

Guleman (Elazığ) Ofiyolitinin Jeolojisi ve Petrolojisi*

Yusuf Ziya ÖZKAN

ÖZ — İnceleme alanı Güneydoğu Anadolu sürüklenim kuşağında ofiyolitik birimlerin en yaygın yüzeylediği bir kesimde yer alır.

İnceleme alanı üç birime ayrılarak incelenmiştir. 1 — Otokton birimler (Lice Formasyonu), 2 — Allohton birimler (Bitlis Metamorfikleri, Guleman Grubu, Caferi Volkanitleri, Hazar Karmaşığı ve Maden Karmaşığı), 3 — Neotokton birimler (Nacaran Kireçtaşları, Alüvyon ve ötekiler.).

Guleman Ofiyoliti tektonitler, kümülatlar ve damar kayaçları olmak üzere üç ana birim içerir ve eksik dizi bir ofiyolit topluluğunu temsil eder.

Guleman Ofiyoliti kayaçlarında izlenen metamorfik mineraller, ofiyolitin prehnit-pumpellyit fasiyesini geçmeyen P-T koşullarında metamorfizma geçirdiğini gösterir.

Yapısal veriler, Guleman Ofiyoliti kayaçlarının faylanmalı ve kamalanmalı bir mekanizma ile kıvrımlanmış olduğunu gösterir.

ABSTRACT — The study area is situated in the southeastern Anatolian thrust belt where ophiolite group of rocks outcrop extensively.

The area is examined in three groups:

1 — Autoctonous units (Lice Formation), 2 — Alloctonous units (Bitlis Metamorphics, Guleman Group, Caferi Volcanics, Hazar Complex and Maden Complex); 3 — Neoautoctonous units (Nacaran Limestones, Alluviums and others).

Guleman ophiolite consists of tectonites, cumulates and dike rocks. It represents an incomplete ophiolitic assemblage.

Metamorphic minerals, seen in the ophiolite rocks of Guleman indicate that they were metamorphosed in the P-T conditions not above than the prehnite-pumpellyite metamorphic facies.

Structural data show that rocks of Guleman ophiolite assemblage were subjected to folding which resulted in breaking and wedging out some of this type of folding.

* Prof. Dr. Önder Öztunalı yürütücülüğünde gerçekleştirilmiş doktora tezinin kısaltılmış şeklidir.

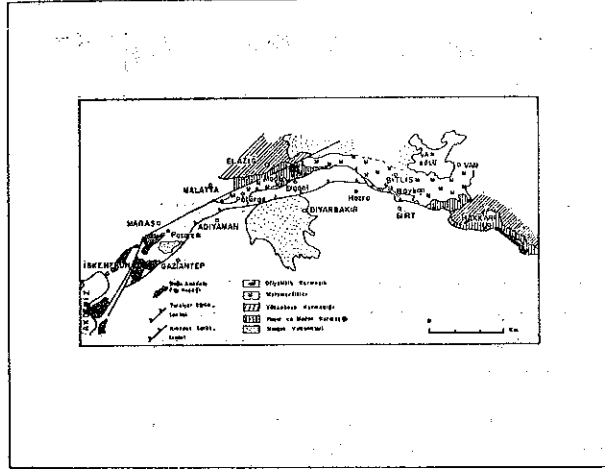
GİRİŞ

Guleman Ofiyoliti, "Güneydoğu Anadolu Tersiyer Sürüklenim Kuşağı" (Sungurlu, 1979; Perinçek, 1979) içinde yüzeyleyen ofiyolitik kütlelerden biridir (Şekil 1).

Guleman Ofiyoliti kayaçları şimdiye ka-

dar yörenin stratigrafisi ve yapısı (Ercan vö., 1970; Özkaya, 1978; Perinçek ve Çelikdemir, 1979), bakır cevherleşmelerinin petrojenezi (Aykulu, 1971; Erdoğan, 1977) ve çok daha fazla olmak üzere, peridotitler içinde yataklanmış krom cevherlerinin maden jeolojisi konularında yoğunlaşmış birçok çalışmada ko-

nu edilmiştir. Ancak bu çalışmalarda ofiyolit kayaçlarının iç düzenleri, iç yapıları, petrolojileri üzerinde pek durulmamıştır.



Şekil 1 — Güneydoğu Anadolu'da ofiyolitik kütlelerin dağılımı ve yapısal konumları. (Ketin, 1966; Perinçek, 1978 ve 1/500 000 ölçekli Türkiye Jeoloji haritasından yararlanılarak çizilmiştir.

İşte bu boşluğu doldurmak amacıyla yapılan bir çalışmada*, Guleman Ofiyoliti sözü edilen konularda incelenmiş ve elde edilen verilere dayanarak,

- 1 — Guleman Ofiyoliti'nin krom yataklarının genel bir sınıflandırma ve değerlendirilmesi yapılarak cevher olanakları irdelenmiş,
- 2 — Ofiyolit oluşumu ile ilgili sorunlar tartışılmış, ve
- 3 — Bölgesel veriler de göz önünde tutularak bir jeolojik evrim modeli önerilmiştir.

Aşağıda, yörenin stratigrafisine kısaca değinildikten sonra, Guleman Ofiyoliti'nin jeolojisi ve petrolojisi ile ilgili veriler sergilenmektedir. Öteki konuların başka yazılarda ele alınması düşünülmektedir.

YÖRENİN STRATİGRAFİSİ

İnceleme alanındaki birimler - çoğu, yörede yapılmış önceki araştırmalarda tanımlanmış ve adlanmış birimlerle denestirilerek - aşağıdaki gibi üçlü bir sınıflama altında tanıtılmıştır.

* İ.Ü. Yerbilimleri Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü'nde doktora tezi olarak yapılmıştır.

Bu birimler arasındaki stratigrafik ilişkiler ise Şekil - 2 de yansıtılmaya çalışılmıştır.

YAŞ	KALINLIK m	SİMGE	LİTOLOJİ	AÇIKLAMA
Kuvaterner		Gal		Alüvyon ve çökeltilenmiş değişik boyda gerceten oluşan birikintiler.
Miyosen		Tna		NACARAN KİREÇTAŞI, Sarımsı renkte traverten nitelikli kireçtaşı.
ORTA EOSEN		Tma		MADEN KİREÇTAŞI, Volkanit merceklere ve kireçtaşı oluşturmaları içeren kumtaşı-şeyil-killi kireçtaşı-kireçtaşı ardalanması.
ÜST MAESTRİHTİYEN	2000	KTh		HAZAR KARMASIĞI, Kumtaşı-şeyil-marn ardalanmasından oluşur. Üste doğru kireçtaşlarına geçer.
ALT EOSEN				
KONİASYEN ALT MAESTRİHTİYEN	950	Kyc		CAFERİ VOLKANİTİ, Altta masif üstte yastık yapılı diyabazlar.
ÜST JURA				
ALT KRETASE	6800	JKg		KÜMÜLATLAR, Kumülüt dokulu dunit, veritli, klinopiroksenit ve gabrolar.
				TEKTONİTLER, Dunit ve podiform kromit içeren harzburgitler.
Paleozoik Mesozoik	800	PzMs		BITLİS METAMORFİTLERİ, Kalkışit - fillit - amfibolit-kristallenmiş kireçtaşları.
ALT MIYÖSEN	1000	Ti		LİCE FORMASYONU, Kumtaşı-şeyil ardalanması.

Şekil 2 — Guleman yöresi genelleştirilmiş dikme kesiti.

Otokton Birimler

Lice Formasyonu (TI)

Harita alanında Arap Platformu otokton çökeltilerinden yalnızca Lice Formasyonu görülür.

Lice Formasyonu başlıca, belirgin katmanlı kumtaşı-şeyil ardalanmasından oluşur. Önceki araştırmalarla yaşı, fosil bulgularına dayanarak, Alt Miyosen olarak saptanmıştır. olarak Tersiyer Sürüklenme dilimleri gelir.

Alloktion Birimler

Bitlis Metamorfitleri (PzMs)

Guleman yöresinde görülen metamorfitler, Bitlis Metamorfitleri olarak bilinen metamorfik istifin, Epimetamorfik Örtü (Yılmaz, 1975) ya da Üst Birim (Boray, 1975) diye adlanmış üst kesimleri içindeki yeşil şistler ile denestirilerek bu adla anılmışlardır.

Bu metamorfik kayalar, incelenen kesimde, metamorfizma dereceleri ve yapısal konumları farklı iki aşırıma ayrılmıştır:

PzMzb, simgesi ile gösterilenler, başlıca fillit, silisleşmiş metaseyil ve kriptokristallenmiş kireçtaşlarından oluşur. Ofiyolit kayaları üzerinde ayrı bir tektonik dilim halinde bulunurlar.

Fillit ve metaseyillerde az çok belirgin bir yapraklanma (foliation) ve yeni mineral gelişimi (serizit, klorit, kuvars) görülürse de kireçtaşlarında sezilir bir metamorfizma etkisi yoktur.

PzMbz, simgesi ile gösterilen metamorfitler ise başlıca kalkışit, fillit, kuvars-serizit şist, amfibolit ve kristallenmiş kireçtaşlarından oluşur. Kristallenmiş kireçtaşı dışında bu kayaların hepsinde belirgin bir yapraklanma gelişmiştir. Yine tüm kayalarda yeşil şist fasiyesi mineral toplulukları izlenir. Ofiyolitli karışık (mélange) içinde veya bu kuşağa yakın yerlerde, ofiyolit dilimi altında değişik boyutta bloklar halinde bulunurlar.

Metamorfitlerin stratigrafik yaşı konusunda en önemli bulgu, Perinçek'in (1980) kristallenmiş kireçtaşlarında saptadığı Megalodont (Noriyen) fosilleridir. Ancak birimin yaş aralığı - sorun Bitlis Metamorfitleri bağlamında ele alındığında - eldeki bulgular ışığında daha geniş (örneğin Permiyen - Alt Kretase) tutulabilir.

İnceleme alanında metamorfitlerin herhangi bir birimle stratigrafik ilişkisi izlenmez.

