

Taliaferro, N.L., 1943, Franciscan-Knoxille problem: AAPG Bull, 27, 109-219.

Thomas, J.M., Renshaw, G.D., 1965, Skain recovery in colcite aragonite nucleation Transart; Faraday Soc., 61, 791-796.

Turner, F.J., 1968, Metamorphic petrology. Mc. Grow Hill. 214 s.

Vance, J.A., 1968, Metamorphic aragonite

in the prehnite pumpellyite facies, NW-Washington: Am. Jour. Sci., 266, 299-315.

Velde, B., 1965, Experimental determinations of muscovite, polymorph stabilities: Am. Miner, 50, 436-449.

Whetten, J.T., 1965, Phase relations of hidrous Ca-Al- silicates. Am. Miner, 50, 752-754.

Winkler, H.G.F., 1968, Wandel auf dem Gebiet der Gesteinsmeta morphose: Geol Rolsch, 57, 1002-1019.

Winkler, H.G.F., 1976, Petrogenesis of matemorphic rocks, Springer Verlag, N. York.

Yeniyol, M., 1980, Jeoloji Mühendisliği 2. Kongresi Bildiri Özetleri, s. Ankara,

Tesis Kabuğunun Kuzeyden Güneye Olan Bindirmesinden Önceki Yitimler: Suriye ile Türkiye Ofiyolitlerindeki, Tortul ve Volkanik Birimleri Yeşil Şist ve Amfibolitlere Dönüştüren Metamorfizma*

J.F. PARROT ve H. WHITECHURCH

ÖZ:

Ofiyolitlerin hemen altında yer alan tektonik dilimler şeklindeki metamorfik kayalar (derin yeşil şist - amfibolitler veya mavi şistler) okyanus tabanı yayılımı sırasında biriken volkano-tortul birimlerin başkalaşımı sonucu oluşurlar. Bu birimlerin metamorfizması okyanusal kabuğun yitimi sırasında gerçekleşir. Başkalaşım koşulları yitim hızına göre değişir. Düşük yitim hızıyla derin yeşil şistler ve amfibolitler, yüksek hızla mavi şistler oluşur.

Bu kökensel varsayımın Akdeniz'in doğusundaki ofiyolitlere uygulanmasıyla, birbirini izleyen, yaklaşık paralel ve küçük yitim zonlarının var-

lığını ortaya koyan bir model kurulabilmektedir. Bu model yardımıyla, Türkiye'yi ve Suriye'nin kuzeybatısını, batıdan doğuya kateden üç büyük ofiyolit kuşağının tabanında gözlenen derin yeşil şist ve amfibolit fasiyesinin açıklaması yapılabilmektedir.

GİRİŞ

Jeotektonik ortam ne olursa olsun, okyanusal kabuğun parçaları olan ofiyolitler, temel üzerine genellikle metamorfik kayalar aracılığı ile oturan tektonik topluluklardır.

Ofiyolitlerin tabanında yer alan bu metamorfik birimlere birçok yerde

rastlanmaktadır. Özellikle bu çalışmada Mesorian (1973) tarafından Akdeniz'in doğusunda gözlenmiş olanlar üzerinde durulacaktır.

Metamorfik birimler, ya yeşil şist-amfibolit yada mavi şist fasiyeslerinde olabilmektedirler. Ofiyolitlerle doğrudan ilişkileri nedeniyle burada yalnızca mavi şistler üzerinde durulacaktır.

Ofiyolitlerin altındaki metamorfitler için çeşitli yorumlar yapılmıştır.

İlk önce bunların, tortul yada volkano-tortul kayaçların, pluto-volkanların yayılmaları sırasında dokanak metamorfizmasına uğramaları sonucu oluştuğu sanılmıştır (Rampnour,

* Revue de Geographic Physique et de Geologie Dynamique v: XX, Fasc. 2, pp. 153-169'dan Dr. Güner Ünalın tarafından çevrilmiştir.

1970 a ve b). Plutovulkan varsayımı levha tektoniğinin ortaya çıkmasıyla geçerliliğini yitirmiştir.

Ofiyolitlerin tektonik olarak yerleşmelerini benimseyen varsayımlarda, peridotitler altındaki metamorfizmanın bu yerleşmeye bağlı oldukları kabul edilebilir (Woodcock ve Robertson 1977). Bu durumda, gravite etkisiyle yerleşen naplar, temel birimlerini dinamometamorfizma yoluyla etkilerler (Zimmermann, 1969); bu olayda nap şeklindeki okyanus kabuğunun gizlediği sıcaklığın da bir etkisi olabilir (Williams ve Smyth, 1973).

Eğer metamorfizma, ofiyolitlerin yerleşmesinden önce gerçekleşirse, peridotitler altında yeralan metamorfizmalar;

— ya ofiyolit yerleşmesi sırasında kopartılmış metamorfik sial parçalarıdır (Chenevoy, 1959). Buna göre metamorfizma ile yerleşme olayı arasında bir ilişki yoktur. Fakat bu varsayımın göre ofiyolitlerle metamorfizmalar arasında gözlenen sıkı ilişkiyi açıklamak güçtür.

— ya okyanusal kabuğun alt birimlerini etkileyen bir otometamorfizma ürünüdürler (Cann, 1970). Aynı

gereç rift zonunda, transform faylar nedeniyle hidrotermal ve dinamik türden bir metamorfizma geçirmiş olabilir (Pamic ve diğ., 1973; Bonatti ve diğ., 1975).

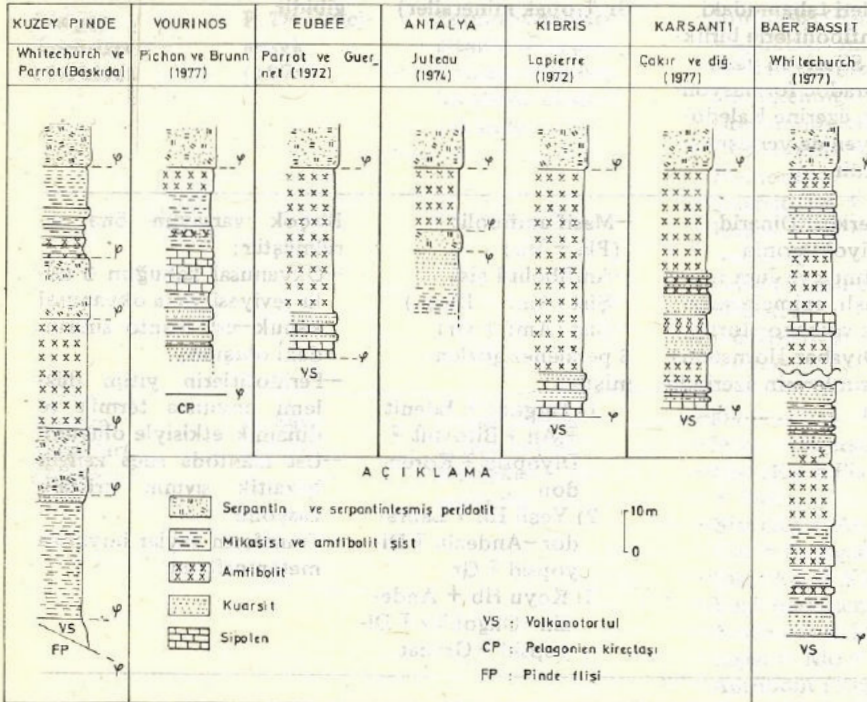
— ya da yitim zonlarında okyanusal ve volkanitlerin metamorfizması sonucu oluşurlar (Dewey ve Bird, 1971; Ernst, 1971 ve 1972; Glennie ve diğ., 1974).

