

Karmoy Ofiyoliti, Güney Norveç (*)

BRIAN A. STURT, ABSJORNTON, HARALD FURNES Geologisk Institutt, avd. A. Allégt. 41,5014 Bergen, Norway

ÖZ :

Güneybatı Norveç Kaledonitleri'ndeki Orta Ordovisiyen öncesi yaşlı bir derinlik, volkanik ve tortul kayalar dizisi, katmanlı bir ofiyolit sergiler. Karmoy ofiyoliti denilen bu dizi, en azından 6 km lik bir kalınlığa ulaşır. Üzerindeki kalın bir yastık bazalt dizisini besleyen bir levha dayk karmaşığının sokulumundan önce, çok aşamalı biçim bozulmasıyla etkilenmiş bir çok kümeli gabro birimi, tabandaki derinlik kayaları kuşağını oluştururlar. Yine bu gabrolar, uyumlu olarak, çörtler, fillitler, volkanik kırıntılı katmanlar ve yastık lavlarla örtülmektedir. Karmoy ofiyoliti, üzerleme sırasında ya da sonrasında, Baltık Kalkanı kristalin kayalarının oluşturduğu aşağı dalmakta olan dilimdeki tikel ergimeyle oluştuğu düşünülen, bir dizi granit kütesince kesilmiştir.

GİRİŞ

Karmoy'daki katmanlı ofiyolit karmaşığı, böylesi bir kaya topluluğunun İskandinav Kaledonitleri'ndeki ilk belgelenmiş örneğidir (Şekil 1). İlk kez Sturt ve Thon (1978a) tarafından sözü edilen bu ofiyolit, bir yalancı - stratigrafi sergilemektedir (Şekil 2); tabanda, serpantinleşmiş ve biçim bozulmalı peridotit kuşağından derinlik kayalarına ve tavanda, kalın bir yastık lav kütesince oluşturulan ve bu kütenin besleyicisi olan gelişmiş bir levha dayk karmaşığı. Bu birimler, sayısız yastık lav düzey-

leri içeren kalın bir pelajik tortul kaya dizisiyle örtülmektedir.

Ofiyolitın kayaları, Haugesund yarımadasındaki Prekambriyen gnaysları üzerine bindirme dokanağı ile gelmektedir (Şekil 1). Ofiyolit, Batı Karmoy Magmatik Karmaşığının granit kayalarıyla kesilmekte (Sturt ve Thon, 1978a, 1978b) ve Skudeneset Grubu'nun Üst Ordovisiyen - Silüriyen yaşlı düşük - yeşilist fasiyesindeki meta - tortul kayalarıyla örtülmektedir (Thon, yayınlanacak).

İskandinav Kaledonitleri'nin daha kuzey ve kuzeydoğusundaki Alt Paleozoyik yeşiltaş dizileri, genellikle yerkimyasal nitelikleri ve genel kaya topluluklarına dayanarak okyanus tabanı bazaltları olarak düşünülmektedirler (Gale ve Roberts, 1974; Gale, 1975; Furnes ve diğ., 1976; Prestvik ve Roaldset, 1978; Roberts ve Gale, 1978). Roberts ve Gale (1978), İskandinav Kaledonitleri'nde belirgin katmanlı ofiyolit dilimlerinin bulunmamasına dikkat çekmişlerdir. Bununla birlikte, katmanlı Karmoy ofiyolitinin varlığı yalnızca son yıllarda belirtilmiştir (Sturt ve Thon, 1978a).

En alttan en üst düzeylere dek şimdilik gözlenebilen çeşitli yalancı stratigrafik bileşenler aşağıda tanımlanmaktadır.

