

KÜÇÜK KAFKASLAR VE DOĞU KARADENİZ METALOJENİK KUŞAĞINDA BULUNAN DEMİR İÇERMİYEN METAL YATAKLARI VE BUNLARIN VOLKANOJENİK SEDİMENTER ARDALANMALARINDA CEVHER OLUŞUM SİSTEMLERİ

Sergo KEKELIA*, Maren KEKELIA*, Zarub OTKHMEZURI*, Nevzat ÖZGÜR** ve Charles MOON***

ÖZ.- Alp-Himalaya kıvrım kuşağı orta kısmının (Doğu Karadeniz metalojenik kuşağı ve Küçük Kafkaslar) volkanojenik demir içermeyen metal yatakları örneğinde olduğu gibi bu yerlerin hidrotermal sistemlerinin Avrasya ve Gondwana'nın karasal parçaları ve mikro levhaların aktif etkileşimlerinin değişik seviyelerinde doğal olarak ortaya çıktığı gösterilmiştir. Ayrılma fazı süresince, marjinal deniz içerisindeki mikro levha sınır bölgesinde, hidrotermal-sedimenter, Cu ve polimetalik maden yatakları oluşmuş; erken çarpışma fazında, paleo-ada-yay sistemlerinde, epijenetik Cu ve daha az miktarlarda barit-polimetalik (Küçük Kafkaslar), daha sonra da ikisi birleşip (hidrotermal-sedimenter ve aşsal) ve epijenetik (çoğunlukla Cu ve Zn içeren) yataklar ortaya çıkmıştır (Doğu Karadeniz metalojenik kuşağı). Çarpışma evresinin başlangıcında, zıt yöne dalımlı yay gerisi volkanik yapıların içerisindeki volkanizma ile bağlantılı olarak, poliformasyon yatakları (barit, barit-polimetalik, Cu, Au) oluşmuştur. Bu eğilim bütün çarpışma evresi boyunca levha içerisinde devam etmiş ve Eosen volkanik çöküntülerinde Ag içeriğinin Au içeriğine göre fazla olduğu polimetalik yataklar ortaya çıkmıştır. Yazarlar öncelikle Cu, Zn yatakları için yüksek metal anomalisi veren ortamların özellikle temel ve orta-asidik volkanikler olabileceğini; buna karşın barit ve baritli-polimetalik yataklar için, yüksek miktarda mineralize olmuş tuzlu sulardaki gri renkli ve evaporitik serilerin volkanik yapısal tabanlar için en uygun olabileceği fikrini paylaşmaktadırlar.

GİRİŞ

Volkanik oluşumlu maden yatakları Avrasya kıtası aktif eski kıta kenarının (Skitiyen, Transkafkas, Pontiyen) daha açık bir anlatımla, "parçalarının" (mikro levhalarının) Kırşehir, Toros ve Daralagez blokları ile temsil edilen pasif Gondwana ile etkileşen tipik bir örneğidir.

Kıtasal bloklar birbirinden çoğunlukla ofiyolitli melanjin yer aldığı bindirme zonları boyunca ayrılırlar (Şek. 1). Pasif kıtasal bloklar, bazı yazarlara göre (Vrielinck, 1994) okyanusal levhalar boyunca sürüklenmiştir.

Dağ kıvrım kuşakları litosferik levhaların mevcut olan kinematikleri altında değişen jeodinamik rejim hakkında litofasiyel bilgi içerir. Birçok yayın (Monin ve Zonenshain, 1987; Yılmaz ve diğerleri, 1997; Okay ve Şahintürk, 1977 ve diğerleri) Alpidlerin jeolojik çerçevesini düzenleyen başlıca tektonik olayların:

1- İran mikro levhasının Permian-Triyas zamanında Gondwana'dan ayrılıp aktif Avrasya sınırı ile birleşmesini;

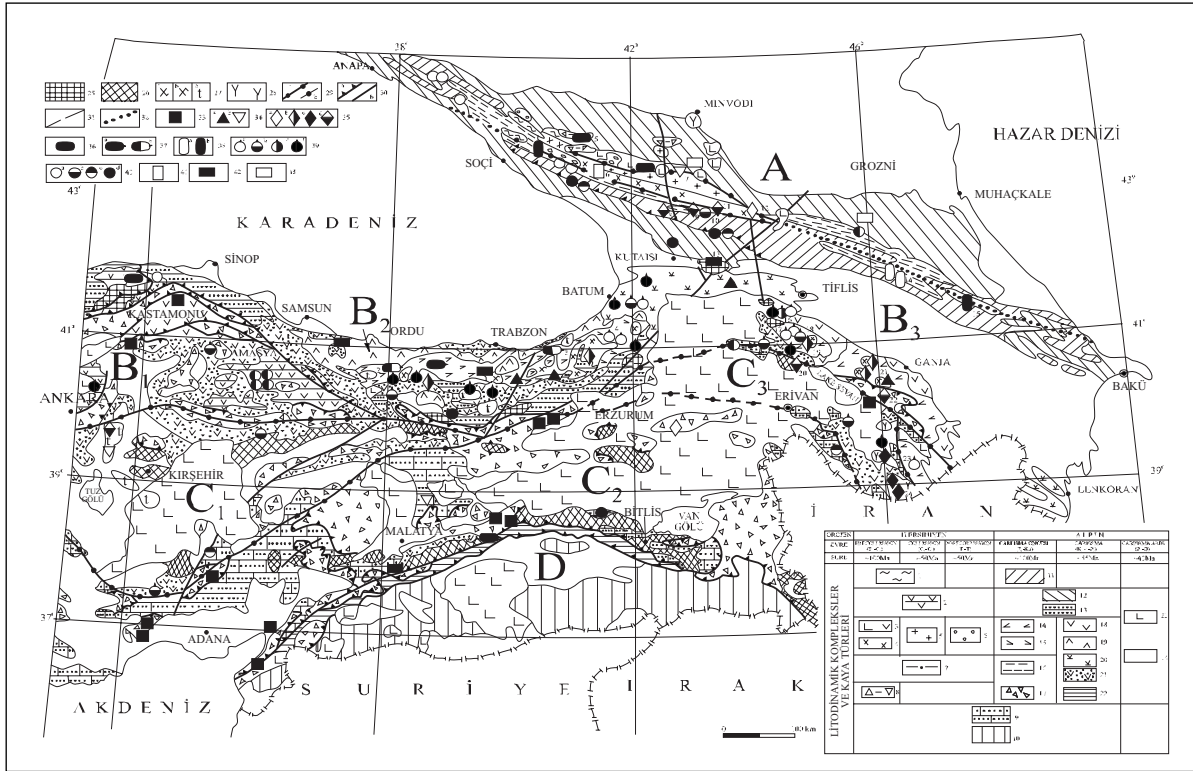
2- Geç Triyas- Erken Jurada açılan Neotetis (belki her iki kolu da) (Biju - Duval ve diğerleri, 1977) rift sistemlerinin oluşumu ile ilişkili olduğunu;

3- Okyanusal kompleksin Senoniyende üzerlenerek yok olması olduğunu işaret ederler (Monin ve Zonenshain, 1987). Yukarıdaki olaylar Alpin devriminde tarihsel-jeolojik gelişimin temel evresini göstermektedir. Bunlar; önce, Neotetisin kollarının oluşmasına neden olan mikro levhaların uzaklaşması ve diyapirizm ile mantonun aktif hale gelmesi, sonra; bunların özel ada-yayı andezitik volkanizması ile sınırlarda birleşmesi (Geç Bajosiyen-Erken Kretase) ve Transkafkas-Pontidler mikrolevhasının orta kesimindeki rift volkanizmasıdır. Maksimum ada yayı volkanik aktivitesi Transkafkaslarda Bajosiyen - Geç Jurada, Pontidler'de ise Turoniyen-Santoniyende olmuştur. Son zamanlarda, karşılaştırmalı yapı-

* Geological Institute of Georgian Academy of Sciences, M.Alexidze str. 1/9, 380093 Tbilisi, Georgia.

** Süleyman Demirel University, Research and Application Center for Geothermal Energy, Groundwater and Mineral Resources, 32260 Isparta, Turkey.