Kökensel varsayımları ele almadan önce, peridotitler altında bulunan metamorfik fasiyelerin başlıcalarını gözden geçirmek yararlı olacaktır.

OFİYOLİTLERE BAĞLI METAMORFİK FASİYESLER

Doğu Akdeniz bölgesinde, ofiyolitlerle yakından ilişkili olan çok sayıda metamorfik mostrası incelenmiştir.

Şekil 1'de bu bölgedeki peridotitler altında yeralan metamorfik dilimlerinin kesitleri görülmektedir. Ayrıca Tablo 1'de, bu dilimlerde gözlenen başlıca fasiyeler ile diğer araştırmacıların bunlara ilişkin olarak önermiş oldukları kökensel varsayımlar özetlenmiştir.



Şekil 1. Doğu Akdeniz peridotitleri altında yeralan yeşil şist amfibolit dilimlerinin kesitleri

Yeşil ve Derin Amfibolit Şist Fasiyesi

Doğu Akdeniz ofiyolitlerinin altında ve ultrabaziklerle doğrudan ilişki halinde olan birçok metamorfik kayaç dilimleri gözlenir. Bu dilimlerin kalınlıkları değişkendir. Herzaman ofiyolitlerle birlikte ve onların tabanında yer alırlar. Başlıca amfibolit şist, kalkışist, mermer, kuarzit, metabazalt ve plajiolklazlı amfibolo—piroksenitler bulunur. Bu fasiyeler her zaman birlikte bulunmazlar; fakat dilimler arasındaki fasiyeler benzerliği dikkati çekicidir.

Bu fasiyeler batıdan doğuya, Dinarid'lerden Umman'a kadar izlenebilirler. Metamorfik dilimler Yugoslavya, Montenegro'da (Rampoux, 1970 a ve b), İç Dinarid'lerde (Pamic ve diğ., 1973), Yunanistan, Kuzey Pinde Masifinde (Brunn, 1956; Parrot, 1967), Vourinos Masifinde (Brunn, 1956; Zimmermann, 1969; Vergely, 1976; Pichon ve Brunn, 1977) ve Orta Eubee'de (Parrot ve Guernet, 1972), Pozanti Masifinde (Çakır ve diğ., 1978) kenar kıvrımlarında (Rigo de Righi ve Cortesini, 1964), Kıbrıs'ta (Lapierre, 1972), Kuzeybatı Suriye'de (Chenevoy, 1959; Whitechurch ve Parrot, 1974) tarafından incelenmiştir. Ayrıca Van der Kaaden (1966) Türkiye'nin kuzeyinde birçok peridotit altı metamorfik kayaçların varlığından söz etmektedir.

Metamorfizmalar, alttaki diğer birimlerden her zaman tektonik bir dokanla ayrılmakta olup, bazı hallerde aralarında sıkı bir ilişki bulunmaktadır. Şöyle ki Kıbrıs'ta Mamonia zonunda, Suriye'de Baer Bassit'te, Türkiye'de Pozanti Masifinde ve Umman'da Semail napı altında bulunan her metamorfik düzeyi, Triyas, Jura ve hatta Kretase yaşlı tortul yada volkanotortul bir düzey ile denetirmek olanaklıdır.

Buna karşılık Lisiyen Naplarında peridotitler altında yeralan metamorfik dilim bir "renkli melanj" (Yaban Fliş) üzerine gelmektedir (Graciansky, 1973). Bu durumda bir fasiyeler denetirmesi yapmak olanaksızlaşır. Kuzey Yunanistan'daki peridotit altı dilimi ile bununda altında bulunan birimler arasındaki ilişki aynı türdendir: Vourinos'ta metamorfik dilim, Pelagoniyen zonuna ilişkin ve farklı bir metamorfik birim üzerine gelir. Pinde'de ise Eosen yaşlı bir fliş üzerindedir. Dinaridler'de metamorfik dilim, Jura—Kretase yaşlı ve bazen metamorfik olan birimler üzerindedir. Pamic ve diğ.

Tablo 1: Jeolojik konum, metamorfik fasiyeler ve yeşil şist – amfibolit türünden birkaç ofiyolit metamorfik diliminin oluşumu.

İncelenen Bölge	Yazar	Jeolojik Konumu	Metamorfik Fasiyeler	Oluşum
Red Hills (Yeni Zelanda)	G.A. Challis (1965)	Peridotitler altında, Alt Permiyen yaşlı Te-Anam birliğine ilişkin tuf, kırmızı ve yeşil breşler ile splitler üzerinde.	Dokanaktan başlayarak -Amfibolit (Hb) + Granülitli plajioklad. -İri amfibolit (Hb) + An ₅ + Ab -İnce amfibolit (Hb) + An ₅ + Ep + Klo. -İnce amfibolit (Hb) + Ab + Klo + Ep + Mg + Sfe. -Rodenjit	Sıcaklığı 1200°C olan mağmanın intrüzyonu ile önce dokanak metamorfizması ve daha sonra serpantinleşme. Serpantinleşmede, kalsik metasomatizma (Rodenjit) ve amfibolitlerin retromorfozu söz konusudur.
White Hills ve Bay of Islands (Trre-Neuve)	H. Williams ve W.R. Symth (1973)	Peridotitler altında: Prekambriyen temel üzerine karbonatlarından oluşan Kambro-Ordovisiyen yaşlı birimler gelir. Bunların tümü Orta Ordovisiyen'de yerleşmiş olan yataya yakın dilimlerle örtülüdür. Alt dilim Kambriyen ve Alt Ordovisiyen yaşlı kırıntılılardan, üst dilim ise ofiyolit ve metamorfitlerden oluşur.	Dokanaktan başlayarak -Amfibolit (Oj + Hb + An ₃₀₋₄₀) -Amfibolit (Gr + Biy + An ₃₆₋₃₈) -Amfibolit (Hb) -Şist (Klo + Akt + Tr) -Yeşil şist (Klo + Ab + Ep + Mü) -Grenatlı fillit -Az ya da hiç metamorfik olmayan tortul.	Okyanusal kabuğun gravite etkisiyle kıta üzerine yerleşmesinden önce oluşmuş dinamotermik metamorfizma.
Ballantrae (Apalaş)	W.R. Church ve R.A. Gayer (1972)	Ballantrae ofiyolitleri tabanındaki amfibolitlerle birlikte Siluriyen yaşlı Caradoc formasyonları üzerine Kaledoniyen'de yerleşmişlerdir.	Amfibolit (Cpx + Gr + opak mineraller)	Terre-Neuve'de olduğu gibidir.
Dinaridler'in merkezi kesimi (Yugoslavya)	J. Pamic ve diğ., (1973)	Merkezi Dinarid ofiyolitlerinin altında ve Jura yaşlı, epimetarmorfik volkano-tortul (Diyabaz Hornstein) birimlerinin üzerindedir.	-Masif amfibolit (Pla + Hb) -Amfibolitli şist -Şist (Amf + Diop.) -Şist (Amf + Gr) 3 parajenez gözlenmiştir: 1) Pargasit + Edenit ± An ± Bitovnit ± Diyopsid ± Korendon 2) Yeşil Hb ± Labrador-Andezin ± Diyopsid ± Gr. 3) Koyu Hb + Andezin-Oligoklaz ± Diyopsid ± Grenat	Birçok varsayım öne sürülmüştür: -Okyanusal kabuğun 3 no.lu seviyesi yada okyanusal kabuk-üst manto sınırındaki oluşum; -Peridotitlerin yitim düzlemi boyunca termik ve dinamik etkisiyle oluşum; -Üst mantoda suca zengin bazaltik sıvının kristalizasyonu -Transform faylar boyunca metamorfizma