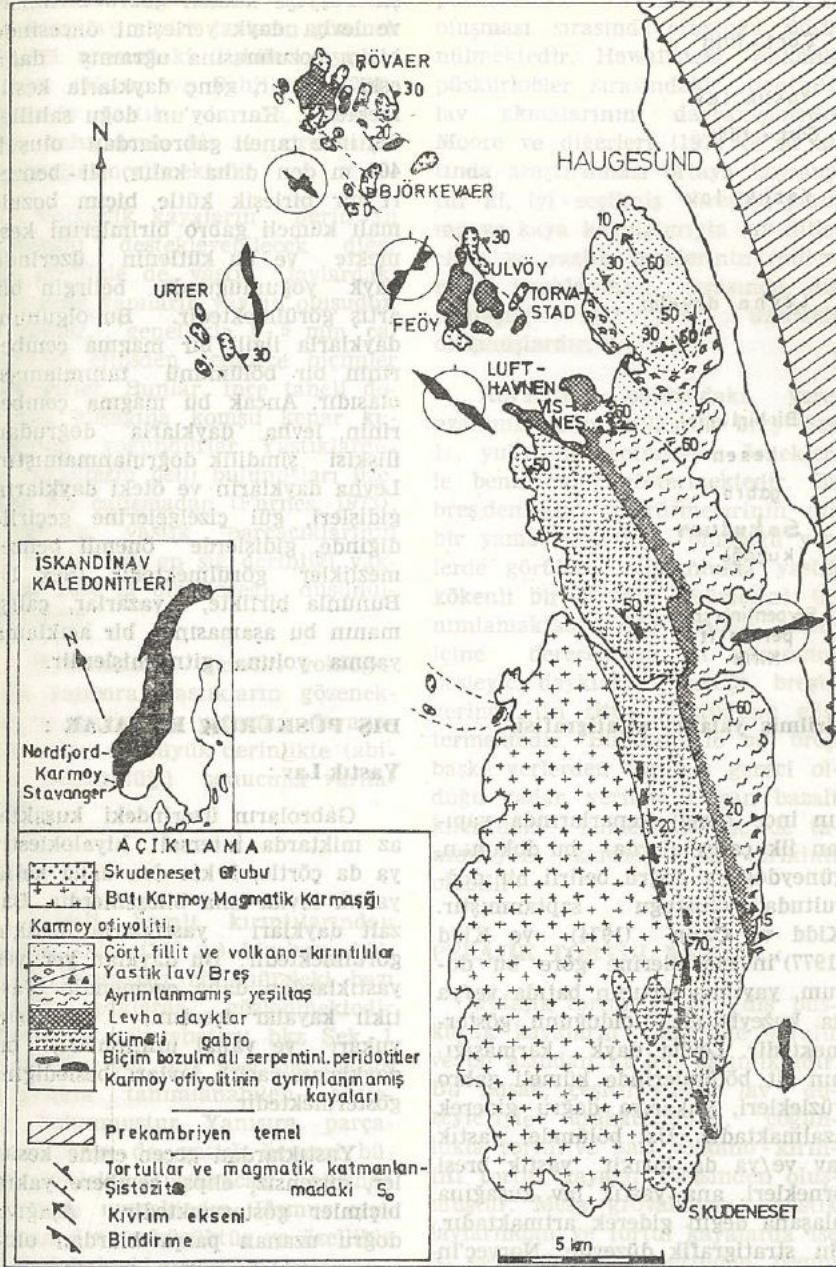
DERİNLİK KAYALARI KUŞAĞI

Ofiyolitın derinlik kayaları kuşağı 2.5 km. den büyük bir kalınlığa ulaşır ve temel olarak, çoğu yerde kümeli katmanlanma gösteren bir dizi içerir. Bu kayalar, bir dizi girmeler olarak oluşmuş ve biçim bozulması dönemleriyle ayrılmış-

lardır. Bu kuşağın en alt bölümü, gabrolarla kesilmiş bir dizi serpantinleşmiş yaygın peridotit mercerğinden oluşur (Şekil 1). Batı sınırı hem kırıklanma hem de uyumsuz Üst Ordovisiyen dizisiyle gizlenen bu mercerler dizisi kuzey - kuzeybatı doğrultusunda 25 km kadar uzanmaktadır. Başka bir çok ofiyolitte görülen (örneğin, Adalar Körfezi, Kıbrıs ve Semail (Coleman, 1977) ofiyolitleri) biçim bozulmalı kalın taban peridotiti, Karmoy bölgesinde daha gözlenmemiştir. Peridotit mercerleri ileri derecede serpantinleşmiş ve serpantin mineralleri ve tremolit yaygın biçimde gelişmişlerdir. Olivin ve ortopiroksen kalıntıları azdır. Saçılmış kromit ve sülfidler pek çok örnekte görülmektedir. Peridotitler, genellikle bir magmatik bantlanma kalıntısına sahiptirler. Bazı durumlarda bu bantlı yapı, gabroyla kesilen küçük ölçekli izoklinal kıvrımlara dönüşmüştür. Yazarlar, peridotit mercerlerinin, olasılıkla yüzeylememiş bir biçim bozulmalı peridotit katmanına geçiş kuşağının kalıntısı olduğunu düşünmektedirler.

Gabro genellikle orta taneliden kaba taneliye değişmekte, bununla birlikte bazı gabro pegmatitleri, 15 cm lik piroksenler içermektedir. Sokulum dizisi içerisine daha sonra yerleşen bazı gabrolar ise, görel olarak ince tanelidir. Anortozit ve/ya da anortozitik gabronun varlığı, en batıdaki adalarda yapılan ilk geziler sırasında ortaya çıkarılmıştır. Gabro birimleri ileri ölçüde bozulmuşlardır; feldspatlar genellikle aşırı sossüritleşmiş ve bazı ince kesitlerde epidot ve klinozoisit kümelerine dönüşmüşlerdir. Ortopiroksen de az

(*) Geology, 1979, 7, 316-320'deki «The Karmoy ophiolite, Southwest Norway»den M. Yılmaz KATI tarafından Türkçeleştirilmiştir.



