

Söğüt-Bilecik Bölgesinde Polimetamorfizma ve Bunların Jeoteknik Anlamı

Polyphase Metamorphism of the Söğüt-Bilecik Region, and their tectonic implications

TÜCEI4 YILMAZ Tatbiki Jeoloji Kürsüsü, İ.Ü.F.F., İstanbul

ÖZ: Söğüt - Bilecik bölgesindeki metamorfik kayalar karmaşık bir metamorfizma evrimi geçirmişler ve bunun sonucu , olarak farklı ortamlarda 3 ayrı metamorfizmadan etkinmişlerdir. Ofiyolitik türevli bu kayalar, ilk fazda artan metamorfizmaya uğramış, güneydoğudan kuzeybatıya doğru metalavdan amfibolite değin geçen tedrici değişimler kazanmışlardır. Harita alanında indeks minerallerin yardımıyla 4 metamorfizma zonu ayırdecjilebilmiştir. Daha sonra aynı kayaları yüksek basınç ve düşük sıcaklık rejiminin egemen olduğu bir gerileyen metamorfizma etkilemiştir. İnceleme alanında sadece alkali amfibol gelişmesine özgül kalan bu faz, daha doğuya doğru tipik mavişist fasiyesi minerallerini oluşturmuştur. Son metamorfizma fazı ise birbirine zıt ortamları temsil eden kaya gruplarının tektonik yolla biraraya gelmelerinin neden olduğu bir dinamik metamorfizmadır. Bu fazda çeşitli derecelerde kataklastik etkiler gelişmiştir.

Bu yazıda, farklı metamorfizmaları tanıtan mineralojik özellikler ve faz değişiklikleri üzerinde durulmuş, petrografik, yapısal, kimyasal ve saha gözlemlerinin de yardımıyla bu verilerin orojenik anlamlarının tartışması yapılmıştır.

ABSTRACT: Rocks representative of three distinct metamorphic events and P/T environments are recognised in the Bilecik - Söğüt area. In the earliest phase the rocks of ophiolitic assemblage have undergone a progressive metamorphism forming a gradual transformation from non-metamorphic to amphibolite. The district has been divided into four distinct metamorphic zones proceeding from SB to NW. In a later phase a relatively high-pressure, low-temperature metamorphism retrograded the earlier effects. This new phase was restricted to the occurrence of alkali amphibole in the area mapped, but eastward formed typical blueschist facies mineral assemblages. In the last phase, tectonic juxtaposition of two groups of rocks of contrasting environments caused dynamic metamorphism, and produced various degrees of cataclasis along a narrow belt.

In this paper, the mineralogical data and phase changes have been focused on, and an attempt has been made to deduce orogenic implications from different lines of evidence including petrographic, structural and field observations.

GİRİŞ

Orta Sakarya bölgesi ile onun bir bölümü olan Bilecik-Söğüt dolayının önemli bir kesiminde metamorfik kayalar yer alırlar. Eski çalışmalarda "ayırılmamış eski tempe'e ait olduğu ileri sürülen bu kayalar daha önce ayrıntılı olarak tanıtılarak, bölgenin eski temeliyle ilişkili otaadıkları, Alpin bir okyanus malzemesini temsil ettikleri belirtilmiştir (Yılmaz, 1977a). Bu araştırmada ige, egemen kaya birimi volkanojenik kökenli metabaMt olan bu metamorfik kayaların geçirmiş olduğu karmaşık metamorfizma evrimi ve bu metamorfizmaların tabiatının mineralojik bulguların yardımıyla açıklanmasına çalışılmaktadır. Böylece farklı metamorfizmaların oluştuğu ortamların ve bu ortamları temsil eden fiziksel koşulların saptanması sonucunda jeolojik evrimin anlaşılmasına katkıda bulunabilmek amaçlanmıştır,