İncelenen Bölge	Yazar	Jeolojik Konumu	Metamorfik Fasiyes	Oluşum
Vourinos (Yunanistan)	J. Zimmermann (1969) J.F. Pichon ve J.H. Brunn (1977)	Pelagonien masifi üzerinde, Vourinos peridotit masifi altında.	Peridotitlerden başlayarak: -Amfibolit (Yeşil Hb + Pl + Gr) -Şist (Amf + Ep + Gr) -Ezik yastık lavlar içeren yeşil şistler -Çört bantlı mermer -Kuarsit	Zimmermann (1969) a göre: Okyanusal kabuk diliminin bindirmesi sırasında oluşan dinamotermik metamorfizma.
Eubee (Yunanistan)	J.F. Parrot ve C.Guernet (1972)	Peridotitler altında ve ofiyolitlere bağlı volkanotortul çökeltilerin üzerinde.	-Amfibolit (Yeşil Hb + Oligoklaz + Kuars) -Amfibolit (Yeşil Hb + Oligoklaz + Epidot ve Sfen) -Amfibol arakatlı Kuarsit -Mermer	-Sial parçası? -Bazı yazarlar peridotitlerle amfibolitler arasındaki bir ilişkiyi söz ederler.
Girit (Yunanistan)	E. Seidel ve M.Ok-rusch (1976)	Peridotitler altında	-Amfibolit -Mikaşist -Mermer -Karbonatlı-silisli kayalar -Metabazitlerin parajenezi: Koyu Hb + Pl + Diyop. Metapelitlerin parajenezi: Sillimanit ± Andaluzit + Kordierit ± Gr + Biot + Fk + Mu + Pl + Ku.	
Lisiyen Torosları (Türkiye)	P. De Gracianskyk (1972)	Peridotit napları altında veya peridotitler altındaki breşlerde olistolit şeklinde	-Amfibolit (Kua + Albit) -Plajioloklazlı amfibolit -Kuarslı amfibolit -Hornblendit -Grenalı hornblendit -Kuarsit (Hb + Mika + Piemontit) -Kuarsit (Hb + Biotit) -Kuarsit (Hb + Stilpnomelanes) -Gnays (Yeşil biotit + Grenat) -Muskovitli gnays -Mermer	Sial kökenli
Lisiyen Torosları (Türkiye)	H. Sarp (1976)	Serpantinitle içinde büyük mercerler şeklinde	-Mermer -Mika ve kuarslı şist -Şist (Ku + Pla + Mü + Bio) -Şist (Ku + Ab + Mü Klo + Pistaşist) -Şist (Act + Klo) -Yeşil hornblendli şist -Amfibolit (Akt + Pistaşist + Klo + Ab) -Amfibolit (Yeşil Hornblend + Oligozlaz ± Diopsid ± Kuars)	Okyanus ortası sırtı

İncelenen Bölge	Yazar	Jeolojik Konumu	Metamorfik Fasiyes	Oluşum
Antalya (Türkiye)	T. Juteau (1974)	Önemli faylara bağlı ve serpan-tinlerle birlikte.	—Mermer —Kalkşist —Bantlı kuarsit —Kırmızı şist —Metabazalt —Metadolerit ve metagabro.	Alpin metamorfizma
Pozantı—Karsantı Masifi (Türkiye)	Ü. Çakır ve diğ. (1978).	Peridotitler altında ve volkanotortul birimler üzerinde. Hem peridotitleri hem de metamorfitleti kesen dike yakın diyabaz filonları	—Amfibolit —Amfibolik şist —Epidotlu kuarsit —Kuarslı mikaşist —Kalkşist —Sipolen	Volkano—tortul birimlerin okyanus içi yitim zonuna dalması.
Mamonía Napı (Kıbrıs)	H. Lapierre (1972)	Peridotitler altında	—Kuarsit (Muskovit + Grenat) —Epidotlu kuarsit —Amfibolit (Hb + Pistaşist + Diyop.) —Amfibolik gnays (Koyu ve yeşil Hb + Epidot) —Epidotit —Amfibolo piroksenit —Sipolen ± Epidot	
Baer—Bassit (KB Suriye)	H. Whitechurch ve J.F. Parrot (1974) J.F. Parrot (1977 a, b) H. Whitechurch (1977)	Peridotitler altında, ofiyolitlere bağlı volkano—tortul birimler üzerinde. Tümü Suriye karbonath platformu üzerinde allokton olarak bulunur.	—Kuarslı mikaşist —Kalkşist —Sipolen —Saf Kuarsit —Epidotlu Kuarsit —Diyopsitli Kuarsit —Amfibollü Kuarsit —Amfibolo—piroksenit (Pl + Epidot) —Hornblendit —Epidotlu hornblendit.	Okyanusal kabuğun üst kesimine ilişkin volkano—tortul birimlerin okyanus ortası yitim zonuna dalması.
Neyriz (İran)	L. Ricou (1976)	Peridotitler üstündeki renkli melanj içinde blok şeklinde.	—Amfibolit (Hb + Epidot + Serisit) —Mikaşist (Ku + Mü + Pl) —Temiz mermer veya epidotlu mermer —Serisitli kuarsit —Epidotlu prazinit	—Amfibolitler ofiyolitlerin metamorfizması sonucu oluşmuşlardır? —Zagros metamorfitlelerinden kopartılmıştır.
Umman	K.W. Glennie ve diğ. (1974)	Semal ofiyolit napının altında ve Hawasina napı, parotokton olan Muti ve Hazar formasyonları üzerindedir. Bu formasyonlarda kıtasal kabuk üzerinde bulunurlar.	İki Grup: 1) Polimetarmorfik —Amfibolit —Kuarsit —Silisli mermer 2) Monometarmorfik —Piemontitli Kuarsit —Muskovitli Kuarsit —Şist (Muskovit + Serisit) —Kloritli şist —Hornblendli şist	Hornblendli granülit fasiyesi napın ilk hareketi sırasında ortaya çıkar Yeşil şist fasiyesi ise napın üst Kretase'deki hareketi sırasında ortaya çıkar.

