

Alüvyon Yelpazesi Geometrisini Etkileyen Etkenler ve Çökel Taşıma Mekanizmaları

Talat ÖZBEK MTA Genel Müdürlüğü, Jeoloji Etüdüleri Dairesi, Ankara

ÖZ : Karasal moloz akmaları, su altı karşıtlarından ve alüvyon yelpazelerinde akarsu etkisi ile (water-laid) oluşmuş çökellerden belirgin farklılıklar göstermektedir. Örgülü akarsu çökelleri (braided river deposits), daha yaşlı olan moloz akması (debris flow) ve yaygı taşkını (sheetflood) çökellerinin yeniden işlenerek depolanması ile oluşmaktadır. Bu yazıda, daha çok silt ve kil boyu malzeme içeren çamur akması (mudflow) ile daha çok kum ve kaba tane içeren kırıntı akması (debris flow) terimleri birleştirilerek moloz akması terimi olarak kullanılmıştır. Akarsu çökelleri, yerel akaçlama havzalarında yeniden işleme, tanelerin fiziksel süreçlerle parçalanması, daha iyi boylanma ve daha düşük ortalama çakıl boyu gibi özellikleri ile moloz akması çökellerinden ayrılmaktadır.

Karasal moloz akmaları genelde yüksek viskoziteye sahip olup laminar akma özellikleri gösterir. Ayrıca moloz akmaları, çökel yapılı azlığı ya da yokluğu ve hamur destekli olmaları ile akarsu ile oluşmuş çökellerden farklıdır. Çamurlu bir hamur içerisinde çakılların yüzer halde olması, geniş çakıl boyu aralığı, belirgin derecede kötü boylanma ve yüksek çökel/su konsantrasyonuna sahip olmaları karasal moloz akmalarının tipik özelliklerindedir. Çapraz katmanlanma yokluğu ve moloz akması çökellerinin büyük yanal uzanımlara sahip olması taşınma esnasında türbülans yokluğuna işaretir. Aşınma yüzeylerinin enderliği ve arasına çakıl uzun eksenlerinin katmanlanmaya koşut olarak yönelmesi laminar akma kökenine bir işaretir. İnce taneli katmanlar içerisine çakılların alttan girinti yapması akmanın hamur dayanımını göstermektedir.

Hamur dayanımı (matrix strength) ve kaldırma kuvveti (buoyancy) karasal moloz akmalarında yaygın olan iki tane destek mekanizmasıdır. Su/çökel oranı büyüdüğünden ve türbülans baskınlaştığından su altı karşıtlarında bu iki mekanizma, yerlerini dağıtıcı basınç (dispersive pressure) ve tanenin taneye desteği (grain-to-grain support) gibi mekanizmalara bırakmaktadır.

Alüvyon yelpazesi ilerlemesi veya gerilemesinin nedenleri tektonik, jeomorfolojik, östatik veya iklimsel olabilir. Tane-boyu büyümesi veya küçülmesi gösteren istifler bu nedenlerden bir veya birkaçı ile açıklanabilir.

Maksimum tane boyu / katman kalınlığı ilişkisi; moloz akması çökellerini örgülü akarsu ve taşkın ovası çökellerinden ayırmak ve tane boyu büyümesi ya da küçülmesi gösteren istifleri tanımak için kullanılmaktadır. Bu ilişki, özellikle moloz akması çökellerinde önemli olup, örgülü akarsu çökelleri daha zayıf bir denestirme gösterirken, taşkın ovası çökellerinde hiçbir ilişki gözlenmez. Karasal moloz akması çökellerinde katmanlanma yüzeylerinin zorlukla ve ender olarak tanınabilmesi bu tekniğin kullanılmasında karşılaşılan en büyük engeldir.

GİRİŞ

Alüvyon yelpazesi, akarsu tarafından bir dağ eteğinde yığılmış çökellerden oluşan bir kütle olup yaygın olarak koni şeklindedir. Bir akaçlama havzasında moloz birikimi ve onun dağ önüne hızlı taşınımı ile çökelme oluşmaktadır [1]. Alüvyon yelpazeleri kalın, oksitlenmiş, orojenik çökellerden oluşmuşlardır. Komşu dağlardaki yükselimin süresi ve oranı [2], havzadaki çökme [3, 4, 5], bu iki etkenin birlikte etkin olması [6] ve iklimsel değişimler [7, 8, 9] yelpaze geometrilerini etkileyen etkenlerdir. Alüvyon yelpazelerinde genel olarak örgülü akarsu çökelleri [2, 10] ve kütle akması çökelleri olmak üzere iki baskın çökel cinsi bulunmaktadır. Alüvyon yelpazelerindeki örgülü akarsu çökelleri alüvyon düzlüklerindeki çökellere benzer olup çökel yapı ve dokulara dayanarak bir ayırım yapılamamaktadır [11]. Moloz akması çökelleri, alüvyon yelpazesi çökellerinin tanınmasında kullanılan en önemli ölçütlerden birisi olarak bilinmektedir [3, 12, 13, 14]. Buzulönü yıkama ovası (proglacial outwash), hümid bölgelerdeki alüvyon yelpazeleri için bir model olarak önerilmişse de daha ılıman ve sıcak iklimlerdeki bitki örtüsünün etkisi göz önüne alınmamıştır. Alüvyon yelpazeleri, çökelme ortamının viskozitesi ile ilişkili bir dizi süreçle oluşturulan çökeller içermektedir. Eski alüvyon yelpazesi çökellerinde viskozite doku ve katman özellikleri ile belirlenmektedir [15]. Yelpaze çökelleri birçok araştırmacı tarafından bu özelliğe dayanarak sınıflanmıştır (Çizelge 1). Çamur akması ve akarsu ile oluşan çökeller arasında bir sınır koymak zor da olsa bir genelleme olarak moloz akması çökelleri yelpazenin yakınsak kesimlerinde, akarsu çökelleri ile yelpazenin ıraksak kesimlerinde yaygın olarak görülmektedir. Akarsu çökelleri yaygın olarak kanal dolguları biçiminde olup bazen sınırsız örtüler biçiminde de gelişmektedir. Yelpaze etekleri ince-taneli, kilce zengin çökellerden oluşmakta olup akarsu çökelleri olarak yorumlanmaktadır [1,].

Bu yazı temel olarak iki değişik bölüme ayrılmaktadır. İlkinde alüvyon yelpazesi çökelleri (moloz akması ve akarsu çökelleri) tartışılmakta olup moloz akması çökelleri ayrıntılı olarak ele alınmaktadır. Sonraki bölümde, havza kenarı faylanması/alüvyon yelpazesi konumu modelleri, dönemsellik (cyclicite), istifte yukarıya doğru tane boyu büyümesi veya küçülmesi ve alüvyon yelpazesi gelişiminde etkin süreçler (tektonik, iklim vb) tartışmanın odağını oluşturmaktadır.