Guleman Grubu (JKg)

Güneydoğu Anadolu Tersiyer Sürüklenim Kuşağındaki ofiyolitik kayaları göstermek üzere kullanılan Guleman Grubu, inceleme alanında, sürüklenim düzleminin hemen üstü durumundaki Kelhasi - Kündükân - Sularbaşı köyleri dolaylarında (ofiyolit diliminin taban kesiminde) bir ofiyolitli karışık (mélange) halindedir. Burada, daha çok - ilerde açıklanacak kümülat dizisine ilişkin - dunit, verlit, piroksenit, gabro gibi kayalar, çökel ve metamorfik kayalardan koparılmış yabancı bloklarla karışık biçimde bulunur. Ofiyolitik

kayalar çoğunlukla ezilmiş, milonitleşmiş, aşırı derecede serpantinleşmiş, ilksel doku ve mineralojileri silinerek tanınamayacak duruma gelmişlerdir. Bu kesimde stratigrafik dizilimleri de tümüyle bozulmuştur.

İnceleme alanının öteki kesimlerinde ise, Guleman Grubu, tektonik etkinlikle stratigrafik dizilimi yer yer bozulmuşsa da bir tektonik karışık (mélange) durumunda değildir. Ayrıntılı haritalama istifsel düzenin korunduğunu göstermiştir. Bu kesimden sağlanan verilerin ışığında birimin özellikleri ilerde ayrıntılı anlatılacağından burda yinelenmeyecektir.

Bölgesel veriler, birimin gelişme yaşının Üst Jura - Alt Kretase olabileceğini gösterir.

Tektonik dilim halinde bulunduğu birimin tabanı gözlenmez. Üzerine uyumsuz olarak Hazar Karmaşığı ve neotokton birimler gelir.

Caferi Volkaniti (Kyc)

Caferi Köyü dolaylarında yüzeylenen bazik volkanitlere bu ad verilmiştir.

Caferi Volkaniti, inceleme alanında izlendiği kadarıyla 300-500 m. kalınlıkta masif diyabazlar ve onların üzerine gelen yastık yapıları (pillow-lava) spilitlerden oluşur.

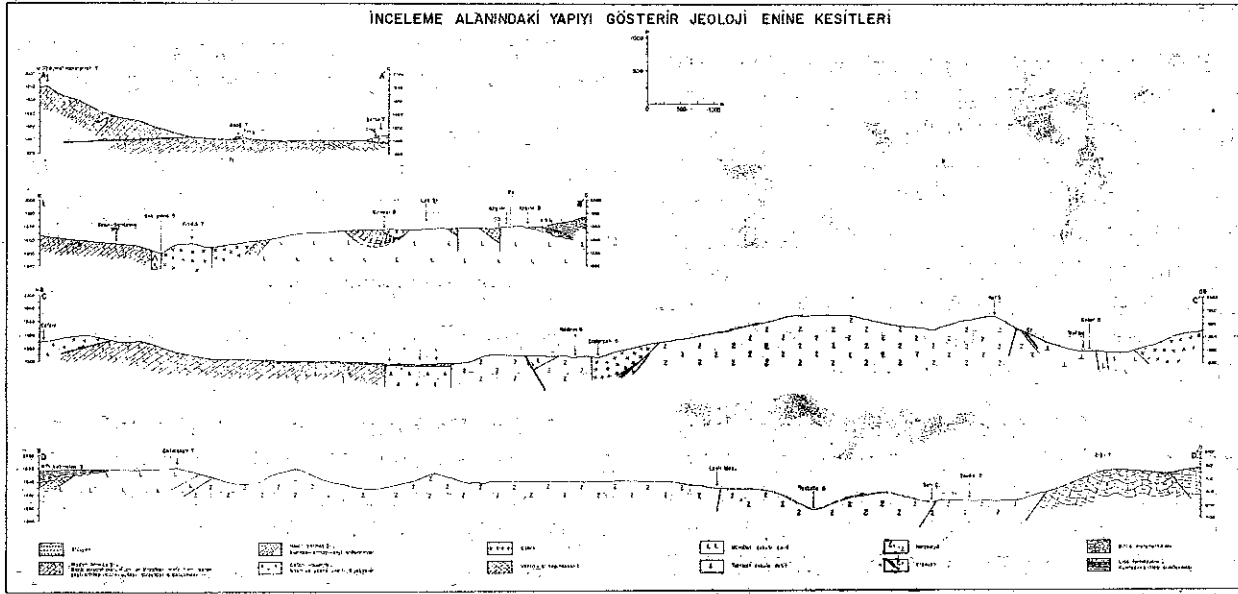
Masif diyabazlardan alınan örneklerin ince kesitlerinde tüm kristalli subofitik doku ve başlıca yeşil hornblend, plajjoklaz, serizit, prehnit, kahntı klinopiroksen, klorit, kalsit gibi mineraller izlenir. Yastık yapıları spilitlerde ise klorit, epidot, kalsit, zeolit ve opak mineraller bulunur.

Birim, haritalanan kesimde Maden Karmaşığı üzerine sürüklenimlidir. Burada başka hiçbir birimle ilişkisi gözlenmez. Yaşına ilişkin bir bulgu da saptanamamıştır. O nedenle stratigrafik konumu sorunludur. Daha açık bir anlatımla, gerek altta masif üstte yastık yapıları iç düzenleri ve petrografik özellikleri, gerekse ana ve iz element bileşimlerine göre volkanik kayaların tektonik oluşum ortamlarını (tectonic setting) belirlemede kullanılan diyagramlardaki dağılımları (Özkan, 1982) Caferi Volkaniti'nin, yörede bilinen ofiyolitik (Guleman Grubu) ve ada yayı (Yük-

sekoya Karmaşığı) volkanizmalarından her ikisinin de ürünü olma olasılığını uyandırır niteliktedir. Gerçi TPAO jeologları tarafından birim Yüksekova Karmaşığı kapsamında düşünülmüştür. Ne var ki onların kullandığı anlamıyla (Perinçek, 1979) Yüksekova Karmaşığı her iki tür volkanizma ürünlerini de içerdiğinden bu sorunu çözümler nitelikte değildir. O nedenle Özkan (1982) tarafından Perinçek'in (1979) tanımında Yüksekova Karmaşığı içinde düşünülmüş ofiyolit kökenli kayaları kapsam dışı bırakıp Guleman Grubu'na sokarak, terimi özdeş yaş ve kökenli bir kayaç

topluluğunu göstermek üzere, etkin bir kıta kenarı, mağmatizması ürünleri ile onlarla yaşıt ve birincil ilişkili çökellerden oluşan bir kayaç topluluğuna özgülemek bölgesel jeolojinin daha aydın açıklanmasında yararlı görülmüştür.

İşte bu değiştirilmiş tanımından sonra Caferi Volkaniti'nin hâlâ Yüksekova Karmaşığı'na girmesi kuşkulu olmakla birlikte, kökeni konusu kesinliğe kavuşuncaya kadar, önceki araştırmacılara uyularak yine Yüksekova Karmaşığı kapsamında düşünülmüştür.



Hazar Karmaşığı (KTh)

İnceleme alanında birim, Guleman Grubu üzerinde yer yer görülen gabro/verlit çakıllı, süreksiz ve ince kalınlıkta taban çakıltaşları ile transgresif olarak başlar. Başlıca kumtaşı - şeyil - marn gibi kırıntılıların ardalanmasından oluşur. Üste doğru değişken kalınlıkta gri kireçtaşlarına geçer.

Birimin çökeltme yaşı Üst Maestrihtiyen - Alt Eosen olarak saptanmıştır. (Rigo de Righi ve Cortesini, 1964; Perinçek, 1978; Perinçek ve Çelikdemir, 1979; Özkaya, 1978; Özkan, 1982).

Maden Karmaşığı (Tma)

Volkanit mercikleri ve kireçtaşı olistolitleri içermesiyle belirgin, yaygın görülen bir birimdir.

İnceleme alanında daha çok kumtaşı, şe-

yil, killi kireçtaşı ve kireçtaşlarının düzensiz ardalanmasıyla temsil olunur. Değişik düzeylerde birkaç dm. ya da m. kalınlıklarda ve fazla izlenemeyen olistostromal çakıltaşı mercikleri de içerir.

Bölgede ve inceleme alanında çalışmış bütün araştırmacılar tarafından, fosil bulgularına dayanarak, yaşı Orta Eosen olarak saptanmıştır.

Haritalanan kesimde, görüldüğü her yerde birimin taban dokanağı faylıdır. Ancak inceleme alanının çok yakınlarındaki verilerle, Hazar Karmaşığı üzerine uyumlu olarak geldiği bilinmektedir. (Sungurlu, 1974; Özkaya, 1978; Perinçek ve Çelikdemir, 1979).

Neotokton Birimler

Nacaran Kireçtaşları (Ana)

Nacaran Köyü yakınlarında ufak yüzeylemeleri görülen, kirlı sarı renklı traverten nitelikli kireçtaşlarına bu ad verilmiştir.

Alınan örneklerde paleontolojik olarak yaş belirlenememişse de birimin kıvrımlanmamış olması, kabaca yatay bir katmanlanma göstermesi gibi verilerden hiçbir deformasyon evresinden etkilenmediği sonucu çıkarılmış ve bundan da Tersiyer Sürüklenimi'nden daha genç olduğu sonucuna varılmıştır.

Alüvyon ve Yüzlek Birikintiler (Qal)

Yukarda tanıtılan birimlerden beslenmiş çakıl, kum, silt boyutunda tutturulmamış ge-reçlerden oluşur.