- Şist (Hb + Epidot)
- Masif mermer
- Serisitli mermer

Metamorfizmada iki aşama:

1) Hornblendli granulit fasiyesi

- Grenali amfibolit
- Kuarsit (Diop + Mu)
- Mermer (Diopsit + Grossüler + Vollastonit + Ortoz + Scapolit + Kalsit + Kuars).

2) Yeşil Şist Fasiyesi

(1973) bu metamorfizma ile üstteki dilimin metamorfizmasının farklı olduğunu belirtmektedirler.

Dilim ile peridotitler arasındaki ilişki de tektoniktir. Araştırmacılar dokanak zonunda şistlenmiş serpantinlerden söz ederler.

Mavi Şist Fasiyesi

Doğu Akdeniz'de konuyla ilgili az sayıdaki kaynağa rağmen ofiyolitlere bağlı yüksek basınç metamorfizması fasiyesleri genellikle tektonik kökenli melanj (Greenly, 1919; Bailey ve Mc Callien 1953; Hsü, 1968; Mercier ve Vergely, 1972) zonları içinde veya bu zonlara yakın yerlerde bulunur. Bu melanjlar önemli tektonik etkinliği simgelerler. Gözlenen glokofan, lavsonit veya epidot, jadeit ve kuartz, fenjit, aragonit vb. mineraller derin yeşil şist ve amfibolit fasiyeslerinde olduğu gibi 300–500°C'lik sıcaklıklarda oluşurlar. Fakat bu mineraller için gerekli olan basınç daha yüksek olup, 5 kb dan daha fazladır. Bu parajenezlere hem hamurda hemde ofiyolitlerin kendi içinde rastlanır. Bu metamorfik fasiyesi niteleyen mineraller kayaç içinde yeknesak olmayan bir biçimde dağılırlar. Basınç dağılımında, akışkanların önemli rol oynadıkları anlaşılmalıdır (Gresens, 1966, Brace ve diğ., 1970; Caron, 1971, 1974, 1977).

Metamorfizma konusunda 3 durum sözkonusu olabilir: İlki hem temeli hemde ofiyolitleri etkileyen mavi şist metamorfizması; ikincisi ofiyolitlere bağlı melanj zonlarında görülen metamorfizma ve son olarak peridotitler altında dilim oluşturan mavi şist metamorfizması.

Birinci durum Korsika'da gözlenmiş olup (Ohnenstetter ve diğ., 1975, Ohnenstetter ve Ohnenstetter—Crochemore, 1976; Caron, 1977), bu yada ele alınmayacaktır.

İkinci şekilde, yüksek basınç parajenezleri serpantin kütleleri etrafında yaygın olup, hamurda ise yeşil şist fasiyesinin mineralleri bulunur. Bunun örneklerine Türkiye'nin kuzeyinde (Van der Kaaden, 1966) ve Sovyetler Birliği'nde (Dobretsov, 1974) rastlanır. Ofiyolitli melanjlarda gözlenen bu metamorfizmanın yitim zonlarında oluştuğuna inanılır (Dewey ve Bird, 1971).

Peridotitler altında bulunan metamorfizma ise, temelini metamorfizmaya uğraması sonucu oluşurlar. Mavi şist parajenezleri oldukça geniştir. Dokanak zonundan uzaklaştıkça bu parajenez daralır. Bu durumda, derin yeşil şistler için olduğu gibi, bir dilimden söz etmek doğru olmaz. Bunun örnekleri Yeni Kaledonya'da (Routhier, 1953; Coleman, 1967; Brothers, 1971), Papouasi'de (Davies ve Smith, 1971), Küba'da (Boiteau ve diğ., 1972) ve Kamçatka'da (Dobretsov, 1974) bulunur. Davies ve Smith (1971) e göre bu metamorfizma eski bir yitim zonunun belirtecidir. Coleman (1972) a göre ise yitim yada obduksiyonla ortaya çıkan yüksek tektonik basınçtan ötürüdür.

AMFİBOLİT VE DERİN YEŞİL ŞİST GEREĞİNİN KÖKENİ

Yukarıda, derin yeşil şist—amfibolit fasiyesindeki birimlerin litolojik yönden önemli bir yeknesaklık sunduklarını görmüştük.

Suriye'de her metamorfik düzeye karşılık gelen, metamorfik olmayan, ofiyolitlerle birlikte naplanmış ve okyanusal özellikte volkano—tortul bir düzey bulunur (Whitechurch, 1977). Delaune—Mâyere ve Parrot (1976) ya göre Tetis baseninin güney kenarında, Üst Triyas'tan Senomaniyen—Türoniyen'e kadar olan süre içinde oluşmuş, kabuğun üst kesimine ilişkin bir okyanusal birim sözkonusudur.

Volkano—tortul geçiş metamorfizmaya uğradığına göre, Bonatti ve diğ. (1975) nin öne sürmüş oldukları "yalnızca kabuk tabanındaki başkalaşım" görüşü geçersiz kalmaktadır.

Suriye'de gözlenen metamorfik geçiş, diğer peridotit altı derin yeşil şist—amfibolit dilimleri ile karşılaştırıldığında bunların kısmen yada tamamen benzer oldukları görülür (Şekil 1). Yapısından başka, gerçekteki dikkat çekici yeknesaklık, metamorfik dilimlerin, önceden metamorfizma geçirmiş bir sialin ekaylanması varsayımını ortadan kaldırmaktadır.

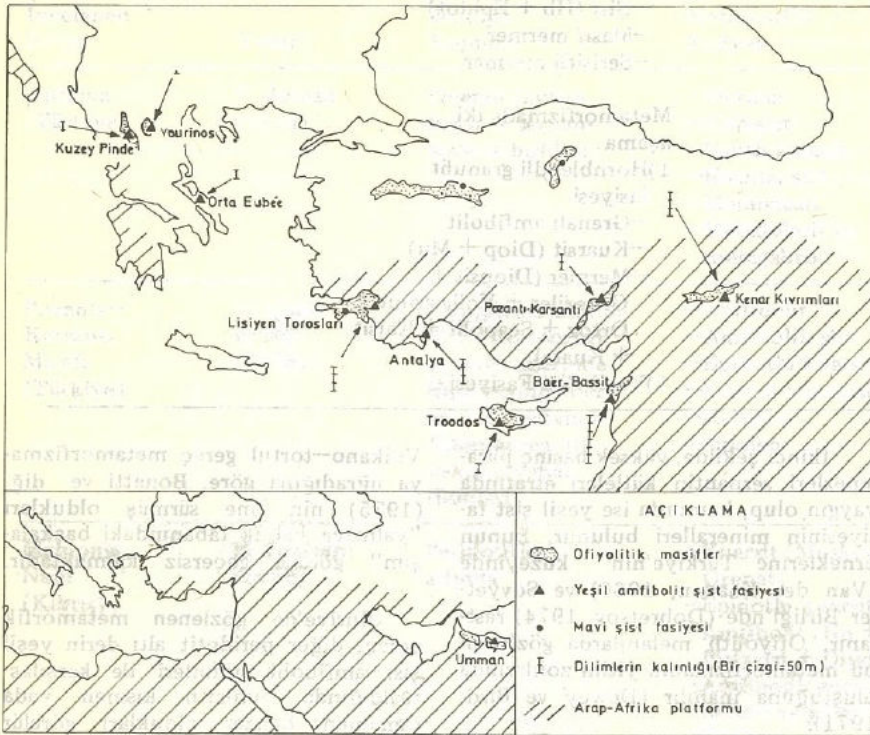
Daha önce görüldüğü gibi, mavi şist içeren ofiyolit altı birimlerin bir türü içinde durum aynıdır.