*** University of Leicester, Leicester, UK



Şek. 1- Alp-Himalaya kuşağı litojeodinamik karmaşıklarının ve başlıca metalik yatak tiplerinin şeması (Doğu Türkiye ve Kafkaslar). Lito-jeodinamik karmaşıklar; Hersiniyen: Doğu Avrupa paleo kıtasının aktif kenarı: 1- Şelf ve kıtasal yokuş (Devoniyen-Karbonifer andezit-bazaltlar, kömürlü, kil şeyller, kireçtaşları; yeşilşist dönüşümlü, Büyük Kafkas); 2- Kıtasal şelf zonları (Karbonifer-Triyas kumtaşları, konglomeralar, kömürlü şeyller, andezit-bazaltlar; yeşilşist dönüşümlü, Pontitler); 3- Ensimatik ada yayı (Devoniyen- Alt Karbonifer bazaltlar, riyoilitler, çörtler, kalkerli kumtaşları, Büyük Kafkas); 4- Ensialik ada yayı (gabro, granodiyorit, yeşil şist ve amfibolit fasiyeslerinin parametamorfileri, pre-Kambriyen şist blokları; Büyük Kafkas); 5- Yükselerek aktive olmuş ensialik yay blokları (çarpmış granitleri, stavrolit ve biyotit-muskovit şistler, Büyük Kafkas); 6- Kıtasal çöküntüler (Permiyan-Triyas killeri, kumtaşları, andezit-bazaltlar, riyoilitler, Büyük Kafkas); 7- Paleo marjinal deniz (Devoniyen-Triyas killeri, kumtaşları; yeşilşist dönüşümlü, Büyük Kafkasın güney yamacı); 8- Okyanusal birimler (allokton oluşumlu kalkerli ve çörtlü şeyller, bazaltlar, peridotitler, riyoilitler, Büyük Kafkas); 9- Şelf zonları (Paleozoyik-Kretase killeri, kumtaşları, kireçtaşları, andezit-bazaltlar, tüfitler, Kırşehir, Toros, Daralgez blokları); 10- Arap bloğu şelf zonu (Paleozoyik-Eosen kumtaşları, killer, kireçtaşları, konglomeralar). Alpin: Avrasya paleo kıtası aktif kenarı: 11- Kıtasal yokuş ve Transkafkasya mikro kıtası yükselimi (Jura-Alt Kretase andezit-bazaltları, trakianandezitler, kırıntılı kalkerli fliş, kömürlü kil şeyller, granodiyoritler; Büyük Kafkas'ın güney eğimi); 12- Skitiyen ve Transkafkasya şelf zonları ve kıta yokuşları (Jura-Paleosen andezitler, andezit-bazaltlar, şeyller, kumtaşları, sülfatlı alacalı killer, kireçtaşları ve dolomitler, marnlar, tüfitler; Büyük Kafkas); 13- Pontiyen mikro kıtası yokuşu ve şelf zonları (Erken Jura andezit bazaltları, kumtaşları, kireçtaşları, şeyller; Geç Jura-Kretase konglomeraları, kireçtaşları, bazaltlar, mercanlı kireçtaşları, marnlar; Üst Kretase kırıntılı-karbonatlı fliş; Pontitler); 14- Küçük Kafkas ensimatik ada yayı (Bajosiyen-Üst Kretase andezit ve bazaltları, riyodasitler, tüfitler, kumtaşları, şeyller, tonalitler, diyoritler; Transkafkas mikro kıtasının güney kenarı); 15- Pontid ensimatik ada yayı (Üst Kretase andezit bazaltlar, riyodasitler, marnlar, kumtaşları, şeyller); 16- Eski kenar denizi içindeki basenler, (Alt ve Orta Jura şeylleri, bazaltlar, riyodasitler, gabro-diyabazlar;

Büyük Kafkas); 17- Allohton konumdaki okyanusal zonlar (deforme yığılım karmaşıkları, ultrabazikli melanj, harzburgit, serpantin, gabro, toleyitler, alkali bazaltlar, ofiyoklastik olistostromlu fişler, radyolaritler; Pontitler, Toros ve Küçük Kafkas); 18- Küçük Kafkas yay gerisi paleo çöküntüsü (Senoniyen-Daniyen andezitleri, riyodasitik ignimbitler, riyolit, trakiriyolit, kireçtaşları, bazaltlar, granodiyoritler); 19- Pontid yay gerisi paleo çöküntüleri (Kampaniyen-Daniyen bazaltları, riyodasitler, trakiriyolitler, mercanlı kireçtaşları); 20- Üzerlenmiş levha içi riftojen çöküntüler (trakiandezitler, trakibazaltlar, olistostromlu volkanoklastikli fiş, gabro-diyorit, monzonit, syenit, alkali gabro ve siyenit; 21- Ardalanmalı volkan çöküntüleri (Eosen andezitleri, trakiandezitler, kırıntılı-karbonatlı fiş, kumtaşları ve şeyller); 22- (Toros Karbonat Plâtrformları güney sınırı) Torosların Avrasya ile çarpışması sonucu ortaya çıkan fiş çukurları (Senoniyen-Eosen-Oligosen kumtaşları, marnlar, şeyller, ultrabazik kırıntılar); 23- Volkanik plato ve aktive kıvrım sistemi blokları (Neojen-Kuvaterner andezitleri, andezit bazaltlar, bazaltlar ve piroklastikler); 24- Dağ-ıçi çöküntüler ve kıvrım sistemlerinin ön çukurları (Oligosen-Kuvaterner deniz ve kıtasal molasları); 25- Avrasya kıtasının kristalin temeli (Prekambriyen-Erken Paleozoyik) 26- Afrika-Arap kıtası kristalin temeli (Prekambriyen); 27- Granitoyitler (çarpışma öncesi: a- Alt Kretase, b- Üst Kretase, c- Eosen-Oligosen çarpışmaları) 28- Çarpışma sonrası monzonitler, siyenitler, granodiyoritler; 29- Sütür zonları (a- kesin, b- olası -genç sedimanların altında); 30- Faylar (a- bindirme ve ters faylar, b- yarı dik faylar); 31-Uzay görüntülerinden yorumlanan çizgisellikler; 32- Skitiyen ve Transkafkas mikro levhaları arasında tahmini sınır. Jenetik yatak tipleri; 33- Mağmatojen (krom mineralleri); 34- Skarn (a- Fe cevheri, b- tungsten, molibdenit), 35- Hidrotermal-plutonik (a- polimetalik, b- Cu porfiri, c- Cu-Mo-porfiri, d- altın- lı); 36- Volkanik kayalarda hidrotermal-sedimenter (çinkolu Cu); 37- Birleşik hidrotermal, sedimenter, ağısal volkanik kayalar (a- Cu, b- Cu, Zn); 38- Şeyllerde hidrotermal-sedimenter (a- polimetalik, b- Cu metamorfojenik); 39- Hidrotermal, volkanojenik-epijenetik (a- Cu, b- baritli polimetaliik, c- poliformasyon- al: Cu, barit, barit polimetaliik, ikincil kuvarsitlerde Au lu, d- Au ilişkili); 40- Hidrotermal amağmatojenik teletermal (a- Hg, b- altınlı As, realgar, orpiment, c- altınlı As, orpiment, d- Au, antimon, e- kalkerli kayalarda Pb-Zn, f- barit); 41-Sedimenter (sölestin). Avrasya aktif paleokenarının başlıca yatakları: 1- Aşıköy (Cu), 2- Lağnos (Cu, Zn, Pb); 3- Çayeli-Madenköy (Cu, Zn); 4- Murgul (Cu, Zn); 5- Chiatura (Mn); 6- Filizçayı (Zn,Pb, Cu); 7- Kızıldere (Cu); 8- Madneuli (Cu, Pb, Zn, Ba, Au); 9- Alaverdi (Cu); 10- Çamlık (Cu); 11- Tekhut (Cu); 12- Megrador (Au); 13- Dashkesan (Fe, Co); 14- Zoti (Au); 15- Kafan (Cu); 16- Kadjaran (Mo, Cu). Alp devinimi boyunca aktif Avrasya kıtası paleokenarı mikrolevhaları: A- Skitiyen, B- Pontiyen- Transkafkas, (B1- Batı Pontitler, B2- Doğu Pontitler, B3- Transkafkas). Afrika-Arap kıtası pasif paleokenarı mikro levhaları: C1- Kırşehir, C2 -Toros, C3- Daralagez (Kuzey İran). Mikrolevhalar sütür zonları ile ayrılırlar. D- Arap kıtası kenarı (Toros sınırı bindirme sistemleri ile ayırt edilir). Şeklin batı kısmı MTA tarafından basılan temel haritalar baz alınarak hazırlanmıştır. Derlemede 1/500.000 (MTA, 1961) ve 1/2.000.000 (MTA, 1989) ölçekli jeolojik harita; 1/2.500.000 (MTA, 1977) ve 1/1.000.000 (MTA, 2000) ölçekli metalojenik harita ve Batı Pontitlerin 1/250.000 ölçekli basılmamış haritası kullanılmıştır.

sal - fasiyes analizi temeline dayanarak, Yılmaz ve diğerleri (2000), Transkafkas-Pontidler mikro levhasının bağımsız kısımlarının jeodinamik gelişimindeki farklılıklarını inandırıcı bir şekilde göstermiştir. Çarpışma başlangıcı zaman olarak batı ve doğu kısımlarda farklı olmuştur. Transkafkas ve Daralagez blokları Konyasiyende (Monin ve Zonenshain, 1987), Pontidlerin karbonat plâtrformlarla birleşmesi ise Kampaniyen gibi daha sonra ki bir zamanda olmuştur (Dixon ve Pereira, 1974). Çarpışma evresi boyunca (Geç Kretase-Eosen), volkanik aktivite ilk olarak kalık (remnant) yay gerisi havzasında ortaya çıkmış ve sonra, daha eski tektonik yapılarda üzer-

lenen çöküntülerde meydana gelmiştir (Eosen volkanikleri). Çarpışma süreci daha eski jeomorfolojik yapıların tekrar organizasyonu ile aynı zamanda oluşmuştur. Okyanusal fiş serilerin bitişik kıtasal blokların üstüne bindirmesi ve okyanus kabuğunun üzerlenmesi farklı volkanik oluşumlar halinde göze çarpmıştır. Andezitik volkanizmaya paralel olarak subalkalin ve alkalin volkanikler; ayrıca, bazı kabuksal magmatik kaynaklar da etkin hale gelmiştir.

Makro yapıların bozunma süreci (Paratetis'in oluşumu ile bağlantılı kuzeydeki yok oluşun ardından orojenik sistemlerin yoğun bir şekilde

meydana çıkması) bütün çarpışma sonrası evresi boyunca devam etmiştir (Fe içermeyen metal yataklarıyla ilişkisi olmadığı ve çalışmamızın amacı ötesindedir).

Burada belirtilen litojeodinamik komplekslerle birleştirilmiş volkanik kaynaklı yataklar aşağıdaki gibi oluşmuştur:

1- Kenar denizlerinin çökmesi (riftleşme evresinin hidrotermal-sedimenter Cu ve pirit-polimetallik mineralleşmesi, Dağıstan ve Türkiye'de Cu, Azerbaycan'da polimetallik).

2- Farklı yaştaki yay-içi deniz havzaları (Pontidler ve Küçük Kafkaslar hidrotermal-sedimenter ve epijenetik Cu ve Cu-Zn yatakları yükselen blokların içinde Au-polimetallik yataklarda bulunmaktadır (Ermenistan'da Shaumian ve Türkiye'de Cerattepe);

3- Kalık yay gerisi Kretase volkanik yapıları (Gürcistan'ın Bolnisi bölgesindeki epijenetik yüzey yakını Cu, barit, barit-polimetallik ve Au içeren yataklar);

4- Levha içi ve arası çarpışma sonucunda meydana gelmiş Eosen volkanik çöküntüler (Gürcistan, Ermenistan ve Türkiye'deki Ag ve Au içeren, epijenetik polimetallik ve barit yatakları).