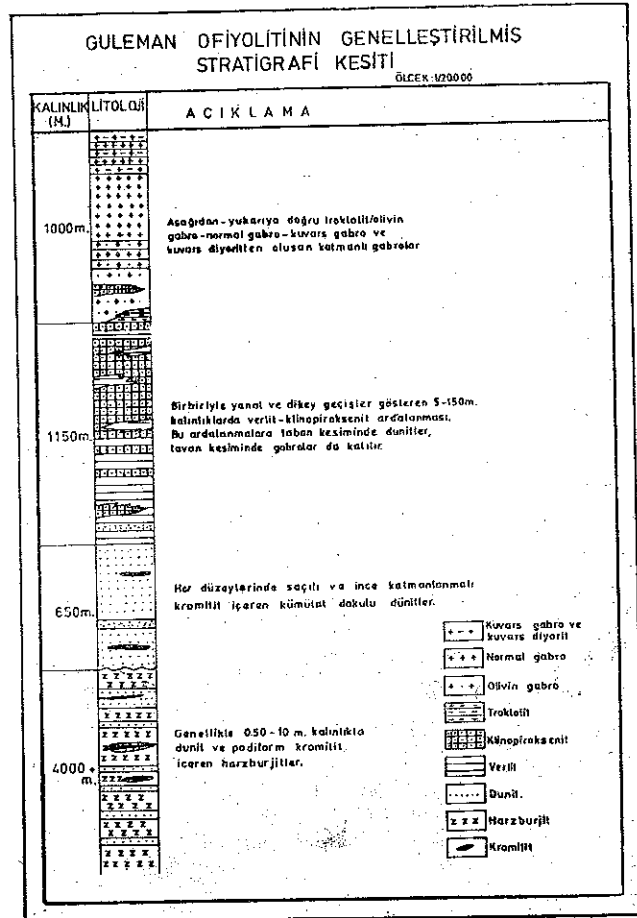
GULEMAN OFİYOLİTİ'NİN ASBİRİMLERİ VE TANITIMI

Guleman Grubu'nun inceleme alanındaki yüzeylemeleri "Guleman Ofiyoliti" diye adlanmış ve inceleme sonucunda bunun Penrose Konferansı'nda (1972) önerilen tanıma göre eksik dizi bir ofiyolit olduğu anlaşılmıştır.

Gerçekten de Guleman Ofiyoliti'nde eksiksiz bir ofiyolit istifinde bulunması beklenen bazik levha dayk karmaşığı (sheeted dyke complex) ve bazik volkanik karmaşık görülmez. Ancak yörede olağan olan tektonik dilimlenme ile, bu eksik birimlerin varolanlardan yalıtılmış olmaları çok olasıdır. Örneğin Caferi Volkaniti'nin bu yolla alttaki öteki birimlerden yalıtılmış ofiyolit dizisine ilişkin volkanik karmaşık olma olasılığına daha önce değinilmişti. Bir başka olasılık da eksik birimlerin Üst Kretase öncesi (çünkü Guleman Grubu üzerine Üst Kretase transgresif olarak gelir.) aşınmayla yok edilmiş olmasıdır. Sonuç olarak Guleman Ofiyoliti diye tanımlanan ultramafik - mafik karmaşığın parçalanmış ya da aşınmış eksik dizi bir ofiyolit topluluğunu temsil ettiği söylenebilir. Guleman Grubu ve ya onunla denestirilebilen Koçali Karmaşığı'nın bölgedeki değişik yüzeylemelerinde, tektonik karışık ya da istifsel düzeni içinde, anılan eksik birimlerin varlığının bilinmesi (Sungurlu, 1974; Erdoğan, 1977; Yılmaz vö., 1979; Selçuk, 1980) bu görüşü destekler. Ayrıca aşağıda değinileceği üzere, varolan birimlerin, temsil olunduğu kadarıyla, tanıma uyan istif-

sel düzende bulunmaları ve eksiksiz ofiyolitlerdeki eşdeğer kayaçlarla özdeş niteliklere sahip olmaları da bunu pekiştirir.

Guleman Ofiyoliti'nde, tektonik karışık (mélange) kuşağı olarak daha önce tanıtılan bir kesim dışında, genel olarak istifsel düzenin - yer yer kamalanmalarla bozulmuş olmakla birlikte - az çok korunmuş olduğu söylenebilir. İşte, ayrıntılı haritalama ve yer yer görülebilen tektonizmadan korunmuş dokanaklardaki ilksel ilişkilerin genelleştirilmesiyle, söz konusu bu istifsel düzenin Şekil - 3 deki gibi olduğu anlaşılmıştır.



Şekil 3 — Guleman Ofiyoliti genelleştirilmiş stratigrafi kesiti.

Aşağıda üç ana birime ayrılmış olan Guleman Ofiyoliti kayaçları ayrıntılı tanımlanmıştır.

TEKTONİTLER

Tanımlar ve Arazi Gözlemleri

Bilindiği gibi tektonitler, gerilme (stres)

altında yeniden kristallenmiş olmaları nedeniyle, yapıcı mineralleri belli bir yönelim kazanmış kayaçların genel adıdır. Ofiyolit dizilerinin en alt birimini de işte bu niteliklere sahip ultramafik kayaçlar oluşturur.

Guleman Ofiyolitinde bunlar, plastik deformasyon yapı ve dokuları ile yeniden kristallenmeler sunan, başlıca harzburjitler ile onlara bağlı, onların içindeki dunitler ve genellikle dunit kılıflı podiform kromit kütleleri ile temsil olunurlar. Dunit ve kromititlerin oransal miktarları harzburjitlerin yanında önemsizdir.

Harzburjit yüzeylemeleri, çoğunlukla kırmızımsı renkte çok ince limonitli bir kılıfla kaplıdır. Kayalık ve vahşi bir yüzey şekli vermeleri yanısıra bu tipik renkleri sayesinde uzaktan tanınabilir ve haritalanabilirler. Aşınmanın da ilerlemiş olduğu bu yüzeylerde, aşınmaya karşı daha dirençli olan ortopiroksen kristallerinin çıkıntılar halinde dizilimi, kayaçta belli bir mineral yöneliminin (yapraklanma = foliation) olduğunu açığa vurur. Ancak buna bakarak yapraklanmanın güvenilir olarak ölçülmesi pratik değildir. Oysa yassılaştırmış - uzamış nodüllü ve orbiküler kromit tanelerinin paralel yönelimi ile beliren yapraklanma ve çizgisellikler çok belirgindir ve güvenilir olarak ölçüm yapılabilir. (Foto - 1)

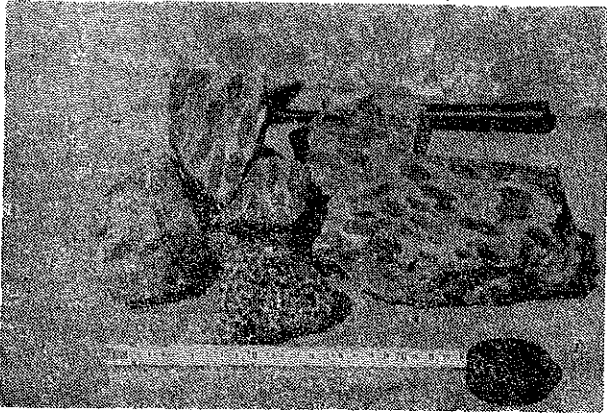
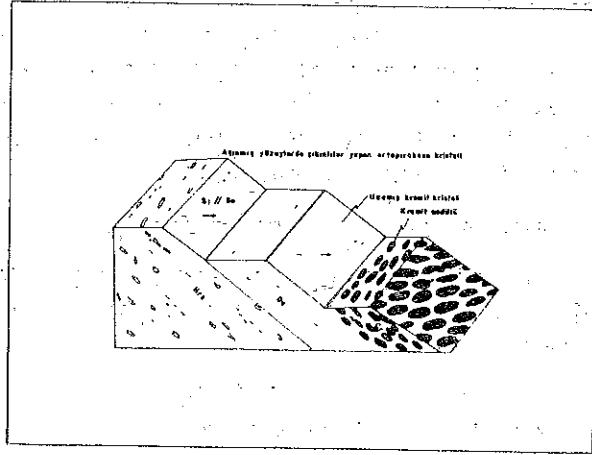


Foto 1 — Bir yapraklanma ve çizgisellik kazanacak biçimde uzamış - yassılaştırmış nodüllü kromititler.

Ne var ki bu biçimde yapraklanma ve çizgisellik masif ölçüğünde ancak birkaç yerde bulunabilir. Her arandığı yerde bulunmamakla

birlikte, çoğu yüzeylemede titiz bir gözlemlenmiş kromit tanelerinin paralel yöneliminden de oldukça kesin olarak bir yapraklanma saptanabilir. (Şekil - 4)



Şekil 4 — Tektonitlerdeki yapısal öğeleri gösterir blok diyagram. (Ok işareti yapraklanma düzlemi üzerinde çizgiselliği gösteriyor.)

Tektonitlerde izlenen bir başka yapı da, daha çok dunit - harzburjit ardalanması biçiminde görülen bileşimsel katmanlanmalardır. (compositional layering) Sık sık görülen kromitit katmanları da buna katılır.

Seyrek olarak bu bileşimsel katmanlanmaların kıvrımlanmış olduğu görülür. Kromitit katmanlarının bile kıvrımlanmış olması (Foto - 2), bu kayaçların ne kadar yüksek



Foto 2 — Kıvrımlanmış kromitit katmanı.

P-T koşullarında (manto içinde) plastik deformasyona uğradıklarının en çarpıcı kanıtıdır.

Tektonit dokulu dunitlere gelince, harz-

burjittler içinde her düzeyde, iç yapıya uyumlu katman ya da çok düzensiz şekillerde mercıklar halinde bulunurlar. Birkaç cm. ile m. arasında kalınlıklar gösterirler. Genellikle 1/25000 ölçeğinde haritalanabilir kalınlıklarda değillerdir. Ancak, Kef T. ve Birek T. de olduğu gibi, bu ölçekte bile haritalanabilir kalınlıklara eriştikleri de olabilir. Hazburjittlerde görülen tüm yapılar bunlarda da izlenebilir.

İç yapı ile uyumlu bu dunit katman ya da mercıklarından ayrı olarak, iç yapıyı düşük açılarla kesen ince dunit kuşakları da görülür. Bu dunitler birkaç dm. kalınlıkta, 5-10 m. izlenebilen ve çatallanabilen dayklar (?) biçimindedir.

Tektonitler içindeki kromitlere gelince, bunlar saçılı, ince katmanlı ve masif türdedir. Her zaman dunit düzeyleri içinde bulunur ve ya ince bir dunit kılıfıyla sarılırlar. Kalınlıkları 0,1 mm. den 10-15 m. ye kadar değişebilir.

Tektonitlerde stratigrafik anlamda alttan üste doğru ne yapılarda ne de stratigrafik düzende önemli bir değişim söz konusu değildir. Yalnızca bağıl olarak alt kesimlerde daha kalın harzburjit katmanlanmaları ile ardalanmış genellikle 0,5-5 m. kalınlıkta dunit katmanlanmaları görülürken, üst kesimlerde (Kümülat dokanağına yakın kesimlerde) bu bileşimsel katmanlanmalar mm. ya da cm. ölçeğinde izlenir ve çok belirginleşir. Öyle ki bu görünüşleriyle söz konusu kayaçlar kümülatlara çok benzerler. Ancak anılan kayaçların kümülat özellikler yanısıra yapraklanma, çizgisellik, kink bandlanma... gibi tipik tektonit yapı ve dokulara da sahip olmaları tektonik nitelikli oldukları konusunda kuşkuya yer bırakmaz. (Tüm ultramafik tektonitlerde tektonit yapı ve dokular yanısıra kalıntı kümülat yapı ve dokular da silik olarak izlenir.)

