

Karst, Karstlaşma, Karst İçi Çökeltme ve İlgili Kurşun - Çinko Yataklarının Oluşumu*

Yunus LENGERANLI MTA Genel Müdürlüğü, Maden Etüd ve Arama Dairesi, Ankara

ÖZ

Metinde karst oluşumunun ayrıntılı açıklanmasından sonra karst sınıflamalarına yer verilmiş, kırıntılı ve kimyasal olmak üzere iki ayrı tipte karst içi çökeltme üzerinde durulmuştur. Ayrıca, karst içi çökeltme ürünleri olan kurşun - çinko yataklarının oluşum koşulları açıklanmıştır.

GİRİŞ

Karst oluşukları özellikle mühendislik jeolojisi, ve maden yatakları açısından önemli olan, çözünebilir kayalarda oluşan yapılardır. Karst ve karstlaşma konuları uzun zaman mağara araştırmalarının ilgi alanlarında kalmıştır. Ancak son yıllarda konunun maden yatakları açısından önemi anlaşılmıştır. Mağara araştırmalarının gözlemlerinden büyük ölçüde yararlanan çok sayıda araştırmacı, belirli plaser kalıntı zenginleşmeler (boksit, kil, kaolen, laterit, kum, plaser çeşitli metal oksit mineralleri) yanında sülfür minerallerinin de karst içinde ve karstlaşma ile aynı süreçle oluşabileceğini ortaya koymuşlardır [1]. Bu araştırmacılar, karst oluşum biçimleri, karst içi çökeltme ve metalik maden yatakları oluşumları ile ilgili ayrıntılı çalışmalarla konuya açıklık getirmişlerdir.

GENEL KAVRAMLAR

Karst ve karstlaşma

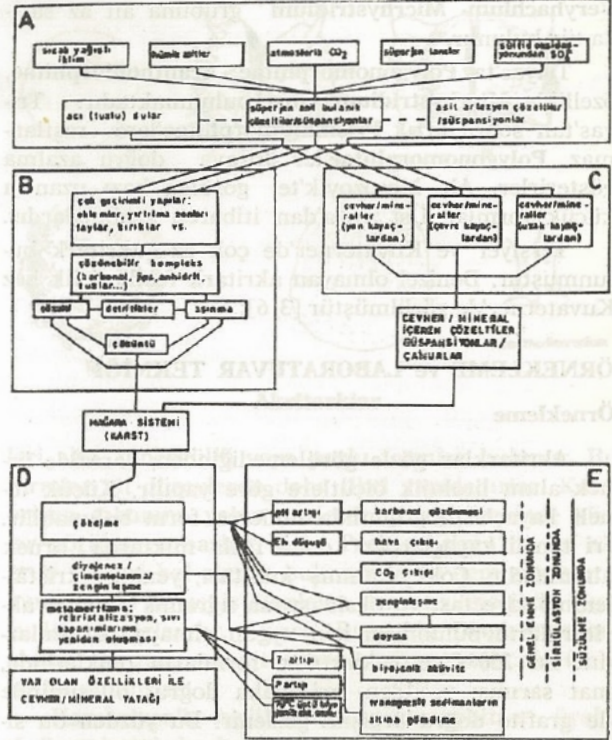
Karst sözcüğü Yugoslav dilindeki «kras» ve İtalyan dilindeki «carso» sözcüklerinin Almancasıdır. Kras, Yugoslavya'da İtalya sınırında yer alan bir yörenin adıdır. Karst sözcüğü buradan alınmıştır. 1840 yıllarında ilk karst çalışmaları günümüzde «klasik İtalya - Yugoslavya karst bölgesi» olarak adlandırılan bu bölgede gerçekleştirilmiştir [2].

Dil bilimi açısından karstlar, çözünebilir kayalar içinde, bunlar boyunca veya derine doğru hareket eden meteorik suların, daha az olarak çökel havzalardan türeyen ılık ve sıcak suların; derin yerleşimli mağmatik bir kaynakla ilişkili sıcak sıvıların oluşturdukları çözünme, aşınma ve çökme ile oluşan erime yapılarıdır [1]. Genel olarak «karstlaşma» bir olayı, «karst» ise bu olay sonucunda ortaya çıkan yapıları anlatır (Şekil 1).

Karst oluşumu için uygun kayaçlar

Karst oluşumu için uygun kayaçlar şunlardır [1] :

a) Karbonatlı kayaçlar (kireçtaşı, dolomit, dolomitik kireçtaşı) veya bunlarla çimentolanmış kumtaşı ve konglomeralar.



Şekil 1 — Karst ve karstik toplulukların oluşumlarını ortaya çıkaran olayların şematik olarak gösterildiği ve denestirildiği oluşum modeli. Metinde sözü edilen olaylardan sorumlu olabilecek üç olası çözelti (A) tek başına veya karışmış olarak geçirgen, çözünebilir bir karmaşığa girer ve şunları oluşturur : (1) onun çatlaklarını genişletir, (B'de özetlenen evreler) sonuçta bir karst sistemi ortaya çıkar, (2) yolları üzerindeki çözünebilir tuzları çatlak sistemlerine taşırlar, (3) böylece karst sistemi içinde dolaşan su cevher - metal içeren çözeltiler durumuna gelir. Karst içi cevher/mineral topluluğu ve sonradan ortaya çıkan evrimler son ürünleri oluşturur. Bu (D)'de var olan özellikleri ile karst yatakları olarak özetlenmiştir [1].

b) Sülfatlı kayaçlar (jips, anhidrit) veya bunlarla çimentolanmış kumtaşı ve konglomeralar.

c) Tuzlar (NaCl, KCl, vb.).

Güncel bilgilere göre kireçtaşı ve dolomitler yer yüzündeki geniş yayılımları nedeniyle karst oluşumlarına diğer kayaçlara göre çok daha geniş ölçüde

*Bu derleme, Ankara Üniversitesi Fen Fakültesi Jeoloji Bölümü'nde yüksek lisans semineri olarak hazırlanmıştır.

izin verirler. Çözünabilir kayaçların yer küresinde kapladıkları alanlar yaklaşık şöyledir [3] : karbonatlı kayaçlar, 40 milyon km²; jips ve anhidrit, 7 milyon km²; tuzlar, 4 milyon km². Karbonatlı kayaçların kalınlıkları da diğer iki tür kayaca göre çok daha fazladır. Diğer yandan gerek maden yatakları, gerekse hidrojeoloji ve mühendislik jeolojisi çalışmaları açısından karbonatlı kayaçlar daha önemlidirler. Bu nedenlerle karst araştırmaları çoğunlukla karbonatlı kayaçlarla ilişkili olarak gerçekleştirilmiştir.

Karbonatlı kayaçların çözünürlüğünü sağlayan etkenler

Suyun Etkisi : Karbonatlı kayaçların çözünürlüğü saf suda çok düşüktür. Kalsit için şu sayılar verilebilir : oda sıcaklığında 0.014 gr/lt, kaynar suda 0.019 gr/lt. Aragonit de yaklaşık aynı (veya çok az daha fazla) çözünürlüğe sahiptir.