KÖKENSEL VARSAYIMLAR ÜZERİNE TARTIŞMA

Peridotitler altında bulunan iki ayrı fasiyesteki metamorfizmaların (derin yeşil şistler—amfibolitler ve mavi şistler) köken kayaları büyük olasılıkla aynı olduğuna göre, ancak bunların başkalaşım şekilleri yada bu başkalaşımın koşulları farklı olabilir.

Eğer aynı gerecin farklı biçimlerde başkalaşımını düşünecek olursak, bu iki metamorfik fasiyenin oluşumunu, henüz tartışması yapılmamış olan, iki varsayımla açıklamak gerekli olacaktır (Dinamometamorfizma ve yitim). Örneğin derin yeşil şist—amfibolitlerin, okyanusal kabuğun volkano—tortul birimlerin üzerine bindirmesi sonucu oluştuklarını öne sürenler vardır (Williams ve Smyth, 1973; Woodcock ve Robertson, 1977).

Okyanusal kabuğun yerleşimine bağlı olan dinamometamorfizma gerçekten volkano—tortul birimleri derin yeşil şistlere dönüştürebilir. Bunun da ötesinde bindirmeye bağlı basın-



Şekil 2: Metin içinde değinilen ofiyolitik masiflerin konumu

cin yeteri kadar artması durumunda mavi şistlerde oluşabilir. Bu tür bir model, peridotitler altında görülen iki çeşit şistin oluşumunu açıklamaya yeterlidir. Tek bir prosesin işleyişindeki farklılık ise fasiyes farklılığını yaratmaktadır.

Böyle bir modelde metamorfik olmayan gereçten metamorfik olana tedrici olarak geçebilmek gerekir; fakat Doğu Akdeniz peridotitleri altındaki dilimlerde bu durum gözlenmemektedir.

Bunun yanında, tektonik fazlar veya daha sonraki hareketler nedeniyle bu sürekliliğin maskelenebileceği düşünülmüşse, yukarıdaki eleştiriyi tüm katılığı ile ele almamak gerekir.

Williams ve Smyth (1973) tarafından terre Neuve'de, metamorfik gereç (amfibolit-yeşil şist) ile metamorfik olmayan gereç arasında gözlenen bu varsayımlı süreklilik bize göre tam kanıtlanmış değildir. Çünkü amfibolitler altında yeralan ve yeşil şist olduğu sanılan, diğer yandan metamorfik olmayan kayalara "tedrici geçişi" sağladığı belirtilen kayalar aslında daha yüksek dereceli bir metamorfizma geçirmişlerdir. (Garnet fenoblastlarının ve paljioklastların An 36-40 kristalleri oluşmuş ve daha sonra bir retromorfoza uğramışlardır (tremolit, aktinot ve epidot ortaya çıkmıştır).

Buna karşılık, tektonik kökenli yüksek basınç, hemen hemen sürekli olarak yeşil ve mavi şistlerle birlikte bulunan derin amfibolitleri oluşturmaya yeterli değildir. Üstelik bindiren okyanusal kabuk içindeki ısının etkisi, serpantinitle görülen mineral topluluklarından anlaşıldığı gibi, yeteri kadar önemli değildir. Serpantinitle içinde bulunan brusit en fazla 400°C ye dayanıklıdır. Ayrıca serpantinleşme deniz suyu aracılığı ile (Allegre ve diğ., 1973), tektonik açıdan durgun zonlar da, örneğin okyanus tabanında gerçekleşmektedir (Coleman, 1971; Montigny, 1975).

Bu durumda, okyanusal dilimler içindeki ısının önemli ölçüde saklanması görüşü tamamen varsayıldır. Ayrıca Woodcock ve Robertson (1977), ofiyolitlerin yerleşimi sırasında, sürtünmeden (friction) doğan ısının volkano-tortul birimleri metamorfize etmeye yeterli olmadığını ortaya koymuşlardır.

Volkano-tortul birimlerin yitim zonu içine gömülmesi modeli özellikle Kuzeybatı Suriye metamorfitlerine uygulanabilmektedir (Whitechurch, 1977).

Dewey ve Bird (1971) volkano-tortul birimlerin amfibolit mavi şist fasiyesine olan dönüşümlerinin yitim zonunda gerçekleştiğini savunurlar.

Parrot (1977 a ve b) ve Whitechurch (1977) kısa bir süre önce, Kuzeybatı Suriye'de, aynı gereçten hem amfibolitlerin, hem de derin yeşil şistlerin oluşumunu, benzer bir modelle açıklamışlardır.

Toksöz ve diğ., (1971) yitim zonlarındaki izoterm dağılımlarının doğrudan yitim hızına bağlı olduklarını göstermişlerdir. Yitim hızı yılda 8 cm dolayında ise izoterm önemli ölçüde kavislidirler. Halbuki yaklaşık 1 cm/yıl dolayındaki bir hız için izoterm çok az kavisli yada değildirler.

Derin yeşil şistler ile mavi şistler yaklaşık aynı sıcaklıklarda oluşurlar. Bu fasiyelerden biri yada diğerinin ortaya çıkışı yalnızca basınç farkına bağlıdır (İlki için 2-3 kb, diğeri için 5 kb).

Yitim hızına göre, başkalaşım için gerekli olan sıcaklığa değişik derinliklerde erişilecektir. Yitim hızının düşük olduğu hallerde, yitimin başlangıç zonunda 400-500°C gibi bir sıcaklık olacaktır. Bu sıcaklıkla birlikte bulunacak düşük bir basınç, yeşil şist oluşum koşullarını yaratır. Buna karşılık yüksek bir yitim hızı ile, 400-500°C lik bir sıcaklığa daha derinde erişilecek ve daha yüksek bir basınçla yalnızca mavi şistler oluşacaktır. Yeşil şistler ise daha üst düzeylerde bulunacaklardır. Bu ikinci şekilde dahi, büyük bindirme ve yitim alanlarındaki terslenmiş zonların varlığını açıklamak için Graham ve England (1976) tarafından öne sürülen sürtünme ısısı, yerel olarak, yüzeye yakın düzeylerde, yeşil şist oluşumuna neden olabilir.

