler yanal ve/veya düşey olarak fliş niteliği göstermeyen bir fasiyese geçebilirler. Geçiş zonları "marjinal" veya "geçişli" fasiyesler, genellikle çok kalın ve geniştir. Bu geçiş bölgeleri, fliş niteliği göstermeyen özelliklerin yavaş yavaş görünmesi ile belirgindir; örneğin kumtaşları çok keskin üst yüzeylere ve kırışıklıklara sahip olmağa başlar. Bu durumlarda gerçek fliş ile fliş olmayan çökeller arasında kesin bir sınır çizme olanağı yoktur. Çizilen sınır ise geliş güzel olacak ve daima değişme eğilimi gösterecektir.

Fliş, hiç bir zaman doğrudan doğruya bir transgresyon yüzeyi üzerinde oturmaz. Fliş çökelleri, ya 1) şeyl veya marnlarla, veya 2) bir geçiş zonu ile-ki bu zonda kumtaşları tam fliş değil de flişe benzer özellikler sunarlar-ayrılmışlardır.

Yukarıda 12 madde yardımıyla tanımlamaya çalıştığımız fliş, bu özelliklerin pek çoğunun bulantı akıntıları ile oluşan "türbidit" lerde bulunması nedeni ile, iki deyim birbiri ile tamamen karışmış ve jeologlar arasında değişik anlamalara yol açmıştır. Birçok jeolog, fliş kumtaşlarının türbidit olduğunu kabul ederler. Bununla beraber fliş kumtaşlarının büyük bir kısmının türlü yollarla (örneğin deniz altı kanyonları ve vadileri veya kıta yamacından ve delta öneyinden olan yıkılmalar) denizin derinliklerine taşınan bulantı akıntıları ile oluştuğu görüşü yaygındır.

Bu nedenle çoğu araştırmacılar fliş türbiditlerinin derin deniz kökenli oldukları yolunda bir görüş birliğine varmışlardır. Bu kanıyı destekleyen nedenler genellikle Paleontolojiktir. Çoğu fliş kumtaşları 9. maddede söylenildiği gibi sığ bölgelerden taşınmış bentonik fosiller ve karalardan sürüklenip getirilmiş bitki kalıntılarını içerirler. Kumtaşlarının arasında bulunan ve doğal çökeltme koşulları altında çökelen şeyller içinde, oldukça derin deniz ortamını simgeleyen foraminifer fosilleri bulunur. Buna bir örnek olarak Natland ve Kuenen

(1951) Kaliforniya'daki Ventura havzasındaki 19.000 ayak (yaklaşık 5800 metre) kalınlığa erişen türbidit istifini paleontolojik verilerin ışığı altında yorumlamıştır. Bu istifin tabanındaki foraminiferler bugün 4.000-5.000 ayak (1200-1500 metre) derinliklerde yaşayanlara karşı gelmektedir. İstifin üst kısımlarında rastlanılan foraminiferler ise bugünkü türlerle karşılaştırıldığında sığ su derinliklerini işaret etmektedirler. Kesitin en üst kısmında türbiditler, at kemikleri içeren akarsu çökellerine geçerler. Böylece alttaki bir fliş istifi, jeosenklineal dolması nedeniyle dereceli olarak molas fasiyesine geçer.

Bütün dağ zincirleri boyunca geniş yüzeylemeler (most-ralar) veren flişlerin, jeosenklineal olarak adlandırılan doğrusal çanaklar içinde çökeldiklerine inanılmıştır. Eski fliş kumtaşlarının çoğu kötü boylanmışlardır ve oldukça bol feldspat ve kaya parçacıkları içerirler. Petrografik olarak bu tip kumtaşları grovaklardır.

Türbiditler ise, daha önce de belirtildiği gibi bulantı akıntılarının bıraktığı çökellerdir. Türbiditlerin çökeldikleri derinlik hakkında uzun tartışmalar yapılmıştır. Genel bir kural olarak belirtmek gerekirse, bulantı akıntıları sığ sularda da oluşabilir. Yağmurdan hemen sonra gelişen çamur yükü sel suları bulantı akıntılarında en güzel bir örnek teşkil ederler. Bulantı akıntıları göl ve denizlerde de oluşabilir. İskoçya'daki Toridoniye yaşlı serilerde, kuruma çatlaklı şeyllerle ardalanmış dereceli tabakalanma gösteren grovaklar R.C. Selley (1970) tarafından türbidit olarak yorumlanmıştır. Şeyllerin kuruma çatlakları, bunların karasal bir ortamda çökeldiğini gösterir. Dereceli tabakalanma gösteren kumtaşlarının da flüviyetal (nehir veya tatlı sudan oluşan) bir ortamda çökeldiği yorumlanmıştır.

Yukarıdaki tartışmaların sonunda açıkça ortaya çıktığı gibi her ne kadar fliş ve türbidit değişimleri birbirine girift olabilirse de fliş mutlaka denizel kökenlidir ve jeosenklinealde, paroksizma öncesi bir aşamada çoğunlukla bulantı akıntıları ile oluşmuştur. Türbiditler ise doğrudan doğruya bulantı akıntıları ile oluşmuşlardır. Denizel olma koşulu yoktur, gölde ve hattâ karada da oluşabilirler. Sonuç olarak anlaşılabilir ölçüler içinde denebilir ki fliş, türbiditin bir türüdür, ama her türbidit fliş değildir ve olması da gerekmez.

ÇÖKELME YAPILARI

Çökeltme yapıları, bir çökeltme havzasındaki çakıltaşı, kumtaşı ve çamurtaşından oluşan bir istifin türbidit olarak yorumlanabilmesinde en belirgin ve en güvenilir ip uçlarıdır. Zira, bulantı akıntılarının oluşturduğu yapılar gerek laboratuvarlarda deneysel olarak, gerekse göllerde doğal olarak iyi etüt edilmişlerdir.

Türbiditlerdeki ilksel çökeltme yapıları, çökeltmenin en son hareket yönü hakkında nitel (kuantitatif) veriler sunmaları yönünden, çökeltmenin hüküm sürdüğü zaman, gerecin taşındığı kaynak alanın yerinin ve havzanın şeklinin belirlenmesinde son derecede yardımcıdırlar. Bulantı akıntısının yönünü ve/veya doğrultusunu simgeleyen çökeltme yapılarının oluşumu ve bunların bir alet gibi nasıl kullanıldıkları, son zamanlarda pek çok sedimantoloji kitaplarında ve yayınlarında konu edilmiştir. Bu yayınlardan en önemlileri şunlardır: Kuenen, 1957; Dzulyński ve Slaczka, 1958; Dzulyński ve Sanders, 1962; Dzulyński, 1963; ve Potter ve Pettijohn, 1963.

Türbiditler (bulantı akıntılarının oluşturduğu çökeller) de görülen çökeltme yapıları çok değişiktir. Bu yapılar a) dış yapılar; b) iç yapılar olmak üzere kabaca iki grup altında toplanabilirler.

I — DIŞ YAPILAR

Tabakalanma yüzeyleri üzerinde görülen küçük ölçüdeki çökeltme yapıları uzun bir süre çoğu Avrupa ülkelerinde "hiyerolif" olarak yorumlanmıştır. Bu yapılar, organik veya inorganik kökenli olabilirler. Organik yapılar, "biyoroğlifer" olarak bilinir ve bizim konumuzun dışındadır.

Tabakalanma yüzeyleri üzerindeki küçük inorganik yapılarda iki grup altında incelenebilirler. Bunlardan birinci gruba girenler kumtaşı tabakalarının üzerinde; ikinci gruba girenler ise kumtaşı tabakalarının tabanında görünürler. Daha önce de belirttiğimiz gibi türbidit istifinde bulunan kumtaşı tabakalarının alt yüzeyleri keskin ve iyi belirgin olduğu halde üst kısımları, genellikle, dereceli olarak ince-taneli çökeltme yapıları ve çok seyrek durumlarda belirgindirler. Bu nedenle kumtaşı tabakalarının alt yüzeylerinde görülen ve Kuenen (1957) tarafından "taban izleri" olarak adlandırılmış dış yapılar daha bol olarak bulunurlar.