Şekil 1 : Karmøy ofiyolitinin ve komşu kayaların ana birimlerini gösteren bulduru haritası. Gül çizelgeleri, levha dayklarla beraberlerindeki öteki daykların gidışlerini göstermektedir; dairelerin çapı yüzde 20 yoğunluğa denktir.

miktarda bulunmakla birlikte, piroksenler çoğunlukla klinopiroksendir. En az bozulmuş örneklerde, değişik oranlarda serpatinleşmiş olivin, özellikle derinlik kayaları kuşağının alt bölümünde gabronun küçük bir bileşenidir. Piroksenler değişik oranlarda uralitleşmişler ve yeşil - kahverengi hornblende,

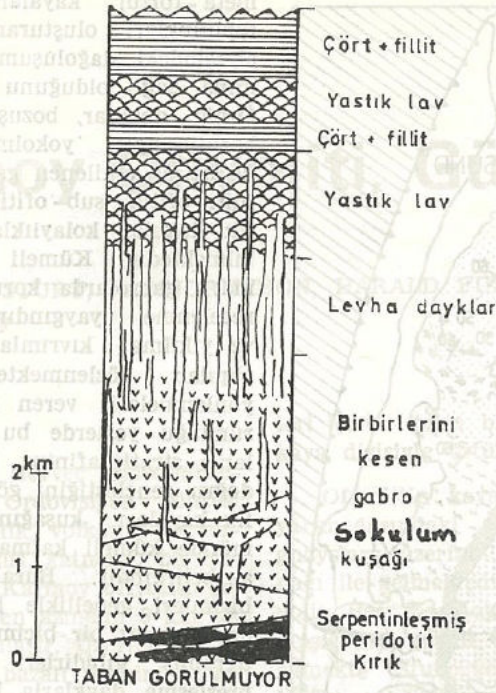
klinopiroksen psödomorfı ya da tikel psödomorfı oluşturmuştur. Mavi-yeşil aktinolit ve soluk renksiz tremolit de yaygın olarak gelişmiştir. İlk çalışmalar, retrograd yeniden kristallenmenin karmaşık olduğunu ve olasılıkla, tikel olarak ilksel bir okyanus tabanı başkalaşımına ve tikel olarak da,

meta - tortul kayalarda prograd toplulukları oluşturan yeşilist fasiyesindeki dağoluşum başkalaşımına bağlı olduğunu göstermiştir. Özgün dokular, bozulma ve biçim bozulmasıyla yokolmuşlardır. Yine de, az etkilenen gabrolarda, kalıntı ofitik, sub-ofitik ve poikilitik dokular kolaylıkla tanımlanabilmektedir. Kümelı katmanlanma, gabrolarda korunmuştur derecelenme yaygındır ve kanallar ve yıkılma kıvrımları gibi ilksel yapılar gözlenmektedir. Özgün yönelmeleri veren yapıların korunduğu yerlerde bu yapılar, yalancı stratigrafinin üst düzeylere doğru gençleştığını gösterir. Derinlik kayaları kuşağının üst bölümünde kümelı katmanlanma daha az belirgindir. Buralardaki gabro birimleri genellikle breşleşmiş ya da düzensiz bir biçim bozulmasına uğramış gibidirler. Böylesi bir breşleşme, dayklarla kesildiği için, levha daykların bir bölümün yerleşiminden daha gençtir. Gabro sokulumunun en son aşaması, levha dayklarla ilgili olabilecek bir ince orta taneli kayadır.

Gabrolardaki biçim bozulmalı katmanlanmayı genel olarak kesen levha daykların yerleşiminden önce, gabro birimleri önemli bir biçim bozulmasına uğramışlardır. Bu biçim bozulması hem uzun süreli hem de çeşitli aşamalıdır - biçim bozulmalı gabro, hem bir sonraki kümelı gabroyla, hem de ana levha dayk karmaşığının yerleşiminden önce de biçim bozulmasına uğramış bir dizi genç daykla kesilmektedir. Levha daykların yerleşiminden önceki gabro biçim bozulması, bir çok ofiyolite görülen bir özelliktir (Coleman, 1977; Dewey ve Kidd, 1977; Sleep, 1978). Gabroyla birlikte bir dizi küçük diyorit ve tronjemit sokulumları görülmektedir. Feoy adasında, gabro birimleriyle levha dayk karmaşığı arasındaki sınırın yakınlarında, nikel içeren sülfid birikintileri vardır.

LEVHA DAYK KARMAŞIĞI

Levha dayk karmaşığı değişik oranlarda korunmuştur; gabro birimleriyle ve üstte yer alan yastık lavlarla olan dokanaklarında, nakaslanmış kuşaklar ve kırıklar yay-



Şekil 2 : Karmoy ofiyolitinin genelleştirilmiş yalancı stratigrafisi.

gındır. Levha dayk karmaşığının parçaları bir çok yerde çok iyi yüzeylenmektedir (Şek 1). En sürekli yüzlekler Feoy ve Ulvoy'un kuzeyindedir. Buralarda dayklar, en azından 1.5 km lik düşey kalınlıkta bir kesitin hemen hemen yüzünde yüzünü oluşturmaktadır. Yanısıra, bunların bazı porfiritik karşılıkları da her yerde görülmektedir; levha dayklarının bir kaç troncemitiktir. İnce kesit çalışmalarında, özgün magmatik parajenezlere hiç rastlanmamış ve özgün magmatik minerallerin kalıntılarının da yaygın olmadığı görülmüştür.