Açıklamalardan da anlaşıldığı gibi, düşük hızlı ve hatta yer yer yüksek hızlı bir yitim zonunda yeşil şistler her zaman üstte bulunurlar. Bu yitime bağlı üzerleme (obduksiyon) olayından hemen önce oluşan fasiyesler, okyanusal kabuğun bindirmesi sırasında daha kolayca kopartılacaklardır. Halbuki derindeki mavi şistlerin yüzeye çıkmaları için daha önemli olaylara (örneğin bu kabuğun kıta üzerinde parçalanması) gerek vardır. Bu konuya yeniden gelinecektir.

Buraya kadar yapılan tartışmada volkano-tortul birimlerin derin yeşil şist ve amfibolitlere dönüşümünü sağlayan parametreler üzerinde duruldu. Doğu Akdeniz'de yapılan gözlemlerde tarafımızdan benimsenen en önemli etken ise gömülme etkeni olmuştur. Sürtünme ısısı okyanusal kabuk dilimi içinde gizlenmiş ısı vb. parametreler konu edilen gömülme olayına eklenebilirler; fakat bu sonucu değiştirmez.

Sonuç olarak yeşil şistler, düşük yitim hızı koşuluyla iki okyanusal kabuk arasında oluşurlar. Mavi şistler ise, yüksek bir yitim hızı ve daha çok okyanusal kabuğun kıtasal kabuk altına dalması koşullarını gerektirirler. Bu olaya bağlı olarak açığa çıkan düşük ısı, yardımcı bir etken olabilir. Bu nedenledir ki mavi şistlere ezilme zonlarında sık olarak, ofiyolitik melanj zonlarında ise her zaman rastlanır.

Şimdi kabul edilen oluşumla ilgili şemanın, referans olarak alınmış olan Doğu Akdeniz bölgesine uygulamasını yapalım.

METAMORFİK BİRİMLER İÇİN KABUL EDİLEN KÖKENSEL VARSAYIM ARACILIĞI İLE DOĞU TETİS EVRİMİNİN AÇIKLANMASI

Şekil 2'de görüldüğü gibi, Türkiye'de kabaca doğu batı uzanımlı birçok ofiyolitik kuşak vardır. Bu kuşakları oluşturan masiflerle birlikte metamorfik dilimlere de bulunur. Güney kesimde olanlar amfibolit—derin yeşil şistlerdir (Şekil 1). Mavi şistler ise kuzeyde ve melanj zonlarında yer alırlar.

Ricou ve diğ. (1976) ne göre bütün bu ofiyolitik masifler kuzeyden güneye, Arap Platformu üzerine bindirmiş olan tek bir napa ilişkindirler. Beydağları, Bolkardağı, Aladağ, Munzur dağları, Amanoslar, Djebel Agraa gibi yerlerdeki tektonik pence-reler içinde Arap—Afrika Platformuna ilişkin birimleri görmek olanaklıdır.

Bu durumda, volkano—tortul kayaların amfibolitlere ve derin yeşil şistlere olan başkalaşımını açıklamak için ortaya konulan şema (yitim zonunda başkalaşım) tek başına, ofiyolit naplarının çoğunluğunun altında yer alan metamorfik dilimlerinin oluşumunu açıklamaya yeterli değildir. Çünkü küçük bir hesaplama, eğimi 30° — 45° olan bir yitim zonunda, derin yeşil şistlerin 20 veya en fazla 30 km boyunca oluştuğunu gösterir. Ofiyolit napının Arap—Afrika Platformu üzerine yerleşimi sırasında 20—30 km genişliğindeki amfibolit ve derin yeşil şistlerin genişleşerek 200—250 km üzerine yayılmaları kolay anlaşılır değildir.

Tetis okyanusal kabuğuna ilişkin peridotitler altında bulunan metamorfik birimlerin bolluğunu açıklayabilmek için önceki modellerle birlikte düşünülebilecek bir varsayımı ortaya

koyabiliriz. Böyle bir varsayım Dewey ve Bird (1971) tarafından da benimsenmiştir. Bu varsayım, çarpışan iki plakanın diferansiyel bir biçimde dönmesi sonucu yitim zonunun yer değiştirmesi varsayımıdır (Mc Kenzie, 1969).

Bu tür bir şema, özellikle Türkiye ve bir ölçüde Ege için uygulanabilir. Bu şemaya göre, her zaman kuzeye eğimli olan yitim zonu, zaman içinde güneye doğru göç eder. Bunun sonunda okyanusal kabuk Arap Afrika Platformu üzerine bindirir.

Şekil 3'te görüldüğü gibi obduksiyon gerçekleşmeden önce, okyanusal kabuk içinde bir dizi yitim zonu oluşur. Güneye gidildikçe bu zonların yaşı gençleşir. Okyanusal kabuğun bu şekilde yığılması, ofiyolit naplarının gravite etkisiyle olan daha sonraki yerleşmesine kolaylık sağlar.

Birinci yitimin başlangıcı —88 MY (Turoniyen—Konyasiyen sınırı) olarak saptanmıştır. (Şekil 4). Bu yaş, bilinen bir referans noktasından zaman içinde geriye doğru gidilerek hesaplanmıştır. Referans noktası ise kuzeybatı Suriye'deki ofiyolit naplarının yerleşim yaşıdır. Geriye doğru gidişin başlangıç noktasının seçimi, bölgede yapılan saha gözlemlerine dayalıdır: Kuzeybatı Suriye'deki Turoniyen yaşlı volkano—tortul birimlerin üstünde Senoniyen yaşlı bir breş yer alır. Breş içinde volkano—tortul birimlerden türemiş çakıllar vardır (Delaune—Mayere ve Parrot, 1976). Ayrıca, platform üzerinde Turoniyen'in sonunda, çökelmede önemli değişiklikler göze çarpmaktadır. Kuzeyden güneye doğru taşınmış, daha çok çört çakıllardan oluşan konglomeralar üzerinde ofiyolitler yer almaktadır (Khalet al Maleh, 1976). Bu değişikliklerin okyanusal kabuğu etkileyen olayların kanıtı oldukları kabul edilebilir. Düşük bir yayılma hızı ile (1 cm/yıl), Üst Triyas veya Alt Jura'da açılmaya başlayan Tetis'in (Parrot, 1977 b) erişebildiği en büyük genişlik yaklaşık 1000 km dir.

Yukarıda değinilen gerekçelerden ötürü, ilk yitim sırasında yeşil şist ve amfibolitlerin oluşabilmesi için, yitim hızının ister istemez düşük olması gerekir. Bu yitimin yaklaşık yeri, hesaplamada kabul edilen yitim düzleminin eğimine ve obduksiyondan önceki son yitimin zamanına bağlıdır. Örneğin 45° lik bir eğim için, ilk yitim zonu Arap—Afrika Platformunun 370 km kuzeyinde yer alır. 30° lik bir eğim için bu uzaklık 450 km dir.