En önemli yataklar bu yapıların ilk üç tipinde toplanmıştır.

VOLKANOJENİK OLUŞUMLU YATAKLAR

Ayrılma evresinin hidrotermal-sedimenter yatakları Büyük Kafkasların doğusundaki şeyller içinde, Pontidlerin batı kısmında volkano-sedimenter Küre Kompleksinde bulunmuştur. Cevher gövdeleri allokton katlar içinde olup kimileri yoğun biçimde bozunmuştur. Burada bulunan mineralizasyon Dağıstan' daki Kızıldere yataklarında olduğu gibi bazı hallerde metamorfizmaya maruz kalmıştır.

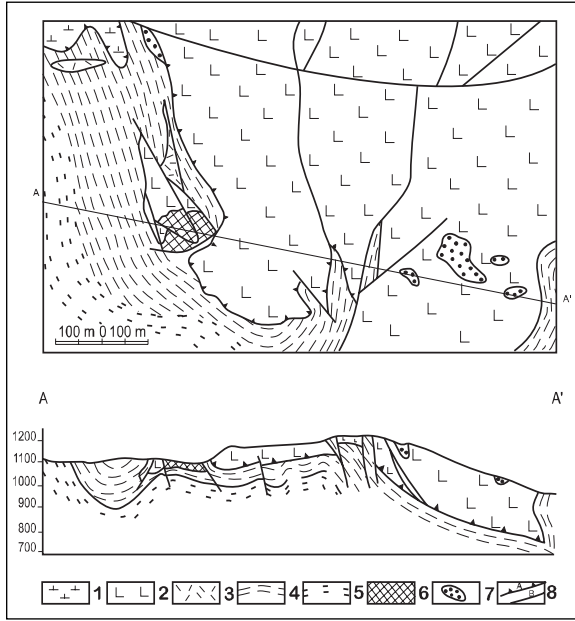
Cu-pirotin Kızıldere yatağı sonradan meydana gelen tektonik olayların etkisi ile yoğun bir şekilde bozunmuş olan kenar denizinin paleo

çöküntüsü içindeki Skitiyen ve Transkafkas mikro levhalarının kesiştiği yerde bulunmaktadır. Sinjenetik pirit yatakları ile birlikte Alt Jura ana kayaları (şeyller) deforme olarak karmaşık kıvrım serisi haline gelmiştir. Şeyller, yataktan belli bir mesafede, altere olmuş toleyitik bazalt ve ortaçasidik sokulumlar içerir (Borodaevskaya, 1979; Bogdanov ve diğerleri, 1983). İki geniş mercək oluşturan piritli gövde senklinal kıvrımla ilişkilidir; bunlar sinjenetik piritik ve epijenetik Zn-pirit ve daha genç Cu-pirotin cevherleridir.

Filizçay pirit-polimetallik yatağı şeyller ve onları üzerleyen fiş serileri arasındaki dokanakta büyük ve tek bir cevher gövdesi olarak bulunmaktadır (Bogdanova ve diğerleri, 1983). Sinjenetik cevherlerin tabakalı cevher yatağı tek pirit-karbonat, sfalerit-galen, kalkopirit-pirit ve killi seviyelerden oluşmaktadır. Yatağın kanatlarında cevherli fişler bulunmakta ve bunlar damar ve dissemine mineralizasyon içeren şeyller ile altlanmaktadır. Cevher yakınında bulunan, onu çevreleyen şeylerde pirit konkresyonları, daha uzak kesimlerde ise siderit konkresyonları izlenir. Yatağın doğu kısmında bulunan kaba taneli, benekli pirit-sfalerit-galen cevherleri esas cevherlerin rekristalizasyonu sonucu oluşmuştur. Tavan kesiminde bulunan saçılmış cevher damar şekilli Cu-pirotin mineralleşmeleri tarafından kesilmiştir. Hidrotermal çözeltilerin aktığı durgun deniz altı alanlarında birtakım bazalt ve andezit püskürmeli yerel volkanik merkezler meydana gelmiştir. Filizçay yatağı örneğinde olduğu gibi cevher içeren formasyonun alt kısmında kabuksal (crustal) blokların olabileceği varsayılabilir. Buna karşın Kızıldere tipi cevherlerin oluştuğu riftleşmeye bağlı yapıların eksen bölgelerinde meydana gelen Cu-pirotin cevherler toleyitik ve bazaltik volkanizma ile karakterize edilirler.

Okyanus ortası açılma yataklarına bir örnekte Pontidlerin allokton Küre Kompleksi içinde yer alan Aşıköy yatağıdır (Şek. 2). Bazı araştırmacılar (Ustaömer ve Robertson, 1993) Triyas-Alt Jura da oluşan ve volkano-sedimenter olan Küre kompleksinin güney sınırındaki birikinti yapısının Paleotetisin sınır havzasından koptuğunu varsaymaktadır. Bu araştırmacılara göre, Küre Kompleksi, rift eksen kısımlarının standard kayaç birim

ardalanmasına sahip olduğunu göstermektedir. Bunlar serpantinleşmiş peridotitler, kümülat ve normal gabro, diyabaz dayk karmaşığı, bozunmuş toleyitik yastık bazaltlarıdır. Yastık bazaltların üstüne şeyller gelmektedir. Bu şeyllerin dokanağında Kıbrıs'takine benzer bakırlı pirit yatakları bulunmaktadır (Güner, 1980). Aşıköy açık ocağında (Şek. 3), aşağıdaki kayaç ilişkisi örnekleri gözlenebilir; serpantinli peridotitler bazalt-kil-şeyl karmaşığına bindirme ile karakterize edilirler, karmaşığın kendisi şeyllere bindirme yapan yastık bazaltlar ile güneye devrilmiştir,

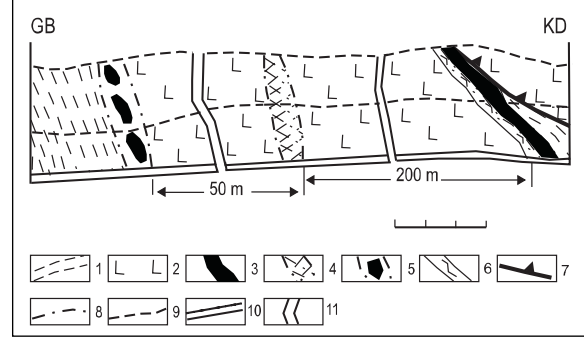


Şek. 2- Aşıköy çökellerinin jeolojik haritası 1- Ultra-bazikler (allokton); 2- Yeşilist-bazaltlar; 3- Dasitler, 4- Nadir kumtaşı şeyller, 5- Kumtaşı ve şeyl ardanması, 6- Masif pirit, kalkopirit cevherler, 7- Demir şapka, 8- Faylar (a- bindirme fayları, b- düşey faylar).

sonrakiler ise ince taneli piritik cevher gövdelerini içermektedir. Bazaltik akıntılar içerisinde kaya parçaları, ve iri taneli kalkopirit-pirotin çimentolu pirit cevheri içeren breşlerin varlığı ile dikkat çekmektedir.

Volkanitler, hidrotermal-sedimenter ve epije-netik cevherlerin varlığı ile karakterize edilen ada

yayı sistemleri içinde gelişmektedirler. Bunlar Pontidlerde çoğunlukla Santoniyen dasitleri ve piroklastitleri ile ilişkilidir.



Şek.3- Aşıköy ocağı batı kesiminin şematik haritası. 1-Şeyller, 2- yeşilist bazaltları, cevherler, 3- masif piritler, 4- pirit-kalkopirit breşler, 6- silisli Fe, jaspimsı yataklar, 7- İtki fayları (a- bindirme, b- yarı düşey), 8- galeri temel projeksiyonu, 9- ocak tabanı projeksiyonu, 10- fay, 11- açma.

Madenköy (Çayeli) yatağında, masif ve breşli pirit-sfalerit-kalkopirit cevherleri silisleşmiş ve demirli tüfitleri üzerlemektedir. Altta dasetler damar ve dissemine cevherleşme göstermektedir. Üzerlenen birim ise ara katmanlı olup tuf, tüfit ve bazalt akıntıları içerir.

Madenköy Cu yatağı boyutları açısından oldukça önem teşkil etmektedir: doğruyu boyunca yaklaşık 900 metre, eğim boyunca yaklaşık 600 metre ve 100 metre kadar kalınlıktadır. Yatağın Kuroko tipine kesin bir benzerlik gösteren üst kısmı, polimetalik, breşli, pirit-kalkopirit-sfalerit ve az miktarda galen, bornit ve sülfotuzlar içeren cevherlerden meydana gelmektedir. Damar çeşitlilikleri; barit, dolomit, kuvars, serisit ve kaolen ile temsil edilmektedir. Klastik cevherler; kalkopirit ve sarı pirit-kalkopirit cevherleri, masif olan siyah sfalerit cevherleri üzerinde bulunmaktadır. Ayrıca, breşli cevherlerin bazı tipleri de mevcuttur. Batı Pontidlerdeki ağsal yataklara Lahanos ve Murgul örnek verilebilir.