Hatırlanacağı üzere taban izlerinin büyük bir kısmı, önceden mevcut üst yüzey yapılarının doldurulmasıyla ortaya çıkarlar. Doğal çökeltme koşulları altında çökelmiş ve sertleşmiş bir çamurtaşı veya şeylin üst yüzeyi, sonraki bir bulantı akıntısı tarafından oyulmuş veya aşındırılmıştır. Bu boşluklar oyguyu yapan akıntının bizzat kendisi veya daha sonra, aynı bölgeye gelen diğer bir akıntının taşıdığı gereç tarafından doldurulur. Bu anlamdan hareket edildiğinde, bu yapılar, hem tavan ve hem de taban yüzeyi özellikleridir, fakat orijinal yapıların, içinde dolmuş oldukları çamurtaşları ve şeyllerin daha yumuşak olmaları, bu tür kayaçların aşınmalarına ve bu kalıpların, akıntılarının doldurmuş oldukları kumtaşı tabakalarının tabanlarında dolgu ve tümsekçikler olarak görülmesine yol açarlar.

AKINTI İZLERİ: Akıntı izleri başlığı altında iki grup toplanabilir; bunlar (1) sadece bulantı akıntılarının etkileri sonunda ortaya çıkan çökeltme yapıları, ve (2) bulantı akıntıları ile birlikte hareket eden bir malzemenin örneğin bir çakılın, odun parçasının veya bir organizma kavkısının oluşturduğu yapılar (Dzulynski ve Sanders, 1959, 1962). Bu iki grup aşağıdaki tarzda tanımlanır.

- (1) Süpürme izleri (Scour marks)
- (2) Alet izleri (Tool marks)

1. Süpürme izleri

Süpürme izleri, bulantı akıntılarının killi bir taban üzerinde hareketleri sırasında, akıntılarının killi tabandan bazı parçaları koparıp içlerine almalarıyla oluşurlar. Oyguyu işlemi genellikle akıntının daha yoğun olan burun kesiminde taşıdığı parçacıklar veya bu parçacıklar nedeniyle akıntı içinde gelişen girdaplar yardımıyla olur. Süpürme izlerinin en belirgin ve yaygın olanları kaval yapıları (flute marks) ve kanallar (channels) dir.

Kaval Yapıları (Flute casts)

Crowell'in (1955) tanımladığı şekliyle, kaval yapıları tabaka alt yüzeylerindeki yarım koni şeklindeki kabartılardır. Bu yapıların bir ucu daha yuvarlak, soğan veya meme

şeklinde olduğu halde, diğer ucu yayılarak dereceli olarak kumtaşı tabakasının taban yüzeyine karışır. Kaval yapılarının genel bir modeli yukarıda tanımlanan şekilde olmasına karşılık, bu yapılar boy, şekil ve tabaka altındaki düzenlenmeleri yönünden çok farklılıklar gösterirler. Bir kumtaşı tabakasının tabanındaki kaval yapıları şekil ve boy bakımından birbirlerine benzerlerse de bu tabakanın altındaki veya üstündeki tabakalar daha değişik boydan ve şekilden kaval yapıları sunarlar. Boyları 2-3 cm den 1 m ye kadar değişebilir, fakat pek çoğu 5-8 cm uzunluktadır. Çoğu yapılar iki yönlü simetri gösterirler ve delta şekindedirler, bazıları ise daha ince-uzun bir şekil alabilirler.

Kaval yapılarının kendileri yapısız gibi görülebilir, fakat dikkatlice kesildikleri zaman çoğu, çok küçük ölçekte çapraz-tabakalanma gösterebilir. Çapraz tabakalanma'nın akıntı yönü, akıntının geldiği yön (yuvarlak, sivri veya meme şeklindeki uç) ile uygunluk gösterir. Kumtaşı tabakaları içindeki en büyük tane boyu genellikle kaval yapıları içerisinde bulunur.

Kaval yapıları belli bir kumtaşının tabanında çok bol olduğu ve hatta bu yüzden birbirlerinin üzerinde aşmalı olarak geliştikleri halde, diğer bazı kumtaşı tabakalarının tabanında daha seyrek ve gelişigüzel olarak dağılmışlardır. Kaval yapılarının, diğer akıntı yapıları ile beraber bulunması ve kendi içlerindeki çapraz-laminalar bu yapıların kesinlikle akıntılar tarafından oluşturuldukları ve akıntı yönünü gösterdikleri ortaya çıkmıştır.

Rücklin (1938) bu yapıların kökenini incelemiş ve bulantı akıntılarının burun kısımlarındaki girdapların, alttaki çamuru aşındırdıktan sonra ortaya çıkan çukurların mil veya kum ile doldurularak korunduklarını öne sürmüştür. Dzulynski ve Radomski (1955) akıntılarının, çamurtaşı bileşimindeki tabanı aşındırıp oyduktan sonra, bu oyukların bir süre boş kaldıklarını, içlerini doldurulan kumun da, sonradan gelen ve dibi etkilemeyen bir akıntı tarafından çökteldiğini söylemişlerdir. Kuenen (1957), çamuru aşındıran ve oyan akıntılar ile kumu çökelten akıntılarının aynı olduğunu, arada bir zaman aralığı bulunmadığını söylemiştir. Kuenen (1957), akıntının burun kısmının dipteki çamuru oyduğunu ve bu oyukların da aynı akıntının gövde veya kuyruk kısmında (Şekil: 1) taşınan malzeme tarafından doldurulduğunu açıklamıştır.

Kaval yapıları, taban yapılarının en yaygın olanlarından biridir ve akıntı yönünü göstermeleri bakımından da çok önemli ve yararlıdır. Fliş fasiyesindeki kayaçlarda çok yaygın olmalarına ve en güzel örneklerin bu fasiyeste görülmesine rağmen kaval yapıları diğer türden kumtaşı tabakalarının tabanlarında, hatta kireçtaşlarının tabanında da gözlemlenmişlerdir. Bu nedenle Potter ve Pettijohn (1963), bu yapıları tümü ile bulantı akıntılarıyla açıklamak hatalı olabilir demişlerdir.

Kanallar

Çoğu türbidit istiflerinde "kanal" deyiminin uygulandığı yapılar vardır. Bu yapılar özellikle yakınsak türbiditlerde bol olarak gözlenmişlerdir. Türbiditlerdeki taban yapılarının çoğu düşük rölyefli kabartılar şeklinde görüldüğü halde kanallar hem genişlikleri ve hem de derinlikleri yönünden çok belirgindirler. Bu yapılar metrelerce genişlikte ve bir metreye yakın bir derinlikte olabilirler. Kanallar, içlerine açılmış oldukları daha ince-tabakalı ve ince-taneli kayaçları keserler.

Kanalların boyunu bulabilmek çok zor hatta olanaksızdır. Bu yapılar akıntı yönüne paraleldir. Kanal dolguları genellikle yapısız olup, seyrek durumlarda paralel laminalanma gösterirler. Kanalların yamaçları ve tabanları düzgün olabileceği gibi, kaval yapıları ve oluk yapıları da gösterebilirler (Ten Haaf, 1959).

Kanalların kökeni henüz bilinmemektedir. Akarsu ve gel-git kanallarından farklı olarak bu kanallar doğru ve bükümlü değildir. Kanallar birbirlerine ve diğer oluklara paraleldirler.

2. Alet İzleri

Oluk izleri (groove cast)

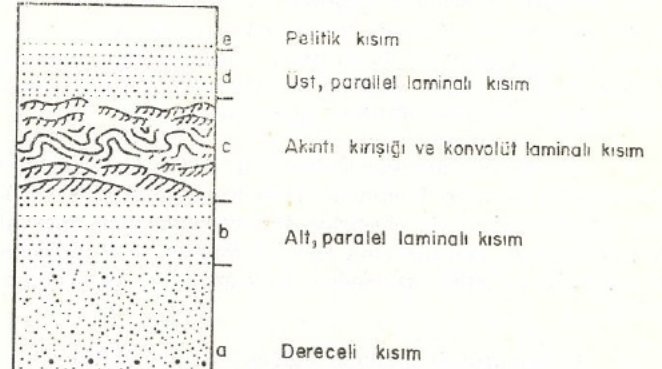
Alet izlerinin en önemlileri oluk izleridir. Şeyller üzerindeki çoğu kumtaşı ve seyrek olarak da miltası tabakalarının tabanlarında ve özellikle fliš istiflerinde çok sayıda belirgin, doğrusal gidişli, paralel sırtlar görülür. Bu sırtların yükseklikleri, genellikle 1 milimetreden daha azdır, fakat 1-2 cm yüksekliğindeki oluk izlerine de rastlanılmıştır. Yaygın olarak bu izler şeyl tabakasının üzerinde ve kumtaşının tabanında görülürler. Oluklar, çamur içerisine (şeyl haline dönüşmeden önce) akıntının taşıdığı çakıl, fosil veya ağaç parçacıkları tarafından açılmış ve daha sonra kum tarafından doldurulmuştur. Oluk izleri akıntı doğrultusuna paraleldirler, fakat akıntının yönünü göstermezler. Kaval yapıları ile beraber bulduklarından, akıntı yönünün belirlenmesi için iki yapı beraber ele alınmalıdır. Bu yapıların en göze çarpan özellikleri doğrusal gidişli olmaları, yüksekliklerinin değişmemesi ve büyük uzunluklarda olmalarıdır.