Dayk kalıntıları çok değişkendir; şimdilik gözlenen en kalın dayk 8 m liktir. Ölçülü kesitlerde, yüzde yüzlük dayk karmaşıklarındaki dayklar Feoy kuzeyinde 0,05 den 3,87 m ye dek kalınlıklardadır. Lufthavnen'de ise 0,02 den 2,00 m ye dek değişmektedir. Daykların ortalama kalınlığı değişkendir: Lufthavnen'de, 0,25 - 0,40 m aralığı ile, ortalama 0,27 m dir; Feoy kuzeyinde ise, 0,54 - 0,77 m aralığı ile, 0,67 m dir. Daykların bir çoğunda hızlı soğumayla oluşmuş ince taneli soğuma kenarları (chilled margins) görülür, ve sayısız dayk - içinde - dayk örnekleri vardır. Daykla-

rın ince taneli kenarlarında yapılan ilk çalışmalarda, bu dokunun, güneydoğuya doğru belirli bir doğrultuda oluştuğu saptanmıştır. Kidd ve Cann (1974) ve Kidd (1977)'in modellerine göre bu durum, yayılma sırtının batıda ve/ya da kuzeybatıda olduğunu göstermektedir. Levha dayk karmaşığının alt bölümlerinde kümeli gabro yüzlekleri, yukarıya doğru giderek azalmaktadır. Üst bölümde, yastık lav ve/ya da kırıklı yastık breşi örnekleri, ana yastık lav kuşağına ulaşana değin giderek artmaktadır. Bu stratigrafik düzeyde, Norveç'in en önemli bakır madenlerinden birisi Old Visnes bakır madeni) bulunmaktadır.

Çoğu ofiyolitlerde görüldüğü gibi (Coleman, 1977), Karmoy ofiyolitinin şaşırtıcı bir özelliği, levha dayk karmaşığı için belli bir kaynağın olmayışdır. Gabronun alt bölümünde yapılan bir dizi ölçülü kesitten sağlanan bilgilere göre, yaklaşık yüzde 5 lik bir çizgisel uzantı, dayk yerleşimiyle ilgilidir. Bu çizgisel uzantı yukarıya doğru önce yavaşça, sonra hızlı bir biçimde artarak, yastık lavlarla olan kırıklı dokanağa gelinceye dek yüzde 66 lik en yüksek bir değere ula-

şır Peşpeşe kümeli gabro birimleri ve levha dayk yerleşimi öncesinde biçim bozulmasına uğramış daha eski dayklar, genç dayklarla kesilmektedir. Karmoy'un doğu sahillerinde, ince taneli gabrolardan oluşuk 400 m den daha kalın, sil - benzeri bir birleşik kütle, biçim bozulmalı kümeli gabro birimlerini kesmekte ve bu kütlelerin üzerinde dayk yoğunluğunda belirgin bir artış görülmektedir. Bu olgunun, dayklarla ilgili bir magma çemberinin bir bölümünü tanımlaması olasıdır. Ancak bu magma çemberinin, levha dayklarla doğrudan ilişkisi şimdilik doğrulanmamıştır. Levha dayklarının ve öteki daykların gidişleri, gül çizelgelerine geçirildiğinde, gidişlerde önemli benzeşlikler görülmektedir. (Şek 1). Bununla birlikte, yazarlar, çalışmanın bu aşamasında bir açıklama yapma yoluna gitmemişlerdir.

DIŞ PÜSKÜRÜK KAYALAR :

Yastık Lav :

Gabroların üzerindeki kuşakta, az miktarda intersal hiyaloklestit ya da çörtle, 1 km den daha kalın yastık lavlar ana bileşenlerdir. Bazalt daykları yastıklarla birlikte görülmektedir. Bu dayklar yer yer yastıklardan daha egemendir. Yastıklı kayalar içerisine daykların yukarı ve yanıl uzanımları, bu daykların yastık lavları beslediğini göstermektedir.

Yastıklardan geçen enine kesitler, düzensiz, elips, çembere yakın biçimler göstermektedir. Aşağıya doğru uzanan parçacıklardan oluşan yastıklar, özgün yönelmeleri saptamada kullanılmaktadır. Bunlar, yastık lav kümesi içerisinde yukarıya doğru duraylı olarak gençleşmektedirler. Üç boyutlu gözlenildiği yerlerde, birbirleriyle bağlantılı boru benzeri, birimlerden oluşan karmaşık bir yapı görülmektedir.

Yastıklar, tanıman olarak gözleneksizdir. Bu özellik, suyun çok daha derinlerinde oluşan patlamalara yorumlanabilmektedir. Buna ek olarak gözeneklilik ve buna bağlı olarak saptanan derinlikler (critical depths), mağmanın uçucular içeriğine bağlıdır (Moore, 1965).