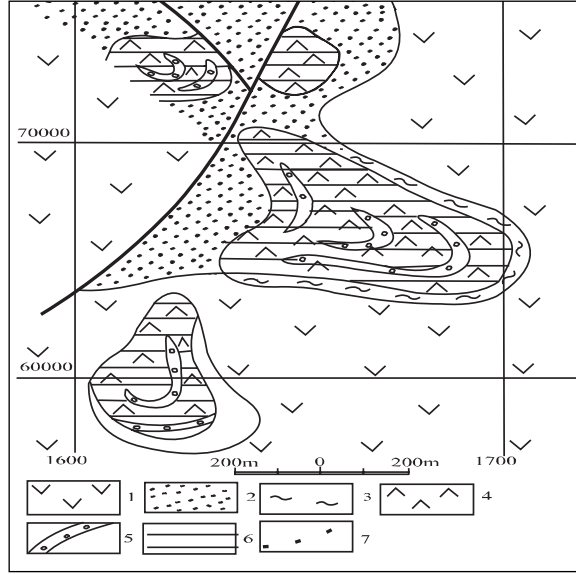
Lahanos cevherinde bulunan ağsal sfalerit-pirit-kalkopiritler dasit içindedir. Damar ve dissemine olarak bulunan mineralizasyonlar kuvars,

serisit, klorit metasomatitleri içinde yoğunlaşmaktadır. Özgür (1993) Lahanos ve Madenköy yataklarını Kuroko tipi olarak adlandırmıştır.

Benzer jeolojik durum Murgul yataklarında da görülmektedir (Şek. 4). Stokvork tipindeki pirit-kalkopirit mineralleşmeleri üstte, içinde jips mercekleri bulunan kuvars-jasper gibi demirli çökeltiler içinde son bulmaktadır. Cevherli dasitik kayalar aşındırılmış ve Kampaniyen-Mastrişiyen volkanitleri tarafından ve uyumsuz olarak örtülmüşlerdir. Murgul yatağı porfiri Cu yataklarına eğilim gösteren bir geçiş tipi olarak yorumlanabilir (Özgür, 1993).

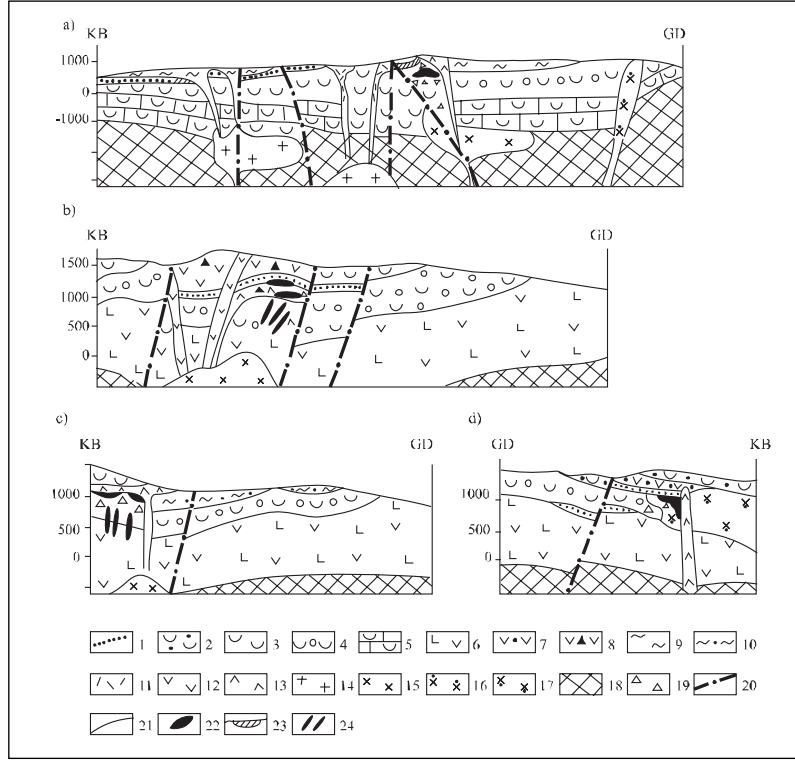
Küçük Kafkaslar'daki çarpışma öncesi (evre) yatakları Geç Bajosiyen, Batoniyen (Alaverdi, Kafan) ve Geç Jura'da (Shamlug) oluşan epijeometik cevher gövdeleri (Şek. 5) ile temsil edilmektedir. Alaverdi yatağında cevherler Kalloviyen yaşlı volkano - sedimenter birimleri üzerleyen Bajosiyen yaşlı andezit ve dasitler içinde yoğunlaşmıştır. Alaverdi cevherleri (mercek, stokvork ve damar) Geç Bajosiyen yaşlı sedimenter kaya örtüsü altında bulunmaktadır. Shamlug'ta Kalloviyen riyodasitleri cevher gövdeleri için bir geçirimsiz örtü görevi görmektedirler; Aktala'da, barit, polimetalik cevherleşme riyodasitik ağsallaşmanın sınırlarını aşmamaktadır. Kafan'da, Cu cevheri stokvorklerinin dağılımı subvolkanik dasitler tarafından kontrol edilmektedir. Burada, cevher içeren kayalar jips mercekli ve piritik saçınımlı olan tuf kumtaşını, altere olmamış andezitik lavlar ise cevherli kayaları örtmektedirler.

Bütün yataklarda, yaygın alansal propilitleşme bulunmasına karşın cevherleşme lokal oluşumlu metasomatitlerle birlikte meydana gelmektedir. Gürcistan'ın Bolnisi bölgesindeki volkanotektonik çöküntü, andezit-dasit, lav, piroklastik materyal ve Türoniyen, Erken Santoniyen yaşlı karasal sığ deniz sedimenları ve Geç Santoniyen yaşlı riyodasitik lavlar ve ignimbritlerle dolmuştur. Alttaki volkano-sedimenter aralanmalar K-Na granodiyorit porfiri ve kuvars-diyorit içermektedir. İşletilmekte olan, riyodasitik yüzey kayaları ve ignimbritler tarafından temsil edilen geniş alana yayılmış volkan eteğine yerleşmiş bulunan Madneuli maden yatağı içinde



Şek. 4- Murgul yatakları jeolojik şeması (MTA,1994). Geç Senoniyen (Kampaniyen, Mastrişiyen) kayaları: 1- Andezitler, dasitler; 2- arjilitler, kumtaşları, tüfitler (mineralleşmeyi örterler); Erken Senoniyen (Santoniyen) cevherli kayaları, 3- silisli Fe sedimenları, 4- dasit lavları ve piroklastitleri (mineralleşmiş bloklar içinde) breşler ve kuvars, serisit, klorit metasomatitler, 5- jips mercekleri, 6- ağsallı pirit, kalkopirit sfalerit cevherler, 7- faylar.

(Şek. 6) mekân bakımından bağımsız olan Cu, barit-polimetalik, barit ve Au (ikincil kuvarsit) cevherleri tesbit edilmiştir. Cevherli klastik tüfitler çok yoğun patlamalı breşleşme ve dönüşüm olaylarına maruz kalmıştır. İkincil kuvarsitlerin üst seviyeleri hafif eğimli cevher gövdeleri ve damarlı barit, barit-polimetalik cevher içermektedir. Burada çoğunlukla kuvars, serisit, klorit metasomatit içeren alt seviyeler ise; pirit, kalkopirit stokvorkleri ve damarlar içermektedir. Kuvarsitik breşler ve kuvars-serizit metasomatitleri arasındaki sınır yer yer demirleşme ve jips mineralizasyonu izlerini taşıyan bir tektonik zon ile uyumaktadır. Aynı seviye az miktarda kalkopirit ve sfalerit içeren mercek şeklinde pirit konsantrasyonları içerir. Derinlerde, Cu stokvorkleri dar zonlar boyunca zayıf anhidrit ile birlikte kalkopirit-pirit-Mo yayılımıyla ornatılmıştır. Sonrakiler yüzeyden yaklaşık 900 metre derinlikte kuvars-diyoritler



Şek. 5- Küçük Kafkas paleo ada yayının cevherli volkanik yapılarının bölümleri, a- Geç Kretase yay gerisi kalık depresyon (yataklar: kompleks barit, barit polimetaitik ve Cu, Madneuli ve David Garejli); b,c,d- Bajosiyen-Geç Jura yay arası depresyonun parçaları (b- Batoniyen Cu Alaverdi yatakları, c- Geç Jura Cu Şamlug yatakları, d- Orta Jura Cu Kafan yatakları). 1- Karbonatlı-kırıntılı sedimenlar (ince seviyeli); 2- Kırıntılı, volkanojen kayalar (Geç Jura volkanojen fişler); 3- Kumtaşlı tüfitler, andezit dasit seviyeleri (Geç Kretase (a) ve Orta Jura (b, c, d); 5- Tüfit, kireçtaşı, kumtaşı, andezit, andezit dasit, andezit basalt lavlar (Bolnisi Depresyonu Alt Kretase karmaşığı); 6- Lavlar ve andezit, bazalt ve bazalt tüfitlerin lav breşleri (Erken Bajosiyen); 7- Andezit lavlar (Orta Jura); 8- Lavlar ve andezit, andezit bazalt lav breşleri (Orta Jura, Batoniyen); 9- İgnimbrit (Geç Kretase); 10- Hiyaloklastikler (Orta Jura); 11- K-Na riyolitler (Geç Kretase); 12- Andezit, dasit (Orta Jura); 13- Dasit, riyodasit (a- Geç Kretase, c- Geç Jura, b, d- Orta Jura); 14- K-Na granodiyorit ve granitler (Geç Kretase); 15- Na granodiyoritler (Geç Kretase, Geç ve Orta Jura); 16- Kuvars diyoritler (Geç Kretase); 17- Porfiri kuvars diyoritler (Orta Jura); 18- Pre Mesozoyik temel; 19- Patlama breşleri; 20- Faylar; 21- Jeolojik birimlerin olası sınırları; 22- Ağimsı Cu cevher gövdeleri; 23- Barit lodlar; 24- Cu damar gövdeleri.

içinde görülmektedir. İkincil kuvarsitler Au içeren mavimsi ve kalsedon benzeri kuvars ile dikkati çekmektedir.