Bununla birlikte, doğal sular saf sular değildirler. Bunlar karbonatlı kayaçlar üzerinde yüksek derecede çözme etkisine sahiptirler. Bu etki suların içerikleri ile ilgilidir :

a) Kalın bitki örtülü bölgelerde CO₂ ve/veya hümitik asitler,

b) Suların sülfid (özellikle FeS₂ - Pirit) içeren kayaçları kestikleri durumlarda oluşan H₂SO₄ ve Fe₂(SO₄)₃,

c) Yüksek derecede çözünabilir olan Na - Ca karmaşık iyonlarının oluşumlarını kolaylaştıran deniz suyu ve/veya acı suların bulunması durumlarında alkali kloritler, suların karbonatlı kayaçları çözme-eritme özelliklerini artırır.

İklim koşulları : İklim (paleo-iklim) koşulları karst gelişiminde çok önemlidir :

a) Her şeyden önce, daha çok yağış daha fazla karbonatlı kayacı çözecek su sağlar.

b) Bitkilerin (veya genel olarak canlıların) büyüme ve bozunması, hümitik ve organik asitlerin gelişmesi : Tropikal bölgelerde yıllık ortalama sıcaklık 24-26 °C ve yıllık ortalama yağış 1200-1300 mm'dir. Tropik ormanlarda hektar başına yıllık organik madde artışı 100-200 tondan daha fazladır. Organik madde artışına paralel olarak çok büyük miktarda hümitik gereç ve CO₂ ayrışma kabuğunu besler.

c) Suda doğal ayraçların (özellikle CO₂'nin) çözünürlüğü sıcaklığa bağlı olarak değişen, atmosferdeki kısmi basıncın değişimine bağlıdır. Suyun ayrıştırma etkisi sıcaklığın artışına paralel olarak önemli biçimde artar [3] :

Sıcaklık (°C) 0 10 18 38 50

Ayrışma derecesi 1 1.7 2.4 4.5 8.0

d) Mekanik olarak (güneşte kavrulma, donma-erime) ve bitkilerin etkisiyle (ağaç kökleri, organik asitler v.s) kayacın parçalanması ayrışmayı artırır.

e) Oksitleme yeteneği ayrışmayı artırır.

Su sıcaklığı : Özellikle asidik sularda su sıcaklığının artışı ile çözeltinin çözme kapasitesi artar. Ancak doğal meteorik suların sıcaklığının etkisi, sınırlı sıcaklık değişimi (yaklaşık 0-45 °C arasında) ve belirli bir derinlikten sonra bütün suların aynı sıcaklığa (yaklaşık 20 °C) ulaşmaları nedeni ile oldukça sınırlanmıştır.

Bu nedenle süperjen su sıcaklığı ancak yüzeyde veya yüzeye yakın bölümlerde oluşan tepkimelerde etkili olmaktadır.

Aşınma (paleo-aşınma) yüzeylerinin karst oluşumunda önemi

Karstik yapılar bütünü ile aşınma (paleo-aşınma) yüzeyleri ile ilgili olarak oluşurlar. Belirli stratigrafik boşluklara karşı gelen bu yüzeyler çoğu zaman başlıca kilden oluşmuş ve çözünmez gereç ve/veya limonitle çimentolanmış kabuklar, boksit düzeyleri ve diğer tür kabuk oluşumları (dolomitleşme, silisleşme vb.) ile tanımlanır. Bu yüzeylerde düşey kırıntılı damarlar, mikro ölçekte çöküntü (collapse) yapıları, mikro boşluklu (cavity) yapılar da olağandır. Bu tür özelliklerle saptanabilen uygun aşınma yüzeyleri, uygun kayaçlar üzerinde gelişmişse ve bu kayaçları yeterince çözecek iklim ve diğer koşullar var ise, geniş ve derin karst sistemleri gelişebilir. Eğer bu etkenler yeteri derecede güçlü değilse ve aşınma yüzeyleri yeterince geniş aralıkta oluşmamışsa küçük ve sık karstlar gelişebilir [1,4,5].

Karst gelişiminde tektoniğin etkisi

İyi gelişmiş kırık ve fay zonları ve özellikle bunların ara kesitleri geniş karst sistemlerinin gelişmesi için uygun yerlerdir. Horstlar gibi sürekli yükselen bloklarda sistemlerin düşey bileşenleri daha çok gelişebilir. Epirojenezle sürekli yükselen bölgelerde, yukarıda sözü edilen tektonik yapılar veya iki değişik geçirimli birimin sınırları karstlaşma için elverişli yerlerdir. Bu tür yerlerde geniş ve iyi gelişmiş karst sistemleri oluşabilir. Eğer orojenezler sırasında olduğu gibi hidrolojik koşullar sürekli değişirse, yüzey ve yeraltı suyu akış modelleri de sürekli değişecektir. Bu durumda az sayıda büyük karst sistemleri yerine çok sayıda, saçılmış küçük karstlar gelişir.

Geçirimli karbonatlı karmaşıkları alttan veya yandan sınırlayan geçirimsiz karmaşıkların konumu da karstların gelişme biçimini etkiler. Eğer su geçirimli bir karmaşık içinde ve hemen geçirimsiz bir karmaşığın üzerinde akarsu ikincinin konumuna bağlı olarak karstik yapılar oluşturur [1].

Karstlaşma için gerekli zaman

Daha önce belirtildiği gibi kalsitin çözünürlüğü saf suda 0.014 gr/lt'dir. Bu değer soğuk asitli sularda çok daha fazladır. Üç kez daha büyük çözünürlüğün (0.042 gr/lt), 1000 mm/yıl yağışın (bu tropik ve subtropik bölgeler için oldukça olağan bir değerdir) ve 100 km²'lik bir havzanın olduğunu var sayalım. Bu durumda jeolojik açıdan oldukça kısa bir zaman olan 1000 yılda 4.2 milyon ton kireçtaşına karşılık gelen 1.6 x 10⁶m³ eşdeğeri, 40 m x 40 m x 1000 m'lik bir baca oluşur [1]. Bu sayıdan genişçe bir jeolojik zaman aralığında ne kadar büyük bir kireçtaşı kütesinin eritilebileceği anlaşılır. Bu durum karstik yatakların metal kaynakları ile ilgili önemli sonuçlarında beraberinde taşır.

Karstik sistemlerin boyutlarının bağlı olduğu etkenler

Bir karst sisteminin boyutları büyük ölçüde şu etkenlere bağlıdır :

a) Denetleyen topoğrafik etkenlerin bağlı durumu (giriş - çıkış arasındaki yatay ve düşey uzaklıklar).

b) Karstlaşmayı sağlayan etkenlerin yoğunluğu (su akış oranı, bunun etkinliği..)

c) Karstlaşmaya uğrayan kayaların uygun koşulları (çözünabilirlik, kırık ve eklem sistemlerinin varlığı vb.).

d) Karstlaşmanın oluşabileceği zaman aralığının uzunluğu - kısalığı.