Tektonitlerin üzerine çizgisel (keskin) ve faylı bir dokanakla kümülatlar gelir. Arazide belirgin olarak izlenebilen bu dokanak petrografik bir süreksizlik niteliğindedir. Çünkü tektonitlerde görülen plastik deformasyon ve yeniden kristallenme yapı ve dokuları, bu dokanağın üstünde (kümülatlarda) birden silinmektedir.

Tektonit - kümülat dokanağının bu niteliklerine karşın gene de birincil bir dokanağı temsil ettiği düşünülmektedir. İncelenen km.lerce dokanak boyunca araya başka hiçbir yabancı birim girmeden tektonitler üzerine kümülatların gelmesi, bu görüşün en önemli dayanağını oluşturmaktadır. Ayrıca faylı olmakla birlikte ezik kuşak genişliğinden önemli bir tektonik taşınmanın söz konusu olmadığı da anlaşılmaktadır ki bundan, anılan birimlerin bu yolla biraraya getirilmedikleri sonucu çıkarılabilir. İşte bu verilere dayanarak faylanmış olmasına karşın, sözü edilen dokanağın ilksel bir sınırı temsil ettiği söylenebilir. Ek olarak, üstte bulunan kümülatlardaki magmatik katmanlanmaların bu dokanağa genelde uyumlu, alttaki tektonitlerin iç yapısının ise uyumsuz (ondan bağımsız) ve bir petrografik kesiklik niteliğinde olması gözetilirse, daha da ileri gidilerek, bu dokanağın bir açılı uyumsuzluk olduğu öne sürülebilir.

Tektonitlerin kalınlığı, iç yapının düzenli olduğu kesimden alınan enine kesitlerden 4000 m. nin üstünde bulunmuştur.

Petrografik İnceleme

Daha önce değinildiği gibi tektonitler, en çok harzburjit olmak üzere, dunit ve kromit içerirler. Aşağıda bunlardan harzburjit ve dunitlerin mineraloji ve petrografilerinden söz edilmiştir.

Harzburjittelerde, birincil olarak, başlıca olivin, ortopiroksen ve kromit görülür. Çoğunlukla tek tük klinopiroksen kristallerine de raslanır. Çok sayıdaki ince kesitte saptandığı üzere, anılan minerallerin modal oranları olivin = % 85, ortopiroksen = % 13, kromit = % 1, klinopiroksen = % 0,5 ortalama değerlerinden pek sapmamaktadır.

Harzburjittelerde ikincil mineral olarak da serpantin mineralleri, klorit, tremolit, talk ve manyezit görülür. Serpantin mineralleri dışında, olağan örneklerde, ötekilerin oranı önemsizdir ya da hiç yoktur.

Olivin kristalleri çoğunlukla özşekilsiz taneler halindedir. Genellikle bütün kristaller çatlamış, parçalanmış, yer yer büyük tanelerin

(Fenoklast) çevresinde görülen ufak taneciklere (matriks) bölünmüştür. (Granülasyon).

Harzburjit içindeki olivinlerin en göze batan özellikleri deformasyon lamelleri sunmalarıdır. (Foto - 3) Bilindiği gibi deformas-



Foto 3 — Harzburjit ince kesitlerinde izlenen dokusal özellikler: Sinüzoidal sınır ilişkileri, olivinlerde deformasyon lamelleri, ortopiroskenlerde klinopirosken eksolüsyonları.

yon lamelleri, bir gerilme (stres) etkisinde kalmış olivin kristallerinde kristal-içi belli düzlemler boyunca ötelenmeli kaymalarla translational gliding) oluşmuş, mikroskopta görünüşleri plajyoklaz çokuzlarını andırır plastik deformasyon yapılarıdır. Deneysel araştırmalar bu plastik deformasyonların ancak manto içinde gerçekleşmiş olabileceğini kanıtlar. (Raleigh, 1967, 1968; Carter ve Ave'Lallemant, 1970)

Harzburjit içindeki olivinlerin bileşimi, değişik fiziksel yöntemlerle araştırılmıştır:

Guleman harzburjitlerini temsil edebilecek bir kesit boyunca seçilmiş 10 örnek içindeki olivinlerin elektron prob ile saptanmış bileşimleri Çizelge - 1 de verilmiştir. Bu sonuçlardan hesaplanan olivinlerin forsterit yüzdeleri ise Çizelge - 2 de sunulmuştur. Görüldüğü üzere bu yolla, harzburjit içindeki olivinlerin bileşimi % 85-89 arasında bulunmuştur.

Çizelge — 1 :

Elektron prob analizlerine göre harzburjit içindeki olivinlerin kimyasal bileşimleri.

(% mol olarak)

Örnek No:	SiO ₂	CaO	FeO	Al ₂ O ₃	TiO ₂	MnO	MgO	NiO	Cr ₂ O ₃
Ö — 144	45,11	0,05	8,82	0,25	0,13	0,09	45,15	0,35	0,06
Ö — 143	43,62	0,09	8,08	0,02	0,06	0,12	47,67	0,33	0,02
YÖ — 9	39,96	0,06	7,59	5,74	0,02	0,05	51,19	0,50	0,02
Ö — 156	46,66	0,03	10,00	0,69	0,03	0,15	47,01	0,40	0,03
Ö — 157	43,35	0,02	9,31	0,02	0,02	0,21	46,87	0,19	0,02
Ö — 158	46,81	0,18	6,36	0,34	0,02	0,13	45,79	0,02	0,38
Ö — 159	42,74	0,06	7,84	0,21	0,04	0,06	48,73	0,30	0,04
Ö — 160	39,34	0,03	12,63	0,71	0,03	0,07	46,78	0,37	0,03
Ö — 161	36,85	0,09	8,38	5,78	0,02	0,06	48,48	0,32	0,02
Ö — 162	40,78	0,02	8,56	1,01	0,02	0,05	49,69	0,30	0,03

Çizelge — 2 :

Elektron prob analizlerinden hesaplanmış, harzburjit içindeki olivinlerde forsterit yüzdeleri.

Örnek No:	% Fo	Örnek No:	% Fo
Ö — 144	86	Ö — 158	90
Ö — 143	88	Ö — 159	88
YÖ — 9	89	Ö — 160	82
Ö — 156	85	Ö — 161	88
Ö — 157	86	Ö — 162	88

Harzburjitlerden seçilen 5 örnekte olivinlerin bileşimi x - ışını difraktometrik analiz yöntemiyle de araştırılmıştır. Ayrıntısına burada girilmeyecek olan bu yolla elde edilen her örneğe ilişkin $d(130)$ değerleri, Yoder ve Sahama'nın (1957 - $d(130)$ değerleriyle forsterit yüzdeleri arasında doğrusal bir bağıntıyı yansıtan - diyagrama taşınarak olivinlerin bileşimleri saptanmıştır. (Çizelge - 3) Bulunan sonuçlar elektron prob analizlerinden hesaplanan değerlerle uyumludur.

Çizelge — 3 :

X - ışını difraktometrik analiz yöntemiyle saptanmış olivinlerin forsterit yüzdeleri :

Örnek no:	$d(130)$ (Å°)	% Fo
Ö — 21	2,775	87
Ö — 144	2,774	88
YÖ — 11	2,7725	90
YÖ — 12	2,773	89
Ö — 283	2,774	88

Ortopiroksenler, olivinlere göre daha iri, çoğunlukla yarı özsekilli kristaller halinde bulunurlar. Çoğunlukla dilinim izleri boyunca görülen klinopiroksen eksolüsyonları içerirler. Bu minerallerde plastik deformasyon izleri oldukça sılıktır. Granülasyon olivinlere oranla

çok azdır. Seyrek olarak kink bandları ve plastik bükülmeler (Plastic bending) gösterirler. (Foto - 4) Bilindiği gibi kink bandları ve plas-

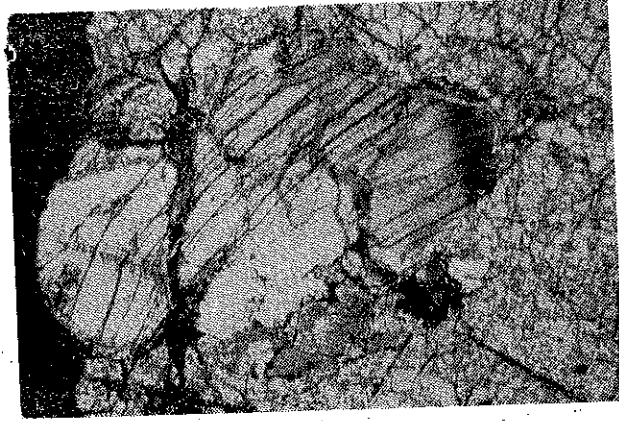


Foto 4 — Harzburjit ince kesitinde bir ortopiroksen kristalinde kink bandlanma.

tik bükülmeler de, olivinlerdeki deformasyon lamelleri gibi, gerilme (stres) etkisiyle kristal-içi belli düzlemler boyunca ötelenmeli kaymalarla gelişmiş plastik deformasyon yapılarıdır.

Ortopiroksen bileşimleri olivinlerde olduğu gibi elektron prob ve x - ışını difraktometre analiz yöntemleriyle araştırılmıştır. Sonuçlar çizelge 4, 5 ve 6 da sunulmuştur.