Yük Kalıpları:

Yük kalıpları, ortamda bir yoğunluk terslenmesi varsa görülebilirler; şöyle ki, kumun yoğunluğu, üzerine yığıldığı çamurunkinden fazla ise ve her ikisinin dayanıklılığı (mukavemeti) ve ağırlığı yeterli derecede az ise aralarındaki yüzeyin şekil değiştirmesi söz konusu olabilir. Anktell, Cegla ve Dzulynski (1970) yapı şeklinin iki düzey arasındaki ağırlık oranına bağlı olduğunu belirtmişlerdir: Eğer birbirine yakınsa, yük, simetrik, sinüs deformasyona yol açar, alt düzeyin ağırlığı daha fazlaysa —ki genellikle öyledir— geniş, yuvarlak kum yükleri ve bunların arasında keskin sırtlı çamur çıkıntıları oluşur. Yüklemenin, çamur yüzeyinde ve kum tabanında daha önce meydana gelmiş düzensizliklerden kaynaklandığı düşünülebilir. (Böylelikle birçok kaval yapısı da, yük kalıbı özelliği gösterir ve "Yük kalıbı kırışıklıkları" kum kırışıklıklarının oluşması sırasında kumun çamura batması sonucu oluşur). Yük kalıplarının bir türü de kumun alttaki malzeme içine "sahte yumru" (pseudonodule) olarak girmesiyle meydana gelir.

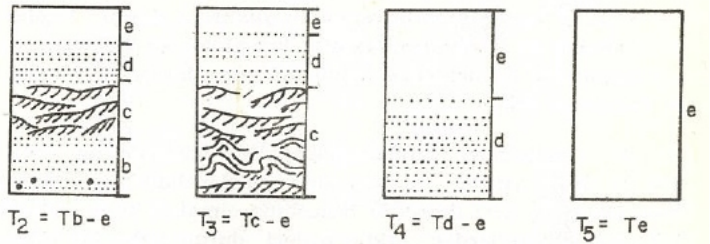
II — İÇ YAPILAR (BOUMA'NIN TÜRBİDİT İSTİFİ)

Bulanıtı akıntılarının dereceli tabakalanma oluşturduklarını ilk defa 1950 senesinde Kuenen ve Migliorini ortaya koymuşlardır. O tarihten sonra pek çok türbidit oluşukları detaylı gözlemlerle etüt edilmiş ve türbiditlerin pek çok belirgin özellikleri ve yapıları tanımlanmıştır. Çökme yapılarının çizimleri ve fotoğrafları ve bu çökme yapılarının özellikle kumtaşı tabakaları içindeki sıralanmaları pek çok araştırmacı tarafından gösterilmiştir. Bunların başında hiç kuşkusuz bu konunun babası sayılan Kuenen (1953) gelir. Diğerleri ise Ksiazkiewicz (1954), ten Haaf (1959), Wood ve Smith (1959), Basset ve Walton (1960), Nesteroff (1961) ve Stanley (1961)

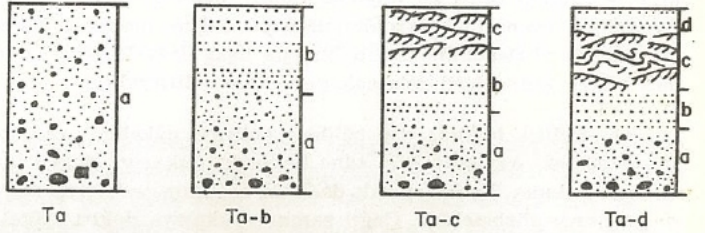


Tam sıralanım

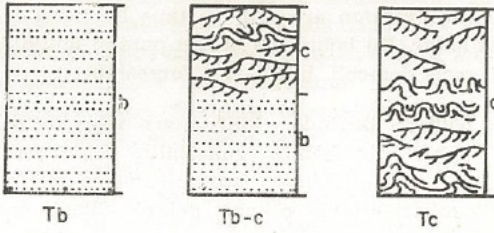
$$T_1 = Ta - e$$



Tabanları kesilmiş sıralanımlar



Yontulmuş sıralanımlar



Yontulmuş, tabanı kesilmiş sıralanımlar

Şekil 4: Türbidit sıralanımları (Bouma, 1962)

dir. Bununla beraber eksiksiz bir tanımlama Bouma (1962, 1964) tarafından verilmiştir. Bouma (1962) ideal bir türbidit istifinin beş bölüme ayrılabilirliğini göstermiştir (Şekil: 4). Bu istif, Bouma istifi olarak bilinir. Tam istife (beşli istif) Bouma tarafından gözlenen türbidit tabakalarının ancak yüzde onunda rastlanılabilmektedir. Bu beş bölümünden oluşan istif Şekil: 4 de gösterilmiştir.

a) **Dereceli bölüm.** İstifin tabanını kum boyu malzeme oluşturur. Bu bölüm az veya çok belirgin dereceli tabakayuvarı ve insan

lanma gösterir. Bu bölümü oluşturan malzemenin çok iyi boylandırdığı durumlarda dereceli tabakalanma belli belirsiz, bazan da hiç gelişmemiştir. Kum boyu malzemeden yapılmış olmakla beraber, bazan çakıllar da içerebilir; dereceli tabakalanmadan başka bir çökme yapısı göstermez.

b) **Alt paralel laminalı bölüm.** Bu bölüm kaba, paralel laminalanma gösterir. Laminalar kum içerisine değişik oranlarda kilin karışmasıyla oluşurlar. Derecelenme yine mevcut olmakla beraber laminalanma egemen yapıdır. Alttaki dereceli bölüm ile bu bölüm arasındaki sınır genellikle dereceli geçişlidir.

c) **Akıntı kırışığı laminalı bölüm.** Bu bölüm, genellikle 5 cm den yüksek olmayan ve uzunluğu 20 cm yi geçmeyen akıntı kırışıklarını içerir. Bazan kırışıklıklar az veya çok konvolüt lamina şekline dönüşür. Eğer türbidit istifinde konvolüt laminalanma gelişmişse sadece bu bölümde görülür.

Her ne kadar tane boyundaki yukarıya doğru incelleme bu bölümde de sürüyorsa, akıntı kırışıkları ve konvolüt laminalanmalar bu derecelenmenin belirgin olarak gözlenmesini olanaksız kılar.

d) **Üst paralel laminalı bölüm.** Bu bölümde, az belirgin de olsa, paralel laminalanma gözlenebilmiştir. Fakat kumtaşlarının ileri derecede bozmuş olmaları veya şiddetli tektonik hareketlerden etkilenmeleri durumunda bu bölüm pek belirgin değildir. Bölümü oluşturan malzeme çok ince kum boyundan millî kil boyuna kadar değişir. Bazı durumlarda kum oranının aşağıdan yukarıya doğru azalması belirgin olarak gözlenebilir. Bu bölüm ile aşağıdaki kırışık laminalı bölüm arasındaki dokanak genellikle belirgindir.

e) **Pelitik bölüm.** Bu bölüm, belirgin çökme yapıları göstermez. Az miktarda, tane boyunda yukarıya doğru inceleme ve buna ilişkin olarak da kum oranının yukarıya doğru azalması gözlenebilir. Çoğu zaman, yukarıya doğru, çökelilerin kireç oranında hızlı bir artış vardır. Pelitik (kil ve mil boyu malzeme) bölümde foraminifer bulunabilir. Foraminiferlerin miktarı kireç oranının artması, ve tane boyunun incelmesiyle birlikte artar. Bu bölüm ile attaki paralel laminalı bölüm arasındaki geçiş dereceli, hatta çok derecelidir.

Bazan pelitik bölüm üzerinde, killi marn veya sadece marn olan diğer bir bölüm gelişebilir. Bu bölüm Kuenen'e göre bulantı akıntılarının durmalarından sonra, normal okyanus koşulları altında çökelen pelajik çökelilerden oluşmuştur.