Bu makalenin yazarları stronsiyum ve rubidyum izotop verilerini volkanojenik ve bunlarla parajenetik bağı olan kayalara uygulamada kullanmışlardır (Çizelge 1). Yüksek kütle numarası olan elementlerin izotopik korelasyonu magmatik gelişim süreçlerinde değişmeden kalır ve kayaç-

ların ilksel kaynaklarının izotopik kompozisyonlarıyla uyudur (Balashov, 1985; Abramovitch ve diğerleri., 1989). Çizelge 1'de görüldüğü gibi bazalt, monzonit, gabro-monzonit ve dasitler tüketilmiş mantonun ayrımlaşma ürünlerini temsil etmektedir. Tüketilmiş mantodan kaynaklanan bazı kayaçlarda stronsiyum izotopları arasındaki oran 0.7045 değerindedir; bununla birlikte lamprofir ve riyolitlerin magma kaynağı kabuktur.

Çizelge 1- Stronsiyum izotopik analizi ve seyreltme metodu ile yapılan rubidium ve stronsiyum konsantrasyonlarının tanımı (Rusya Bilimler Akademisi PreKambriyen Jeoloji ve Jeokimya Enstitüsü tarafından yapılmıştır).

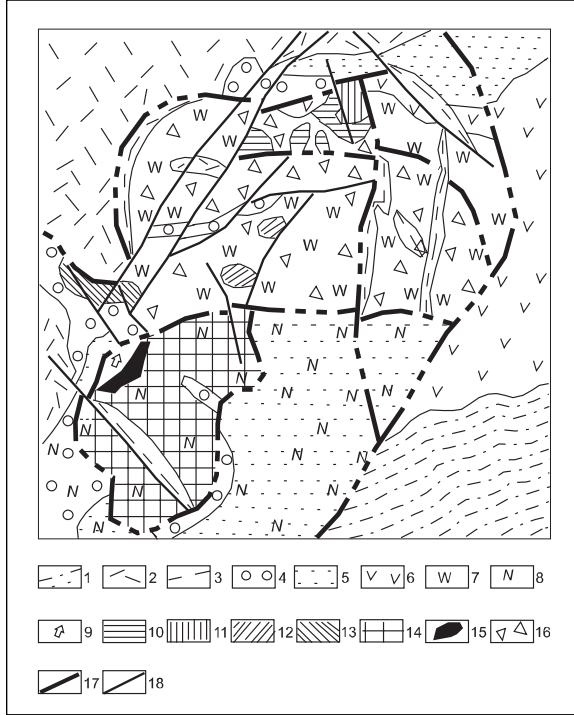
Numune numarası	Lokasyon	Kayaçlar	Rb ppm	Sr ppm	⁸⁷ Rb / ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr / ⁸⁶ Sr	+/- 26
8	Bolnisi Böl. Gürcistan	Bazalt	9,82	538	0,0506	0,704910	23
19	Merisi Cevher Böl. Ajara, Gürcistan	Monzonit	96,9	507	0,5523	0,704606	18
20	Aynı yer	Gabbro-monzonit	63,1	700	0,2608	0,704766	17
21	Aynı yer	Lamprofir	76,9	542	0,4106	0,705361	15
22	Bolnisi Böl. Gürcistan	Dasit	19,8	399	0,1436	0,704563	18
32	Aynı yer	Riyolit	19,3	28,7	1,943	0,710269	16
MR	Murgul yatakları, Türkiye	Riyodasit	64,5	94,7	1,971	0,707739	19

Son zamanlarda yapılan bir çalışma (Gugushvili ve diğerleri, 2002) Gürcistan'daki Bolnisi bölgesinin nadir toprak elementleri ve volkanik kayaçlardaki diğer nadir element verilerini içermektedir. Madneuli yatağındaki riyolit ve ignimbrit magmalarının üst kabuksal Eu oranları doğrular (riyolit: Eu/Eu* = 0.65-0.68; ignimbrit: Eu/Eu* = 0.52-0.58) ve hafif nadir toprak elementleri ile büyük iyon litofil elementlerce (K, Ba, Rb, Sr) karakteristik zenginleştirmeyi göstermektedir. Dasit ve andezit bazaltlarda hafif nadir toprak elementlerce zenginleşme de ortaya konulmuştur. Eu/Eu* oranı 0.72-0.77 ile 0.72-0.78 çıkmaktadır. Bazaltların karakteristik özelliği Eu zenginleşmesi ile (Eu/Eu* = 1.01-1.07) olmuştur. Gugushvili ve diğerleri (2002) Bolnisi bölgesindeki volkanik kayaç yapıları için farklı magma oluşum seviyelerinin, riyolit ve ignimbitler için üst kabuk, dasitler ve andezit bazaltlar için alt kabuk ve subalkalin bazaltlar için de manto olduğu sonucunu ortaya çıkarmışlardır.

Jeolojik gözlemlere göre çarpışma evresinde volkanizmanın zıt yöne dalımlı karakterinde, başlangıçta magmanın kabuksal kaynağı ve daha sonra da mantodakiler aktif hale gelmiştir.

Cevher oluşumunun değişik jenezine karşın (hidrotermal-sedimenter ve epijenetik) volkanojenik yataklar sayısız ortak özellikler ile karakterize edilirler. Bunların hidrosistemleri temelleri sokulumlarla karmaşık hale gelen volkanik çöküntülerle işlevsel olmaktadır. Sonrakilerin kökeni günümüzün okyanus aktif zonlarında deniz tabanının 1-2 km altında yer almakta olup (Grinberg ve diğerleri, 1990); epijenetik yataklarda ise (örneğin Bolnisi bölgesinde) bunlar paleoyüzeyinin 1 - 1.5 km altında bulunurlar (sondaj verilerine göre). Cevher yatakların bileşimi genel olarak jeolojik kayaçlar tarafından etkilenir. Günümüzde çatlak zonları ve daha eski yapılar da bulunan Cu-pirit (çinkolu) yatakları Kıbrıs tipi bazaltları örter.

Aynı zamanda, evaporitli kalın sedimenter tabakaların mevcut olduğu yerlerde (Gorda sırtındaki gibi) (Koski ve diğerleri, 1985), cevherler polimetallik hale gelmiştir. Genel olarak, kabul edilen oluşum modeli (Franklin ve diğerleri, 1984; Krivtsov, 1989) ısıtılmış deniz sularından metallerin çıkarılmasında büyük kütleli barit (Madneuli) veya polimetallik cevherlerin (Filizçay) oluşum mekanizmasının açıklanmasında bazı güçlükler-



Şek. 6- Madneuli açık ocak işletmesi jeolojik ve yapısal jeolojik haritası, 1- Püskürük riyodasitler; 2- Riyolit lavlar; 3- Yarı volkanik riyolit gövdeleri; 4- Vortoklastik tüfler; 5- Kumtaşlı ve alevrolitik tüfler; 6- Aglomera ve kumtaşlı ksenotüfler; 7- İkincil kuvarsitler; 8- Kuvars, serisit, klorit metasomatitler; 9- Gips ve anhidrit; cevherler; 10- Barit; 11- Masif barit, Pb, Zn; 12- Damarsal polimetalik; 13- Damarsal Cu, Zn; 14- Damarsı ve empregne Cu; 15- Baz metal masif sulfite; 16- Patlamalı breşler; 17- Faylar; 18- Yarı düşey faylar.

le karşılaştığını göstermektedir. Çoğu yazarlar, barit polimetalik yataklarındaki metal kaynaklarının yüksek oranda mineralize olmuş volkanik çöküntülerin evaporitik dolgularında gömülü klorit tuzlu sulardan oluştuğunu fikrine daha çok katılmaktadır. Akdeniz kuşağında olduğu gibi Kafkaslarda da Triyas'ın jeodinamik (Hersiniyen devrinin sonunda Paleotetis'in sığlaşması) ve iklimsel şartları bunların dünyanın birçok yerinde görüldüğü gibi salamuralar içine gömülü tuzlu, gri renkli kalık karasal birimlerin yer aldığı geniş yayımlı şelf bölgelerinde oluşmuş olduğunu düşündürmektedir (Lebedev, 1975; Weisberg ve

diğerleri, 1982; Goleva, 1993; Kisliakov ve Shchetochkin, 2000).

Cu ve Zn bakımından zengin masif piritli konsantrasyonlar Cu içeren hidrotermal-sedimenter yataklarda yoğundur. Yataklar, çoğu kez, mikro kuvarsit ve silisli hematit (çört) tarafından örtülürler. Bu seviyede ve bazen stokvorkler ile Kuroko tipi cevherler arasındaki kanatlarda (Matsukama ve Khorikosi, 1973) jips konsantrasyonları da gözlenmektedir. Epijenetik yataklar (Madneuli, Kafan, Murgul) bu duruma istisna teşkil etmemektedirler. Burada aynı zamanda, stokvork tipli cevherlerin üstünde çört benzeri kuvarsit zonları ve çok büyük olmayan jips ve pirit mercekleri bulunmaktadır.

Filizçay polimetalik yatağındaki mikroritmler, epijenetik yataklardaki (Madneuli) mineral zonlaşmasıyla kesin bir benzeşme göstermektedir. Madneuli yatağındaki barit-polimetalik, kaba taneli masif birikimler damar tipi mineralizasyon ile cevherin alt kısımlarında ornatılır ve daha alt kesimlerde ise, galen-sfalerit ikilisinin sfalerit-pirit ikilisi (bakırla) ile yer değiştirmesi meydana gelir. Önemli bir özellikte Kuroko tipi yatakların Madneuli yataklarındaki barit-polimetalik kısımlarla olan benzerliğidir (Matsukama ve Khorikosi, 1973). Epijenetik ve hidrotermal-sedimenter yataklarda cevher birikiminin PT şartları benzer bulunmaktadır. Epijenetik ve bazı hidrotermal-sedimenter yataklarda olduğu gibi (stokvorkteki veriler) jel formundaki cevherin çökmesi ile olan çözeltinin kaynama sürecini mineral kütlelerinin kristalizasyon ve çözeltinin yavaş emisyon süreci takip eder. Kural olarak, son volkanik faaliyetlerin yer aldığı bölgelerde, 270°C' den daha büyük sıcaklıkta hidrotermallerin kaynama seviyesi yüzeyden 300-400 metre derinliktedir (Sinyakov, 1986). Epijenetik yataklardaki cevher birikim süreci için P-T şartları (Kekelia ve diğerleri, 1993) 20 MPa basınç ve Cu cevherleri için 370°-260 °C ve barit - polimetalikler için 280°-180 °C olmaktadır. Baritli yataklar düşük sıcaklık (~100°C) ve basınçta (~5MPa) oluşurlar. Filizçay yatağında, ikinci polimetalik fazın mineralizasyonu sonucu oluşan piritli cevherlerin oluşum sıcaklıkları 250-100 °C dir; buna karşın Cupirotin ikilisi 370-400°C arasında oluşmuştur (Bogdanova ve diğerleri, 1983).