Çizelge 1 — Alüvyon yelpazesi çökellerini tanımlayan terminolojilerin karşılaştırılması.

Viskozite	Blissenbach (1954) [16]	Batt ve diğ. (1972) [17]	Bull (1972) [2]
Yüksek	Yaygı taşkını (Sheetflood)	Moloz akması (Debris flow)	Moloz akması/Çamur akması (Debris flow/Mudflow)
Orta	Akarsu taşkını (Stream flood)	Yaygı yıkaması (Sheet wash)	Yaygı taşkını (Sheet flood)
Düşük	Akarsu (Stream)	Örgülü akarsu (Braided river)	Kanal (Channel)

MOLOZ AKMASI ÇÖKELLERİ

Alüvyon yelpazesi çökelleri, moloz akması ve akarsu çökellerini birlikte içerebildiği gibi her birini ayrı ayrı da içerebilir. Akarsu çökelleri; kanal, yaygı taşkını veya elenme (seive) çökellerinden oluşmaktadır [1, 2]. Arakesit noktası yukarısında moloz akması çökelleri, aşağısında ise akarsu çökelleri yaygındır [1]. Genel olarak çökel kalınlığı yelpaze başında maksimum olup, yelpaze eteğine doğru bu kalınlık dereceli olarak azalmaktadır. Aynı şekilde yelpaze başından eteğine doğru tane boyunda da dereceli bir küçülme görülmektedir.

Moloz akmalarında tane-destek mekanizmaları

Çekim nedenli (gravity-driven) çökel akmalarının oluşum ve mekanik özelliklerini anlamak için büyük bir çaba harcanmıştır. Düşük eğimli yamaçlar üzerinde uzun mesafeler gidebilmeleri ve olağanüstü kaba malzeme taşıyabilmeleri bu akmaların en belirgin özelliklerindedir. Kaynaklarından 20 km den fazla taşınmış ve bir kaç derecelik eğimli yamaçlarda hareket yeteneğini kaybetmiş blok taşıyan karasal moloz akmaları gözlenmiştir [18].

Çekim nedenli akmalar dört uç süreç arasında kesiksiz bir dizi oluşturmaktadır. Taşınan taneler akma esnasında desteklenmektedir [19]. (Çizelge 2). Bu şemaya göre moloz akması; su, kil mineralleri ve kaba taneli kıtalardan oluşmaktadır. Kil ve su, Newtoniyen olmayan dayanıklı bir akışkan oluşturmaktadır [19, 21]). İdeal bir moloz akmasındaki hamur dayanımı, taneler katının ağırlığını desteklemeye yeterli olup onları dağılmış bir durumda tut-

Çizelge 2 — Çökel çekim akması [20].

Akma tipi	Çökel destek mekanizması
Bulantı akıntısı (Turbidity current)	Akışkan türbülansı
Akışkanlaşmış çökel akması (Fluidized flow)	Gözenek sıvısının kaçması (tam destek)
Sıvılaşmış çökel akması (Liquefied flow)	Gözenek sıvısının kaçması (kısmen destek)
Tane akması (Grain flow)	Dağıtıcı basınç
Moloz akması (Mudflow or cohesive debris flow)	Hamur dayanımı

maktadır. Dayanım mekanizmaları ve kaldırma gücünü bir varsayımda birleştiren Rodine ve Johnson [22], daha iri tanelerin dereceli olarak kil-su karışımı üzerine piramit şeklinde birikerek bütün taneler desteklenene kadar tutucu kuvvet ve artan kaldırma ile bir arada tutulduklarını belirlemişlerdir.

Literatürde dört değişik tane-destek mekanizması bilinmektedir :

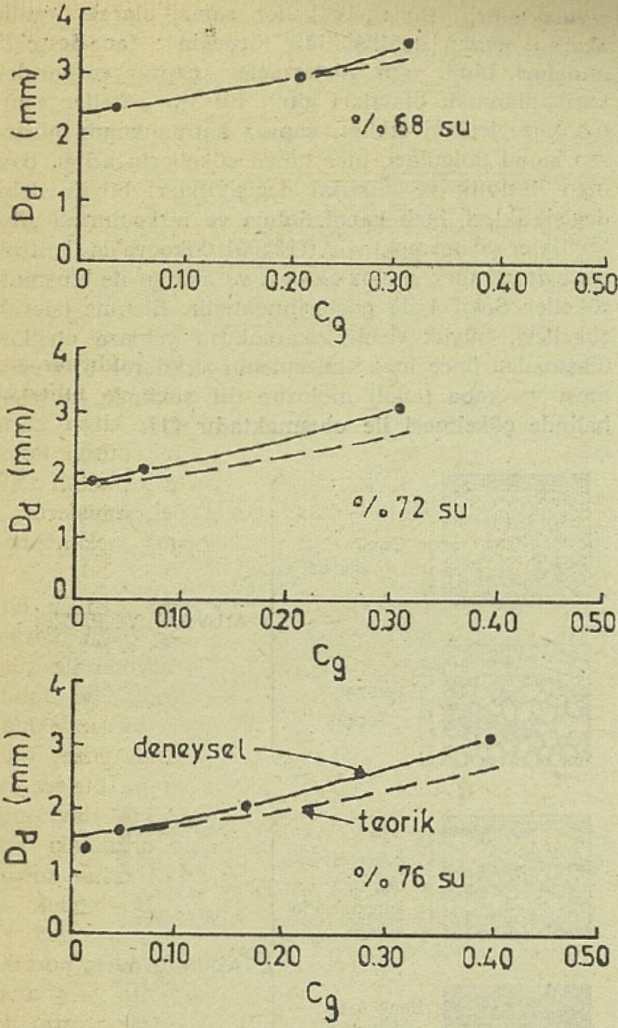
1) **Kil-su bulantısının tutucu gücü** : Kil-su bulantısının gücü kil konsantrasyonuna bağlı olarak değişmektedir [20, 21]. Kil konsantrasyonu ile süspansiyon gücü arasındaki ilişkiler Rodine ve Johnson [22] tarafından saptanmıştır. Bir moloz akmasındaki katı bileşenler taşınma esnasında yüzey halinde bulunmaktadır. Kil mineralleri ve bu birleşerek belirli bir güce sahip tek bir akışkan gibi davranır. Coulomb-viscous modeli, moloz akmasındaki hız profilini ve bunu korumak için gerekli kritik koşulları tahmin etmekte kullanılmaktadır. Bu model

$$\tau = c + \sigma \mu \tan \phi + \mu \epsilon, \tau > c + \sigma \mu \tan \phi$$

şeklinde olup τ iç makaslama gerilimi, $\sigma \mu$ iç normal gerilim, ϕ iç sürtünme açısı, μ viskozite ve ϵ makaslama gerilimi oranı (the rate of shear strain) ile tanımlanmaktadır. Sağ taraftaki eşitsizlik, makaslama gerilimi, molozun toplam varolma gücünü aşarsa akmanın oluşacağını göstermektedir.