Bütün bunlardan, tropik iklimlerin (paleo - iklimlerin) ve özellikle acı suların bulunduğu kıyı bölgelerinin, karstların (paleo - karstların) gelişimi için en uygun yerler olduğu sonucuna ulaşılır. [1,4,5,6].

KARST SINIFLAMALARI

Her sınıflamada olduğu gibi karst sınıflamaları da değişik biçimlerde yapılabilir :

Kayaç türüne göre karst sınıflaması

Bu türde yapılan sınıflamaların en yaygın olanı Gvozdevkiy (1965) sınıflamasıdır [2]. Buna göre karstlar : a) Kireçtaşı karstı, b) Dolomit karstı, c) Tebeşir karstı, d) Alçıtaşı karstı, e) Kayatuzu karstı, olmak üzere beş ayrı grupta sınıflanmıştır.

Yüzey örtüsünün varlığı ve özelliğine göre karst sınıflaması

Karst kavramının ilk zamanlarında sadece karstik bölgelerin yüzeyel görünümüne bakılarak yapılan sınıflamadır. Örnek olarak Sawicki (1909) sınıflamasına göre iki tür tanımlanmıştır : a) Çıplak karst, b) Toprak örtülü karst. Bu sınıflamaya daha sonra Albrecht Penck (1924) üçüncü karst türü olarak : c) Yeraltı karst'ını eklemiştir [2]. Bununla diğer kayalar tarafından örtülerek gizlenmiş karstlar belirtilmiştir.

Karstlaşmanın yeri ve derecesine göre karst sınıflamaları

Karst alanlarının güncel ve paleo etkinlikler altındaki durumları ve ana karstlaşma ortamının yeri göz önüne alınarak yapılan sınıflamalardır : A - J. Cvi-jic (1918, 1924) karst sınıflaması : Güncel karstlara göre yapılan bu sınıflamaya göre üç ayrı karst tipi vardır [1,2] : a) Tam karst (holo karst) : Karsta özgü yüzey ve yeraltı biçimleri tam olarak gelişmiştir. b) Yarım karst (mero karst) karsta özgü yüzey ve yeraltı biçimleri belirgin fakat az gelişmiştir. c) Geçişli karst (transitional karst) : Karsta özgü yüzey ve yeraltı biçimleri yarım karsttan çok fakat tam karsttan az gelmiştir. B - M. Herak (1977) karst sınıflaması [2] : Karstik alanları sadece güncel görünümü ile değil, bölgenin jeolojik geçmişini de göz önünde tutarak ve bölgesel karstlaşma derecesine göre yapılan tektono-jenetik bir sınıflamadır. Buna göre karstlaşmış alanlar, jeolojik geçmişteki özelliklerinden çökelme ortamı, diyastrofik olaylar, iklim ve bitki örtüsündeki değişimler ile güncel özelliklerden petrografik bileşim, jeolojik yapı, karstlaşma düzeyi yükseltisi, bitki örtüsü ve iklim özellikleri göz önünde tutularak sınıflandırılmışlardır : a) Epioro-

jenik karst : Kayalar oldukça yatay katmanlı, kıvrımlar düzgün ve olağan görünümlüdür. Faylar genellikle bölgesel ölçeklidir. Bu tür karst alanları epikontinental denizde ve tatlı su ortamlarında oluşan karbonatlı kayaları kapsar. Dört alt gruba ayrılır : 1 - Epi - orojenik tabla karstı, 2 - Epi - orojenik kıvrımlı karst, 3 - Epi - orojenik havza karstı, 4 - Epi - orojenik derin karst. b) orojenik karst : orojenik karmaşıklıklar içeren bölgelerde görülen karst türleridir. Kayaların jeosenkinal içindeki konumları karst tipini belirler. Dört alt gruba ayrılır : 1 - Orojenik merceksel karst, 2 - Orojenik kıvrımlı karst, 3 - Orojenik değişmiş karst, 4 - Orojenik kümelenmiş karst.

Coğrafi bölgelere dolayısıyla iklime göre karst sınıflaması

Bu etkenlere göre yapılan sınıflamalar, belirli coğrafi bölgelerdeki, belirli iklim koşulları altında, özel yeraltı ve yerüstü özellikleri kazanan karst türlerini tanımlamak için yapılmıştır. Bunlardan bir örnek Gvozdevkiy (1965) karst sınıflamasıdır [2] : Bu sınıflamada iklim koşulları ve aynı zamanda karstlaşma derinliği göz önüne alınmıştır : a) Çıplak karst, b) Örtülü karst (kireçtaşlarından türemeyen çökelmelerle örtülü karst türü), c) Toprak örtülü karst (terra-rossa ile örtülü karst türü), d) Gömülü karst (kireçtaşlarından sonra oluşan diğer kayalarla örtülmüş karst türü), e) Tropikal karst, f) Permafrost karst.

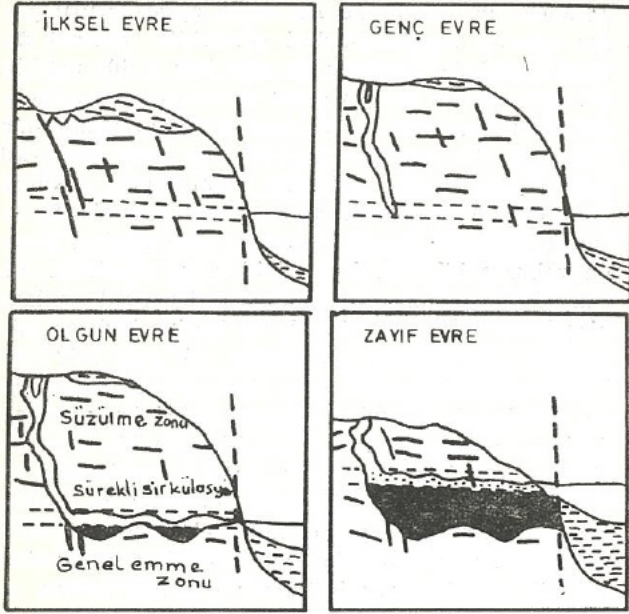
Zuffardi (1976) karst sınıflaması

Yazar özel olarak bir karst sınıflaması yapmıştır [1]. Ancak makalesinde karstları şu biçimde ayırtlamıştır : a) Yüzey karstlaşması : Suyun etki derinliği az ise gelişir. Bu tür arazilerde gerçek karstik sistemlerden çok dolinler, polyeler, lapyeler, düşey çukurlar, tekneler, düzensiz oyuklar, karrenler ve karışık aşınma biçimli kırık araziler gelişir. b) Yeraltı karstlaşması : Su girişi ile çıkışı arasındaki derinlik farkının çok ve dolayısıyla suyun etki derinliği fazla ise gelişirler. Bu tür karstların girişi açık veya kapalı olabilir. Birinci durumda karsta «açık karst», ikinci durumda ise «kapalı karst» adı verilir.