Pelajik çökelilerin içerisinde oluşan bulantı akıntılarında özel bir önem verilmiştir. Eğer gerçekten pelajik kökenli olduklarına inanılan marnlı düzeyler hariç tutulursa, türbiditlerin en üst pelitik bölümü ile pelajik çökeliler arasında belirgin farklılıklar (örneğin tane boyu, kireç kapsamı, fosil kapsamı) yoktur. Bazı durumlarda türbidit olarak yorumlanan istif ile pelajik kökenli oldukları sanılan istif arasında ani bir değişim gözlenebilmiştir. Bu ani değişim, ya türbiditler içerisinde belirli tane boyundaki gerecin —özellikle mil ve kil— hiç bulunmamasına veya bulantı akıntılarının bazı özelliklerine yorumlanmıştır. Yamaç aşağı hareket eden bulantı akıntılarını yamaç eğiminin birdenbire düzleşmesiyle, boylanma olanağı bulamadığı zaman kil ve mil, kum boyu malzemeyle karışmış olarak çökebilir.

T_{a-e} veya T_1 olarak tanımlanan yukarıdaki tam istif (Şekil: 4) sadece kalın tabakalı kumtaşları içerisinde bulunabilmiştir. Diğer taraftan çoğu kum tabakaları içerisinde gözlenebilen türbidit istifleri aşağıda sayılan üç bölümden birine sokulabilirler:

Tabanı kesikli istifler. ($T_2 = T_{b-c}$, $T_3 = T_{c-e}$, $T_4 = T_{d-e}$, $T_5 = T_e$)

Bu istiflerde sırasıyla, tam türbidit istifinin (T_1) bir (a); iki (a, b), üç (a, b, c), dört (a, b, c, d) bölümleri eksiktir. T_{d-e} ve T_e istiflerini birbirinden ayırmak çok zordur. Bunun için T_{d-e} istifinde paralel laminalanmanın görülmesine çalışılmalıdır (Şekil: 4).

Gerçek bir türbidit fasiyesinde, "tabanları kesikli türbidit" istifleri daha yaygındır.

Yontulmuş istifler (T_a ; T_{a-b} ; T_{a-c} ; T_{a-d}).

Bu istifler tam bir türbidit istifinden (T_{a-e}) üst dört (b—e), üç (c—e), iki (d—e) ve bir (e) bölümlerinin çıkarılmasıyla oluşurlar (şekil: 4). Bu tür bir istif, ikinci bir bulantı akıntısının, daha önce çökelmiş olan tam bir türbidit istifini aşındırmasıyla oluşur.

T_{a-d} türü bir türbidit istifi hiç bir zaman bulunamamıştır.

Yontulmuş, tabanı kesikli istifler (T_b ; T_{b-c} ; T_{b-d} ; T_c ; T_{d-c} ; T_d)

Yukarıda sözü edilen iki grup, bir türbidit istifinde beraberce görülebilirler. Şekil: 4 de de görülebileceği gibi bu istifler alttan ve üstten eksiktirler.

Bu bölümde sözü edilen değişik türbidit istiflerinin türlü türbidit fasiyesleri içerisindeki bulunuşları yazının ileri bölümlerinde konu edilecektir.

TÜRBDİTLER VE BUNLARLA BİRLİKTE BULUNAN KABA-TANELİ KIRINTILI KAYAÇLAR İÇİN FASIYES MODELLERİ

Hacim bakımından, türbiditler ve bunlarla birlikte bulunan kırıntılılar en bol olarak deniz altı yelpazelerinde bulunurlar. Çoğu bölgelerde bu yelpazeler birbirleriyle birleşerek kıta yükselmelerini oluştururlar. Güncel yelpazeler üzerindeki bilgilerimiz 1-5 m. uzunluğundaki kısa karotlarla, yüzey morfoloji ölçümleri ve oldukça az miktarlardaki deniz altı jeofizik çalışmaları ile sınırlıdır. Eski yelpazelerin yorumlanması, genellikle eski akıntı yönleriyle, kanal dolgularının bolluğu ve fasiyes dağılımlarından elde edilen bilgilerin yardımıyla yapılır. İki çalışma özellikle söylenmeye değer niteliktedir. Bunlardan birincisi Normark tarafından yapılan jeofizik çalışmalar, ki bu çalışmalar tümü ile genç çökeliler üzerine dayandırılmış olup yelpazelerin büyümesi ile ilgili modeller sunarlar. İkincisi ise, Mutti ve Ghibaudo tarafından gerçekleştirilmiş olup eski çökeliler içindeki yelpazeleri detaylı olarak incelenmiştir. Bu iki çalışma Walker ve Mutti (1973) tarafından birleştirilerek yeniden gözden geçirilmiş ve yayımlanmıştır. Biz burada sadece deniz altı yelpazesi-abisal düzlük modelini bugünkü şekliyle ve basit olarak sunacağız. Şekil: 5'de deniz altı yelpazelerinin türlü kesimlerindeki türbidit fasiyesleri gösterilmiştir. Bütün deniz-altı yelpazelerinde genellikle üç türbidit fasiyesi kolaylıkla ayırdedilebilir.

a) **Yakınsak (Proximal) Türbiditler:** Bu türbidit fasiyesi deniz-altı yelpazelerinin üst kısımlarında yani çökelti-kaynak alanına yakın olarak çökeltirler. Tabakalanma düzgün değildir. Kumtaşının şeyle oranı çok yüksektir. Tabaka kalınlıkları 50-60 cm. den başlayıp 2m. ye kadar ulaşabilir.

Tabakalanma düzlemleri genellikle şiddetli aşınma yüzeyleri (kanallanma) ile birbirlerinden ayrılırlar. Tabaka kalınlıkları yanal olarak uzun mesafelerde devamlı değildirler ve hatta mercekli oluşları gözlede görülebilir. Yakınsak türbiditler içindeki kumtaşları çok iri taneli ve yer yer de çakılıdır. Bunların içinde yıkılma veya kaymalar yoluyla taşınmış bloklar vardır. Kumtaşları, genellikle T_{ab} tipi türbidit (Bouma, 1962) örneği sunarlar. Dereceli tabakalanma her zaman mevcut değildir. Kumtaşı tabakaları arasındaki ince taneli çökeller (şeyl veya çamurtaşları) ya hiç çökelmemişler veya birbiri ardından gelen akıntılarla süpürülüp götürülmüşlerdir. Kumtaşlarının tabanındaki oluk izleri (grooves), kaval izlerine oranla daha boldur. Kaval izleri seyrek bulunmalarına rağmen çok büyük ve iyi gelişmiş olarak görülürler. Yakınsak türbiditlerin bir kısmı bulantı akıntıları ile, bir kısmı ise deniz altı kaymaları veya yıkılmaları ile oluşmuşlardır. Bazı araştırmacılar bunları gerçek bir türbidit olarak kabul etmekten ziyade kayma oluşukları ile normal türbiditler arasında bir geçiş fasiyesi şeklinde yorumlarlar. Çankırı-Çorum havzasının Sungurlu yöresindeki Karababa Tepe Üyesi bu fasiyese iyi bir örnek sunar (M. Şenalp, 1974).

Ortaç (Intermediate) veya Normal Türbiditler:

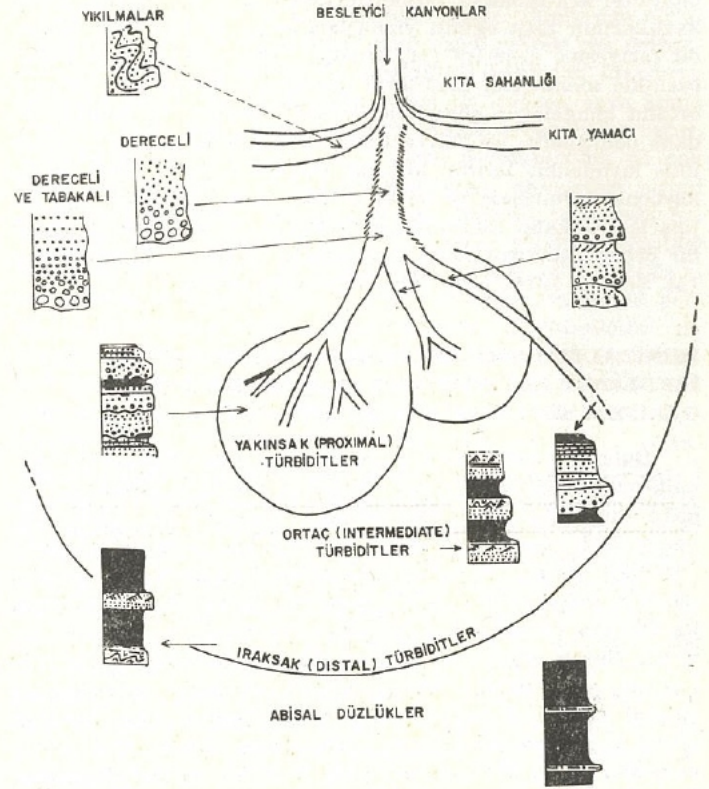
Bu türbiditler bazı yazarlarca "klasik türbidit" olarak da yorumlanmıştır. Deniz-altı yelpazelerinin orta kısımlarında ve kanalların ötesinde çökeltirler (Şekil: 5). Kumtaşının şeyle oranı hemen hemen birbirine eşittir. Tabakalanma düzgün ve devamlıdır. Kumtaşları genellikle orta-taneli veya seyrek hallerde iri taneli olabilirler. Çoğu tabakalar Bouma'nın (1962) tam türbidit istifini yani T_{a-c} istifini gösterirler. Bu istifin her bölümü çok iyi gelişmiştir. Sekrek hallerde bazı kumtaşı tabakaları T_b bölümü ile başlayabilirler. Kumtaşlarında her türden taban yapıları bol bulunur ve iyi gelişmişlerdir. Sungurlu yöresindeki Kırankışla Üyesi bu tür türbiditlere iyi bir örnektir (M. Şenalp, 1974).