2) **Kaldırma kuvveti (buoyancy)** : Moloz akmalarında kuvvet (cohesive strength) ile birlikte çalışan diğer bir önemli tane-destek mekanizması da kaldırma kuvvetidir. Kaldırma kuvvetinin iki ana bileşeni vardır [21]. İlki suyun yoğunluğu nedeniyle olan ve **Newtoniyen** tip akışkanlarda görülen durumdur. Bu durumda kil ve kaba tanelerin ağırlığı suya aktarılarak gözenek basıncında bir artış sağlanmaktadır. Kil parçacıkları ile suyun yakın ilişkisi, bir moloz akması esnasında bu basıncın dağılmasını önlemektedir. İkincisi ise, molozun gücü olup kil-su hamuru ile desteklenen kaba tanelerin konsantrasyonu ile artmaktadır. Bu artış kuramsal olarak kaldırma kuvvetini arttıran aşırı gözenek basıncı ile açıklanabilmektedir. Şekil 1'de kaba taneli katıların konsantrasyonu ile ilişkili olarak deneysel ve kuramsal yeterlilik (competence) değerleri verilmektedir.

3) **Dağıtıcı basınç (dispersive pressure)** : Dağıtıcı basınç, akan bir bulantı içerisindeki tanelerin karşılıklı dinamik hareketlerinden kaynaklanmaktadır [19, 23]. Bu mekanizma iki yönü ile irdelenmiştir. İlki; akışkan fazının gücü dağıtıcı basıncın rolünü



Şekil 1 — Kaba taneli katların konsantrasyonu ile ilişkili deneysel yeterlilik değerleri [21].

etkilemektedir. Taneleri kaldıran dağıtıcı basınç, üste gelen akışkanın gücünü de yenmek zorundadır. İkincisi, taneler bir kez dağıtıldığında akışkanın gücü onları aynı şekilde tutmak eğiliminde olduğundan dağıtıcı basıncın rolü azalmaktadır.

4) Tanenin taneyi desteklemesi (grain-to-grain support) : Tanenin taneyi desteklemesi mekanizması, tane konsantrasyonunun % 50 den fazla olduğu ortamlarda ve bulantılı koşullarında işlemektedir. Karasal moloz akmalarında bir destek mekanizması oluşturan türbülans (çalkantı) kapasitesi, çoğu akmaların laminar özellikle olması [14, 24], yüksek viskozite [15, 25] ve yüksek tutucu güç [19] nedeni ile pek çalışmamaktadır.

Sonuç olarak, akışkan fazının tutuculuğu ile tanelerin desteği, gerçek moloz akmalarını tane akmalarından (grain flow) ve türbiditik akmalardan ayırmaktadır. Karasal moloz akmalarında taneler; akışkanın yukarıya doğru kaçması ve dağıtıcı basınçtan çok, akışkanın tutucu gücü ve kaldırma kuvveti ile desteklenmektedir.

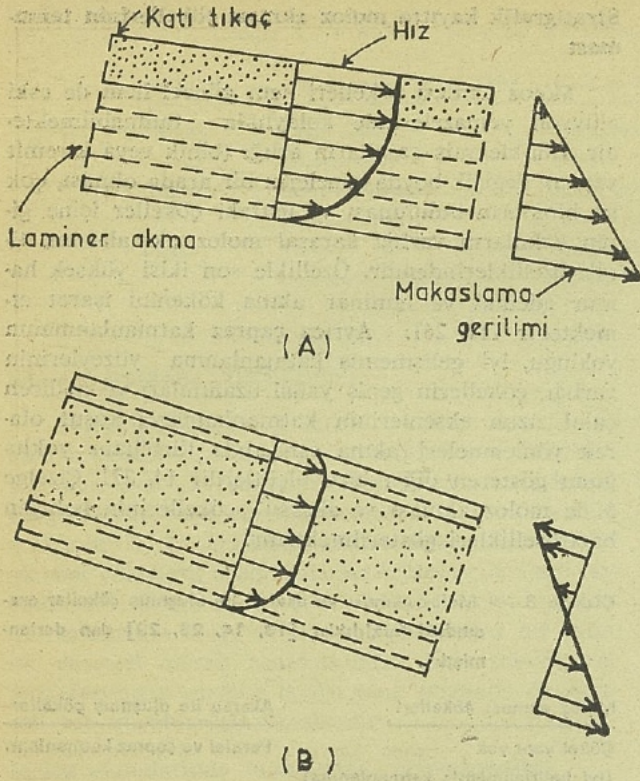
Stratigrafik kayıta moloz akması çökellerinin tanınması

Moloz akması çökelleri hem güncel hem de eski alüvyon yelpazelerinde kolaylıkla tanınabilmektedir. Biniklenmiş çakılların azlığı (binik veya kiremit yapısı), değişik boyda tanelerin bir arada olması, çok iri blokların bulunması ve üstteki çökeller içine giren çakılların varlığı karasal moloz akmalarının tipik özelliklerindedir. Özellikle son ikisi yüksek hamur gücünü ve laminar akma kökenini işaret etmektedir [14, 26]. Ayrıca çapraz katmanlanmanın yokluğu, iyi gelişmemiş katmanlanma yüzeylerinin varlığı, çökellerin geniş yanal uzanımları ve nadiren çakıl uzun eksenlerinin katmanlanmaya koşut olarak yönelmeleri akma esnasında türbülans yokluğunu gösteren diğer bazı ölçütlerdir [4, 27]. Çizelge 3 de moloz akması ve akarsu çökellerinin belirgin bazı özellikleri gösterilmektedir.

Çizelge 3 — Moloz akması ve akarsu ile oluşmuş çökeller arasındaki farklılıklar [13, 14, 28, 29] dan derlenmiştir.

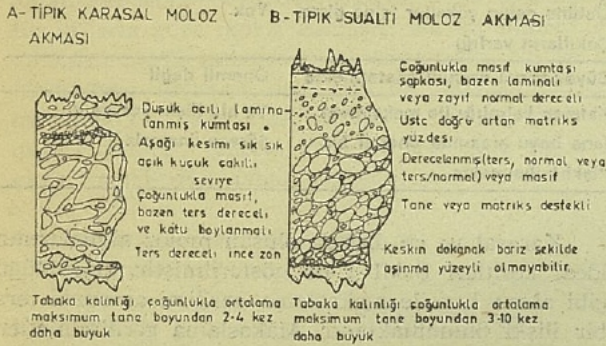
Moloz akması çökelleri	Akarsu ile oluşmuş çökeller
Çökel yapı yok	Paralel ve çapraz katmanlanma
(iyi belirlenmemiş katmanlanma)	
Hamur destekli	Tane destekli
Ender görülen aşınma yüzeyleri	İyi gelişmiş aşınma yüzeyleri
İnce taneli örtü	Yok veya ender
Dereceli katmanlanma yok	Yaygın dereceli katmanlanma
Kötü veya hiç gelişmemiş binik yapı	İyi gelişmiş binik yapı
Yüksek viskozite	Düşük viskozite
Laminar akma kökenli	Bulantı ve diğer çekim türümlü akmalar
Kötü boylanma	İyi boylanma
Üstüne gelen çökeller içine giren çakılların varlığı	Yok
Büyük yanal uzanım göstermekte	Önemli değil
Katman kalınlığı ile maksimum tane boyu arasında önemli bir ilişki bulunmakta	Ya hiç ilişki yok ya da görece önemsiz