Aynı zamanda dikkate değer başka birşeyde, hidrotermal-sedimenter yatakların kalıcı birikimi için en uygun PT şartlarının deniz tabanından 2 km derinde oluştuğudur (Stackelberg, 1985). "Cevher" tepeleri 3000 m gibi daha fazla derinliklere ulaşabilir (Gablina ve diğerleri, 2000). Deniz tabanının daha sığ kısımları, özellikle barit ve barit polimetalik cevherler için cevher birikimiyle de sınırlı değildir, fakat şelf zonlarının koşulları ve yükselmesi için gerekli sürecin sabit seyri için uygun değildir.

Çarpışma öncesi çöküntüler içinde (cevher birikimi yönüne bağlı kalmaksızın) çarpışan yapılarıdaki volkanizmanın süreksizliğine bağlı olarak bu süreç çok fazla iken hidrotermal aktivitenin başlıca tek faz karakteri bulunmaktadır.

Madneuli ile Miyosen yaşlı Japon Kuroko yatakları arasındaki benzerlikten daha önce bahsedilmişti (izole olmuş barit kütleler ile alt seviyelerde jips içeren barit-polimetalik mineralleşmenin varlığı). Bununla birlikte esas farkın, Madneuli yatağında cevher birikim sürecinin son oluşumlarının deniz altında meydana gelen kapalı volkanik yapıları olduğu anlaşılmış bulunmaktadır. Daha önceki model (Kekelia ve diğerleri, 1991) gömülü ve hapsolmuş deniz sularının cevher oluşumuna katılımını varsaymaktadır. Bunların bazıları, ilksel olarak cevher içeren (tuzlu sular); diğerleri ise daha üst seviyelerde ve oldukça uzaktaki volkanik yapılarla ilgili olup daha sonraki evrelerde ise cevher oluşum süreçlerine katılmaktadır. Bunlar metamorfizma etkisi altında bulunmakta ve cevher bileşiklerinin çıkarılması yeteneğine sahip olmaktadır.

İlk evre boyunca, riyolitik püskürüklerin zincir yapıları boyunca volkanik yapıların eteklerinde sıkışması, kapalı dom yapılı cevherli formasyonunda meydana gelmiş bulunmaktadır; daha sonra gaz dönmüş bileşiklerle ısınmış ve doygun hale gelmiş, hapsolmuş sular emilmiş ve 400-500 m derinlikte çökelmiştir. Sonuç olarak, özellikle tüfit ve volkanik kayaların ifrazı sırasında geçirimsiz kayalar içinde patlayıcı breşler oluşmuştur (lav domları). Hidrotermallerin etkisi altında iki paleohidrojeokimyasal zonun ayrışması ile bunlar cevher öncesi değişim geçirmişlerdir;

üstteki, amonyum sülfat (ikincil kuvarsit seviyesi); alttaki, sodyum klorür (kuvars-serizit-klorit metasomatitleri); zonlar arasındaki sınırlar ise çört benzeri kuvarsitler ve jips konsantrasyonlarıncı karakterize edilir. Cevherleşme öncesi oluşum: 1- çözeltilinin kaynaması ve asidik bileşiklerin ayrılması ve ana metallerin (Au), sülfidlerin, kuvars, karbonat çökmesine bağlı olarak alkalileşmesi, 2- yüksek seviyelerde H₂S, HCl, CO₂ ve NH₄ oksidasyonu, 3- tampon niteliklere sahip çevre ile yer değiştirme reaksiyonları yönünden kolaylaşmıştır.

Barit ve barit-polimetalik cevher oluşumu (ayrışmış ikincil kuvarsitler içinde) sınır zonundaki eş zamanlı sülfat ve sülfid birikmesi ile erken paleohidrojeokimyasal koşullara karşın devam etmiştir. Sonrakilerin altında H₂S ile doygun hale gelen kapanlarda sınırlı boyutta piritli cevher gövdeleri konsantre olmuştur.

Bakır damarcıkları içeren Cu cevherleri bağımsız bir cevher formasyon evresinin ürünü olarak düşünülmektedir. Bunlar volkanik yapının ve bir kuvars-diyorit sokulumunun enjeksiyonu üstünde yer alan yeni tektonik yer değiştirmelerle oluşmuşlardır.

Her iki epijenetik Cu ve hidrotermal-sedimenter Cu-Zn-pirit yatak için en mantıklı olanı konveksiyon modelidir. Model genel olarak kabul edilen kanıya göre, çözeltilinin ısı ve oksidasyonundaki düşüşün sonucu olarak metallerin hidrosülfid kompleks formunda taşındığı ve çökeldiğini varsaymaktadır.

Volkanojenik-sedimenter polimetalik (baritli) cevherlerin oluşumu bir başka şekilde gelişmiştir. Hidrotermal sistemlerde yer alan çözeltiler; pratik olarak, H₂S içeren bileşiklerden yoksundur (Lebedev, 1975; Weissberg ve diğerleri, 1982; Kraynov ve diğerleri, 1988). Lebedev (1975), tuzlu su içeren metal ile Türmenistan'ın Cheleken yarımadasında yapılan sondajın değişik seviyelerinden H₂S içeren suları karıştırarak deney yapmıştır. Karışım sonucu Pb ve Zn sülfidler çökelmiştir. Cheleken tuzlu sularının sıcaklık ve tuzluluk değerlerinin Kızıldeniz'deki tuzlu sulara çok

benzer olduğu dikkate değerdir (Degens ve Ross, 1974).

Yukarıda sözü edilenler boşalım zonlarının özel şartlarının yorumlanması hakkında bir fikir vermektedir. Yani, öncelikle tuzlu su akışı ile deniz tabanındaki çöküntülerde balçık içeren sular birikmektedir. Balçıkların H_2S ile zenginleşmesi; 1- deniz suyundaki sülfatın biyojenik indirgenmesi sonucu, 2- biyojenik olmayan yollarla oluşturulan daha derin katajenik zonlarda elde edilen hidrojen sülfid harcanması ve 3- sıg intrüsf magmatik kaynakların gaz vermesi sonucunda gerçekleştirilebilir. Yazarlar sülfidlerdeki sülfürün izotopik oran verilerini (Bogdanova ve diğerleri, 1983) dikkate alarak, üçüncü yöntemin öncelikli olduğunu düşünmektedirler. Büyük hacimli cevherin çökmesi olasılıkla H_2S içeren suların tuzlu suyla karışması ile olmaktadır.

TARTIŞMA

Çoğu araştırmacı, volkanojenik yatakların hidrosistemlerinin hidrotermal süreçteki ekzojenik suları kapsayan konveksiyon modeline göre geliştiğini düşünmektedir (Franklin ve diğerleri, 1984; Ovchinnikov, 1988; Krivtsov, 1989). Bununla birlikte, jeolojik alanların konumu sorunları hala tartışılmaktadır. Güncel araştırmalar, okyanusal bazaltlardaki yüksek metal içerikli oksitlenmiş cevherlerin (Prokoptsev ve Prokoptsev, 1990) ve alkali bazaltlardaki feldspat ve klinopiroksen minerallerinde cevher sıvılarının varlığını göstermektedir (Akimtsev ve diğerleri, 1993). Fe, Mg ve Ca gibi elementlerle kimyasal bağı kırabilen enerjiye sahip bakırın, Mg-Fe silikatlarının bir parçası olabileceği ve ortamda yeterli sülfür olması halinde ise sülfid formunda ayrışabileceği kaydedilmiştir (Recharsky ve diğerleri, 1983; Barnam, 1983). Sharapov ve diğerleri (1999), sokulum kayaçlardaki gözenekli alanlarda tuzluluğun artışının 950-650°C dereceleri arasında yer aldığını belirtmiştir. Derinlik kayaçlarındaki damla şekilli topluluklar FeS-NiS-CuS katı çözeltileri, troyilit, pirotin, pentlandit, kubanit, kalkopirit ve sfalerit tarafından temsil edilirler. Bu verilerin değerlendirilmesi ve Cu, Zn ve pirit yataklarının hidrosistemlerinin konvektif modelinin kabulü ile

cevher oluşumlu elementlerin konsantrasyonları aşağıda belirtilen, birbirini izleyen doğal süreçler tarafından desteklenmektedir. Bunlar, aşırı ısınmış yüzey suları ile magmatik kayaçlar arasındaki etkileşim sonrası oluşan bazik magmaların sıvısal ayrışması ve kristalleşmesidir.

Barit ve barit-polimetallik yataklarda, bunların jeolojik alanlarla bağlantılarını dikkate alarak yüksek mineralize olmuş (> 350 g/1) cevher oluşumundaki evaporitik suların katılımı göz ardı edilmemelidir. Bu tuzlu sular yüksek Ba, Ca, Zn, Pb, Cu ve Mn içerikleri ile kendilerini belli ederler (Weissberg ve diğerleri, 1982; Kholodov ve Kiknadze, 1989; Goleva, 1993).