Çizelge — 4 :

Elektron prob analizlerine göre harzburjitler içindeki ortopiroksenlerin kimyasal bileşimleri

Örnek No:	(% mol olarak)								
	SiO ₂	CaO	FeO	Al ₂ O ₃	TiO ₂	MnO	MgO	NiO	Cr ₂ O ₃
Ö — 144	50,49	1,43	4,71	11,63	0,02	0,11	31,11	0,09	0,42
Ö — 143	52,24	1,10	5,46	1,66	0,09	0,21	38,51	0,03	0,79
YÖ — 9	50,54	0,14	4,72	8,93	0,13	0,06	34,98	0,02	0,49
Ö — 156	53,64	1,52	5,71	5,52	0,08	0,10	33,19	0,04	0,19
Ö — 157	55,18	0,17	6,70	4,92	0,02	0,08	32,93	0,12	0,46
Ö — 158	54,71	0,15	5,14	4,79	0,02	0,11	34,66	0,06	0,38
Ö — 159	56,14	1,75	4,50	6,14	0,03	0,03	31,00	0,08	0,29
Ö — 160	55,95	0,24	6,05	2,20	0,02	0,06	35,13	0,10	0,23
Ö — 161	55,84	0,46	5,45	4,51	0,30	0,16	33,00	0,03	0,23
Ö — 162	40,05	0,04	6,31	3,70	0,02	0,13	39,06	0,53	0,14

Elektron prob analizlerine göre harzburjit içindeki
ortopiroksenlerin enstatit yüzdeleri

(% mol olarak)

Örnek No:	% Fo	Örnek No:	% Fo
Ö — 144	90	Ö — 158	90
Ö — 143	90	Ö — 159	90
YÖ — 9	91	Ö — 160	89
Ö — 156	89	Ö — 161	89
Ö — 157	87	Ö — 162	89

Çizelge — 6 :

X - ışını difraktometre analizlerine göre harzburjit
içindeki ortopiroksenlerin enstatit yüzdeleri.

Örnek no:	^d 1031	^d 060	% En
YÖ — 6	1,4852	1,4716	91
YÖ — 7	1,4856	1,4721	89
YÖ — 11	1,4860	1,4708	92
YÖ — 12	1,4852	1,4712	91
Ö — 283	1,4856	1,4721	89

Bu çizelgelerden anlaşılacağı üzere harzburjit içindeki ortopiroksenlerin bileşimi ortalama % 89-90 En dolayındadır. Harzburjit ince kesitlerinde ortopiroksenlerin hep enstatit olarak saptanmış olmaları da bu sonucu desteklemektedir.

Harzburjitlerde % 1 oranında bulunan kromitler ince kesitte yarı opak olup, ışığı biraz geçirerek kırmızı - kahverengi bir renk göstermeleriyle tanınırlar. Çoğunlukla kataklastik bir yapıda olup kırılmış, parçalanmış olarak bulunurlar. Harzburjit içinde saçılı kromitlerin kimyasal bileşimleri araştırılmamıştır.

Tektonitler içindeki dunitlerin başlıca yapıcı minerali olivindir. Ortalama % 2 oranında kromit de her zaman bulunur. Kromit oranı bu oranın çok üstüne de çıkabilir.

Tektonit dokulu dunitlerdeki olivinler de tıpkı harzburjitlerdeki gibi, çoğunlukla küçük parçalara bölünmüş (granülasyon) ve deformasyon lamelleri sunan değişik boyda özşekilsiz taneler halindedir. Farklı olarak Kef dunitlerinde olivin kristallerinin genellikle iri (ortalama 5-10 mm.) olması ve taneler ara-

sında düzgün sınırların görülmesi (kümülat dokuların bir özelliğidir.) göze çarpmaktadır.

Çizelge — 7 :

X - ışını difraktometrik analiz sonuçlarına göre du-
nitler (tektonit) içindeki olivinlerin forsterit
yüzdeleri

Örnek no:	^d 060 (A°)	% Fo
YÖ — 4	2,7730	90
YÖ — 5	2,7725	90
YÖ — 18	2,7740	87
YÖ — 19	2,7720	91
Ö — 247	2,7742	88
Ö — 316	2,7725	90
Ö — 281	2,7708	92
YÖ — 11	2,7725	90

Kef Tepesi'nden bir kesit boyunca alınan YÖ - 4, 5, 18 ve 19 ve Rut Tepeden farklı 3 konumdaki dunit düzeyinden alınan Ö - 247, Ö - 316, Ö - 281 örnekleri üzerinde tektonit dokulu dunitlerdeki olivinlerin bileşimi x - ışını difraktometrik analiz yöntemiyle araştırılmıştır. Çizelge - 7'de görüldüğü üzere ne bir kesit boyunca alınan örneklerdeki olivin bileşimlerinde anlamlı bir değişim izlenmekte, ne de harzburjit içindeki olivin bileşimlerine göre önemli bir fark sezilmektedir. Gerçekte bu, tektonitlerin yüksek P-T koşullarında homojenleşmiş kayalar olduklarını düşünmeye götüren, hemen tüm ofiyolitlerde saptanmış bir sonuçtur.

Kromit kristalleri de yine harzburjitlerdeki gibi çatlamış, parçalanmış ufak (ortalama 0,5 mm. çapında) taneler halindedir. Yapılaşmaya dike yakın hazırlanmış ince kesitlerinde izlenebildiği üzere yassılaşmış - uza-

miş kromit taneleri yönelim kazanmıştır. (Foto - 5).



Foto 5 — Yapraklanmaya hemen hemen dikey geçen bir ince kesitte tektonit dokulu dunitlerde, uzamış kromit kristallerinin yönelimiyle açığa vurulan yapraklanma.

Bütün harzburgit ve dunit ince kesitlerinde olağan olarak, porfiroklastlara oranla çok az gelişmiş bir matriksin görüldüğü porfiroklastik doku izlenir. Çoğunlukla olivin tanelerinden oluşan matriks içinde yer yer çokgen sel eşboy taneler halinde, ikinci nesil olivin kümeleri (mozaik dokusu) görülür. Guleman tektoniklerinde - granülasyon derecesi bir örnekten ötekine belli bir düzen göstermeden değişmekle birlikte - genelde oldukça düşüktür.

Sayırsız araştırmanın sonucu olarak tektonitler, yapısal, dokusal, mineralojik ve kimyasal açıdan homojen kayalar olarak bilinir. Guleman tektonitlerinden sağlanan veriler de bu görüşü pekiştirmiştir. Gerçekten de serpantinleşme vb. gibi mineralojideki ikincil dönüşümler gözardı edilirse, tektonitlerin mineral parajenezi ve modal bileşimlerinde hiçbir önemli değişim görülmez. Dokusal özelliklerinde de herhangi bir değişimin farkına varılmamıştır. Yine çizelgelerden izlenebileceği üzere harzburgit ve dunitlerdeki olivin ve ortopiroksen bileşimlerine yansımış herhangi bir kriptomatik değişime de tüm tektonitler içinde raslanmamıştır.

KÜMÜLATLAR

Tanım ve Arazi Gözlemleri

Kümülat terimi, yapıcı mineralleri mag-

ma içinde kristal çökmesi (sedimentation) ile oluşmuş magmatik kayaları göstermek üzere önerilmiştir. (Wager vö., 1960) Kıvrımlı çökel kayalara çok benzer yapı ve dokulara sahip olmalarıyla tanınırlar.

Stratiform karmaşıkların olağan kayalarındır. Eksiksiz ofiyolitik karmaşıklarda da bir kümülat istifinin bulunduğu bilinmektedir.

Guleman Ofiyoliti'nde de özdeş yapı ve dokulara sahip, benzer bir kayaç dizisi bulunmaktadır.

Bu çalışmada, Guleman kümülatları - kendi içlerinde sundukları başat kayaç türü gözetilerek - dunit, verlit - klinopiroksenit ve gabro diye üç aşırı bölünerek haritalanmıştır. Birbirini izleyen birimler arasında birkaç m. kalınlıklarda yinelenmeler halinde geçişli dokanaklar görülür.

Birimlerin enine kesitlerden bulunan en fazla kalınlıkları Şekil - 3 de verilmiştir.

Dunitler (Kdu)

Guleman'da kümülatif dizisi dunitlerle başlar. (Şekil - 3)

Bu dunitler adeta bir kiltası ya da marn görünümünde yüzeylemeler verirler. Hatta içlerinde saçılı durumda bulunan kromit taneleri gözden kaçarsa, kolayca kiltası ya da marn sanılabilirler. Hemen tümüyle serpantinleşmişlerdir. İçlerinde her düzeyde saçılı ve ince katmanlı (0,5 mm. - 15 cm.) kromititler bulunur.

Söz konusu dunitlerin yüzeylemelerinde ve ince kesitlerinde kümülat nitelikleri açıkça sezilememektedir. Ancak şu verilere dayanarak yine de kümülat nitelikli oldukları sonucuna varılmaktadır:

1 — Tektonit dunitler harzburgitler içinde bulunurken, kümülat dunitler tektonitler üzerine gelir ve yer yer gözlenebilen geçişli dokanaklarla verlit - klinopiroksenitlere bağlanırlar. Başka bir anlatımla bu dunitlerin, tipik yapı ve doku göstermeleriyle kümülat nitelikleri kuşku götürmeyen kayalarla genetik ilişkileri vardır.

2 — Bu dunitlerde tektonit doku ve yapıların izlenmeyişi. Oysa özdeş derecede ser-pantinleşmiş olan tektonitlerde bu yapı ve dokular az çok izlenebilir.

3 — Çok seyrek de olsa bu dunitler içindeki kromitit katmanlarında çapraz katmanlanma, kayma (slump) gibi akıntılı ortamlarda oluşmuş çökeltme yapılarının bulunması. (Foto - 6)

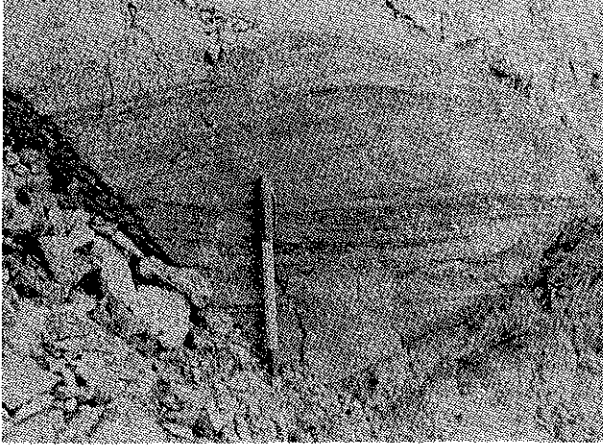


Foto 6 — Kümülat dunitler içindeki kromitit laminalarında çapraz katmanlanma ve kayma yapısı (slump)

Verlit - Klinopiroksenitler (Vr-Cpr)

Bilindiği gibi verlit ve klinopiroksenitler mineralojik bileşimleri özdeş, fakat modal oranları değişik birbirine yakın kayalardır. Arazide de 1/25000 ölçeğinde ayrı haritalanamayacak kadar birbiriyle sıkı ilişkili olarak izlenmişlerdir.