Karasal ve su altında oluşan moloz akmalarının ideal kesitleri Şekil 2 de gösterilmiştir. Görüldüğü gibi akma hızı ile makaslama gerilimi arasında ters bir ilişki bulunmaktadır. Makaslama geriliminin en düşük olduğu üst kısımda akma hızı en yüksektir (Şekil 2a). İdeal bir su altı moloz akması örneğinde (Şekil 2b) üst kısımda makaslama gerilimi önemli bir büyüklüğe ulaşmaktadır. Karasal moloz akmalarında herhangi bir düzeydeki iç makaslama gerilimi, gömülme ağırlığının yamaç aşağı bileşeni ile temsil edilmektedir. Su altı moloz akmalarında herhangi bir düzeydeki iç makaslama gerilimi ise, gömülmenin yamaç aşağı bileşeni ve üste gelen suyun sürtünme direnci ile üretilen arakesit gerilimi arasındaki fark



Şekil 2 — İdeai moloz akması kesitleri : a) karasal moloz akması, b) su altı moloz akması [19].

ile belirlenmektedir [19]. Karasal bir moloz akmasında katı bir tampon akma üzerinde taşınırken, su altı moloz akmasında bu katı tampon akma içerisinde yüzmekte olup makaslama zonları akmanın alt ve üst yüzeyine yerleşmiştir. Şekil 3 de Polonya'da bulunan tipik karasal ve su altı moloz akması çökelleri gösterilmektedir.

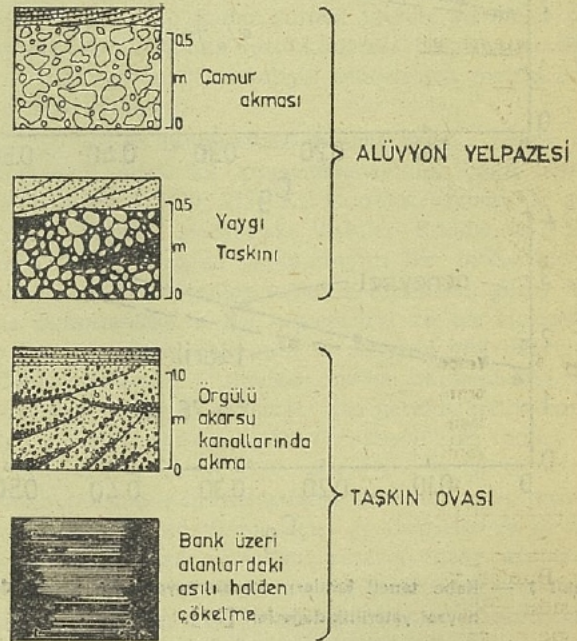


Şekil 3 — Jeolojik kayıtlarda görülen (A) tipik karasal, (B) tipik su altı moloz akması çökelleri [29].

AKARSU İLE OLUŞTURULAN ÇÖKELLER

Akarsu ile oluşturulan çökeller -elenme çökelleri hariç- büyük ölçekli çapraz katmanlanma, iyi boyanma ve yuvarlaklaşma, binik veya kiremit yapısı, daha ince taneli malzeme ile ara katmanlanma ve yanal olarak katman süreksizliği gibi özellikler gös-

termektedir. Bu tip çökeller sonuç olarak örgülü akarsu ortamı ile ilişkilidir (örneğin : tane-destekli olmaları, binik yapı göstermeleri, çapraz ve paralel katmanlanmalı olmaları gibi). Bu tip çökeller aşınma yüzeylerinin sıklığı, çapraz katmanlanma gösteren kanal dolguları, ince taneli çökellerin azlığı, çok hızlı litolojik ve dokusal değişiklikler, büyük debi değişiklikleri, hızlı kanal dolma ve terk edilmesi gibi özellikler göstermektedir [28, 30]. İskoçya'da Central Skye'da görülen moloz akması ve akarsu ile oluşmuş çökeller Şekil 4 de gösterilmektedir. Elenme (sieve) çökelleri, büyük debili akarsuların yelpaze eteğine ulaşmadan önce ince malzemenin süzülerek alta geçmesi ve kaba taneli molozun dil şeklinde kütleler halinde çökmesi ile oluşmaktadır [1].

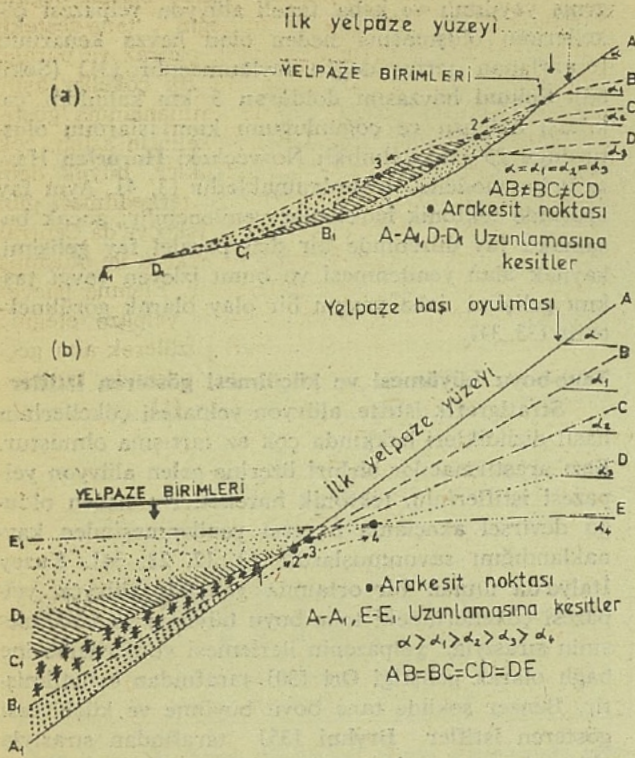


Şekil 4 — İskoçya'da Central Skye'da Triyas istifinde gözlenen dört ayrı fasiyesin diyagramda görünümü [31].