Iraksak (Distal) Türbiditler

Iraksak türbiditler, deniz-altı yelpazelerinin dış kısmında çökeltirler. Yelpazenin bu kısımları dereceli olarak deniz yüzünde abisal düzlüklere geçerler (Şekil: 2 ve 5). Iraksak türbiditlerde ince taneli çökeller (şeyller, çamurtaşları) kumtaşlarına oranla daha boldur. Kumtaşları daha ince tabakalı olup yanal olarak kilometrelerce devamlılık gösterirler. Kumtaşları ince veya çok ince tanelidirler. Iraksak türbiditlerde, Bouma (1962) istifinin alt bölümleri gelişmemiştir. Yaygın türbidit türleri T_{c-e} ve T_{d-e} dir. Kumtaşı tabakalarının kalınlıkları 1 cm. ye kadar inebilir. Dereceli tabakalanma bazen iyi gelişmiştir. Sungurlu yöresinin Küçükpolatlı Üyesi (M. Şenalp, 1974) içindeki kumtaşı tabakaları içinde paralel ve konvolüt laminalanma çok iyi gelişmiştir. Taban yapılarının yanı sıra kurtçuklar tarafından yapılan izler de çok yaygındır.

Kanal-dolgu fasiyesi

Deniz altı yelpazelerinin özellikle üst kısımlarında bol olarak bulunan dağıtım kanalları (Şekil: 2) içindeki çökeller



Şekil 5: Deniz altı yelpazesinin türlü kesimlerinde çökelen türbidit fasiyesleri (B. G. Walker 1976'dan değiştirilerek hazırlanmıştır.)

yukarıda sayılan üç türbidit fasiyesinden tamamen farklıdır. Bu fasiyesler beraber buldukları türbidit fasiyeslerine oranla çok daha kaba taneli olup tabaka kalınlıkları da çok fazladır (Şekil: 5). Tabakalanma çok iyi gelişmemiş olmakla beraber kolayca tanınabilir. Her bir tabaka, mercek veya kama şekilli olup yanal yönde devamsızdır. Tabakaların alt yüzeyleri kendilerinden önce çökelmiş olan birimleri oymuş ve bazen de derin kanallar açmıştır. Çakıllı kumtaşları seviyeleri arasındaki ince taneli malzeme ya tamamen veya kısmen aşındırılmıştır. Kumtaşı tabakaları, altta iri çakıllı olduğu halde üstteki kumtaşına doğru belirgin bir derecelenme gösterirler. Gerçek bir Bouma (1962) tipi istif hiç bir zaman gözlenmemiştir. Bununla beraber normal bir türbidit fasiyesinde bulunmayan çapraz tabakalanma, kanal dolguları içinde bulunabilmiştir. En yaygın çapraz tabakalanma tekne ve tablamsı türlerdir. Bunlar en güzel olarak Sungurlu yöresinin aynı fasiyesdeki Karababa Tepesi Üyesinde gözlenmiş ve tanımlanmaları yapılmıştır (M. Şenalp, 1974). Bütün bu özellikleriyle bir derin-deniz kanal fasiyesi, bir menderesli nehir fasiyesiyle kolaylıkla karıştırılabilir. Çökeltme koşulları ve bunun sonucunda ortaya çıkan çökeltme yapıları (tabaka altlarının kanal yapıları, tane boyunda üstte doğru incelleme ve çapraz tabakalanmanın bulunması ve hatta çakıl binimli yapıları) her iki fasiyeste de yaygın ve belirgin olduğu için sadece çökeltme yapılarına dayandırılarak bir ortam ayırımı yapmak güçtür. Bunun için en güvenilir yöntem, kanal dolgularının beraber buldukları diğer fasiyesleri yakından incelemektir. Deniz-altı yelpazelerinin oluşumu ile ilgili olan derin-deniz kanal dolguları türbiditlerle beraber bulunacak hatta tür-

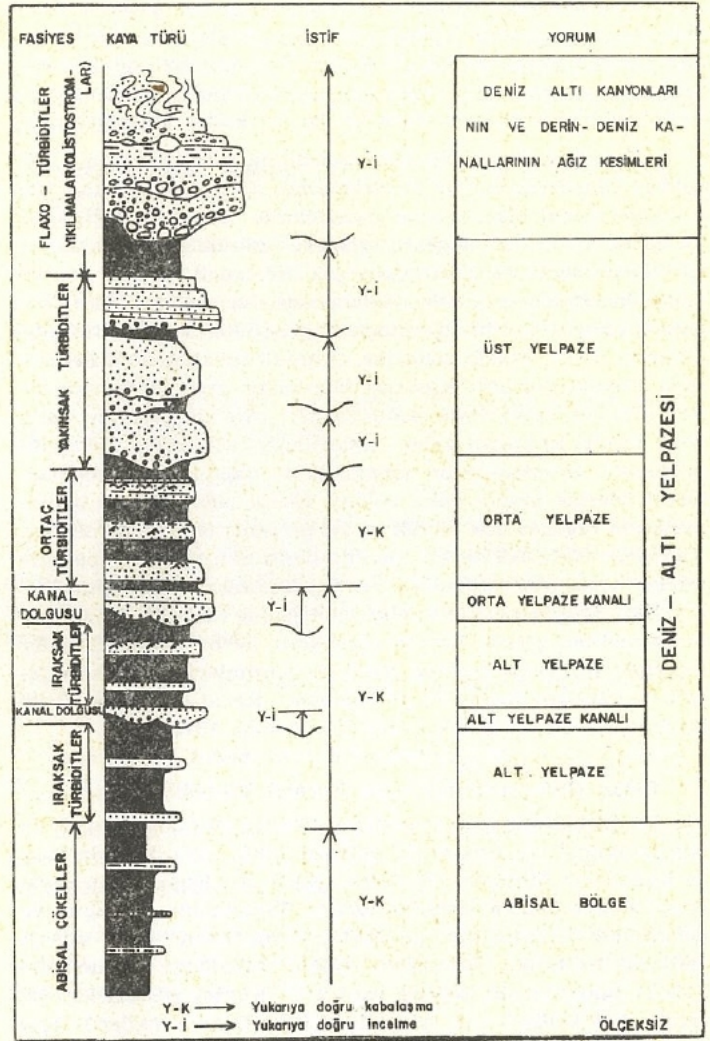
biditlerle ara-tabakalı olacaktır (şekil 2, 5, 6). Derin deniz kanallarının tatlı eğimli yamaçları yanal olarak tipik türbidit fasiyesine geçerler (M. Şenalp, 1974). Akarsu ortamında, özellikle menderesli nehirlerin çökelttiği fasiyesin, karasal ortamı simgeleyen çökellerle beraber bulunması dolayısıyla daha belirgindir. Bu fasiyesi oluşturan çökellerin rengi genellikle kırmızıdır. İstifte, kuruma çatlakları, bitki kökü izleri, karbonat yumruları ve hatta tabaka veya damarlar halinde jips içeren kalın çamurtaşları bulunur. Bu fasiyese en güzel bir örnek Çankırı-Çorum havzasında çökelen Büyükpolatlı (M. Şenalp, 1974) veya İncik formasyonlarıdır.