Zuffardi'ye göre derin ve geniş bir yeraltı karstının gelişmesi için şu koşullar gerçekleşmelidir: a) Suyun derine doğru etki olanağının bulunması, b) Sınırlanmış kayaç kütlesi içinde çok büyük miktarda su bulunması, c) Uygun koşulların belirli zaman aralığında sürmesi.

KARSTLAŞMANIN GELİŞMESİNE GÖRE AYIRTLANAN EVRELER

Süperjan sularla gelişen karstlaşmada zaman içinde dört evre ayırtlanabilir [2] (Şekil. 2) : **A) İlk evre** : Etkili sular geçirimsiz bir karmaşık içinde bir kırık sisteminin girişine ulaşır. Dolinli, oyuklu, düşey çukurlu karstlaşmış yüzey oluşmaya başlar. **B) Genç evre** : Mağara derine doğru gelişir. Bir su tablasına veya geçirimsiz bir kayaca ulaşana kadar yarı düşey (eğik), boru benzeri mağaralar oluşur. **C) Olgun evre** : Mağara gelişimi su tablası veya ge-



Şekil 2 — Süperjen sular aracılığı ile oluşan karstlaşmada zaman içinde dört evre ayrılanmıştır (ilksel, genç, olgun, zayıf evreler) [1]. Biçim değişimi ve denetleyen olaylar metinde verilmiştir.

çirimsiz yüzey boyunca, yarı yatay, galeri benzeri mağaralar biçiminde ilerler. **D) Zayıf Evre** : Düzeyler birbirine ulaşana kadar giriş alçalar, çıkış yükselir. Karstın genel dolun zonu kalınlığı artar.

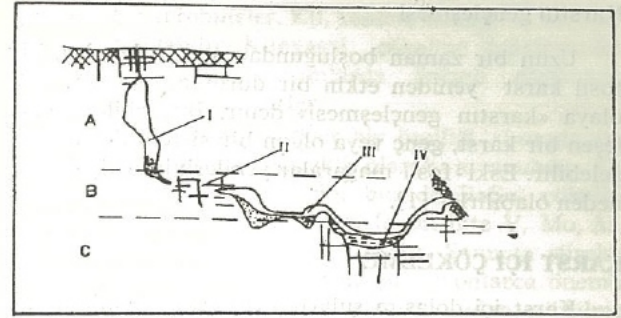
Karst sistemi olgun evreye ulaştıktan sonra karstın gelişmesi karst girişinde ve süzülme zonunda bulunan blokların aşınmasıyla denetlenir. Sonuç olarak bitişik havzalar doldurulur. Çıkış, bu arada sürekli dolaşım zonu yükselmeye başlar. Böylece, genel emme zonu, sistemin gelişimi sırasında çıkışın yükselmesine eşit olarak düşey yönde gelişir.

Olgun karst sisteminin bölümleri

Evrimini tümüyle tamamlamış bir olgun karst sisteminde üç ayrı zon görülmelidir [1,4] (Şekil 3) :

A) Süzülme Zonu : Girişe yakın ve yaklaşık düşeydir. Çatlak ve boşluklardan oluşup, başlıca duvarlardan yağmur gibi dökülen taze asidik sularla doldurulmuştur. Kısmen çözünmemiş olan taze havanın bolluğu ve güçlü su türbülansı burada oksitleyici koşulların sürmesini sağlar. Karbonatlı sular tersinir tepkimelerle alkali silikatları ve kalsiyumlu silikatları ayrıştırabilir. Bu $CaCO_3$ 'ün ve çeşitli silikat bileşimlerinin (kalsedon, opal, agat, mikro taneli siyah kuvars) çökeline yol açar. Bazı karstlardaki kimi zaman geniş yayımlı olabilen silisleşme bu şekilde açıklanır. Bu zonda mekanik aşınma kimyasal aşınmaya oranla çok daha etkilidir. Kaba taneli çökelleme ve duvarlar boyunca sarkit-dikit oluşumu yaygındır. Karbonatların sürekli olarak çözünmesi nedeniyle akan suyun pH'sı giderek yükselir.

B) Sürekli Dolaşım Zonu : Çıkışla, süzülme zonunun bağlantısını sağlayan ve yaklaşık yatay olan



Şekil 3 — Cvijic 1918'e göre olgun karst sisteminin basitleştirilmiş kesiti [1,4]. Üç zon ayrılanmıştır : (A) Süzülme zonu : Meteorik sular karbonatlı kayalar içinde, kendilerinin genişleterek boşluklar, derine doğru çukurlar durumuna getirdikleri çatlaklardan aşağı doğru süzülürler. Düzensiz, arasıra şiddetli akış vardır. Mekanik aşınma kimyasal yıkanmaya göre daha etkindir. Kaba taneli kırıntılı çökeli görülmür. (B) Sürekli dolaşım zonu : Kayaların yapısı uygun olduğu takdirde su dolaşımı genellikle yataydır. Sonuçta mağaralar yatay yayımlı olarak oluşurlar. Her zaman düzensiz olan serbest veya basınçlı akış şiddetli kimyasal aşınmaya ve ince taneli çökelmeye yol açar. (C) Genel emme zonu : Su çizgisinin altında ana kayacı kapsar. Su durgun ise çok yavaş dolaşım olur. Burası çok ince taneli ve kimyasal çökellerin oluştuğu zondur.

bölümdür. Çöküntü boşlukları oldukça sık görülür. Su akışı serbest veya çoğu zaman basınçlıdır. Ortalama debi saatte 3-100 m³ arasında değişir. Su nötrdür veya en azından süzülme zonundan daha az oksitleyicidir. Yoğun kimyasal çözünme, bunun sonucunda tavanda çöküntüler ve ince taneli kırıntılı çökeli egemendir. Burada, dolaşan suyun bazlaşması tamamlanır.

C) Genel Emme Zonu : Çıkış düzeyinin ve aynı zamanda su tablasının altında yer alır. Bu bölüm, karst olgunluğa ulaştığında var olabilir veya olmayabilir. Eğer su, sürekli dolaşım zonunda doğrudan doğruya geçirimsiz bir karmaşık üzerinde akıyorsa, sürekli dolaşım zonu altında hiç durgun su olmayacaktır. Eğer genel emme zonu oluşursa, bunun çevresel koşulları, çok ince taneli, (biyo) kimyasal çökelimlili nötr ve redükleyici koşullardır. Bu zonda biyojenik sülfürleşme önemlidir.