ALÜVYON YELPAZESİ DEĞİŞİMİ

Arakesit noktası yer değiştirmesi

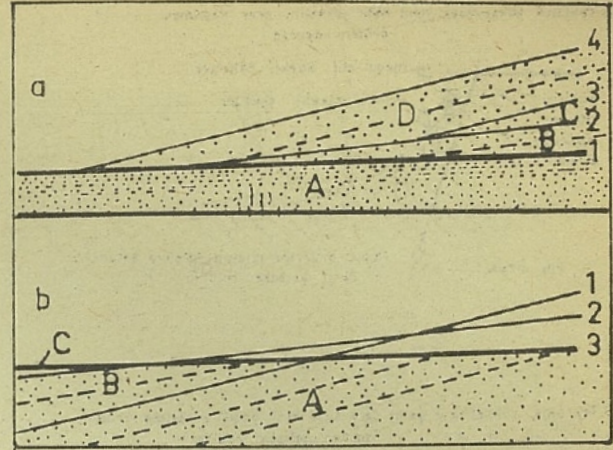
Ana kanalın yelpaze ortasına yakın bir yerde yüze çıktıği nokta Hooke [1] tarafından arakesit noktası olarak isimlendirilmiştir. Arakesit noktası yer değiştirmesi, çökeltme ve nehir yatağı oyulmasının (entrenchment) bağlı oranları ile saptanmaktadır [32]. Paralel profillerin oluşumuna neden olan oyma, arakesit noktasını yelpazenin aşağısına doğru ilerletirken (Şekil 5a), oyma sabit kalmadığında ve boyuna kesitler geliştiğinde bu nokta yelpaze yukarısına hareket edecektir (Şekil 5b). Bu durumda çökeltme yelpaze üzerinde daha baskın hale gelecektir. Aşağıya doğru kesme (downcutting) ve çökeltme sırasıyla; taban düzeyi düşmesi (Şekil 5a) ve yükselmesi (Şekil 5b) ile ilişkilidir. Miall [33] ve Heward [34] tektonik kontrolü yansıtan kaynak alan yükselimi (source area uplift) ve havza çökmesine (basin subsidence) dayanan yelpaze değişiminden söz etmekte-



Şekil 5 — Yelpaze başı oyulması : a) eşit olmayan oyma oranı sonucu arakesit noktasının yelpaze aşağı taşınması ve paralel boyuna kesitler, b) sabit yarma sonucu arakesit noktasının yelpaze ve yukarı göç etmesi ve boyuna kesitlerin düzleşmesi [32].

dir. Bunlar yelpaze bölünmesi ve yelpaze başı oyulmasıdır. Bölünmüş yelpazelerin enine kesitleri, başlangıç noktasına doğru dikleşen iki veya fazla bölüm gösterir (Şekil 6a). Bu araştırmacılara göre, bölümlerden herbiri ya kaynak alandaki yükselimi ya da havza çökmesini temsil etmektedir. Bu durum ya dik bir çökme yamacında ya da önceki bir yelpazenin yakınsak bitimi üzerinde çökme konisi oluşumuna neden olur. Bu süreç yeteri kadar uzun olursa yakınsak çökeller iraksak çökeller üzerine gelirler. Bu durum istifte yukarıya doğru tane boyunda bir kabalaşmaya neden olmaktadır [6, 28]. Kaynak alan yükselimindeki görece azalma yelpaze başının oyulmasına neden olmaktadır. Daha yaşlı yelpaze, yüzeyleri teras kalıntıları olarak bırakılıp düşük açılı uyumsuzluklar bırakarak yenileri ile kesilirler [27] (Şekil 6b).

Heward [34] ve Steel [28] e göre güncel alüvyon yelpazeleri, tektonik yükselmeye iki yolla karşılık vermektedir : a) Bağlı yükselme oranı dere kesilmesini (stream dissection) aşarsa, etkin yelpaze bölümleri yelpaze başı yakınında oluşur (Şekil 7a), b) Dere kesilmesi oranı bağlı yükselme oranını aşarsa uzun süreli oyma oluşur ve etkin yelpaze bölümü yelpaze eteğinde gelişir (Şekil 7b). Herbir durumda etkin yelpaze bölümünün ilerlemesi, istifte yukarıya doğru



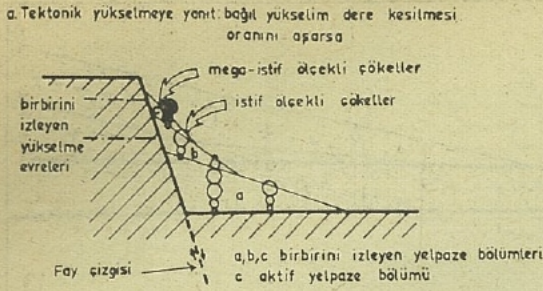
Şekil 6 — Kaynak kayaç yükselimi ve havza çökmesine bağlı olarak gelişen iki alüvyon yelpazesi modeli. 1 ve 4 arasındaki rakamlar birbirini izleyen yelpaze kesitleri olup A, B, C ve D yelpaze çökellerinden oluşan ve birbirini izleyen kamalanmalardır.

- Kaba molozun dışı doğru artan oranda ilerlemesi, çökme yüzeyinin ileri derecede dikleşmesi ve yelpaze bölünmesine neden olan yükselme havza çökmesi ve çökmeden daha hızlı (sağa doğru),
- Kaynak alanı yükselmesindeki bağlı azalmanın neden olduğu yelpaze başı oyulması. Daha yaşlı yelpaze yüzeyleri teras kalıntıları olarak kalabilir, daha eski yelpaze bölümleri düşük açılı uyumsuzluklar bırakarak yenileri ile kesilebilir ve yelpaze çökelleri yukarıya doğru daha ince taneli olurlar [33].

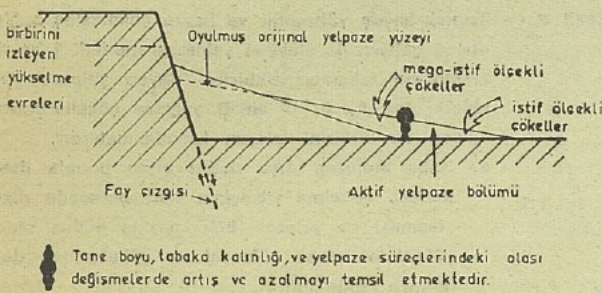
tane boyu büyümesine veya yükselmenin ileri bir evresinde mega-istiflerin oluşmasına neden olmaktadır [34].