Reykjanes Sirtı'ndaki püskürme derinliği ve yastık lavların gözenek içeriği arasındaki ilişkileri uygulayarak (Moore ve Schilling, 1973), Karmoy yastık lavının, 1000 m den daha derin bir su ortamında oluştuğu önerilmektedir.

Volkanik kayaların derin - su kökenini destekleyebilecek diğer bir özellikle de, yastık lavlardaki variolitik yapıların yaygın oluşudur. Varioller, genellikle 1-5 mm çapındaki elipsden çembere biçimler gösterirler. Bunlar, ince taneli dokanak kuşağına komşu kenar kuşağında yoğunurlar. Yastıklardaki variollerin belli bulunuşları üzerine bir çalışmadan (Furnes, 1973), variolitik yastık parçacıklarının kaynaklandığı en sığ derinliği yaklaşık 1600 m olabileceği düşünülmektedir.

Hyaloklastik gercin yokluğunun yanı sıra, yastıkların gözeneksiz ve variolitik yapısına dayanarak, lavın en büyük derinlikte (abisal) püskürdüğü sonucuna varılabilir.

Breş

Köşeli bazalt kırıntılarından oluşan kalın (250 m) bir breş, bölgenin kuzeybatı bölümündeki bazı küçük adalarda gözlenmektedir (Rovaer'in güneybatısı; bkz Şek. 1 ve 6). Yer yer tüm yastıklar olarak kolaylıkla tanımlanabilen kütleler bulunmuştur. Yanı sıra, parçaların bazıları da, yastık benzeri büyük kütleler oluşturacak biçimde birbirine uymaktadır. Hamur oranı son derece küçüktür ve özellikle besleyici dayklara yakın bazı yerlerde, hiç hamur yoktur; bu olgu kayaya, lav kırıntılarından oluşan çimentolanmış bir kütle görünümü vermektedir. Breş içersinde, en az iki değişik zamana ait dayklar vardır. Egemen olan yaşlı dayklar, breşleri beslemişlerdir. Bu durum, masif bazaltan breşe dereceli geçişle gözlenebilmektedir. Öteki dayk grubu, breşle enine kesen keskin dokanaklar yapmaktadır.

Çoğunlukla, «kırılmış yastık breşi» (Caslisle, 1963), «taşlı yastık breşi» (Jones, 1970) gibi yastık kırıntılarından oluşan volkanik breşlerin, yerçekimsel çökmenin

püskürmeyle hemzaman olarak oluşması sırasında oluştuğu düşünülmektedir. Hawaii'deki volkanik püskürmeler sırasındaki denizaltı lav akmalarının davranışlarının Moore ve diğerleri (1973) ce su altında araştırılması ortaya koymuştur ki, iyi - seçilmiş breşler, yıkılma ve kaya kaymalarıyla lav dillerinin ve yastık bezelerinin (pillow buds) kırıklanması sırasında, dik yamaçlar (30° - 45°) üzerinde oluşmuşlardır.

Rovaer'in batısındaki yerel uzanımlı kalın volkanik breş (Şek 1), yukarıda tanımlanan örneklerle benzerlikler göstermektedir. Bu breş, denizaltı püskürmelerinin dik bir yamaç üzerinde oluştuğu yerlerde görülen, çoğunlukla yastık kökenli bir kırıntı kümesini tanımlamaktadır. Öte yandan, breş içine derecelenen iyi korunmuş besleyici daykların varlığı, breşin yerinde (in situ) oluştuğunu göstermektedir. Bu nedenle bu breş, başka yerlerden türemiş gerci olduğu kadar, yerinde oluşan bazalt kırıntıları kümelenmesine de tanımlayan karmaşık bir birikinti olabilir.

PELAJİK TORTUL KUŞAĞI :

Pelajik tortul kuşağı, dış püskürük kayaların üzerinde yer alır ve en azından 1.5 km kalınlıktadır. Bu kuşak, çeşitli yastık lav düzeyleriyle arakatılan, çoğunlukla tortul ve bazı volkano - kırıntılı tortul kayalar dizisinden oluşmuştur. Meta - grovakların yastık lavlarından ve tortul kayalarda ise S₀ ve S₁ kesim yerlerinden, özgün yönelmenin kanıtlarının gözlenebildiği yerlerde, yönelme sürekli olarak, kesitin yukarıya doğru gençleştiğini göstermektedir.

ÇÖRT

Gri fillitle birlikte bulunan şerit (ribbon) ve masif çörtler, pelajik tortul kuşağın en alt tanımlar. Şerit çörtler, bazı ince birimlerde olduğu gibi, 100 m den daha kalın bir çok ana birimlerde de bulunmaktadır. Şerit çörtün çok tanıtman bir görünümü vardır; ince fillit bantlarıyla ayrılmış, güzel bantlı, beyaz ve gri, kuvarsa zen-

gin katmanlardan oluşuktur ve iyi gelişmiş bir basınç - erime dilinimi vardır. Açık renkli katmanlarla ardalanmış 1-2 cm lik kahverengimsi kırmızı bantlı gözalıcı kırmızimsi çört çeşidi, hemen hemen tümüyle, dilimin üzerinde gelişen minik granatlardan oluşuktur. Bu katmanlar ender olarak 1-2 m den daha kalındır ve şimdiye dek yalnızca en üst çört düzeyinde, yastık lav ve siyah fillitle yakın ilişkili olarak bulunmuştur. İlk yerkimyasal veriler, yüksek Fe ve Mn içeriği göstermiştir (sırasıyla, yaklaşık yüzde 30 ve yüzde 4). Bu katmanların, okyanus sırlarının (örn., Kıbrıs'taki) yastık lavlarıyla ilişkili tortullarda görülen (Robertson, 1975) kırmızı topraklara (umbers) karşılığı geldikleri ileri sürülebilmektedir.