Karstın fosilleşmesi

Karstlaşma, karst sistemi içinde su akışı var olduğu sürece devam edebilir. Karstlaşma sürecinin bittiği karstlara «fosil karstlar» denir [1]. Bunlar kısmen veya tümüyle dolmuş olabilirler. Bu iki durumu ayırtetmek için «olofosil» ve «merofosil» terimleri kullanılmaktadır. Olağan olarak fosilleşme zayıf evrenin bir sonucudur. Ancak bu erken bir evrede de gelişebilir. Hızlı allokton-parotokton dolun, giriş üzerine geçirimsiz bir çökeli, yüzey veya yeraltı hidrolojisinin değişmesi suyun karst sistemi içinde akışını engelleyebilir.

Karstın gençleşmesi

Uzun bir zaman boşluğundan sonra da olsa, bir fosil karst yeniden etkin bir duruma geçebilir. Bu olaya «karstın gençleşmesi» denir. Bu şekilde gençleşen bir karst, genç veya olgun bir sistem durumuna gelebilir. Eski - fosil mağaralar yenilerinin gelişmesine neden olabilirler [1].

KARST İÇİ ÇÖKELME

Karst içi dolaşım suları, yüzey suları gibi kayalar çözebilir ve parçalayabilirler; içlerine aldıkları çözünmüş gereci eriyik halinde, kırıntılı gereci de sürükleyerek ve asılı durumda taşıyabilirler. Sonuçta su akış koşullarının ve çözeltinin kimyasal bileşiminin değişmesi ile bunları çökeltebilirler [14,7].

Karst içinde çökelen kırıntılı veya kimyasal geçreçler üç tür kaynaktan türemiş olabilirler. Bunlar :
a) Otokton : Çökel ürünler çevre kayalardan türemişlerdir. Bu tür unsurlardan oluşan topluluklar daha çok kırıntılı unsurlardan oluşurlar. Çözünmez unsurların çözünürlere oranı bazen 100/1 veya çok daha yüksek olabilir. Bu tür toplulukların oluşumu kalıntı zenginleşmeler olarak açıklanır. **b - Parotokton :** Topluluklar, çevre kayalara yabancı olan bileşenlerden oluşmuşlardır. Ancak yakın çevrede çökellere kaynaklık edebilecek kayalar vardır. **c - Allokton :** Topluluklar, çoğunlukla ana kayaca ve bunların yakın çevresine yabancı unsurlardan oluşmuştur.

Karstik mağaraların üç ayrı zonu daha önce ele alınmıştı. Bu üç zondaki akış özellikleri aynı zamanda karstik mağaraların içinde oluşan iç çökelmeyi de belirler. Bu ana özelliklere göre karst içi çökeltme, kırıntılı ve kimyasal olmak üzere iki ana başlık altında ele alınabilir. Dış çökeltmede olduğu gibi, iç çökeltmede de önce kırıntılı sonra kimyasal çökeller oluşur.

Karst içi kırıntılı çökeltme

Yüzeysel hidrodinamikte olduğu gibi iç hidrodinamik de aşındırabilir, taşıyabilir ve biriktirebilir. Yamaç döküntülerine benzer özellikte çöküntü breşleri, sel özelliğinde derelerden çökelen çökel breşler, karbonat ve kil, kumtaşı ve kiltaşları bu mekanik aşınmadan türeyen iç çökellerdir. **Süzülme zonunda** daha çok kaba taneli çöküntü breşleri, çökel breşler ve kumtaşları çökeltir. Burada dar bir kanaldan akan su geniş bir mağaraya ulaşacak olursa ve mağaranın kesiti suyun aktığı kanala göre üç kez daha genişse, suyun akış hızı ilksel hızının 1/3'ü ve taşıma kapasitesi 1/9'u olacaktır. Kesitin genişlemesine paralel olarak bir miktar su bu alanda yer alan çatlak sistemlerinden kaçır. Bu ise suyun taşıma kapasitesinin daha da azalmasına neden olur. Sonuçta suyun bünyesinde bulunan kırıntılı gereç en kabadan başlayarak kum tane boyuna kadar çökeltir.

Suyun akışının sürekliliği nedeni ile bir taraftan çöküntü breşi oluşumları süregelirken, diğer taraftan henüz çökeltilmemiş veya çökeltilmiş gerecin işlenmesi sürer. Bu şekilde taneler olgunlaştırılır. Kırıntılı tanelerin süzülme zonunda derecelenmesi oldukça

doğal bir durumdur. Bu zonda ayrıca belirli plaser mineral zenginleşmeleri görülebilir. **Sürekli dolaşım zonu**'nda ortalama su akış hızı 3-100 m/s'tir. Bu hız yalnızca durgun genel emme zonunda çökelecek olan karbonat ve kil çamurlarının taşınmasına izin verir. Bu zonda daha çok kum (ince kum) - kil tane boyunda gereç çökeltir. Kimi zaman çöküntü breşi oluşumları da olağandır. **Genel emme zonu** kırıntılı çökeltme açısından en zayıf olan zondur. Burada yalnızca kil tane boyundaki gereç çökeltir. Ancak bu çökeltim zaman zaman çok önemli boyutlara ulaşabilir. Bu zonda yüksek Ca içeriği, hızlı ve mukemmel kil minerali çökeltimine yol açar [4]. Böylece su düzeyinin yüksek ve alçak olduğu dönemlerde karstik akış koşulları değişimlerine bağlı olarak değişen Ca^{+2} içeriğine paralel biçimde kil minerali çökeltme oranları da değişir. Karst sistemlerinin bu bölümlerinde görülen laminalı marnlar bu şekilde açıklanmıştır [4]. Zonun mikro-kokuşma ortamı özelliği taşıdığı durumlarda (bu oldukça olağandır) organik maddece zengin çamur çökeltimi ortaya çıkar.

Karst içi kimyasal çökeltme ve ilişkili olarak oluşan kurşun - çinko yatakları

Genel olarak karst içi kimyasal çökeltmede bir zonlanma vardır. Süzülme zonunda daha çok oksit, hidroksit karbonat veya sülfat çökeltimi görülür. Genel emme zonunda sülfürlü cevher mineralleri oluşur. Sürekli dolaşım zonundaki kimyasal çökeltme ise bu iki zonun geçişi özelliğindedir.