En kalın gözüktüğü Til T. kesitinde iyi izlendiği üzere, birim değişik kalınlıkta verlit - klinopiroksenit biçiminde ardalanmış bir iç düzene sahiptir. Klinopiroksenit düzeylerinin gabrolara doğru sıklaştıkları ve kalınlaştıkları sezilmektedir.

Birimin kalınlığı Til T. kesitinde 1150 m. olarak bulunmuştur. Ancak birim, kamalanmalar nedeniyle olsa gerek, çoğunlukla bundan çok daha az kalınlıklarda yüzeyler. Til T. kesitiyle denestirildiklerinde, bu yerlerdeki yüzeylemelerinde birimin, daha çok gabro dokanağına yakın üst kesimleriyle temsil olunduğu anlaşılmaktadır.

Gabrolar (Gb)

Bütün feldspatlı kayalar arazide gabro diye tanımlanmış ve haritalanmıştır.

Petrografi incelemeleri bunların troktolit, olivin gabro, olağan gabro, kuvars gabro ve kuvars diyorit olduklarını göstermiştir.

Bu kayaların hemen bütün yüzeylemelerinde belirgin magmasal katmanlanmalar (ritmik katmanlanmalar) ve seyrek olarak çapraz katmanlanma ve kayma yapısı (slump) gibi çökeltme yapıları izlenir.

Arazi gözlemleri ve birkaç kesit çizgisi boyunca alınan örneklerin petrografik incelemeleri sonunda Gabro biriminin iç stratigrafik düzeninin şöyle olduğu sonucuna varılmıştır:

Birimin tabanında fazla kalın olmayan (50-200 m) ve yanal devamlılığı da fazla izlenemeyen troktolitler görülür. Onun üzerine olivin gabrolar gelir. Olivin gabrolar daha sonra ardalanmalı bir biçimde olağan gabrolara geçer. Olağan gabroların üst kesimlerinde onlarla ardalanmış katmanlar halinde kuvars gabro/kuvars diyoritler görülür.

Petrografik incelemeler sonucu, değişik kesitlerde, yukarıda özetlenen genelleştirilmiş dizilime göre eksikliklerin görüldüğü anlaşılmıştır. Örneğin birim bazı kesitlerde troktolitlerle, bazı kesitlerle olivin gabrolarla başlamaktadır. Bazı kesitlerde ise verlit - klinopiroksenit veya dunitlerin (hatta harzburjitle- rin) üzerine doğrudan olağan gabrolar gelmektedir. Son durumların nedeninin tektonik kanalanma olduğu açık olmakla birlikte, gabroların troktolit ya da olivin gabrolarla çökeltme başlaması, magma kristalleşme evrimindeki yanal değişiklikleri yansıtır da olabilir.

Petrografi

Dunitler

Başlıca olivinden oluştukları anlaşılan kayalardır. % 1-2 oranında kromit de içerirler.

Kromitler tipik olarak özşekilli ya da kenarlarından yenmiş yarı özşekilli taneler (kü-mülüs mineral) halindedir. Kenarları çoğunlukla kara bir çizgi halinde görülen ferrit kromit ile çevrilmiştir.

Ayrıca serpantinleşme sırasında açığa çıkan demirin bir bölümü de kara renkli özşekilsiz taneler halindeki demir oksitlerine dönüşmüştür. Bunların oranı % 2 ye kadar ulaşabilmektedir.

Serpantinleşmenin dokusal özellikleri perdelmesi, nedeniyle, kümülatif nitelikleri kolayca anlaşılammamaktadır.

Verlit - Klinopiroksenitler

Verlitler % 50-90 olivin, % 10-50 klinopiroksen içerirler. Arasıra kromit tanelerine de rastlanır. İkincil mineraller olarak da serpantin ve demir oksitleri görülür.

Olivinler hemen hemen tümüyle serpantinleşmiştir. O nedenle kümülüs ya da interkümülüs mineral olup olmadıkları anlaşılammamaktadır. Ancak serpantinleşmiş olmalarına karşın, ufak klinopiroksen ve opak mineral kapantıları içeren bazı olivinlerin interkümülüs evrede oluştuğu söylenebilir.

Klinopiroksenler çoğunlukla özşekilli, kapantı içermeyen kümülüs kristaller halinde dir. Optik özelliklerinden genellikle ojit olarak tanımlanmışlardır.

Klinopiroksenitler ise başlıca klinopiroksenden oluşur. % 10 dan daha az oranlarda olivin de içerirler.

Klinopiroksenler çoğunlukla kümülüs mineral özellikleri gösterirler. Ortalama 3-5 mm. boyutlarında iri kristaller halindedirler. Mikroskopta diyallag olarak tanımlanmışlardır.

Olivinler ise hemen hemen tümüyle serpantinleşmiştir. Kümüülüs klinopiroksen kristalleri arasındaki boşlukları doldurur, biçimindeki konumlarından interkümüülüs evrede oluştuğu sonucu çıkarılmıştır. (Foto - 7)

Gabrolar

Mineralojik bileşimleri gözetilerek aşağıdaki gibi tanımlanmışlardır:

Troktolitler, % 70-90 oranında hemen tümüyle serpantinleşmiş olivin içerirler. Yer yer de kloritlemişlerdir.

Troktolitlerde % 10-25 arasında da hibsite (hidrogranat) dönüşmüş plajyoklaz görülür.

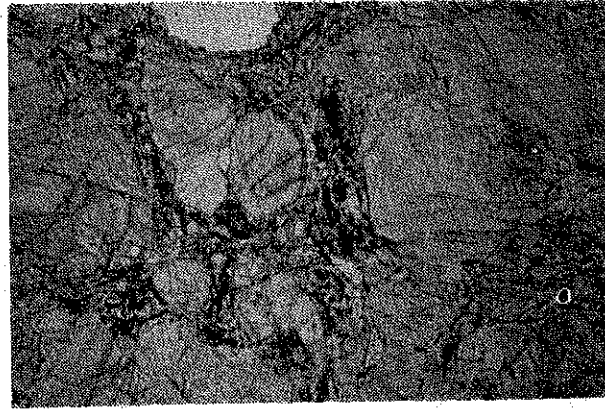


Foto 7 — Bir klinopiroksenit ince kesitinde izlenen kümülat doku: Özşekilli - yarı özşekilli, kapantı içermeyen klinopiroksenler = kümülüs mineral. Araları dolduran serpantinleşmiş Olivinler = interkümüülüs gereç.

Çıplak gözle düzgün kesilmiş örneklerde daha iyi izlendiği üzere, olivinlerin kümülüs, plajyoklazların interkümüülüs mineralleri temsil ettikleri anlaşılmmaktadır.

Olivin gabrolar, başlıca yaklaşık % 30-50 klinopiroksen, % 40-60 plajyoklaz ve % 10-15 i geçmeyen olivin içerirler. Doğal olarak bu minerallerin değişme ürünleri olarak aktinolit, tremolit, serizit, prehnit, hibsit, klorit ve serpantin minerallerine de rastlanır.

Klinopiroksenlerin hemen hemen hepsi kümülüs mineral özellikleri gösterir. Çoğunlukla az değişmiş ya da değişmemiş olarak bulunurlar. Mikroskopta ojit olarak tanımlanmışlardır.

Plajyoklazların hem kümülüs, hem de interkümüülüs evrede oluşmuş olanları vardır. Sönme açalarına dayanarak labrador ve bitovnit bileşiminde oldukları saptanmıştır.

Olivinler çoğunlukla serpantinleşmiş, yer yer de klorit ve amfibol minerallerine dönüşmüştür. Genellikle interkümüülüs özellikler göstermekle birlikte kümülüs olivin kristallerine de rastlanır.

Olağan gabrolar, başlıca % 40-60 klinopiroksen ve % 40-60 plajyoklaz içeren kayalardır. Değişme ürünü olarak epidot, klorit, serizit, prehnit, aktinolit ve hibsit içerirler.

Plajyoklazlar mikroskopta labrador olarak

tanımlanmışlardır. Kümüls ve çok azı da interkümüls mineral özellikleri gösterir.

Klinopiroksenler ise mikroskopta ojit olarak saptanmıştır. Çoğu kümüls evrede oluşmuş olmalıdır.

Kuvars gabro ve kuvars diyoritler, başlıca % 25-30 plajiolaz, % 30-60 yeşil hornblend, % 20-35 kuvarstan oluşan magmatik parajenez gösterirler.

Plajiolazların, sönme açılarna göre, % 48-53 arasında anortit içerdikleri saptanmıştır. Buna göre de kayaca gabro ya da diyorit adı verilmiştir. Hem kümüls hem de interkümüls evrede oluşmuş kristalleri vardır.

Yeşil hornblendler tipik olarak özşekilli, kapantı içermeyen kümüls mineraller halinde bulunur. (Foto - 8)

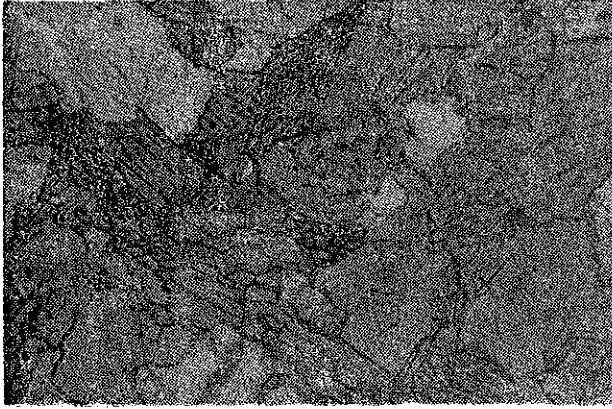


Foto 8 — Kuvars gabro ince kesitlerinde izlenen olağan mineralojik bileşim ve dokusal özellikler.

Kuvarsa ise, çoğunlukla opak mineral kapantıları da içeren interkümüls kristaller halinde raslanır.

DAMAR KAYAÇLARI

Bunlar tektonit ve kümülatları kesen başlıca piroksenit, diyabaz, gabro dayklarıdır. Çok seyrek olarak tremolitit, dunit ve kromitit dayklarına da raslanır.

Damar kayaçları 1/25000 ölçeğinde haritalanabilir genişlikte yüzeylemediklerinden haritada gösterilememişlerdir.