Siyah Fillit

200 mden daha kalın, güzel dilinimli, siyah grafitli fillit, dizisinin üst bölümünde yer almaktadır. Dizisinin en üst bölümünde siyah fillit katmanları, şerit çört, kırmızı çört katmanları ve az miktarda yastık lav ile yakın ilişkili olarak bir aradadırlar.

Meta - Grovak

Siyah fillitle arakatmanlı meta - grovak, yaklaşık 50 m lik bir dizi olarak bulunmaktadır. Bireysel katmanlar 70 cm ye değin kalınlıklar gösterirler ve 10-15 cm lik fillit katmanlarıyla birbirlerinden ayrılırlar. Dereceli katmanlanma, bu kayalarda gözlenmektedir.

Volkano - kırıntılı Kayalar

İyi gelişmiş dilinimiyle iki yeşilist birimin, volkano - kırıntılı tortulları tanımladığı düşünülmektedir. 2 m ye değin çört mercekleri ve siyah fillit kuşakları yer yer görülmektedir.

Yastık Lav

Tortul kayalarla arakatmanlı bir çok yastık lav biriminden en yaygın olan Torvastad yastık lavı, yaklaşık 500 m kalınlıktadır. Dereceli olarak biçim bozulmasız olduğu yerlerde, gözeneksiz ve variolitik lavlar tanıtman olarak, 5

em kadar olabilen güzel gelişmiş koyu renkli kenar kuşaklı çörek biçimli kesitler gösterirler. Genellikle 1 m den daha az kalınlıktaki sayısız gri-mavi çört merceği, yastık lavlarla arakatmanlıdır.

OFİYOLİTİN YAPISI ÜZERİNE SAVLAR

Yazarların ilk çalışmalarının sonuçlarına göre, ofiyolitinin yapısıyla ilgili aşağıdaki bilgileri vermek olanaklıdır.

Çeşitli ofiyolit birimleri arasındaki dokanıklar genelde, kırık ya da makas kuşaklarına karşılık gelen aşırı tektoniğe uğramış kuşaklardır. Eski kırıklar genellikle bir kuzeybatı gidişi göstermektedirler. Sonrakilerde ise zorunlu bir kuzey gidişi vardır.

Etkin biçim bozulması en azından iki aşamada oluşmuştur; ofiyolitinin oluşumu sırasında ve ofiyolitinin yerleşimi (üzerleme) sırasında ve sonrasında. İlk biçim bozulmasının sonuçları arasında, peridotitlerdeki ilk yapılar, levha dayk karmaşığında daha yaşlı daykların karmaşık yerleşim düzeni, gabro kayalarındaki 1 m den daha az bir kıvrım boyundan (amplitüden) bir kaç on m lik kıvrım boyların ulaşan kıvrımlar sayılabilir. Hornblende büyümesiyle belirlenen bir eksen düzlemi dilinimi geliştirmiştir.

Ofiyolit yerleşiminin ya da yerleşim sonrası biçim bozulmasının etkileri en iyi biçimde, tüm ölçeklerde aşırı kıvrımlanmış ve bölgesel dilinimle (S₁) katmanlanmanın büyük ölçekli taşınmasının (S₀) olduğu, meta-tortul kayalarda gözlenmektedir. Meta-tortul kayalar, kuzeybatıya küçük açıyla dalan ve dik bir eksen düzlemi olan büyük bir senklinal içinde korunmuşlardır. Etkin dilinim (S₁) aynı zamanda bu senklinalin eksen düzlemine koşturur. S₁, aynı zamanda yastık lavlar ve levha dayk karmaşığının çeşitli bölümlerinde çok iyi gelişmiştir. Gabro kayalarında ise yalnızca yerel olarak görülür. Karmoy ofiyolitinin S₁ dilinimi, Batı Karmoy Magmatik Karmaşığının granit kayalarıyla kesilmekte (Sturt ve Thon,

1978b) ve bu granit kayalar içindeki afiyolit kalıntılarında (xenolith) da görülmektedir. Ayrıntılı bir yapısal çalışma şimdilik yapılmamış olmakla birlikte, yazarlar, ofiyolitinin bu ilk dağoluşum biçim bozulmasının, üzerleme sırasında oluşmuş olabileceğini düşünmektedirler. Ofiyolit, genel geometrisini büyük ölçüde etkilemeyen sonraki bazı biçim bozulması olaylarıyla da etkilenmemiştir. Bu genç yapıların bir çoğu, kısmen, de olsa ofiyolitinin ilk dağoluşum yapısal düzenleriyle denetlenmiştir.