Etkili meteorik sular, süzülme hızlarının azalmasına paralel olarak çözünmüş tuzlarla her an biraz daha fazla yüklenirler. Su ile karbonatlı yan kayaların veya ince-kalın erken kırıntılı çökellerin ilişkilerinin uzunluğu, kimyasal yıkanmayı daha etkin duruma getirir. Kimyasal yıkanma aynı zamanda özellikle çözeltinin Eh ve pH değişimleri olmak üzere, çözeltinin kimyasal bileşimindeki değişikliklere de bağlıdır. Bir karst sistemindeki ana fiziko-kimyasal denetim etkenlerinin değişim aralıkları ile ilgili doğrudan ölçümlerden elde olunmuş bilgiler şöyledir :

$$\begin{array}{l} 6 < \text{pH} < 8.5 \\ 1 \text{ atm.} < \text{PCO}_2 < 2.10^{-4} \text{ atm.} \\ 5 \text{ }^\circ\text{C} < T < 20 \text{ }^\circ\text{C} \\ 0.4 \text{ v} < \text{Eh} < 0.8 \text{ v} \end{array}$$

Ayrıca çizelge-1'de karst sularının ortalama bileşimleri, Çizelge-2'de kurşun, çinko ve baryum'un karst sularında çözünübilirlikleri verilmiştir. Bunlara göre I. zon **süzülme zonu**'na karşılık gelir. Burada sular çözünmüş tuzlar ve Mg bakımından fakirdirler. Bikarbonatlı ve asidiktirler. Bol taze havanın varlığı ve güçlü su türbülansı burada oksitleyici koşulların sürmesine yardım eder. Burada $CaCO_3$ yanında kalsedon, opal, agat ve mikro taneli kuvars çökeltir. Ayrıca yıkanarak getirilmiş Zn^{+2} , Fe^{+2} , Ba^{+2} var ise bir miktar $ZnCO_3$, $Fe(OH)_2$, $BaSO_4$ oluşabilir. Bu zonda duvarlar boyunca kabuklar, sarkıt ve dikit oluşumları, breş çimontosu şeklinde kimya-

	I	II	III	IV
Ca ⁺⁺	80	110	92	70
Mg ⁺⁺	3.0	26	37	25
Na ⁺	4.5	71	5.9	415
Cl ⁻	50	164	1.8	583
SO ₄ ⁻²	4.1	46	214	79
HCO ₃ ⁻	120	168	207	170
pH	7	7.5	7.5	8

Çizelge 1 — Karst sularının ana bileşeni

- I — Süzülme zonundaki su : düşük çözünmüş tuz ve magnez. yum içeriği, bikarbonatlaşmış ve etkilidir.
- II — Sürekli dolaşım zonundaki su : nötrleşmiştir, biraz sülfat vardır, klorit içeriği dikkat çekicidir.
- III — Sürekli dolaşım zonundaki su : nötrleşmiştir, sülfat içeriği yüksektir. (sürekli dolaşım zonuna ait iki su ölçümü (II ve III) bu çözeltilerin bağlı bileşimlerini göstermek için verilmiştir.)
- IV — Genel emme zonundaki su : durgunluğa bilinen eğilimleri ile killi şeyil sularının normal bileşimlerinden düzeltilerek elde olunan değerler. Bazik pH, Ca ve Mg miktarının azalması, sülfatlar fazladır. Bu suda klorit egemenliği görülür [4].

	I	II	III	IV
CO ₃ Ca	200	270	125	70
Ba ⁺⁺	0.064	0.060	0.013	160
Pb ⁺⁺	0.060	0.018	0.010	10 ⁻¹⁹
Zn ⁺⁺	14	6	3	10 ⁻¹⁶
PCO ₂	10 ^{-1.8}	10 ^{-2.1}	10 ^{-2.1}	10 ^{-2.7}

Çizelge 2 — Karst sularında Pb, Zn, Ba'nın çözünürlükleri (μ, gr/gr, PCO₂ atm). Çözünmüş kalsit içeriği niteliklidir (I, II, III, IV Çizelge 1'deki gibidir) [4].

sal çökeltim yapıları görülür. Bu yapılar gerek cevher mineralleri, gerekse CaCO₃ ve silis tarafından oluşturulabilir. Süzülme zonunun tipik oluşumlarından bir diğeri de dolomitleşme ve silisleşme kabuklarının gelişmesidir. Bu tür oluşumlar mağara duvarlarını bir kabuk gibi sarar ve bunun üzerinde genellikle yukarıda sözü edilen CaCO₃, ZnCO₃, Fe(OH)₂, BaSO₄ ve kil kabukları gelişir.

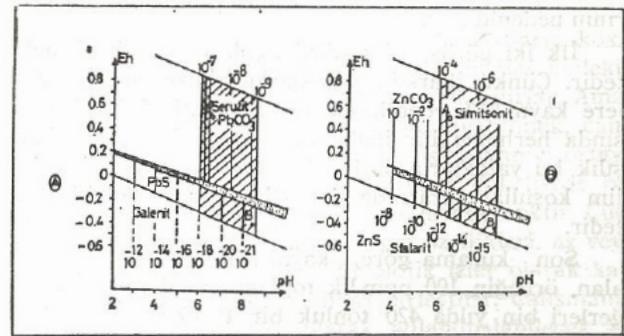
Süzülme zonları, maden yatakları açısından yerel zenginleşmeler dışında daha çok plaser kalıntı zen-

ginleşmeler verebilirler. Kil, kaolen, boksit vb. bu zonda önemli olabilir. Kimyasal çökeltme ürünlerinden BaSO₄, ZnCO₃ bazı durumlarda önemli ekonomik zenginleşmeler yapabilirler.

Süzülme zonunun diğeri bir özelliği burada suyun metal içeriğinin sürekli olarak artmasıdır. Çizelge-2'den anlaşılacağı gibi burada BaSO₄ çökeltir, özellikle Pb ve Zn, bunlarla birlikte V, Mo, As, Se, Te gibi pek çok metal çözünür. Sonuçta sürekli dolaşım zonuna gelen sular metalik iyonlarca önemli ölçüde zenginleşmiş olurlar. Diğeri yandan, süzülme zonunun başlangıcı ile bitimi arasında suyun bileşimi sürekli olarak çözünen CaO nedeniyle bazikleşir. Çizelge-1'de görüldüğü gibi sürekli dolaşım zonuna gelen suyun pH'sı 7.5'tur. Su hafifçe baziktir.

Sürekli dolaşım zonunda, bazlaşma işlemi tamamlanır. Bu zon daha önce söz edildiği gibi, karst sistemi içinde, süzülme ve genel emme zonları arasında geçiş özelliğindedir. Burada yoğun tavan çökelmeleri ile birlikte, bunların birleşmesi ve suyun bünyesindeki kimyasal gereç tarafından çimentolanması görülebilir. Mikro çevrelere göre bu çimentolanma ya süzülme ya da genel emme zonundaki özelliklere göre olur (karbonat, oksit, sülfür vb.).