Havza kenarı yapısı ve alüvyon yelpazesi konumları

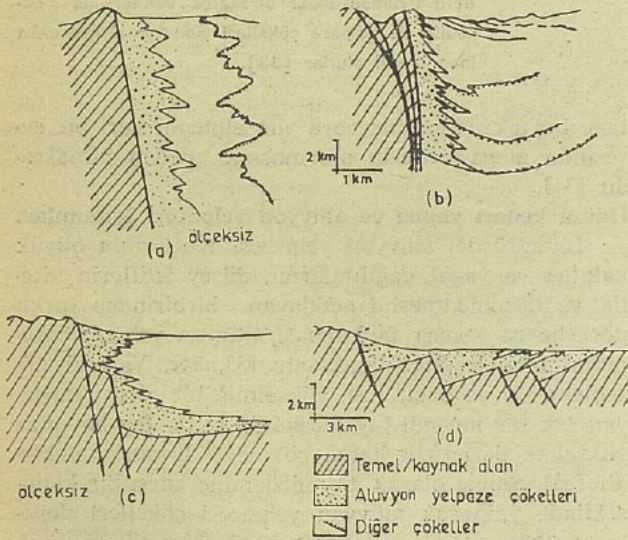
Literatürde, alüvyon yelpazesi istiflerinin büyük kalınlık ve yanal dağılımlarını, düşey istiflerin nitelik ve düzenlenmesini açıklayan birbirinden farklı dört havza kenarı faylanması/alüvyon yelpazesi konumu modeli tartışılmaktadır [33, 34]. Yapısal düzenlemenin en basit tipi, yükselmiş bir alanı sınırlayan tek bir normal fay düzenidir ki bu fay boyunca yükselme ilerlerken havza çökmeye devam etmektedir [33]. Sonuç olarak, fay düzlemine karşı bir kama şeklinde yakınsak alüvyon yelpazesi çökelleri depolanır (Şekil 8a). İkinci tip havza kenarı/alüvyon yelpazesi konumu, oblik bileşeni de olan ana-doğrultu atımlı fayların düşen taraflarında yaygın olarak oluşmaktadır ve birkaç dönem devam edebilir [34] (Şekil 8b). Örnek olarak, Norveç'teki doğrultu-atımlı faya komşu olarak gelişmiş olan **Hornelen** havzasındaki alüvyon yelpazesi gösterilebilir [31]. Üçüncü tip, bir dizi basamaklanmış faydan oluşan havza kenarının geriye doğru faylanması ile oluşmaktadır (Şekil 8c). Sürekli yükselme ve kaynak alanının aşınımı yüzünden çakıllar terslenmiş bir stratigrafik istif oluşturacak şekilde dizilirler [27, 31]. Bu tip bir



b. Tektonik yükselmeye yanıt:dere kesilmesi bağıl yükselme oranını aşarken gelişen oyulma.



Şekil 7 — Hayali (hipotetik) alüvyon yelpazesi davranış modelleri : a) yükselme dere kesmesi oranını aşarsa b) dere kesmesi yükselme oranını aşarsa [34].



Şekil 8 — Alüvyon yelpazesi/havza kenarı konumları : a) basit faylanma [33], b) nispeten kalıcı havza fayı veya fay zonu [34], c) havza kenarının geriye doğru sınırlı faylanması [34], d) havza kenarının tekrarlanan geriye doğru faylanması [34].

faylanma, havza kenarı fayları boyunca ortalama bir çökel kalınlığı ve çizgisellik oluşturmaktadır. Havza kenarını oluşturan fayın, ana komşu faydan daha genç olduğu açıktır (Şekil 8c). Son olarak da, geriye doğru faylanma yönünden gençleşen, coğrafik olarak

geniş yayımlı ve kaba taneli alüvyon yelpazesi çökellerinin oluşmasına neden olan havza kenarının tekrarlanan geriye doğru faylanmasıdır [31] (Şekil 8d). Solund havzasını dolduran 5 km kalınlıklı çakıltaşı dolgusu ve çoğunluğunu kumtaşlarının oluşturduğu 25 km. kalınlıklı Norveç'teki Hornelen Havza'sı bu modelle yorumlanmaktadır [3, 4]. Aynı fay üzerinde tektonik hareketler yenilenebilir; ancak basamaklı fay düzeninde bir dizi paralel fay gelişimi, kaynak alan yenilenmesi ve bunu izleyen yaygın taşkın gelişimi daha yaygın bir olay olarak görülmektedir [33, 34].

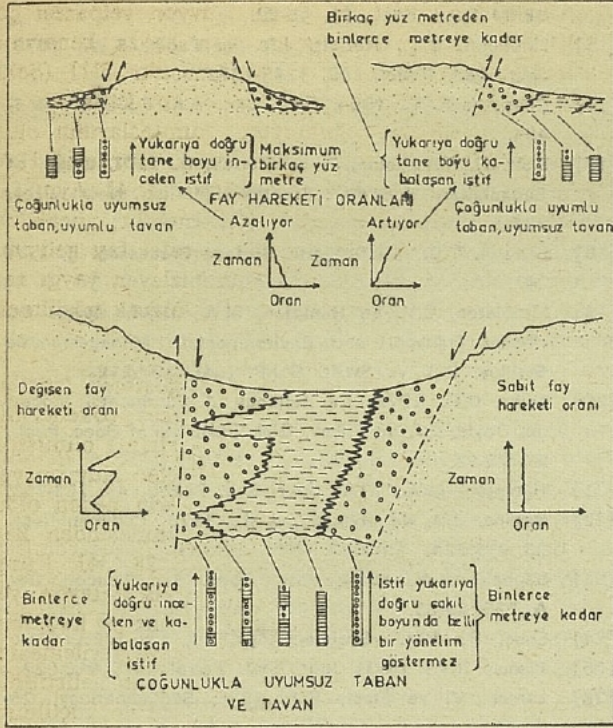
Tane-boyu büyümesi ve küçülmesi gösteren istifler

Stratigrafik istifte, alüvyon yelpazesi çökellerinin nasıl dizildikleri hakkında çok az tartışma olmuştur. Bazı araştırmacılar birbiri üzerine gelen alüvyon yelpazesi istiflerinin, tektonik hareketlerin neden olduğu devrsel akaçlama havzası yenilenmesinden kaynaklandığını savunmuşlardır [3, 12, 28, 34]. Kuzey İtalya'da ılıman bir ortamda gelişmiş alüvyon yelpazesi çökellerindeki tane boyu büyüme ve küçülmesinin sırasıyla, yelpazenin ilerlemesi ve gerilemesine bağlı olarak geliştiği Ori [30] tarafından belirtilmiştir. Benzer şekilde tane boyu büyüme ve küçülmesi gösteren istifler Bryhni [35] tarafından sırasıyla alüvyon yelpazesi transgresyonu ve regresyonuna bağlanmıştır. Şekil 9 da, kaynak alan yükselimi/havza çökmesinin bağıl oranı ile ilişkili olarak tane boyu küçülmesi ve büyümesinin gelişimi gösterilmektedir. Tane boyu büyümesi durumunda daha büyük bir fay hareketinin varlığından söz edilebilir. Yelpaze ilerlemesi nedeniyle daha ince taneli akarsu ve taşkın ovası çökelleri moloz akması çökelleri tarafından üzerlenmektedir (Şekil 9). Eğer fay hareketi zamanla değişirse aynı istifte, tane boyu büyümesi ve küçülmesi gösteren bölümleri bir arada bulmak olasıdır (Şekil 9).