TARTIŞMA

Meta-tortul kayalarda şimdilik hiç bir fosil bulunamadığından, ofiyolit bileşenlerinin hiç birisine yaş vermek olanağı yoktur. Yine de, en genç yaş, uyumsuz olarak üste gelen Skudeneset Grubuyla saptanabilmektedir. Bir bölümüyle bu grup, Ashgilliyen (geç Ordovisiyen) yaşındadır (Thon, yayınlanacak). Biçim bozulmalı ofiyoliti kesen, Batı Karmoy Magmatik Karmaşığının geç sokulmuş granitleri ve/ya da granodiyoritleri, O.7210 luk bir ilksel Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ oranlı, yaklaşık 450 m.y. (Rb⁸⁷ = 1,39 x 10⁻¹¹ yıl⁻¹) lık geçici bir Rb-Sr tüm kaya izokronu vermişlerdir. Bu granit kayaları, ofiyolit karmaşığında türemiş bir çok kaya parçası ve ayrıca pek çok silisli ve bazik gnays parçacıkları içermektedirler. Bazik gnays, Haugesund yarımadasında ofiyolitinin altında kalan Prekambriyen gnaysına benzemektedir. Yüksek ilksel Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ oranıyla birlikte gnays parçacıklarının varlığı, granit kayalarının olasılıkla, üzerleyen ofiyolit altında bir kıtasal kabuk kaynağından geldiğini göstermektedir. Bunların, ofiyolitinin üzerlemesi sırasında ya da sonrasında batan Baltık Kalkanı dilimindeki tikel ergimeyle oluştukları da düşünülebilir. Eğer böyleyse, Rb-Sr izokron yaşı, üzerleme döneminin sonlarına doğru bir zamana aittir.

Katmanlı Karmoy ofiyolitinin varlığı, batı Norveç'in alt Paleozoik dizileri için önemli içeriklere sahiptir. Güneyde Stavanger'den kuzeyde Nordfjord'a dek kıyı bölgesinde, yeşiltaş (çoğunlukla yastık lav), gabro, serpentinit, tronje-

mit ve bazı yerlerde olası pelajik tortul kayaların görüldüğü bir çok alan vardır. Çoğu durumda yerkimyasal çalışmalar, yeşiltaş dizileri için bir okyanus tabanı kökeni göstermektedir. Bu değişik bulunuşların, Kaledoniyen dağoluşum biçim bozulması sırasında parçalan ve Baltık Kalkanı üstüne üzerleyen, geç Prekambriyen-Kambriyen yaşlı (Roberts ve Gale, 1978), eskiden sürekli olan bir okyanus kabuğunun parçasını tanımladığı olasılığı düşünülmektedir.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Carlisle, H., 1963, Pillow breccia and tehir aquagene tuffs, Quadra Island, British Columbia: J. Geology, 71, 48-71.
- Coleman, R. G., 1977, Ophiolites: New York, Springer-Verlag.
- Dewey, J. F. ve Kidd, W. S. F., 1977, Geometry of plate accretion: Geol. Soc. America Bull., 88, 960-968.
- Furnes, H., 1973, Variolitic structure in Ordovician pillow lava and its possible significance as an environmental indicator: Geology, 1, 27-30.
- Fusnes, H., Skjerlie, F. J. ve Tyseland, M., 1976, Plate tectonic model based on greenstone geochemistry in the Late Precambrian - Lower Paleozoic sequence in the Solund - Stavfjorden areas, west Norway: Norsk Geologisk Tidsskrift, 56, 161-186.
- Gale, G. H., 1975, Oceanic floor type basalts from the Grime-li formation, Stavenes Group, Sunnfjord: Normes Geologiske Undersökelse, No. 319, 47-58.
- Gale, G. H. ve Roberts, D., 1974, Trace element geochemistry of Norwegian Lower Paleozoic basic volcanics and its tectonic implications: Earth Planet. Sci. Lett., 22, 380-390.
- Jones, J. G., 1970, Interglacial volcanoes of the Laugarvatn region, southwest Iceland. I: Geol. Soc. London Quarterly J., 124, 197-211.
- Kidd, R. G. W., 1977, A model for the process of formation of the

upper oceanic crust: Royal Astronomical Soc. Geophys. J., 50, 149-183.

Kidd, R. G. W. ve Cann, J. B., 1974, Chilling statistics indicate an ocean-floor spreading origin for the Troodos Complex, Cyprus: Earth Planet. Sci. Lett., 24, 151-155.

Moore, J. G., 1965, Petrology of deep-sea basalt near Hawaii: Am. Jour. Sci., 267, 40-53.

Moore, J. G. ve Schilling, F. G., 1973, Vesicles, water and sulfur in Reykjanes Ridge basalts: Contributions to Mineralogy and Petrology, 41, 105-118.