Genel emme zonu, karst sularının bazik özelliğe kavuştuğu, aynı zamanda en yüksek metal zenginleşmelerine, kalsit ve dolomit çözünür ürünlerinin yüksek miktarlarına sahip olduğu bölümdür (Çizelge 1, Çizelge 2). Bunlara ek olarak, genel emme zonundaki eriyiklerin durgunluğu ekli Eh değerlerine neden olur. Bu zon, karbonat içeriği ve CO₂ basıncı değişikliklerine bağlı olarak değişen organik maddelerce zengin siyah çamurların çökeldiği mikro-kokuşma (öksinik) iç ortamlar olarak görülür. Kokuşma koşulları düzenli olarak sürerse, anaerobik bakteri kolonileri ortama yerleşirler. Pek çok sulu ortamda olduğu gibi sülfat indirgenmesiyle H₂S üretimini sağlarlar. H₂S oluşması, karst sistemi içinde temel metallerin davranışları ile ilgili çok önemli sonuçları beraberinde taşır. Bu Garrel's (1953)'ün diyagramlarından canlandırılabilir [14]. Bu diyagramlar, çözünebilir ürünler olarak bilinen sülfat, karbonat ve sülfatlar göz önünde bulundurularak hazırlanmıştır (Şekil 4). Sülfat indirgenmesi giderek artarken, çözeltinin Zn bakımından zengin olduğu du-



Şekil 4 — Garrel's (1953)'e göre kurşun (A) ve çinko (B) bileşenlerinin pH, Eh ve çözünme ürünlerine bağlı olarak mineral duraylılık alanları [4].

rumlar dışında, az çözünür bir sülfid olan Pbs-Galenit çökeltir. İki boyutlu dağınık çekirdek oluşumu, aşırı doygunluk derecesinin düzenli olarak artmasına paralel olarak büyük galenit kristallerinin oluşmasına yol açar. Belirli bir doygunluk sınırı aşıldıktan sonra, çökeltme özbiçimsiz, ince taneli dokular veren üç boyutlu çekirdeklenme biçiminde sürer. Oldukça yaygın ilk sfalarit (ZnS) taneleri çözeltinin bu aşamasında ortaya çıkar. Bunlar genellikle saf olmayan ve kollomorf bantlı «schalenblende» ve lifsi, ışınal kahverengi sfalarit diskleri biçimindedir. Çizelge-2'de görüldüğü gibi genel emme zonuna gelen Zn^{+2} ve Pb^{+2} iyonları için burası tam anlamı ile bir kapandır. Bu zona gelen Zn ve Pb iyonlarının tümüne yakını kimyasal olarak çökeltir.

KARST İÇİ DİYAJENEZDE DENETİM ETKENLERİ

Karst içi diyajenezde ana denetim etkenleri şunlardır [1] :

- 1 — Doymuş sularda buharlaşma ve sonuçta çökeltiler tuz birikmesi,
- 2 — Taneler arasında bulunan suyun gazdan arınması. Bu iki etken özellikle süzülme zonunda etkilidir.
- 3 — Biyojenik etkinlik, organik maddelerin bozunması ve biyojenik sülfat indirgenmesi ile H_2S gelişmesi : Bunlar genel emme zonunda etkilidir.
- 4 — Ağır ağır pH değişimi : Bir karst sisteminin her bölümünde etkilidir.

KARSTİK KURŞUN-ÇİNKO YATAKLARINI OLUŞTURAN İYONLARIN KAYNAKLARI

Karstik mağaraların cevherli dolguları üç şekilde açıklanabilir [1,4,5,6] :

- 1 — Hidrotermal çözeltiler aynı anda mağaraları açarlar ve bunların cevherli dolgularını sağlarlar. Bu «hidrotermal ornatma» olarak adlandırılmaktadır.
- 2 — Mağaralar karstiktir, ancak bunların cevherli dolguları hidrotermaldir. Bu görüş birinci ile birlikte «teletermal» veya «kriptotermal» olarak adlandırılmaktadır.
- 3 — Karstı oluşturan etkenler, mağaraların oluşmasının ve aynı zamanda bunların cevherli dolgularının nedenidirler.

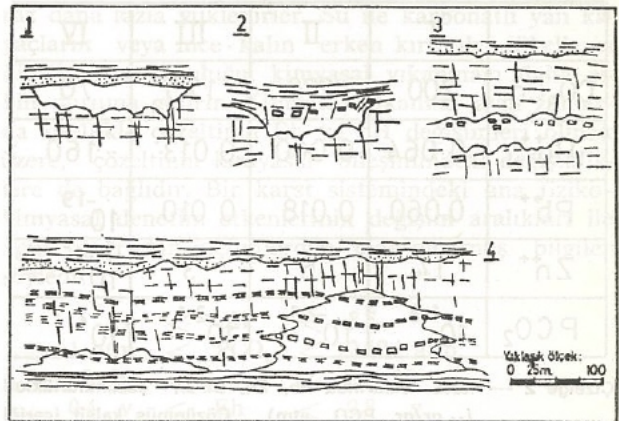
İlk iki görüş, günümüzde, çok az kabul görmektedir. Çünkü, karstik yataklarla hidrotermal eriyiklere kaynaklık edebilecek bir mağmatik kaynak arasında herhangi bir ilişki kurulamamakta, buna karşılık bu yataklarla özel paleo-coğrafya ve paleo-iklim koşulları arasında denestirmeler yapılabilmektedir.

Son kurama göre, kayaçların bünyesinde yer alan, örneğin 100 ppm.lik toplam metal (Pb-Zn) değerleri bin yılda 420 tonluk bir Pb-Zn yatağı oluşturabilir. Buna göre 10 milyon tonluk bir Pb-Zn yatağının oluşabilmesi için, 24 milyon yıl gibi bağlı olarak kısa bir jeolojik zaman geçmesi yeterli olacaktır [1].

KARSTİK YATAKLARIN BİÇİMLERİ

Karstik yataklar şu biçimlerde olabilir [1] (Şekil 5) :

- 1 — Uyumsuzluk yüzeyine az veya çok ortogonal ve kayaçların kırık sistemleri ile denetlenen dallanmış borular biçiminde,
- 2 — Uyumsuzluk yüzeyi veya geçirimsizliğin azaldığı yüzey boyunca veya fosil bir su tablası üzerinde ve bunun boyunca saçılmış merccek ve/veya cep grupları biçiminde. Bu durumda taban ve tavan değişik biçimlerde olabilir : Tavan : a) Uyumsuzluğun üzerine örten karmaşığın alt düzeyleri veya geçirimli çözünmez karmaşığın altını sınırladığı bir düzenli veya çökmüş yüzey; b) Aynı kayaç içinde oyulmuş kubbe biçiminde bir yüzey olabilir. Taban : a) Geçirimli kayaçlar içinde bir aşınma yüzeyi; b) Geçirgenliği daha az olan bir karmaşığın tavanı ile sınırlanmış düzenli bir katman yüzeyi, olabilir.
- 3 — Şiddetli bir biçimde yırtılmış veya kırılmış zonlar boyunca yerleşmiş ve/veya geçirimli/daha az geçirimli katman dağılımları ile denetlenen az veya çok eş boyutlu kütleler biçiminde,
- 4 — Fay breşleri, gerilme açıklıkları boyunca yerleşmiş damar benzeri kütleler veya merccek grupları veya dallanmış damarlar biçiminde,
- 5 — Kayaçların kırık modelleri ile denetlenen birbirini kesen ince-ağ biçimli damarlar biçiminde olabilir.
- 6 — Yukarıda sözü edilen biçimlerin bileşimleri de görülebilir. Diğer tür yataklanmaların çevresinde ince, ağ biçiminde damarcıklar oldukça yaygındır.