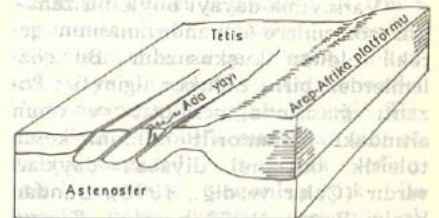
Seçilen eğime göre (30° — 45°) her yitimde kabuğun yaklaşık 50 km lik bölümünün amfibolit ve yeşil şist oluşturmak üzere yitim zonuna daldığı düşünülebilir.

Benimsenen yitim hızı ile (1 cm/yıl) her yitim için 5 milyon yıl gerekli olacaktır. İlk yitimin sonu ve ikinci yitimin başlangıcı —83 milyon yıla rastlar.

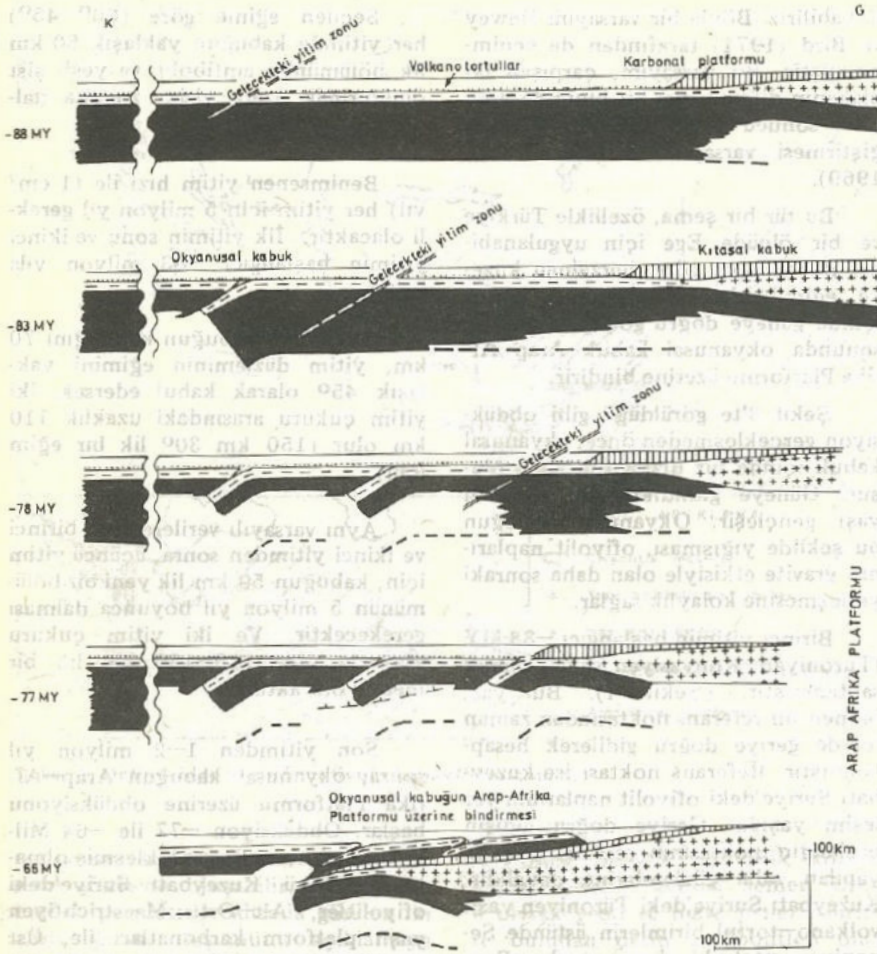
Okyanusal kabuğun kalınlığını 70 km, yitim düzleminin eğimini yaklaşık 45° olarak kabul edersek, iki yitim çukuru arasındaki uzaklık 110 km olur (150 km 30° lik bir eğim için).

Aynı varsayımlı verilere göre birinci ve ikinci yitimden sonra, üçüncü yitim için, kabuğun 50 km lik yeni bir bölümünün 5 milyon yıl boyunca dalması gerekecektir. Ve iki yitim çukuru arasında yine 110—150 km lik bir mesafe olacaktır.

Son yitimden 1—2 milyon yıl sonra, okyanusal kabuğun Arap—Afrika Platformu üzerine obduksiyonu başlar. Obduksiyon —77 ile —64 Milyon yılları arasında gerçekleşmiş olmalıdır. Çünkü Kuzeybatı Suriye'deki ofiyolitler, Alt—Orta Maestrichtiyen yaşlı platform karbonatları ile, Üst Maestrichtiyen yaşlı transgresif bir seri arasında yer alırlar. Napın önu bu yörede gözlenebilir. İlerleme bu dönemde son bulmuştur. Napın ilerleme miktarı yaklaşık 200 km dir. Bu miktar, napın yitime oranla daha önemli bir hareketinin olduğunu gösterir. Diğer yandan hızın tedrici olarak arttığı da düşünülebilir. Bu nedenledir ki daha kuzeyde yer alan



Şekil 3: Okyanusal kabuğun Arap—Afrika Platformu üzerine bindirmesinden önceki birbirini izleyen yitim zonlarını gösteren blok diyagramı



Şekil 4. Tetis Okyanusal kabuğun güney kesiminin Furonyer'den bu yana olan varsayımlı evrimi

ofiyolitler Arap-Afrika Platformunun Orta Mastrichtiyen'den daha yaşlı olan birimleri üzerine gelirler. Bildiğimiz kadarıyla Pozantı Karsantı ofiyolitlerinin temelini oluşturan Aladağ masifinde Alt Mastrichtiyen yoktur (Ricou ve diğ., 1976).

Varsayımaya dayayı böyle bir zamanın gözlemlere dayandırılmasının gerekli olduğu kuşkusuzdur. Bu gözlemlerden birisi oldukça ilginçtir: Pozantı masifinde peridotit ve onun altındaki metamorfik dilimini kesen toleitik bileşimli diyabaz dayakları vardır (Çakır ve diğ., 1978). Bundan başka Parrot (1977 b ve c), Kuzeybatı Suriye peridotitlerini kesen plajio granit filonlarının, magma odası içindeki bir başkalaşımdan değil; fakat yitim zonuna girmiş metamorfik kayalardan kaynaklanabileceğini göstermiştir.

Dolaylı da olsa, diğer bir gözlem belirtmeğe değerdir. Troodos'ta, Suriye'de olduğu gibi, ofiyolitik yastık lavlarda, alt lavlar, üst lavlar olmak üzere iki lav düzeyi ayırmak olanaklıdır (Moore ve Vine, 1971; Gass ve Smewing, 1973; Parrot, 1974; Desmet, 1977). Pearce (1975) ve Parrot (1977 a ve b) ye göre, üst lavlar az gelişmiş bir ada yayı volkanizması başlangıcını temsil edebilirler. Bu varsayım ile, bizim metamorfik dilimlerin oluşumu için öne sürdüğümüz varsayım (oldukça kısa bir süre için varolmuş bir yitim) arasında bir paralellik sağlanabilir. Eğer Troodos ve Kuzeybatı Suriye için öne sürülen şema başka yerler için de geçerli ise, bu lavların güneye gittikçe gençleşmeleri gerekir. Başka deyişle alt lavların son seviyelerinin oluşumu ile üst lavların oluşum yaşları arasındaki fark güneye gittikçe artmalıdır. Elimiz

de bunu kanıtlayan yada reddeden herhangi bir veri yoktur.