Piroksenitler en çok görülen damar ka-

yaçlarıdır. Tektonitleri ve kümülat dunitleri keserler. Kümülat - tektonit dokanağı yakınlarında daha sık görünürler. Her zaman keskin dokanaklı olup, ne bir çabuk soğuma kenarı, ne de çevre kayalarda bir dokanak metamorfizması etkileri görülmez. Genellikle pegmatitik niteliktedirler. Çoğu ortopiroksenit biçimindedir. Tektonitleri kesen ortopiroksenit dayklarında çıplak gözle bile görülebilir, kink bantları izlenir. Bu, söz konusu daykların tektonitler içine plastik deformasyon evresi öncesi ve/veya sırasında yerleştiklerini gösterir.

Gabro daykları kümülat dizisinin tümünü kesmektedir. Tektonitler içinde görülmemişlerdir. Genellikle bir iki cm. ya da m. kalınlıkta pegmatitik dayklar halindedirler. Seyrek görünürler. Mikroskopta plajiolaz, klinopiroksen, olivin içerdikleri izlenir. Bu ilksel parajenez çoğunlukla aktinolit, klorit, prehnit, serizit ve serpantin minerallerine dönüşmüştür.

Diyabaz daykları da tüm kümülat istifini kesmektedir. Gabro daykları gibi tektonitleri kesen diyabaz dayklarına Guleman'da raslanılmamıştır. Genellikle 0,5-1,5 m. kalınlıklarında dayklar halindedirler. Her zaman keskin dokanaklı olup, kalın daykların kenarlarında çok ince taneli bir çabuk soğuma kenarı çoğunlukla görülür.

Mikroskopta tüm kristalli ofitik dokuda oldukları izlenir. Olağan olarak izlenen mineraller aktinolit, epidot, prehnit, serizit, kil mineralleri gibi değişme ürünü mineraller ile piroksen ve plajiolaz kalıntılarıdır.

Ana ve iz element bileşimlerine göre tektonik oluşum ortamlarını belirleme diyagramlarında alınan 5 diyabaz örneğinin dağılımlarından (Özkan, 1982) düşük potasyumlu toleyitler oldukları anlaşılmaktadır. Yine örneklerin bu diyagramlardaki dağılımına bakarak olası olarak okyanus sırtı toleyitleri olabilecekleri de söylenebilir.

Öte yandan özellikle ileri derecede serpantinleşmiş kümülat dokulu dunitler içerisinde rodenjitleşmiş bazik dayklara da rastlanılmaktadır. Bunlar kenarları kara renkli bir

kenar kuşağı (birkaç mm. kalınlıkta) ile sınırlandırılmış açık renkli dayklar halindedirler.

Mikroskopta kara renkli kenar kuşaklarının başlıca klorit ve Fe oksitleri oldukları sanılan opak minerallerden, açık renkli iç kısımlarının ise başlıca hibşit, klorit ve opak minerallerden oluştuğu görülür. Hibşit en fazla görülen mineraldir.

Klinopiroksen kalıntıları ve plajioкластан dönüşmüş mineraller (hibşit) içermeleri ve bu minerallerin dokuları (irilikleri) gözetilerek rodenjitleşmiş daykların, gabro ve diyabaz dayklarından türemiş oldukları söylenebilir.

Yukarıda anlatılanlar dışında çok seyrek olarak tremolitit, kromitit ve dunit dayklarına da rastlanır. Tremolitit dayklarının piroksenit dayklarının değişimi ile oluştuğu düşünülmektedir. (Özkan, 1982)

GULEMAN OFİYOLİTİNDE METAMORFİZMA ETKİLERİ

"Metamorfizma" sözünden Guleman Ofiyoliti kayaçlarının dokularına yansımış bir metamorfizma geçirdikleri anlamı çıkarılmamalıdır. Onlar genellikle ilksel dokularını korumuşlardır. Ancak yüksek P-T koşullarında termodinamik dengeye erişmiş mineral parajenezlerinde - mineral bileşimlerine H₂O ve CO₂ girişi biçiminde görülen yaygın gerileyici dönüşümler (retrograde transformations) söz konusudur.

Ultramafik kayaçlarda (harzburjit, dunit, verlit, klinopiroksenit) görülen gerileyici dö-

nüşümler başlıca serpantinleşme ve onu izleyen bazı ayrışımlardır. Nitekim bu dönüşümler işleme (nüfuz etme) derecelerine göre çeşitli derecede serpantinleşmiş ultramafitleri ve serpantinolitri türetmişlerdir.

Guleman Ofiyoliti'nde serpantinleşme derecesi ilginç bir örnek (pattern) sunar. Yayınlarda özel olarak vurgulanmış olmamakla birlikte, başka ofiyolitlerde de benzer biçimde olduğu sanılan bu serpantinleşme örneği (pattern) ve bu örneğin nasıl bir süreç (processes) sonunda gelişmiş olabileceği üzerinde Özkan (1982) tarafından ayrıntılı durulmuştur.

Alınan yeterli sayıdaki örneğin x - ışını difraktometrik analizlerinden, serpantin minerali olarak Guleman'da en çok lizardit olmak üzere lizardit ve krizotilin bulunduğu anlaşılmıştır. Tektonik karışık kuşağından alınan örneklerde bile antigorite raslanılmamıştır.

Öte yandan mikroskop ve difraktometre incelemeleri, ultramafik kayaçlarda, serpantin mineralleri yanı sıra az miktarda tremolit, smaragdite (Cr - tremolit), Mg - klorit, keme-
rerit (Cr - klorit), kalsit, dolomit ve Fe oksitleri oldukları sanılan opak minerallerin bulunduğunu göstermiştir. Özkan (1982) çeşitli verileri gözden geçirerek bu minerallerden bazılarının serpantinleşme sırasında, bazılarının da serpantinleşmeyi izleyen tepkimelerle oluşabilecekleri sonucuna varmıştır.

Mafik kayaçlarda (kümülat dizisi gabro birimi ve gabro, diyabaz daykları) ise çizelge - 8 de topluca gösterilen metamorf mineraller izlenir.

Çizelge — 8 :

Mafik kayaçlarda izlenen metamorf mineraller		
Kayaç Adı	İzlenen	metamorf mineraller
Gablo	Aktinolit	Prehnit
	Klorit	Serizit
	Klinozoisit	Fe oksitleri
	Epidot	Serpantin mineralleri
	Zoisit	
Gablo ve diyabaz daykları	Aktinolit	Prehnit
	Klorit	Serizit
	Klinozoisit	Kuvars
	Epidot	Kalsit
	Zoisit	Albit Fe oksitleri

Sonuç olarak yukarıda verilen mineral topluluklarına dayanarak söz konusu gerileyici dönüşümlerin prehnit - pumpellyit fasiyesi P-T koşullarını aşmayan koşullarda gerçekleşmiş olabilecekleri kanısına varılmıştır. Şöyle ki, Guleman ultramafitlerinde serpantin mineralleri olarak lizardit + krizotil parajenezinin izlenmesi, antigorit'in bulunmaması bunun bir kanıtıdır. Çünkü Winkler'in (1976) aktardığına göre, Dietrich ve Peters (1971) serpantinlerde lizardit ve/veya krizotilin antigorite dönüşümünün yeşil-sist fasiyesi başlangıcına yakın olarak prehnit - pumpellyit fasiyesinin üst sınırında gerçekleştiğini göstermişlerdir. Johannes'in (1969) MgO-SiO₂-H₂O-CO₂ sistemi üzerindeki deneysel verileri ve Moody'nin (1976) serpantin mineral toplulukları duraylılık alanlarını gösteren diyagramı da bunu doğrular niteliktedir.

Öte yandan ultramafik kayalarla birlikte özdeş koşullarda dönüşümlere uğramış olan mafik kayalarda izlenen tipik metamorfik mineraller de, bu sonuçla bağdaşır biçimde, söz konusu kayaların prehnit - pumpellyit - klorit zonu (Winkler, 1976) koşullarında metamorfizma geçirdiklerini gösterir.

Yukarıda savunulan bu sonuç, Erdoğan'ın (1977) Guleman Grubu için öne sürdüğü metamorfizma derecesiyle çelişir. Erdoğan (1977) mafik kayalarda izlediği -hornblend dışında burada verileden farklı olmayan- metamorfik mineral topluluklarına dayanarak yeşil sist fasiyesinde metamorfizma geçirdiklerini öne sürmüştür. Bandlı gabrolarda izlediğini belirttiği hornblend de gabro biriminin en üst kesimlerinde yer alan kuvars gabro/diyoritler içindeki hornblendler olmalıdır. Eğer öyleyse, bu hornblendler metamorfik dönüşümlerle oluşmuş olmayıp, magmatik oluşumludurlar. Hatta anımsanacağı üzere bu minerallerin kümülüs mineral niteliklerine sahip olduklarına daha önce değinilmişti (Foto - 8). Hornblend dışında Erdoğan'ın (1977) verdiği metamorfik mineraller (aktinolit, albit, klorit, zoisit, klinozoisit, sfen magnetit, muskovit, kuvars) yeşil sist fasiyesinde duraylı kalabilen tipik mineraller olmakla birlikte prehnit - pumpellyit fasiyesinde de görülebilen minerallerdir. (Winkler, 1976) Bilindiği gibi prehnit - pumpellyit

fasiyesinden yeşil sist fasiyesine geçişi, prehnit ve pumpellyitin tümüyle yok olarak yerlerine zoisit/epidot ve aktinolit oluşması belirtir. (Winkler, 1976) Oysa Guleman mafik kayalarında prehnitin az miktarda, fakat yaygın varlığı, bu kayaları etkileyen metamorfizmanın yeşil sist fasiyesi koşullarına ulaşmadığını gösterir. Ultramafik kayalardaki serpantin mineral türleri de bunu doğrular.

GULEMAN OFİYOLİTİNİN İÇ YAPISI

Guleman Ofiyoliti'nin harita örneği (patern) terim yerindeyse, kıvrımlı bir yapıyı yansıtır. Ancak buna bir plastik kıvrımlanma gözü ile bakılamaz. Çünkü veriler, Guleman Ofiyoliti'nin kıvrımlanmaya zorlandığında, birer zayıflık yüzeyleri olan dokanaklar boyunca oluşan makaslama gerilmeleri sonucu faydalanarak ve yer yer kamalanarak buna uymaya çalışılmış olduğunu gösterir. Jeoloji haritasında görüldüğü üzere bu faylanmalı -kamalanmalı kıvrımlanma sonunda kıvrım eksenlerinin iki yanında kalınlıkların değişebildiği, istifte eksikliklerin görülebildiği, bakışsız (asimetrik) bir harita örneği gelişmiştir.