Şekil 5 — Merceksel karstik toplulukların bazı biçimleri.

KARSTİK CEVHER/MİNERAL TOPLULUKLARININ DOKULARI

Karstik cevher-mineral topluluklarında şu dokular görülebilir [1,4,7] :

- 1 — Çöküntü breşi tipi,
- 2 — Kabuksal tip : Her kabuk, çeperi kaplayan ve merkeze doğru büyüyen ışınal liflerden oluşur.
- 3 — Katmanlı tip (çoğunlukla ince katmanlı) : Katmanlar paleo-yüzeye kabaca uyumludur. Bu durum da pizolitik yapılar sıkça görülür.

Ayrıca el örneği ölçüğünde şu dokusal özellikler tanınabilir:

1 — Uzun eksenleri merkeze doğru yönelmiş, uzamış biçimler ve/veya sıçrama yapıları yaygın olan özbiçimli dokular,

2 — Bantlı veya küresel, pizolitik, böbrek yapılı veya sarkıt-dikit biçimli kollomorf dokular.

Yukarıda sözü edilen farklı dokular, çökeltme koşulları ve mineralojik bileşimle denetlenir. Bu dokular galenitte yaygındır, su tablasının altında geodlar içinde veya yalıtılmış boşluklar gibi hareketsiz, sakin sularda oluşurlar. Aynı dokular sfalerit, markasit, kalsedon ve opalde de görülür ve su tablasının üstü gibi hareketli sularda oluşurlar.

KATKI BELİRTME

Yazar bu derlemenin yapılmasında yardımlarını esirgemeyen hocası Dr. Baki VAROL'a ayrıca Dinçer TÜZÜN ve Rüstem YILDIRIM'a teşekkür eder.

YARARLANILAN KAYNAKLAR

- [1] Zuffardi, P., 1976, Handbook of Stratabound and Stratiform Ore Deposits'de, K.H. Wolf (Ed), III, 175 - 212.
- [2] Öztas, T., 1982, Jeoloji Mühendisliği, 13, 11 - 16.
- [3] Lukasev, K.I. 1970, Lithology and Geochemistry of the Weathering Crust, Israel Program for Scientific Translation, Jarusalem, 368 s.
- [4] Bernard, A.J., 1973, Ores in Sediments'de, G.C. Amstutz ve A.J. Bernard (Ed), 43 - 57.
- [5] Padalino, G., Pretti, D., Tamburrini, D., Tocco, S., Uras, I., Viola, M. ve Zuffardi, P., 1973, Ores in Sediments'de, G.C. Amstutz ve A.J. Bernard (Ed), 209-220.
- [6] Bechstadt, T., 1975, Mineral. Deposita (Berl.), 10, 234 - 248.
- [7] Boni, M. ve Amstutz, G.C., 1982, Ore Genesis'de, G.C. Amstutz, El Grosby, G. Franzel, C. Cluth, A. Mah, A. Wauschkuhn, R.A. Zimmerman (Ed), 73 - 82.
- [8] Asserato, R., Brigo, L., Brusca, C., Omenotto ve P., Zuffardi., 1976. Mineral. Deposita (Berl), 11, 170-179.
- [9] Brown, J.S., 1970, Mineral. Deposita (Berl), 5, 103-119.

Fosil Yakıtların Mikrobiyolojik Kökeni

Guy OURISSON, Pierre ALBRECHT ve Michel ROHMER

Çeviren : Tefvik ERKAL MTA Genel Müdürlüğü, Jeoloji Etüdüleri Dairesi, Ankara

Kömür, petrol ve doğal gazlar fosil yakıtlardır; fakat neyin fosilleri? Hangi süreçler canlı varlıkların kalıntılarını antrasite ve Arabistan'ın ham petrolüne dönüştürmüştür? Jeologlar ve Jeokimyacılar bir süre için bu soruları yanıtlayabilmişlerdir. Örneğin kömür, ölü ağaç ve bitkilerin kısmen ayrıştığı büyük bataklıklarda turba adlı yoğun organik maddelerin kalın katmanlar şeklinde çökmesinden oluşmuştur. Petrol ise iç denizlerin veya deniz kıyısı havzalarındaki çökeltilerde dağılgan organik madde olarak başlamış; bu gerecin kaynakları uzun süre, akarsularla karadan süpürülerek getirilen bitki kalıntıları kadar okyanuslarda yaşayan canlıların çoğunu oluşturan planktonlar olarak düşünülmüştür. Eğer söz konusu organik madde oksitlenmeden önce karbondioksit dönüştürülerek gömülürse, mikroorganizmalar tarafından hem petrol, hem de kömür oluşturulur. Karbon bileşikler, taşınan çökeller altında yerin derinliklerine gömüldüğü için artan sıcaklıkta kimyasal tepkimelere uğrarlar. Böylece oksijen ve diğer unsurlar atılır, tamamen hidrokarbonca zengin kömür durumunda bir karışım oluştururlar.

Fosil yakıtlar bu yüzden, atmosferle yeryüzeyi arasındaki karbon dolaşımında küçük fakat devamlı bir dolaşım ürünüdür. Bunda süreç, fotosentez yapan

organizmalar tarafından atmosferik CO₂ in alınması ve bitki, hayvan ve mikroorganizmalar tarafından yine geri verilmesidir. Gerçekte fosil yakıtlar, gömülü ve oksitlenmesi biten organik maddenin sadece küçük bir kısmını içermektedirler. Bir organik karbonun çoğu (organik karbon terimi kireçtaşı gibi karbonatlar için kullanılmamaktadır) çökel kayalarda erimiş halde depo edilir ve sadece belirli bazı jeolojik koşullar altında yoğunlaşmaya başlarlar. Çökellerde depolanan karbon miktarının, fotosentezin başlangıcından bu yana bin milyar (10¹⁶) ton veya kabaca tüm yaşayan organizmaların on bin katı kadar olduğu sanılmaktadır (Şekil 1).

Yazarlar, son yirmi yıldır, fosil yakıtların kökenini, organik çökel depolarının her türünü molekül düzeyinde, farklı ayrıntılarda çalışmaktadırlar. Amaç her bir fosil parçasının yapısını anlayabilmek, canlı organizmalarda bunların izlerine ilişkin yapıyı ortaya çıkarmak ve zamanı ne olursa olsun çökellerde bulunan maddenin tepkimelerini açıklayabilmektir. Çünkü her organizma tipinin belirgin özellikleri, az veya çok zarar görmeden kalan biyolojik izler olarak karbon iskeletli kimyasal fosilleri birleştirir. Çalışmanın moleküller paleontoloji olarak adlandırılacak bu yönü oldukça yeni olmasına karşın bazı ilginç sonuç-