DENİZALTI YELPAZELERİNİN DENİZE DOĞRU İLERLEMELERİ SONUNDA (PROGRADATION) GELİŞEN STRATİGRAFİK İSTİF

Bulantı akıntılarının, kanyonlardan veya derin-deniz kanallarından boşalarak kıta yükselimi üzerinde çökeltmiş olduğu türbiditler geniş bir yelpaze oluştururlar. Deniz-altı yelpazeleri, oluşum ve şekil yönlerinden, dağ eteklerinde (özellikle kurak ve yarı kurak iklim bölgelerinde) gelişen alüvyon yelpazelerine çok benzerler. Kanyonlar yardımıyla karalardan ve sığ deniz bölgelerinden taşınan malzeme, devamlı olarak deniz-altı yelpazelerinde biriktirildikçe, bu yelpazeler yavaş fakat devamlı olarak denizin derinliklerine (abisal bölgelere) doğru ilerlerler. Bu durum, kıta sahanlığı üzerinde gelişen bir deltanın, çökmenin devam ettiği süreçte denize doğru ilerlemesinden hiç de farklı değildir. Birbirleri üzerinde deniz yönünde aşmalı olarak ilerleyen deniz-altı yelpazeleri düşey yönde bir stratigrafik istif oluşturacaktır. Bu istifte, yelpazenin aşağı kısımlarında çökelmiş olan türbiditler, üste doğru yelpazenin orta kısımlarında çökelmiş olan türbiditlere ve daha üste doğru ise yelpazenin üst kısımlarında çökelmiş türbiditlere geçerler. Kanyonlar veya derin-deniz vadileri içerisinde çökelmiş olan oluşuklar (genellikle kayma ve yıkılma çökellerine) istifin en üst kesimlerinde bulunurlar (Şekil: 6). Yelpazenin aşağı kısımlarının abisal düzlüklere ilerlemesi sonucunda iraksak türbiditler, abisal düzlüklerde çökelmiş olan tortullar üzerine, ortaç (normal) türbiditler de iraksak türbiditler üzerine gelirler. Ortaç türbiditler ise üste doğru yakınsak türbiditlere geçerler. Bu tür bir istif, "yukarıya doğru kalınlaşan ve kabalaşan istif" olarak adlandırılmıştır (Walker, 1976).

Her bir yelpazenin üst kesimlerinin de ilerlemesi aynı şekilde "yukarıya doğru kalınlaşan —ve— kabalaşan istiflerin" oluşumuna yol açacaktır, fakat bu istif mutlaka ve tümü ile ortaç türbiditlerle simgelemiş değildir. Üst yelpazenin alt kısımlarındaki ortaç türbiditler, üste doğru yakınsak türbiditlere geçeceklerdir. Yakınsak türbiditler de daha üste doğru masif veya çakıllı kumtaşlarının egemen olduğu kanal dolguları fasiyesine geçerler. Yelpazelerin en üst kısımlarında türbidit fasiyesindeki çökeller çok azdır ve bunlar ancak kanallar arasındaki bölgelerde görülürler.

Deniz-altı yelpazelerinin içerisindeki saç örgüsti şeklindeki dağılım kanalları (Şekil: 2,3) ve yelpazelerin en üst kısımlarındaki kanallar içinde çökelmiş dolgular "Yukarıya Doğru İncelen" istifler sunarlar (Şekil: 6). Bu kanallar içindeki çökelleme, bir menderesli akarsu ortamındaki çökelmeye çok benzer. Kanalların devamlı olarak terkedilmesi, bu kanallar içindeki akıntılarının hızlarının ve bununla orantılı olarak da taşınan malzemenin tane büyüklüğünün azalmasına yol



Şekil 6: Deniz altı yelpazesinin derin denize doğru ilerlemesi sonucu gelişen stratigrafik istif (M. Şenalp - M. Fakıoğlu, 1977)

açacaktır. Sonuç olarak, kanalların tabanında çökelen çakıllı kumtaşları üste doğru çakıllı kumtaşlarına ve daha üste de masif kumtaşlarına geçerler. Tane boyundaki üste doğru incelmeyi yanı sıra, çökellerin tabaka kalınlıkları da azalır.

Yukarıda sözü edilen düzenli bir yelpaze ilerlemesinden başka deniz-altı yelpazelerinin stratigrafik kayıtları için iki ayrı olasılık daha vardır. Birincisi, yelpazeye gelen çökeller kaynaklarından kesilirlerse, veya başka bir yöne aktarılsa, yelpaze terkedilecek, türbidit çökmesi duracak ve okyanuslara özgü doğal çökelleme koşulları egemen olacaktır. Terkedilmiş yelpaze, düzgün kalınlıktaki yarı-pelajik çamur tarafından örtülecektir. Önceleri aktif olan yelpaze kanalları da yine çamurla doldurulacaktır. Çamurla doldurulmuş kanal dolguları stratigrafik kayıtlarda yaygındır.

İkincisi, eğer çökel temini önemli miktarlarda artarsa veya kıta yamacının havzaya doğru olan eğimi artarsa (tektonik olarak), bulantı akıntılarının aşındırma ve çökelleri taşıma güçleri de aynı şekilde artacak ve yelpazedeki kanallar bütün yelpazeyi boydan boya keseceklerdir (Şekil: 5). Bunun

sonucu olarak, çökeller daha ileriye ve havzanın iç kısımlarına doğru taşınacaklardır. Kaliforniya açıklarındaki modern La Jolla yelpazesindeki durum budur. Kanyondan boşalan malzeme kanallar yardımıyla yelpazenin içinden geçerek gider. Böylece iri-taneli çökeller (kum ve hattâ daha iri-taneli olanlar) yelpazenin daha ötesine, San Diego Teknesi içerisine taşınırlar. Bu yolla oluşmuş çökeller Çankırı-Çorum havzasının Sungurlu yöresindeki iraksak türbiditler (Küçükpolath Üyesi) ve ortağ türbiditler (Kırankışla Üyesi) içerisinde bol miktarda gözlenmiştir (M. Şenalp, 1974). Benzer kanal dolguları, petrolle doymuş olarak Haymana-Polatlı havzasının formasyonu içerisinde de bu yayının yazarlarından M. Şenalp ve S. Gökçen (1976) tarafından gözlenmiştir. Sungurlu yöresinin Alt Eosen yaşlı iraksak türbiditlerini (Küçükpolath Üyesi) oluşturan kumtaşları T_1 ve hattâ T_2 bölümleri (Bouma, 1962) ile başlar. Kumtaşları ince-tabakalı ve ince tanelidir. Buna karşılık aynı fasiyes içerisinde bulunan kanal dolguları, kalın tabakalı ve mercek şeklinde olup, yanal devamlılıkları çok azdır. Kumtaşları, tabanda çakıllı oldukları halde, üstte doğru masif kumtaşlarına geçerler. Yelpazelerin alt kısımlarında oluştukları şeklinde yorumlanan bu kanallar şematik olarak şekil: 5'de gösterilmiştir.

TÜRBİDİTLERDE PETROL OLANAKLARI

Derin-deniz havzalarında, özellikle kıta yükselimi üzerinde çökelen türbiditler bazı koşullar altında petrol için çok iyi bir ana ve hazne kaya oluşturlar. Denizin sığ bölgelerinden denizaltı kanyonları yardımıyla taşınan çökeller, kıta yamacının eğiminin birden bire azalması ile kanyonların ağız kısımlarında büyük denizaltı yelpazelerini oluştururlar. Türbiditlerin oluşturduğu bu yelpazeler abisal bölge üzerinde yanal olarak, organik madde yönünden daha zengin olan pelajik çökelere geçerler. Pelajik çökelere ince taneli olması, çok küçük ve çabuk parçalanabilen organik maddenin, hiç bir hasar görmeden korunmasına son derece yardımcı olurlar. Böylece, büyük alanlara yayılan yelpaze şekilli türbidit kumtaşları, pek çok yönleriyle, organik maddece zengin bu pelajik çökelere ile yanal ilişkilidir. Ancak türbidit kumtaşları, kötü boyanma ve kil hamurunun gözeneklilik ve geçirimsizliği yok etmesi yüzünden, genellikle kötü hazne oluşturlar. İnce tabakalı türbidit kumtaşlarının, iyi hazne oluşturdıkları seyrek olarak görülmüştür. Fakat bunlar ince ve devamsız olduklarından ekonomik önemleri de fazla değildir. Bununla beraber her durumda karamsar olmamak gerekir. Özellikle son senelerde derin okyanus diplerinden alınan türbidit kumtaşı örnekleri, bunların ilk çökeldikleri zaman oldukça temiz ve iyi boylanmış olduklarını göstermiştir. Bazı araştırmacılara göre türbiditlerdeki gözeneklilik ve geçirimsizlik, kumtaşlarının diyajenezi sırasında olumsuz yönde gelişmiştir. Buna, dayanımsız kil, mika, hornblend vs. gibi minerallerin kırılıp bozulması yol açmıştır.