Moore, J. G. ve diğ., 1973, Flow of lava into the sea, 1969-1971,

Kilauea volcano, Hawaii: Geol. Soc. America Bull., 84, 537-546.

Prestvik, T. ve Roaldset, E., 1978, Rare earth element abundances in Caledonian metavolcanics from the island of Leka, Norway: Geochemical J., 12, 89-100.

Roberts, D. ve Gale, G. H., 1978, The Caledonian - Appalachian Iapetus Ocean; Tarling, D. H., ed., Evolution of the Earth's crust: Academic Press, London, 255-342.

Robertson, A. H. F., 1975, Cyprus: Basalt - sediment relationships on a Mesozoic ocean ridge: Geol. Soc. London J., 131, 511-531.

Sleep, N. H., 1978, Thermal structure and kinematics of mid-oceanic ridge axis: Some implications to basaltic volcanism: Geophys. Research Lett., 5, 425-428.

Sturt, B. A. ve Thon, A., 1978 a, An ophiolite complex of probable early Caledonian age on Karmoy: Nature, 275, 538-539.

Sturt, B. A. ve Thon, A., 1978 b, A major early Caledonian igneous complex and a profound stratigraphic unconformity in the Lower Paleozoic sequence of Karmoy, Southwest Norway: Norsk Geologisk Tidsskrift, 58, 229-236.

Alpin Tip Kromit Yataklarının Oluşumu

A. DOĞAN PAKTUŒ,

Department of Geology, University of Ottawa.

GİRİŞ

Ofiyolit komplekslerin genellikle peridotit ve dunit birimleri içerisinde yer alan alpin kromit yatakları Ural dağları, Alp-Himalaya orojenik kuşağı ve Pasifik okyanusunun batı kısımları olarak özetlenebilen üç ana tektonik kuşakta yoğunlaşmaktadır. Thayer (1960) tarafından Alpin tip peridotit veya peridotit-gabro kompleksleri içerisinde masiften saçılmışı kadar değişen tiplerde, mercer şekilli kromit yoğunlaşmaları olarak tanımlanan bu yataklar Engin ve Hirst (1970) tarafından, Fanerozoik orojenik kıvrım kuşakları, allokton ofiyolitleri içerisinde bulunan podlar olarak tanımlanmıştır. Yataklar birkaç kilogramdan birkaç milyon tona kadar değişen büyüklüklerde «pod» adı verilen mercer şekilli kütlelerden oluşmaktadır. Podların büyük bir çoğunluğu 1000 ton ve daha az cevher içermektedir. Fakat podların büyüklüğü ile içlerinde buldukları peridotit masiflerinin büyüklükleri arasında hiçbir ilişki yoktur. Öyleki Yeni Zelanda Dun

Mountain dunitik masifi büyüklüğünün tam aksine çok az oranda kromit içermektedir (Thayer, 1964). En büyük alpin kromit yatağı, 15 milyon ton Al-ca zengin cevher içeren Filipin adalarındaki Coto yatağıdır. Bundan başka 1 milyon ton üzerinde cevher içeren diğer iki büyük yatak Ergani - Gölalan ve Yeni Kaledonya Tiebaghi madenidir.

OFİYOLİT KAVRAMI

Okyanusal kabuk ve üst mantonun parçaları olarak düşünülen ofiyolitler, mafik ve ultramafik kayaların özel bir topluluğudur. İdeal bir ofiyolit birliği en alttan başlamak üzere aşağıda verilen birimlerden oluşmaktadır.

Ultramafik kompleks: değişen oranlarda metamorfik ve tektonik dokulu harzburjit, lertzolit ve duniten oluşmaktadır.

Gabroik kompleks: genel olarak altlarındaki ultramafik kompleksden daha az deforme olmuş gabroyik bileşimli kümülatlardan oluş-

ÖZ: Alpin tip kromit yatakları ofiyolit komplekslerin ultramafik, özellikle dunit ve harzburjitler içerisinde bulunan, masiften saçılmışı kadar değişen tiplerde, mercer şekilli gövdelerden oluşmaktadır. Fe⁺²/Mg oranları çok az, Cr/Al oranları ise çok geniş bir dağılım aralığına sahiptir. Alpin tip kromitler Cr-ca zengin ve Al-ca zengin tipler olmak üzere iki ana grup altında toplanabilir. Bunlardan Al-ca zengin tipler okyanus ortası yayılma bölgelerinde, kabuk-manto sınırı civarlarında bazaltik bileşimli kısmi eriyiklerden itibaren kümülatlar olarak kristalleşmiş olmalıdır. Cr-ca zengin tipler ise üst manto kayaçlarının kısmi erimesi sırasında oluşmuş son şekillerini kısmi eriyikle olan tepkimeleri sonucunda kazanmışlardır. Kısmi erimeye uğrayan üst manto kayaçları Cr-ca zengin spinel-lertzolitler olarak düşünülmüştür. Masifler içerisinde kısa kesikliklerle bir devamlılık gösteren kromit podları üst mantonun Cr-ca zengin spinel-lertzolit bileşimli yerlerini gösteriyor olmalıdır.