Tekrarlanmaya (cyclicality) neden olan etkenin tektonik duraysızlıklar mı yoksa iklimsel değişimler mi olduğunu saptamak önemlidir. Kaliç veya mısırtası (cornstone) gibi karbonat birimleri iklimsel bir kontrol gösterirler ve dönemsel çökeller arasında yer alırlar [36, 37]. Bu çalışmalarda göre, masif kaliçin gelişimi için çoğu durumlarda yarı kurak (semi-arid) bir iklim gerekmektedir. Aşırı kuraklık kurak toprak, toprak gelişimi için kritik olup, fazla yağış önemli çözümlerinin toprak içine süzülmesine neden olmaktadır. Hornelen Havza'sında fazla sayıda tekrarlanmanın (cyclethems) varlığı (~ 200) ve her bir evrenin (cycles) belirgin kalınlığı (100-200 m) tektonik bir modelle açıklanmaktadır. Bitki örtüsü, akarsu rejimindeki değişimler ve iklimsel sapmalar, eski alüvyon yelpazesi çökellerinde görülen büyük kalınlık ve tekrarlanmaların olası nedenleri arasında gösterilmektedir [9].

Maksimum tane boyu/katman kalınlığı ilişkisi

Çakıltaşları ve çakıltaşimsı kumtaşları yapı, maksimum tane boyu/katman kalınlığı ilişkisi, litolojik topluluk, tane boyu ve doku temelinde dayanılarak



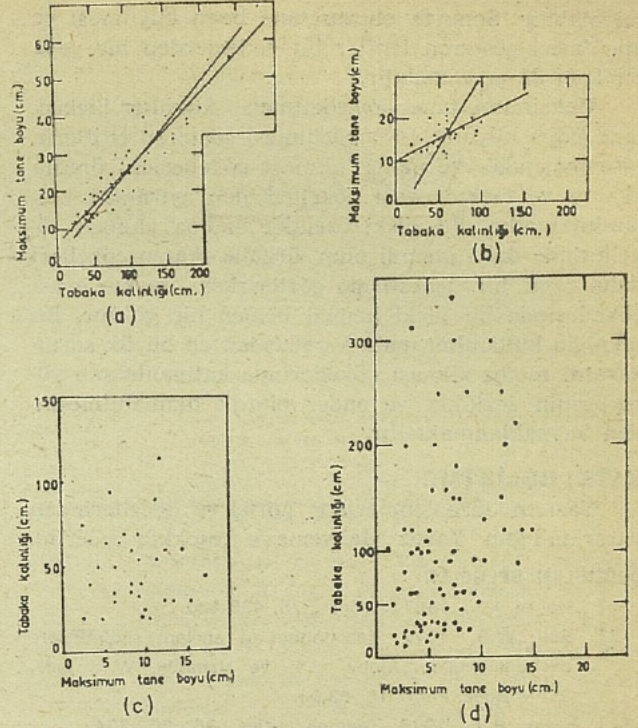
Şekil 9 — Yarı kurak iklimlerdeki akarsu sistemlerinin tektono-sedimanter modelleri [6].

sınıflandırılmaktadır [13]. Maksimum tane boyu/katman kalınlığı ilişkisi önce Bluck [38] tarafından önerilmiş olup, bir çok çalışmacı tarafından geniş olarak kullanılmaktadır. Bu ilişki değişik fiziksel süreçlerle oluşmuş çakıltaşlarını ayırmada ve istifte tane boyu büyümesi ve küçülmesi gösteren bölümleri saptamada başarılı bir şekilde kullanılmaktadır. Katman kalınlığı, ölçüm yapılan noktaya taşınmış minimum çökel miktarının bir ölçütü olup, maksimum tane boyu ise bir moloz akmasının minimum gücünü göstermekte kullanılmaktadır [28].

Moloz akması çökellerinde maksimum tane boyu/katman kalınlığı ilişkisi önemli olup yüksek denestirme katsayıları ile temsil edilirler (Şekil 10a ve b). Örgülü akarsu çökellerinde bu iki değişken arasında önemli bir denestirme görülmez (Şekil 10c). Taşkın ovası çökellerinde ise bu ilişki hemen hemen hiç yoktur (Şekil 10d) [14, 28, 29]. Düşük maksimum tane boyu/katman kalınlığı denestirme katsayıları, sınırlı olarak yeniden işlenmeyi ve çökeltme ortamındaki çakıltaşlarının aşınmış olduğunu göstermektedir [28]. Örgülü akarsu ve taşkın ovası çökellerinde bu ilişkinin yokluğu veya zayıflığı, aşırı bozunmayı ve daha yaşlı yelpaze çökellerinin yeniden işlenmiş olduğunu göstermekte olup maksimum tane boyu ve katman kalınlığının akarsuyun gücünü ve kapasitesini yansıtmayacağı belirtilmiştir [28].

SONUÇLAR

Karasal moloz akması çökelleri su altı karşıtlarından ve alüvyon yelpazelerinde akarsu ile oluşturulmuş çökellerden farklı özelliklere sahiptir. Örgülü



Şekil 10 — Maksimum tane boyu/katman kalınlığı ilişkisini gösteren diyagramlar : a) moloz akması çökelleri, b) yaygın taşkın çökelleri, c) örgülü akarsu çökelleri, d) taşkın ovası çökelleri [28].

akarsu çökelleri daha yaşlı moloz akması ve yaygın taşkın çökellerinin yeniden işlenmiş ürünüdürler. Akarsu çökelleri yerel akaçlama havzalarında yeniden işlenme, tanelerin fiziksel süreçlerle parçalanması, daha iyi boylanma ve daha düşük ortalama çakıl boyu gibi özellikleri ile moloz akması çökellerinden ayrılmaktadır.

Hamur dayanımı ve kaldırma kuvveti karasal moloz akmalarında yaygın tane-destek mekanizmaları olarak gösterilmektedir. Su/çökel konsantrasyonu oranı arttığandan ve türbülans baskınlaştığından, su altı moloz akmalarında bu iki mekanizma yerlerini dağıtıcı basınç ve tanenin taneye desteği gibi mekanizmalara verirler.

Karasal moloz akmaları genelde yüksek viskozite ve laminar akma özellikleri ile tanınmaktadır. Ayrıca çökel yapıların yokluğu ve hamur destekli olmaları ile akarsu ile oluşturulmuş çökellerden ayrılmaktadır. Çamurlu bir hamur içerisinde çakılların sık sık yüzer halde olması, geniş çakıl boyu aralığı ile belirgin çok kötü boylanma, yüksek bir çökel/su konsantrasyonunu göstermektedir. Çapraz katmanlanma yokluğu ve büyük yanal uzanımlara sahip olmaları moloz akmalarındaki türbülans yokluğuna işaret etmektedir. İnce taneli katmanlar içerisine alttan girinti yapan çakılların varlığı akmanın hamur gücünü göstermektedir.

Alüvyon yelpazesi ilerlemesi ve gerilemesinin nedenleri tektonik, jeomorfolojik, östatik veya iklim-

sel olabilir. Sonuçta oluşan tane boyu büyümesi ve küçülmesi gösteren istifler bu nedenlerden bir veya bir kaç ile açıklanabilir.