Bu yayının yazarlarından Dr. Muhittin Şenalp'in gerek Çankırı-Çorum ve gerekse Haymana-Polatlı havzasında, özellikle türbiditler üzerine yapmış olduğu çalışmalar ve arazideki bulguları, Türkiye'nin iç havzalarının petrol olanakları yönünden son derece ümit verici olduğunu göstermiştir. Adı geçen her iki havza da kalın, ve başlıca kırıntıların oluşturduğu regresif bir çökeltme örneği sunarlar. Haymana yöresindeki istifin alt kısımlarında kalın bir çamurtaşı birimi bulunur (Haymana formasyonu). Bu birim içerisinde pelajik fosiller boldur ve oldukça derin deniz ortamında çökelmişlerdir.

Çamurtaşları içinde iki tür kumtaşı vardır. Bunlardan birincisi ince tabakalı ve ince taneli olup yanal olarak çok devamlıdır ve bulantı akıntıları ile oluştukları hakkında inandırıcı belirtiler sunar. İkinci tür kumtaşları ise mercek veya kama şeklinde olup birden fazla kumtaşı tabakasından oluşmuştur. Kalınlıkları bir kaç metre olup yanal devamlılıkları da çok azdır. Bu kumtaşı kütleleri, formasyonun çamurtaşı birimi tarafından tamamen kuşatılmışlardır. Birimin tabanında bol miktarda akıntı yapıları vardır. Bunların yanında, kumtaşı biriminin en önemli ve en göze çarpan özelliği, bu kumtaşlarının petrolle doymuş olmalarıdır. Çamurtaşlarında oluşan petrol, çamurtaşının sıkışmasıyla kumtaşa göçmüştür. Bu kumtaşlarının petrolü oluşu eskiden beri bilinir bu nedenle Haymana-Polatlı havzası pek çok petrol şirketlerinin ilgisini çekmiştir. Yazar, Haymana formasyonunun derin deniz ortamından oluşan türbidit yelpazelerinin aşağı kısımlarını (iraksak türbiditler) oluşturduğunu düşünmüştür. Petrol taşıyan kumtaşı kütleleri ise bulantı akıntılarının, içinde akmış olduğu ve yelpaze üzerinde gelişen kanalların dolgularındır. Bu istifin üzerine kalınlığı 350 m ye varabilen, başlıca, kumtaşları ile çakıltaşlarının oluşturduğu çamurtaşlarının önemsiz olduğu veya hiç bulunmadığı bir formasyon (İlgünlük dere) gelir. Bu formasyon yazar tarafından yakınsak türbiditler olarak yorumlanmış ve deniz altı yelpazelerinin yukarı kısımlarında çökeldiği düşünülmüştür. Kumtaşları oldukça iyi boylanmış olup, arazide görülebildiği kadar gözeneklilik ve geçirimsizlikleri de yüksektir. (Bölgedeki pınarların çoğu bu formasyondan çıkar).

Yukarıda sayılan gözlemler, türbiditlerin özellikle yakınsak olanların, kalınlıklarının çok fazla olması, litolojik özelliklerinin hazne olabilme olanaklarına sahip olması, tabaka kalınlıklarının bir türbidit için fazla kalın olması, çok katlı kumtaşı istiflerinin olağan olması ve türbiditler arasındaki seyl veya çamurtaşlarının ya aşınma ya da türbidit akıntılarının çabuk tekrarlanması yüzünden yok olması, ve daha da fazlası bu tür oluşukların hemen hemen tümü ile pelajik çökelere içinde mahsur kalması, bunların petrol için iyi bir stratigrafik kapan oluşturmaları için yeterlidir. Pelajik çökelere içinde oluşan petrol, bu çökelere sıkışması ile kendilerine daha gözenekli bir kayaç bulabilmek için eğim yukarıya geçecek ve iraksak türbiditler içindeki kanal dolguları (Haymana örneği gibi) içinden hareket ederek yakınsak türbiditler içinde kapanlanacaklardır. Bu nedenle, petrolü olduğu bilinen kanal dolgularının taban yapılarından ve akıntı yönlerinden yararlanarak bunların karşılığı olan yakınsak türbiditlerin genç çökelere altında korunduğu bölgeleri bulmak ve bu bölgelerde çalışmaların yoğunlaşması gereklidir.

Türbiditlerdeki ekonomik petrol üretimine bir örnek Batı Kaliforniya'dan verilebilir. Burada düşey faylı Tersiyer havzasında 30.000 ayaktan (yaklaşık 9200 m.) fazla kalınlıkta türbidit vardır. Bu çökelere daha sonraki tektonizma ile sadece tath kıvrımlar şeklinde kendisini göstermiştir. Daha önce konu edildiği gibi Ventura, Los Angeles vs. gibi havzalardan petrol üretilmektedir. Türkiye'de Tersiyer havzaları olarak bilinen havzalar bunlardan çok farklı değildir. Ventura havzasında, türbiditlerle ara tabakalı olarak bulunan seyllerdeki Foraminiferler, havzanın ilk çökeltme derinliğinin 5.000 ayak (1500 m.) dolaylarında olduğunu göstermiştir (Natland and Kuenen, 1951). Kötü boyanma ve nisbeten düşük gözeneklilik ve geçirimsizliğe rağmen türbidit kumları iyi petrol hazneleri oluşturmuşlardır.

Türbidit fasiyesleri içinde bir petrol bulunduğu zaman bunun işletilmesinde ve bölgenin geliştirilmesinde sedimantolojinin ve dolayısıyla sedimantologun oynayacağı rol büyüktür. İlk önce çökeltme ortamını tanımak, sonra da havzanın geometrik şeklini ortaya çıkarmak ve son olarak da tekçe bir türbidit demetinin gidişini yorumlamak önemlidir. Havzada bir türbidit yelpazesi verimli olarak saptandıktan sonra diğerlerinin bulunmasına çalışılmalıdır. Örneğin Kuzey Amerika'nın Atlantik kıyılarında çok fazla sayıda deniz altı kanyonu ve her kanyonun derin denize boşaldığı kıta yükselimi bölgesinde de geniş yelpazeler vardır. Bu yelpazelerin fosil karşılıklarının Mesozoik veya Tersiyer çökelleri içinde bulunma olasılığı çok kuvvetlidir.

Bu amaca hizmet için de bölgenin detaylı bir harita alınması, eski akıntı yönlerinin bulunması ve bunların yardımı ile eski kıyı çizgileri ve eski coğrafya haritalarının yapılmasının gerekliliğine inanılmaktadır.

SONUÇ

Önceki bölümlerde anlatıldığı gibi, türbiditler belirli bir stratigrafik aralığa sıkıştırılmadıkları gibi belirli bir petrolojik bileşimleri de yoktur. Bir istifin türbidit olarak yorumlanabilmesi için belirli çökeltme özelliklerinin ve çökeltme yapılarının bulunması gerekmez. Türbiditler dünyanın pek çok yerinde ve çok değişik yaşta stratigrafik istifler içinde bulunabilmislerdir. Çoğu türbiditlere, jeosenkinal çökellerinin bir bölümünü oluşturan fliš veya fliš benzer oluşuklar içinde rastlanılmış olup, orojenez öncesi geliştiklerine inanılmaktadır. Bununla beraber türbidit ve fliš hiç bir zaman aynı anlamda kullanılamazlar. Kuenen, "türbidit formasyonu" teriminin

tamamen sedimantolojik bir anlam taşıdığını ve özel bir mekanizmayı işaret ettiğini, "fliš" in hiç bir tanımlamasına karşılık tutulamayacağını defalarca söylemiştir. Çoğu türbiditler, grovak ve kırıntılı kireçtaşlarından yapılmış olmalarına rağmen mineralojik bileşimleri çok farklı olabilir. Türbiditleri oluşturan kaya tiplerinin ortak özellikleri, bunların bulantı akıntılarında oluştuklarını simgeleyen belirli taşınma ve çökeltme özellikleri göstermeleridir. Türbiditlerle kolayca kıyaslanabilecek çökeller "sığ" bir havza içerisinde de çöktürülebilirler. Diğer taraftan çok sayıda "türbidit" özellikleri gösteren çökeller de türbidit değildir. Son sözü edilen grup "flaxotürbidit" olarak adlandırılabilir. Sığ su özelliklerinin bulunmaması, türbidit fasiyes modeline (Bouma, 1962) uygunluğu ve bunlarla beraber türbiditlerde tanımlanabilecek diğer özellikler (kumtaşlarındaki derecelenme, taban yapıları, konvolüt laminalanma) bir çökeltin bulantı akıntılarını yardımıyla çöktürülmüş olduklarını tanımlamıza hizmet ederler. Eğer türbiditler jeosenkinal çökellerinin bir bölümünü oluşturlarsa, jeosenkinal sadece sığ su çökelleri ile doldurulmuş olmaz (McBride, s. 103).