Hidrotermal-sedimenter yatakları oluşturan hidrotermal çözeltiler (Butuzova, 1989) başkalaşım geçirmiş deniz suları olarak adlandırılabilir. Tuzlulukları ile deniz suyuna çok benzerler; buna karşın düşük Mg ve SO_4^{2-} ve yüksek K, Ca ve Si değerleri ile Fe, Ag, Pb, Cu ve Zn zenginleşmesi bakımından ilkinden ayrılırlar. Hidrosistemlerin sokulumları (enerji kaynağı) çevresindeki ısı yayılması sonucu bunların çevre kayalarda ki etki alanı "profilit alanı" olarak tanımlanabilir. Epijenetik barit-polimetallik cevherlerde (Bolnisi bölgesi, Gürcistan) kuvars, barit ve kalsitin içindeki oksijen ile akışkan kapanımlardaki hidrojen izotopik kompozisyonu verileri, cevher oluşum süreçlerindeki meteorik sularda dikkate değer bir rol üstlendikleri yönünde yorumlanmaktadır. Buna karşılık Cu stokvorklerden sağlanan veriler hidrosistemler içindeki meteorik suların magmatojen kökenlilerden daha az öneme sahip olduklarını göstermektedir (Kekelia ve diğerleri, 1991).

Bazı yazarlar (Hannigton ve diğerleri, 1986; Elijanova, 1999), başkalaşım geçirmemiş hidrotermal-sedimenter cevherlerdeki zonlaşmayı alt seviyelerden üst seviyelere doğru tekrar yayılım ve cevher konsantrasyonlarının difüzyonu ile açıklamaktadırlar. Buna örnek olarak Pasifik'teki daha düşük ısıda bulunan Fe-Zn sülfidleri, barit ve "silika" altında yataklanan yüksek sıcaklığa sahip Cu ve Fe sülfidlerinin bulunduğu "Explorer Ridge" gösterilebilir. Grinchuk (1999) doğal koşullara çok yakın cevher gövdesinin içinde hid-

rotermal çözelti ve mineral yer değiştirme gelişiminin varsayıldığı bir konvektif hidrosistem için geliştirdiği termodinamik modeli ileri sürmüştür (Kıbrıs tipi). "Embriyonik" anhidrit-pirit konsantrasyonları akış yönünde silika-sülfid matrislerle yer değiştirir; sfalerit ikincil zonlarda çökelirken, orta kısımlarda pirit manyetit ile yer değiştirir ve bakır sülfid oluşumları yer alır.

Deniz altı tepelerinde anhidrit çökmesi sıcak hidrotermal suların (>300 °C) deniz tabanında bulunan suları boşalım alanına zorunlu sürüklemesiyle açıklanabilir. 160°C kadar ısınan deniz tabanı suları anhidrit çökmesi ile sonlanır (Cherkashev ve diğerleri, 1999). Cevher tepelerinde meydana gelen süreçlerin kendi eski benzerleri olabilir (büyük olasılıkla, Kuroko tipi yataklar).

Hidrojen sülfid içeren çamurlu çöküntü alanlarında cevher oluşum mekanizması biraz farklıdır. Cevher yatakları içinde tanımlanan ve düzenli ritimlerle değerlendirilen cevher materyali çökmesi aralıklı olarak büyük bir yükseltgenindir ve jeokimyasal bariyerlerde gerçekleşmiştir. Böyle bir duruma örnek olarak Filizçay yatağı ve onun güncel benzeri olan, eksensel zonu piroklastik ve evaporitlerle dolu Kızıldeniz gösterilebilir (Degens ve Ross, 1974).

Kuroko tipi epijenetik ve hidrotermal-sedimenter yataklarda, ilk evre Ba-Ca içeren tuzlu suların solfatarik zonlara girmesiyle karakterize edilir; bunun sonucu olarak burada birbirinden ayrı olarak barit ve anhidrit yatakları oluşmaktadır. Diğerleri uygun şekilde, jips yataklarına dönüşür. Kalsiyum ve baryum sülfidlerin ayrılması (diğerleri düşük sıcaklık zonlarının daha yüksek seviyelerini doldurur) çözeltilerden çökelmelerinin farklı sıcaklık rejimleri ile gerileyen anhidrit çözünürlüğü ile açıklanabilir (Holland ve diğerleri, 1982; Ovchinnikov, 1988). Diğer barit polimetallik cevher gövdelerinde gözlenen ani sülfid ve sülfatların çökmesi barit duraylılık alanının daha alt sınırına ve eşit $H_2S - SO_4^{2-}$ aktiviteleriyle özdeşleşen minimum PO_2 değerlerinde mümkün olabilir (Franklin ve diğerleri, 1984). Polimetallik cevher yataklarındaki Cu, Pb

ve Zn sülfidlerin dağılımındaki bölgesellik; büyük olasılıkla boşalım zonlarındaki S^{-2} aktivitesi ile düzenlenmiştir. Hidrojen sülfidin verimliliğinin küçük S^{-2} konsantrasyonları ile düzenlendiği varsayılmaktadır (Kravtsov ve diğerleri, 1988). Boşalım zonlarındaki toplam S^{-2} bakırın çökmesi için yeterli iken, Pb ve Zn çökmesinde sülfid ve klorit-ligand arasındaki yer değiştirme ile var olan bariyeri geçme eğilimi oluşur. Bu durumda, anyon çökeli kompleks eritken jeneratörü (karmaşık üreteç) rolü oynamaktadır.

Altınlı kuvarsitlerde olduğu gibi, bunlar poliformasyon yataklarının özelliğidir (Madneuli). Altınlı kuvars damarlarının oluşumu, kanımızca, patlama breşlerinin oluşum zamanı ve yukarıda sözü edilen volkanik yapılar içindeki hidrojeokimyasal bölgeselleşmenin ortaya çıkışıyla aynı zamana rastlar. Au, kuvars ve az miktarda sülfid çökmesi ikincil kuvarsit oluşum seviyesinde geçerli olan yüksek oksitlenme potansiyeli şartları altındaki magmatojenik sıvı halinin durağan olmayan tek hareketli süreçle ilişkili olduğu kabul edilmektedir.

SONUÇLAR

Yukarıda sözü edilen bütün bu konular volkanizma ve cevher oluşumunun litosferik levhaların dalma-batma ve ayrılma zonlarıyla ilişkili süreçler olduğu anlamına gelmektedir. Ayrılma süreci boyunca manto maddesinde (toleyitik bazaltlar ve az miktarda plajiyogranit) rift zonları boyunca yüzeye doğru bir yükselme meydana gelmiştir. Riftlerden kıtasal blokların etkileşimlerinin yeterli olduğu birtakım mesafelerde volkaniklerin farklı (kabuksal ve manto) kaynakları (bazalt, andezit, dasit, riyolit birikmeleri) vardır. Rift zonlarında bakırlı cevher oluşum sistemleri (az miktar Zn ile) meydana gelirken, iyi gelişmiş kıtasal kabuk bölgelerindeki polimetallik cevherler ise derin deniz çöküntülerindeki balçık sedimenlerinde konsantre olmuştur.

Dalma-batma evresi geniş yayımlı andezitik ada yayı volkanizması ile karakterize edilir; önce ensimatik ön ve ara yay volkanik yapıları içindeki işleyen çoğunlukla bakırlı sistemler oluşur, sonra bunlar Cu ve çinkolu sistemler ile desteklenir (bazen kurşunda dahil olmak üzere). Birin-

ciye örnek olarak, küçük Kafkaslar'daki epijenetik yatakları ve ikinciye örnek olarak ise Doğu Karadeniz metalojenik kuşağı volkanojenik-sedimenter ve epijenetik yataklar verilebilir.

Ara geçiş evresi boyunca (ayrılma evresinden çarpışmaya kadar) deniz altı volkanizmasının yerini hızla yüzeysel volkanizma almıştır. Zıt yön yataklanmalı ve süresiz fonksiyonel çeşitlendirilmiş sistemlerle birlikte oluşan volkanik seriler oluşmuştur. Bu zamanda mono ve poliformasyon seriler ortaya çıkmıştır. Sonuncusuna örnek olarak Madneuli verilebilir.

Cu, Zn volkanojenik yataklarının akışkan sistemlerindeki metal eriyikler çoğunlukla, sokulumların termal alanlarının etkisi altında başkalaşım geçirmiş olan deniz sularıydı ve magmatik gaz çıkışları bakımından zenginleşmişti. Buna karşın baritli ve polimetalik yatakların metal eriyikleri ise evaporitik seviyelerin potasyum-klorit çözeltileriydi.

Aşağıdaki koşullar cevher oluşturan sistemlerin kökeni için zorunludur: 1- özel cevherli ortamın varlığı (bazik ve orta asidik volkanikler, tuzlu sedimenter seviyeler), 2- sülfür kaynağı (biyojenik ve endojenik), 3- sabit enerji temini (sokulumlar), 4- fiziksel ve kimyasal bariyerlerin uzun süreli ve sabit işlerliği, 5- yeterli çözelti miktarı. Bütün bu koşullar, görüldüğü gibi, rift sırtlarının ilk evrelerinde gerçekleşmekte ve sonra ilk başta transform karakterinde olan derin yapılar içerisindeki deniz havzalarında gerçekleşmektedir.

Son olarak, yok olma ve heterojenleşme ile birlikte gelişen mikro kıtaların çarpışması, (deniz tabanlarının sığlaşması gibi) büyük ölçekli volkanojenik cevher oluşumu için pek elverişli değildir. Bu zamanda, plütojenik (Cu, porfiri Mo ve Au içeren) skarn, nadir metal ve magmatojenik Pb-Zn, Hg ve As yataklarının önemi daha da artmaktadır.

KATKI BELİRTME

Bu çalışma INTAS - Georgia (proje no: 1416) tarafından sağlanan parasal destekle gerçekleştirilmiştir.