Birimler arasındaki dokanakların doğrultu ve eğimleri ile kümülatlardaki magmatik katmanlanma duruşları (genel olarak) da harita örneğinden çıkarılan bu kıvrımlı yapı ile bağdaşır. Oysa tektonitlerin iç yapı öğelerinin duruşları, söz konusu kıvrımlanmadan tümüyle ilintisiz görünür.

Gerçekte tektonitlerde ölçülen bileşimsel katmanlanma ve yapraklanma duruşlarının (doğrultu - eğim değerlerinin) haritadaki dağılım örneği de karmaşıktır. Bununla birlikte bu örnek kendi içinde az çok tekdüze olan dört bölgeye (Bu bölgelerin ortalama doğrultu eğim değerleri 299/32, 147/49, 222/34 ve 028/38 dir.) ayrılabilir.

Öte yandan çeşitli veriler, tektonitlerde izlenen bu karmaşık yapısal örnekten manto içinde gelişmiş süreçlerin sorumlu olabileceğini önerir. (Özkan, 1982)

Sonuç olarak Guleman Ofiyoliti kayalarının değişik tektonik ortamlarda birbirini iz-

leyen deformasyonlarla gelişmiş yapılara sahip oldukları anlaşılmaktadır.

Bunlardan bir bölümü tektonitlerde görülen manto - içi hareketlerle gelişmiş yapıdır. Bunlar, yapraklanma ve çizgisellik gelişimi, kıvrımlanmalar ve plastik yırtılmalar olarak özetlenebilir.

Juteau (1975), Juteau vö. (1977), Nicolas vö. (1971) gibi araştırmacılar, bu manto içi hareketlerle, sırtlardan uzaklaşacak yöndeki genel levhahareketiyle bağdaşan yalın bir yapı örneğinin gelişeceğini savunurlar. Ek olarak bu yalın yapı uyarınca, ofiyolit kayaçlarındaki yapısal öğelerin duruşlarının istatistiksel yönelimine bakarak, oluştukları okyanus sırtının eski (paleo) konumunun anlaşılabilceği öne sürerler.

Oysa Guleman tektonitleri bu varsayımınla gelişebilen ve yalın olmayan yapıların da manto içi hareketlerle gelişebileceğine bir örnektir.

Manto - içi deformasyon evresini, yerleşme ve sonrasında kabuk hareketleriyle oluşmuş deofrmasyon evresi izlemiştir. Bu evrede ofiyolit kayaçları kırılmış, faylanmış ve yukarıda değinildiği gibi kıvrımlanmaya zorlanmıştır. Bu sırada söz konusu kayaçlar gevrek (brittle) davranış gösterdiğinden kırılarak - kamalanarak buna uymaya çalışmış, ancak bu deformasyonlar manto içi hareketlerle yaratılmış yapıları silmemiş, belki konumlarında topluca değişiklikler yapmışsa da kendi aralarındaki ilişkileri bozamamıştır.

Yapısal incelemenin sonucu olarak Üst Kretase ve sonraki deformasyon evrelerinin hepsinde K-G yönlü sıkıştırma (compression) gerilmelerinin egemen olduğu anlaşılmıştır. Bundan Üst Kretase'den günümüze değin bölgeyi etkisi altında tutan gerilmelere neden olan levha hareketlerinin hep özdeş düzende kaldığı sonucu çıkarılabilir.

SONUÇLAR

1 — Guleman Ofiyoliti'nin 1/25000 ölçekli ayrıntılı jeoloji haritası hazırlanmış, birimleri arazi gözlemleri, petrografi ve kimya incelemeleri ışığında tanımlanmış ve istifsel dizilimi ortaya konulmuştur.

2 — Birlikte buldukları öteki birimler de tanımlanmış ve ofiyolitik kayaçlarla bu birimlerin stratigrafik ilişkileri araştırılmıştır.

3 — Guleman Ofiyoliti kayaçlarını etkilemiş metamorfizmanın prehnit - pumpeyit fasiyesi koşullarını aşmadığı saptanmıştır.

4 — Guleman Ofiyoliti'nin kıvrımlı bir iç yapı sunduğu ve bunun D-B gidişli bölgesel yapılarla uyumlu olduğu ortaya konulmuştur.

KATKI BELİRTME

Yazar çalışmalarına çeşitli katkılarda bulunan tez yöneticisi Prof. Dr. Önder ÖZTUNALI başta olmak üzere Dr. Tandoğan Engin, ve MTA)nstitüsü yöneticileri ile yakın çalışma arkadaşlarına teşekkür borçludur.

DEĞİNİLEN YAYINLAR

- Aykulu, A.*, 1971, A. geologic investigation of an area to the south-east of Palu in southeastern Turkey with special reference to the mineralization and economic potentialities, Univ. Leicester, yayınlanmamış doktora tezi.
- Boray, A.*, 1975, Bitlis dolayının yapısı ve metamorfizması, TJK Bülteni, 18/1, s: 81-84.
- Carter, N.L.* ve *Ave'lallemant, H.G.*, 1970, High temperature flow of dunite and peridotite, Geol. Soc. Amer. Bull., 81, s. 2181-2202.
- Ercan, T., Soykal, T.* ve *Pehlivanoglu, H.*, 1970, Elazığ - Diyarbakır (Maden - Ergani - Guleman) Bölgesi Jeolojisi, MTA raporu, no: 5038.
- Erdoğan, B.*, 1977, Geology, geochemistry and genesis of the sulphide deposits of the Ergani - Maden region. SE Turkey, Univ. of New Brunswick, yayınlanmamış doktora tezi.
- Johannes, W.*, 1969, An experimental investigation of the system MgO—SiO₂—H₂O—CO₂, Amer. Journ. Sci., 267, s. 1083-1104.
- Juteau, T.*, 1975, Les ophiolites des nappes d'Antalya (Taurus Lycien oriental, Turquie). Petrologie d'un fragment de l'ancienne croute océanique téthysienne, doktora tezi, Sci. de la Terre, mémoire no. 32.
- Juteau, T., Nicolas, A., Dubessy, J., Fruchard, J.C.* ve *Bouchez, J.L.*, 1977, Structural relationships in the Antalya ophiolite complex, Turkey: possible model for an oceanic ridge, Geol. Soc. Amer. Bull., 88, s. 1740-1748.
- Moddy, J.B.*, 1976, Serpentinisation: a review, Lithos, 9, s. 125-138.

- Nicolas, A., Bouchez, J.L., Boudier, F. ve Mercier, J. C.*, 1971. Textures, structures and fabrics due to solid state flow in some European Iherzolites, *Tectonophysics*, 12, s. 55-68.
- Özkan, Y.Z.*, 1982. Guleman (Elazığ) Ofiyoliti'nin jeolojisi ve petrolojisi, İ.Ü. Yerbilimleri Fakültesi, yayınlanmamış doktora tezi.
- Özkaya, I.*, 1978. Ergani - Maden yöresi stratigrafisi, *TJK Bült.*, 21/2, s. 129-139.
- Penrose Field Conference*, 1972. Ophiolites, *Geotimes*, 17, (12), s. 24-25.
- Perinçek, D.*, 1978. Çelikhan - Sincik - Koçali (Adıyaman İli) alanının jeoloji incelemesi ve petrol olanaklarının araştırılması, İ.Ü.F.F., yayınlanmamış doktora tezi.
- 1979, GD Anadolu'da allohton birimler, 33, *TJK Bilimsel ve Teknik Kurultayı bildiri özetleri*, s. 115-116.
- 1980, Bitlis metamorfitlelerinde volkanitli Triyas, *TJK Bült.*, 23, s. 201-211.
- ve *Çelikdemir, M.E.*, 1979. Palu - Karabegan - Elazığ - Sivrice - Malatya alanının jeolojisi ve petrol imkânları, yayınlanmamış TPAO raporu, no: 1361.
- Aaleigh, C.B.*, 1967. Experimental deformation of ultramafic rocks and minerals. "Ultramafic and related rocks" (ed. P.J. Wyllie), s. 181-182 Wiley and Sons, New York, London, Sidney.
- 1968. Mechanism of plastic deformation of olivine, *Journ. Geophys. Res.*, 73, s. 5391-5406
- Rigo de Righi, M. ve Cortesini, A.*, 1964, Gravity tectonics in foothills structure belt of Southeast Turkey, *A.A.P.G. Bull.*, 48, s. 1911-1937.
- Selçuk, H.*, 1981. Etude geologique de la partie meridionale du Hatay (Turquie), Univ. de Geneve, yayınlanmamış doktora tezi.
- Sungurlu, O.*, 1974. VI. Bölge Kuzeyinin jeoloji ve petrol imkânları, Türkiye, II. Petrol Kongresi Tebliğleri, s. 85-107.
- 1979, GD Anadolu Sürüklenme Kuşağı Kre-tase sürüklenimleri ve GD Rnadolu Sürük-lenim Kuşağı Tersiyer Sürüklenimleri, 33, Türkiye Jeoloji Bilimsel ve Teknik Kurultayı bildiri özetleri kitabında iki makale.
- Wager, L.R., Brown, G.M. ve Wadsworth, W. J.*, 1960, Types of igneous cumulates, *Journ. Petr.*, I, s. 73-85.
- Winkler, H.G.F.*, 1976. Petrogenesis of metamorphic rocks, 4. basım, Springer-Verlag, New York - Heidelberg - Berlin.
- Yılmaz, O.*, 1975. Cacas bölgesi (Bitlis Masifi) kayaların petrografik ve stratigrafik incelemesi *TJK Bült.*, 18/1, s. 33-40.
- Yılmaz, Y., Sungurlu, O. ve Perinçek, D.* 1979. Cilo Dağlarında eski bir akyanus kabuğu, Altınli Simpozyumu bildirileri, *TJK özel sayı*, s. 45-49.
- Yoder, H.S.J. ve Sahama, G.T.*, 1957, Olivine X-ray determinative curve, *Amer. Miner.*, 42, s. 475-491.