Defalarca söylendiği gibi türbiditler yaygın olarak jeosenkinal çökellerinin bir bölümünü oluşturmaları nedeniyle, havzaların paleojeolojik ve tektonik gelişimlerini ortaya koymada son derece yardımcı olurlar. Bazı türbidit formasyonları petrol taşımaları yönünden çok önemlidirler. Türkiye'de fliš olarak bilinen türbidit formasyonları geniş alanlar kaplarlar. Buna ek olarak, bu kalın türbidit istifleri içindeki bazı düzeylerde petrolü kumtaşları (özellikle Haymana Yöresinde) boldur. Gerek eski türbiditler ve gerekse Modern derin-deniz kumları üzerine yapılacak araştırmalar pek çok tartışmalı sorunlara çözüm getirecektir.

DEĞİNİLEN BELGELER

Alleman, F., 1957, Geologie des Fürstentums Liechtenstein (südwestlicher Teil) unter besonderer Berücksichtigung des Flyschproblems: Historische Ver. Fürstentum Liechtenstein, Jahrb., 56, 1-244.

Bassett, D. A. ve Walton, E. K., 1960, The Hell's Mouth Grits: Cambrian greywackes in St. Tudwal's Peninsula, North Wales: Quart. J. Geol. Soc. London, 116, 85-110.

Bouma, A. H., 1962, Sedimentology of some Flysch Deposites. A Graphic Approach to Facies Interpretation; Elsevier, Amsterdam, 168 s.

Bouma, A. H. 1964, Turbidites; Bouma, A. H. ve Brouwer, A. ed., Turbidites de: Elsevier, Amsterdam, 247-256.

Dzulynski, S. ve Radomski, A., 1955, Origin of groove casts in the light of turbidity current hypothesis (İngilizce özet): Acta Géol. Pologne, 5, 47-56.

Dzulynski, S. ve Sanders, J. E. 1962, Current marks on firm mud bottoms: Trans. Conn. Acad. Arts Sci., 42, 57-96.

Dzulynski, S. ve Slaczka, A., 1958, Directional structures and sedimentation of the Krosno beds (Carpathian flysch): Ann. Soc. Géol. Pologne, 28 (3), 205-259.

Dzulynski, S. ve Slaczka, A., 1960, An example of Large scale bottom erosion in the flysch basin: Ann. Soc. Géol. Pologne, 29 (4), 327-333.

Dzulynski, S. ve Smith, A. J., 1964, Flysch facies: Ann. Soc. Geol. Pologne, 34, 245-266.

Dzulynski, S. ve Walton, E. K., 1963, Experimental production of sole markings: Trans. Edinburgh Geol. Soc., 19, 279-305.

Gökçen, S. L., 1976, Haymana Güneyinin Sedimantolojik İncelenmesi (SW Ankara) Doçentlik tezi; Hacettepe Üniversitesi Yerbilimleri Enstitüsü Beytepe, Ankara, 1975, (Yayınlanmamış).

Gubler, Y., 1958, Etude critique des sources du matériel constituant certaines séries détritiques dans Letertiaire des Alpes françaises du Sud, formations detritiques de Barreme, Flysch "Grés d'Annot": Eclogae Geol. Helv., 51, 942-977.

Ksiazkiewicz, M., 1954, Graded and Laminated bedding in the Carpathian flysch: Ann. Soc. Geol. Pologne, 22, 389-449.

Ksiazkiewicz, M. 1958 a, Şubmarine slumping in Carpathian flysch: Ann. Soc. Géol. Pologne, 28, 123-150.

Ksiazkiewicz, M. 1958 b, Stratigraphy of the Magura Series in the Sredni Beskid (Carpathians): Biul. Inst. Geol., 135, 43-96.

Kuenen, PH. H., 1957, Sole markings of graded greywacke beds: J. Geol., 65, 231-258.

Kuenen PH. H., 1959, Turbidity currents a major factor in flysch deposition: Eclogae Geol. Helv., 51, 1009-1021.

Kuenen, PH. H., ve Mı2hiorini, C. I., 1950, Turbidity Currents as a cause of graded bedding. J. Geol., 58, 91-127.

- Nelson, C. H. ve L. D. Kulm, 1973, Submarine fans and deep-sea channels, in G. V. Middleton and A. H. Bouma, Eds., *Turbidites and Deep Water Sedimentation*, Pacific Section: Soc. Econ. Paleont. Min. Short Course Notes, 39-78.
- Normark, W. R., 1974, Submarine canyons and fan valleys; factors affecting growth patterns of deep sea fans, in R. H. DOTT, Jr. and R. H. Shaver, eds., *Modern and Ancient Geosynclinal Sedimentation*: Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ. 19, 56-68.
- Passaga, R., 1954, Turbidity currents and petroleum exploration: *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists*, 38, 1871-1887.
- Potter, P. E. ve Pettijohn, F. J., 1963, *Paleocurrents and Basin Analysis*: Springer. Verlag, Berlin, 296. s.
- Selley, R. C., 1970, *Ancient Sedimentary Environments*: Chapman and Hall, London, 224 s.
- Sielacher, A., 1958, Zur ökologischen Charakteristik von Flysch und Molasse: *Eclogae Geol.*, 70, 227-234.
- Stanley, D. J., 1961, *Studes Sédimentologiques des grées d'Annot et de leurs équivalents latéraux*: Thesis University of Grenoble.
- Studer, B., 1827 a, Notice geognostique sur quelques parties de la chaîne de Stockhorn et sur la houille du Siemmental, Canton Berne: *Ann. Sci. Nat.*, XI, Paris 1.
- Studer, B., 1827 b, Geognostische Bemerkungen über einige Teile der nördlichen Alpenkette. *Z. Mineral.*, 1-39.
- Sullwold JR., H. H., 1959, Nomenclature of load deformation in turbidites: *Bull. Geol. Soc. Am.*, 70, 1247-1248.
- Şenalp, M., 1974, Tertiary sedimentation in part of the Çankırı - Çorum basin, Central Anatolia, Ph. D., 389 s. (Yayınlanmamış).
- Şenalp, M. ve Gökçen, S. L., 1975, Kayma oluşukları, Olistostromlar ve türbidit fasiyeslerini ayırıcı jeolojik/sedimentolojik ölçütler: TBTAK, V. Bilim Kongresi Tebliğ özetleri.
- Ten Heaf, E., 1959, *Graded Beds of the Northern Appenines*: Thesis, State Univ. of Groningen, Groningen, 102 s.
- Tercier, J., 1947, Le flysch dans la sedimentation alpine: *Eclogae Geol. Helv.*, 40, 184-198.
- Trümpy, R., 1960, Paleotectonic evolution of the central and western Alps: *Bull. Geol. Soc. Am.*, 71, 843-908.
- Vasicek, M., 1954, Marks of revolutionary sedimentary processes. (İngilizce özet): *Sb. Ustred. Ustavu Geol.*, 21, 495-545.
- Vassoevic, N. B., 1948, Le Flysch et les Methodes de son Etude (Rusça): *Gostoptekhzdat, Leningrad*, 1, 216 s.
- Vassoevic, N. B., 1953, On some structures in the flysch (İngilizce özet): *Tr. Lvov sk. Geol. Obscesto*, 3, 17-85.
- Walker, R. G., 1967, Turbidite sedimentary structures and their relationship to proximal and distal depotional environments: *J. Sed. Pet.*, 37, 25-43.
- Walker, R. G., 1976, Facies Models 2. Turbidites and Associated Coarse clastic Deposits: *Geoscience Canada*, 3, o. 1, 25-36.
- Walker, R. G. ve E. Mutti; 1973, Turbidite facies and facies associations, in G. V. Middleton and A. H. Bouma Eds. *Turbidites and deep water sedimentation*; Pacific Section: Soc. Econ. Paleont. Min., Short Course Notes, p 119-157.
- Williams, H. S. 1881, Channel fillings in Upper Devonian shales: *Am. J. Sci.*, 21, 318-320.
- Wood, A. ve Smith, A. J., 1959, The sedimentation history of the Aberystwyth Grits (Upper Llandoveryan): *Puart. J. Geol. Soc. London*, 114, 163-195.