Yayına verildiği tarih, 14 Mart 2003

DEĞİNİLEN BELGELER

- Abramovitch, I. I.; Burde A. I. ve Voznesensky, V. D., 1989, Geodynamic Reconstructions. Nedra Publications, 278s (Rusca).
- Akimtsev, V. A. ve Sharapov, V.N., 1993, "Ore-bearing" effusives of the side at the rift valley of the Mid Atlantic Ridge. Russia Academy of Sciences Bulletin, 331, 329-331 (Rusca).
- Balashov, I. A., 1985, Isotopic-Geochemical evolution of the Earth's Mantle and Crust. Nauka Publications, 221s (Rusca).
- Barnam, K. U., 1983, Values of volatile components. Yoder, H.S. (ed). The Evaluation of the Igneous Rocks da. Mir Publishers, 425-467 (Rusca).
- Biju-Duval, B.; Dercourt, J. ve Le Pichon, X., 1977, From the Tethys ocean to the Mediterranean seas; a plate tectonic model of the evolution of the western Alpine system. Histoire Structural de Bassins Mediterraneens, 143-164.
- Bogdanova, A.I.; Ivanov, S.N. ve Kuritsina G.A., 1983, Pyritaceous Deposits of USSR. Nauka Publication, 222 s. (Rusca).
- Borodaevskaya, M.B., 1979, The southern slope of the Greater Caucasus. Smirnov V.I. (ed) Pyrite deposits of the world de. Nedra Publication, 54-59 (Rusca).
- Butuzova, G.Y., 1989, Role of exogenous and endogenous factors for formation of hydrothermal-sedimentary deposits at the World Oceanic floor. Kholodov V.N. (ed) Lithogenesis and Ore Formation da. Nauka Publication, 176-193 (Rusca).
- Cherkashev, G. A.; Zhirnov, E. A.; Stepanova, T. V. ve Mozgova N. N., 1999, Zonality and oceanic sulphide structure model (by the data on deep-sea drilling). Popov V.E. (ed) Models of volcanogenic-sedimentary ore formation systems de. Abstracts of International Conference, 141-142 (Rusca), St. Petersburg.
- Degens, E. ve Ross D., 1974, Recent hydrothermal ore formation. Mir Publishers, 280 s. (Rusca).

- Dixon, C. J. ve Pereira, J., 1974, Plate Tectonics and Mineralization in the Tethyan Region. *Mineralium Deposita*, 9, 185-198.
- Elijanova, E. A., 1999, Formation of recent and ancient submarine pyrite ores: composition and structure. Popov V.E. (ed) *Models of volcanogenic-sedimentary ore formation system de. Abstracts of International Conference*, 26-27 (Rusca) St. Petersburg.
- Franklin, J. M.; Lydon, J. W. ve Sangster, D. F., 1984, Base metal massive sulfide deposits of volcanogenic affinities. Skinner B.S. (ed) *Genesis of Ore Deposits (2) de. Mir Publishers, Moscow*, 239-252 (Rusca).
- Gablina, I. F.; Mozgova, N. N.; Borodaev, J. C.; Stepanova, I.V.; Cherkashev, G. A. ve Ilijin M. L., 2000, Associations of Cu sulphides in recent oceanic ores of the hydrothermal field Logachev (Mid-Atlantic ridge, 14°45N). *Geology of ores deposits*, 42, 329-349 (Rusca).
- Goleva, G. A., 1993, Hydrogeological modelling of sedimentary basins. *National Geology*, 7, 58-59 (Rusca).
- Grinberg, I. S.; Krasnov, S. G.; Ainemer, A. I.; Poroshina, I. M. ve Stepanova, T. V., 1990, Hydrothermal sulfide ore formation in oceans. *Soviet Geology*, 12, 81-91 (Rusca).
- Grychuk, D. V., 1999, Model of pyrite ore body formation in submarine hydrothermal system. Popov V. E. (ed) *Models of volcanogenic-sedimentary ore formation systems de. Abstracts of International Conference*, 19-21 (Rusca), St. Petersburg.
- Gugushvili, B. I.; Kekelia, M. A.; Moon, C. ve Natsvlshvili, M. P., 2002, Crustal and Mantle Sources of Cretaceous Volcanism and Sulphid Mineralization in the Bolnisi Mining District. Topchishvili M.V. (ed.) *Georgian Academy of Sciences, Geological Institute Proceedings, New Series*, 117, 412-419 (Rusca).
- Güner, M., 1980, Sulphide ores and geology of the Küre area Pontid in N Turkey. *Mineral Research and Exploration Bulletin*, 93-94, 65-109.
- Hannigton, M. D.; Peter, J. M. ve Scott, S. D., 1986, Gold in sea-floor polymetallic sulfide deposits. *Economic Geology*, 81, 1867-1883.
- Holland, G.D. ve Malinin, S.D., 1982, Solubility and distribution of gangue minerals. Barnes, H. L. (ed.). *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits de. Mir Publishers*, 370-404 (Rusca).
- Kekelia, S. A.; Yaroshevich, V. Z. ve Ratman, I. P. , 1991, Geological and genetic models for Alpine volcanogenic non-ferrous deposits in the Mediterranean Metallogenic Belt. *Geology and Geophysics*, 8, 71-79 (Rusca).
- _____; Ambokadze, A. H. ve Ratman, J. P., 1993, Volcanogenic deposits of non-ferrous metals of paleoislandarc systems and methods of their prognosis. *Metsniereba Publications, Tbilisi*, 96 s. (Rusca)
- Kholodov, V. N. ve Kiknadze, Z. R., 1989, Base metal massive sulfide deposits of the Greater Caucasus. *Nauka Publications*, 189 s. (Rusca).
- Kislijakov, J. M. ve Shchetochkin, V. N., 2000, Hydrogenic ore formation system. *Geology of ore deposits*, 42, 409-439 (Rusca).
- Koski, R. A.; Lonsde, P. P. ve Shanks, W. S., 1985, Mineralogy and geochemistry of sediment-hosted hydrothermal sulfide deposits from Southern Trough of Guahamas Basin, Gulf of California. *Journal of Geophysical Research*, 90, 6695-6705.
- Kraynov, S. P.; Matveev, L. I. ve Solomin, G. A., 1988, Geochemical conditions of lead and zinc sedimentation from brines in sedimentary basins on a sulfide harries. *Geochemistry*, 2, 1708-1719 (Rusca).
- Krivtsov, A. I., 1989, Applied metallogeny. *Nedra Publications*, 288 s. (Rusca).
- Lebedev, L. M., 1975, Recent ore forming hydrothermals. *Nauka Publications*, 281s. (Rusca).
- Matsukama, T. ve Khorikosi, E., 1973, A review of Kuroko deposits in Japan. Tatsumi.T. (ed) *Volcanism and ore formation da. Mir Publishers*, 129-151 (Rusca).

- Monin, A. S. ve Zonenshain, L. P., 1987, History of the Ocean Tethys. Institute of Oceanology, Moscow, 155 s. (Rusca).
- Okay, A. I. ve Şahintürk, O., 1997, Geology of the Eastern Pontides. Robinson A. G. (ed) Regional and petroleum geology of the Black Sea and surrounding region da. American Association Petroleum Geologists Memoir, 68, 291-311.
- Ovchinnikov, L. N., 1988, Formation of ore deposits. Nedra Publications, 255s. (Rusca).
- Özgür, N., 1993, Volcanogenic Massive Sulfide Deposits in the East Pontic Metallotect, NE Turkey. Resource Geology Special Issue 17, 180-185.
- Prokoptsev, G. N. ve Prokoptsev, N. G., 1990, Formation of metalliferous hydrothermal at oceanic floor. USSR Academy of Sciences Transactions, Geological Series, 4, 34-44. (Rusca).
- Rekharski, V. I.; Variash, L. N.; Kapsamun, V. P.; Kudrin, V. A.; Nasic, L. P. ve Pashkov, Y. N., 1983, Genesis of molybdenum and Cu mineralization of Cu-Mo deposits. Kuznetsov V. A. (ed) Genetic Models of Endogenous Ore Formations (2) de. Nauka Publications, 135-143 (Rusca).
- Sharapov, V.; Akimtsev, V. A.; Zhmodik, A. S.; Zhmodik, S. M. ve Pavlov, L. L., 1999, Mechanism of segregation, transportation and accumulation of petrogenic and ore elements in the oromagmatic systems in the ocean spreading zones. Pavlov V.E. (ed) Models of volcanogenic-sedimentary ore formation systems de. Abstracts of International Conference, 67-69 (Rusca), St. Petersburg,
- Sinyakov, V. I., 1986, General ore genesis models for endogenous deposits. Nauka Publications, 243 s. (Rusca).
- Stackelberg I., 1985, Van and the shipboard scientific party. Hydrothermal sulfide deposits in back-arc spreading centers in the Southwest Pacific. BGC Circular, 27, 3-14.
- Ustaömer, T. ve Robertson, A. H. F., 1993, Late Paleozoic-Early Mesozoic marginal basins along the active southern continental margin of Eurasia: evidence from the Central Pontides (Turkey) and adjacent regions. Geological Journal, 120, 1-20.
- Vrielinck, B., 1994, Tethys-1'histoire d'un ocean disparu. Geochronique, 52, 14-18.
- Weissberg, B. G.; Browne, P. R. L. ve Sevard, T. M., 1982, Ore elements in active geothermal systems. Barnes H. L. (ed) Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits de. Mir Publishers, 578-609 (Rusca).
- Yılmaz, Y.; Tüysüz, O.; Yiğitbas, E.; Genç, S. ve Şengör, A. M. C., 1997, Geology and tectonic evolution of the Pontides. Robinson A. C. (ed) Regional and petroleum geology of the Black Sea and surrounding region da. American Association Petroleum Geologists Memoir, 68, 183-226.
- Yılmaz, A.; Adamia, Sh.; Chabukiani, A.; Chkhotua, T.; Erdoğan, K.; Tuzcu, S. ve Karabıyıköğlü, M., 2000, Structural correlation of the Southern Trans-caucasus (Georgia) - Eastern Pontides (Turkey). In: Bozkurt E., Winchester L. A , Piper J. D. A (eds). Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area. Geological Society London, Special Publication, 173, 171-182.