Arap-Afrika Platformunun kuzeye doğru olan sürekli hareketine bağlı olarak kompresyon etkisi altında kalan okyanusal kabuk bir yerinden yeniden kırılır. Çünkü daha önce gördüğümüz gibi obduksiyon olayı Orta-Üst Mastrichtiyen sınırında son bulmaktadır.

Bu olay, daha kuzeyde, okyanusal kabuğun Avrupa kıtası altına dalmasına neden olmuştur. Sözü edilen yeni yitim zonu Kuzey Anadolu Fayı yakınında yer alan ofiyolitik stür zonu na karşılık gelir.

Bu dalım Tesit'in Liyas'tan beri süregelen asimetrik özelliğini daha da artırır (Fourquin, 1975). Adı geçen okyanusun kuzey kenarı, güney kenarının tersine vaktinden önce aktif kenar rolünü oynamıştır (Delaune-Mayer ve diğ., 1977). Okyanusal litosferin Avrupa kıtası altına dalışı, Pontid'lerde Liyas Kimmericlen ve Üst Kertase'de belirgindir. Tersiyer'de, Afrika ve Avrupa kıtalarının çarpışmasına bağlı olan andezitik bir volkanizma yer alır (Fourquin, 1975). Kuzey Toridlere ilişkin ofiyolitlerdeki mavi sistlerin yaşı Üst Kretase-Alt Tersiyer'dir. (Çoğulu ve Krammenacher, 1967). Kuzey Tetis'in yitimiyle ilgili bazı verilerin (yitilen kabuğun uzunluğu, hareketin sürekli yada kesikli olduğu) olmayışı gömülme hızının saptanmasını olanaksız kılar. Buna karşılık mavi



Şekil 5: Doğu Akdeniz'deki çeşitli ofiyolit zonları ile bindirme öncesi varolmuş yitim zonları arasındaki olası ilişkiyi gösterir şema

şist oluşum koşullarının yalnızca kuzey kesimde gerçekleştiği bilinmektedir. Mavi şistler okyanusal litosfer ile kıtasal kabuğun çarpışması sonucu oluşurlar, bu olay yeşil şist oluşumuna neden olan, okyanusal kesimin kendi içinde ekaylanmasından önce yada sonra gerçekleşebilir. Yada kalan okyanusal litosferi tamamen yok eden Laramik faz ile birlikte olabilir.

Öyle anlaşılıyor ki, mavi şistler—amfibolitler ve melanj zonları kıtaya yakın olan yerlerdir.

Şekil 5'te ofiyolitik masiflerin, kuzeyde yeralan ofiyolitik sütür çizgisine paralel dizildikleri dikkati çekmektedir. Kanımızca bu dizilmeler ofiyolitiklerin Arap—Afrika platformu üzerine yerleşmesinden önce varolmuş yitim zonlarına karşılık gelmektedirler.

SONUÇLAR

Daha önceki bir yayında öne sürdüğümüz gibi (Whitechurch ve Parrot, 1974) ofiyolitik masiflerin altında yeralan metamorfik kaya dilimleri, okyanusal volkano—tortul çökellerinin başkalaşımı sonucu oluşurlar. Bu metamorfizmaya neden olan olayı açıklamak için öne sürdüğümüz varsayım (Parrot, 1977 v ve Whitechurch, 1977) bu çalışmada yeniden ve daha geniş bir biçimde ele alınmıştır. Volkano—tortul birimler okyanus içi bir yitim sırasında başkalaşım geçirirler.

Metamorfizma koşulları yitim hızına göre değişir. Okyanusal levhanın yine bir okyanusal levha altına düşük bir hızla dalması durumunda

amfibolitler ve yeşil şistler oluşur. Tersine, izotermeleri içe bükecek kadar yüksek hızlı bir yitimde mavi şist oluşum koşulları ortaya çıkar. Bu ikinci şekil, daha çok okyanusal kabuğun kıtasal kabuk altına dalması sonucu oluşan melanj zonlarında gerçekleşir.

En azından Tetis'in bu kesimindeki amfibolit ve yeşil şist fasiyesindeki metamorfik dilimleri, yeri zaman içinde değişen, kısa ömürlü ve düşük hızlı yitimlerin varlığı ile açıklanabilir.

DEĞİNİLEN BELGELER

Uzun olması nedeniyle değinilen belgeler listesi buraya aktarılmamıştır.

Tetis Kuşağında Ofiyolitlerle İlişkili Metamorfitlerin Kökeni*

N. H. WOODCOCK ve A.H.F. ROBERTSON

ÖZ

Yugoslavya ile Oman arasındaki Tetis kuşağı incelendiğinde allokton ofiyolit dilimleri tabanında metamorfizmaları amfibolit fasiyesine kadar yükselen kayaçlara rastlanır. Bu kayaçlar genellikle eski metamorfik temellerin parçaları olarak yorumlanmış—sada biz bunların ofiyolit yerleşmesi sırasında tektonik bindirmeye uğrayarak başkalaşmış Mesozoyik çökel ve volkanitleri olduğunu savunuyoruz. Yüksek basınç minerallerinin yokluğu bu kayaçların yüksek yapısal katlarda metamorfize olduklarını gösterir.

Yüksek sürtünme ısı ve soğuması—ısısal olgunluğa erişmemiş—okyanus kabuğunun kalıntı ısı teorik olarak amfibolit fasiyesi sıcaklıklarını geliştirebilir. Eski okyanus kabuğunun yerleştiği yerlerde sürtünme ısı ege-men iken genç kabuğun üzerlendiği yerlerde kalıntı ısı daha önemli olabilir.

GİRİŞ

Çoğu allokton ofiyolit karmaşıklarının iyi bilinen ancak çok tartış-

malı bir bölümünü yüksek dereceli metamorfitlerden oluşan ince dilimler oluşturur (Williams ve Smyth, 1973). Yazımızın amacı Yugoslavya ile Oman arasındaki Tetis kuşağında bu tip kayaçların gözden geçirilmesi, kökenlerinin ve önemlerinin tartışılmasıdır. Tartışmamızın ağırlığını örneğin Türkiye'deki ofiyolitik melanjlar gibi oldukça bütünsel "dış kuşak" ofiyolitleri üzerinde yoğunlaştırdık. Bu kuşakta tekçe kesimler arasında oldukça benzer arazi ilişkileri izlenmektedir (Şekil 1 dolu daireler).

* N.H. Woodcock ve A.H.F. Robertson'un Origins of some ophiolite related metamorphic rocks of the Tethyan belt Geology; s, 373—376 adlı yazısı Juan M. C. Gönçüoğlu (MTA Temel Araştırmalar) tarafından çevrilmiştir.