Maksimum tane boyu/katman kalınlığı ilişkisi, tane boyu büyümesi ve küçülmesi gösteren istiflerin tanınmasında ve moloz akması çökellerini örgülü akarsu ve taşkın ovası çökellerinden ayırmada kullanılmaktadır. Bu ilişki özellikle moloz akması çökellerinde daha önemli olup, örgülü akarsu çökelleri daha zayıf bir denetim gösterirken taşkın ovası çökellerinde bu ilişki hemen hemen hiç yoktur. Bu tekniğin kullanılmasında karşılaşılan en büyük sorun karasal moloz akması çökellerinde katmanlanma yüzeylerinin zorlukla ve ender olarak tanınabilmesinden kaynaklanmaktadır.

KATKI BELİRTME

Yazının düzenlenmesinde görüş ve önerilerinden yararlandığım Yavuz Hakyemez'e teşekkür ederim.

DEĞİNİLEN BELGELER

- [1] Hooke, R.L., 1967, J. Geol., 75, 438-460.
- [2] Bull, W.B., 1972, Recognition of ancient sedimentary environments'da, Rigby, J.K. ve Hamblin, W.K. (ed), SEPM Spec. Publ., 16, 63-83.
- [3] Steel, R.J., 1976, Tectonophysics, 36, 207-224.
- [4] Steel, R.J., Maehle, S., Wilsen, H., Roe, S.L. ve Spinnangr, A., 1977, Geol. Soc. Am. Bull., 88, 1124-1134.
- [5] Roy, S.S., 1981, J. Geol., Soc. India, 22, 164-174.
- [6] Wilson, A.C., 1980, Scott. J. Geol., 16, 291-313.
- [7] Wasson, R.J., 1977, J. Geomorph., 21, 147-168.
- [8] Wasson, R.J., 1977, Sedimentology, 24, 781-799.
- [9] Garner, H.F., 1979, Geol. Soc. Am. Bull., 90, 123-125.
- [10] Rust, B.R., 1979, Facies Models'de, Walker, R.G. (ed), Geoscience Canada, Reprint Ser. 1, 9-21.
- [11] Rust, P.R., 1978, Can. Soc. Petrol. Geols., 5, 605-625.
- [12] Heward, A.P., 1978, Fluvial Sedimentology'de, Miall, A.D. (ed), Can. Soc. Petrol. Geols., 5, 669-702.
- [13] Allen, P.A., 1981, Sed. Geol., 29, 31-66.
- [14] Gloppen, T.G. ve Steel, R.J., 1981, Recent and Ancient Nonmarine Depositional Environments : Model for Exploration'da, Ethridge, F.G. ve Flores, R.M. (ed), SEPM Spec. Publ., 31, 49-69.
- [15] Lindholm, R.C., Hazlett, J.M. ve Fagin, S.W., 1979, Jour. Sed. Petrol., 49, 1245-1262.
- [16] Blissenbach, E., 1954, Geol. Soc. Am. Bull., 39, 465-484.
- [17] Blatt, H., Middleton, F. ve Murray, R. 1972, Origin of Sedimentary Rock'da : Prentice-Hall, Inc., New Jersey, 634 s.
- [18] Pierson, T.C., 1980, Earth Surface Processes, 5, 277-247.
- [19] Middleton, G.V. ve Hampton, M.A., 1976, Marine Sediment Transport and Environmental Management'de Stanley, D.J. ve Swift, D.J.P. (ed), 197-218.
- [20] Lowe, D.R., 1979, The Geology of Continental Slopes'da, Doyle, L.J. ve Pilkey, O.H. (ed), SEPM Spec. Publ., 27, 75-82.
- [21] Hampton, M.A., 1979, Jour. Sed. Petrol., 49, 753-758.
- [22] Rodine, J.D. ve Johnson, A.M., 1976, Sedimentology, 23, 213-234.
- [23] Bagnold, R.A., 1954, Proc. Royal Soc. London, Ser. A, 225, 49-63.
- [24] Enos, P., 1977, Sedimentology, 24, 133-142.
- [25] Fisher, R.V., 1971, Jour. Sed. Petrol., 41, 916-927.
- [26] Larsen, V. ve Steel, R.J., 1978, Sedimentology, 25, 37-59.
- [27] Miall, A.D., 1970, Jour. Sed. Petrol., 40, 556-572.
- [28] Stell, R.J., 1974, Jour. Sed. Petrol., 44, 336-357.
- [29] Nemeč, W., Porebski, S.J. ve Steel, R.J., 1980, Sedimentology, 27, 519-538.
- [30] Ori, G.G., 1982, Sed. Geol., 31, 231-248.
- [31] Steel, R.J. ve Wilson, A.C., 1975, J. Geol. Soc. London, 131, 183-202.
- [32] Bowman, D., 1978, Earth Surface Processes, 3, 265-276.
- [33] Miall, A.D., 1978, Can. J. Earth Sci., 15, 1613-1632.
- [34] Heward, A.P., 1978, Sedimentology, 25, 451-488.
- [35] Bryhni, I., 1978, Norsk Geologisk Tidsskrift, 58, 273-300.
- [36] Stell, R.J., 1974, Geol., 82, 351-369.
- [37] Allen, J.R.L., 1974, Geol. Jour. 9, 181-208.
- [38] Bluck, B.J., 1967, Scott. J. Geol., 3, 139-167.

Orogenik Fliş İstiflerinde Hendek Dolgularının Tanınması

G.G. LASH

Çeviren : Yavuz HAKYEMEZ, MTA Genel Müdürlüğü, Jeoloji Etüdleri Dairesi, Ankara

ÖZ : Orogenik jeosenkinal istifleri içindeki eski hendek dolgusu çökelleri, en sağlıklı olarak, kendilerinden daha yaşlı olan yarıpelajik ve pelajik çökellerin üzerindeki stratigrafik konumları ile tanınırlar. Böyle yukarı doğru tane boyu büyümesi gösteren istifler, bir abisal bölgenin hendeğe doğru göçünü ve sonunda hendeğe girişini yansıtır. Türbiditlerin hendek eksenini boyunca taşınımı ve sürekliliği, hendek geometrisi ile çökeltme düze-

nini daha iyi belirlemeye yardım edebilir, ama tek başına hendek çökeli için güçlü bir kanıt değildir. Bunun gibi, kumtaşı petrografisi de, kaynak alanın tektonik ve jeolojik özellikleri ve uzak alanlardan kırıntılı taşınımı gibi değişkenler tarafından etkilendiği için, hendek çökellerinin tanınmasında yararlı bir araç olamamaktadır. Karışıklar (melanjlar) ve karıklı formasyonlar, yukarı doğru tane boyu büyümesi gösteren bir istifin

Geology, 1985, 13, 867-876 da yer alan «Recognition of trench fill in orogenic flysch sequences» adlı makalenin çevirisidir.