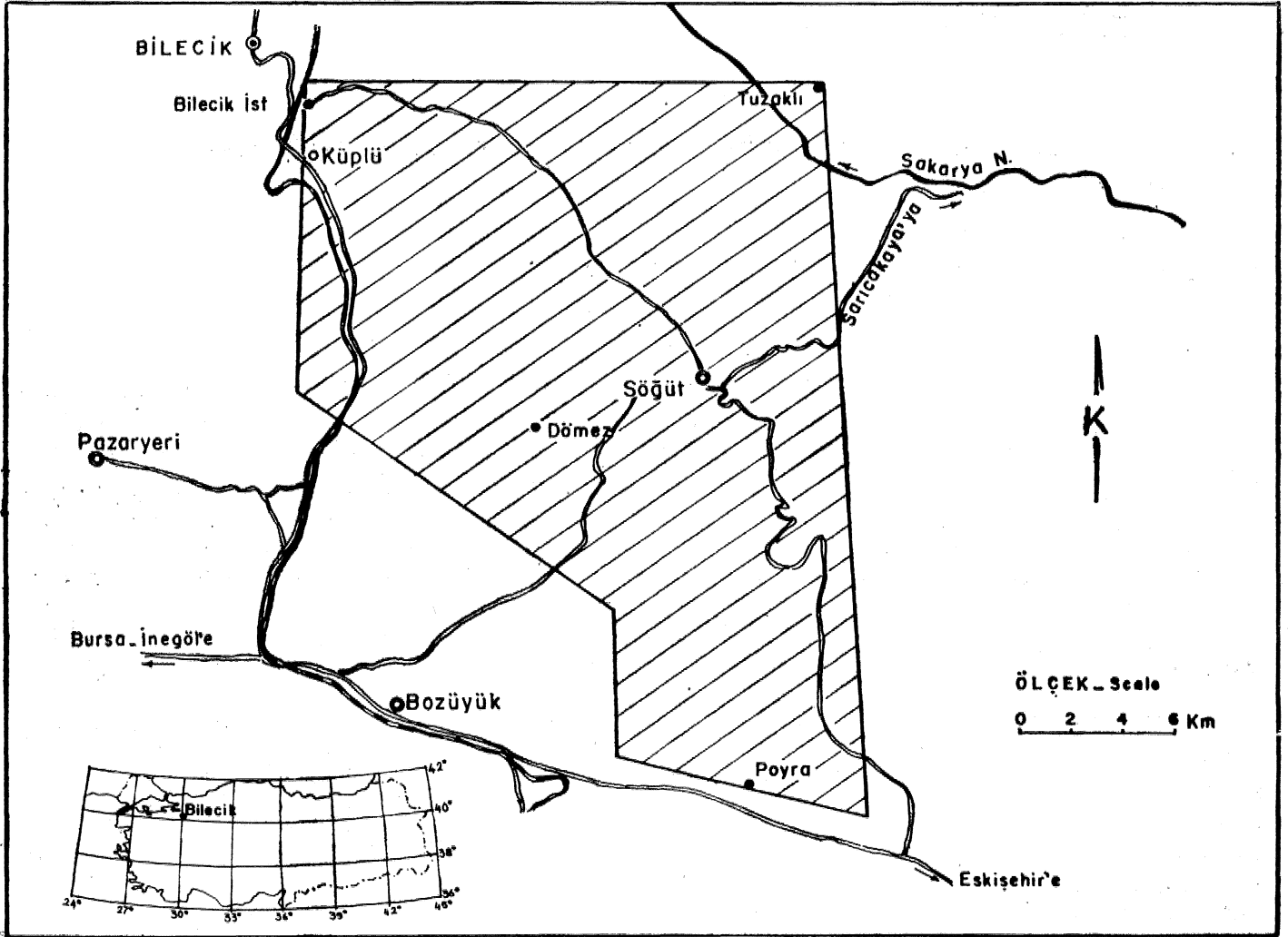
Söğüt * Bilecik alanından (Şekil 1) derlenen mineraloji ve petrografi verileri güneydoğudan kuzeybatıya doğru artan bir metamorfizmanın varlığını gösterir. En güneydoğu kesimde, birincil lav özelliği belirgin, ince dokulu, kötü yap-

raklı (veya som), yeniden kristallenmenin çok zayıf olduğu yeşil kayalar; iri dokulu, iyi yapraklı başlıca epidot + granat + hornblent ile temsil olunan ileri derecede metamorfik kayalara dereceli olarak: geçerler. Bu geçişte metamorfizmanın artışına uygun olarak 4 mm ayırdedilip haritalanmıştır (Yılmaz, 1977a). Artan metamorfizmanın etkileri bu zonlarda kısaca aşağıdaki gibi özetlenebilir:

Zon I: Yapı ve doku özellikleriyle, bu zonda kayalar bazalt-apilit görünümündedir. Yer yer yastık yapısı ve piroklastik düzeyler tanınmıştır. Mikroskopta kaşk klinopiroksen, kalsik plajiyoklas ve olivin (?) görülür,

Metamorfizma ürünü olarak albit, klorit, fenjit ve stilpnomelan yerel olarak gelişmiş olup, düzensiz bir dağılım gösterirler.

Zon H: Metabazitin kalık özellikleri giderek azalır. Metamorfizma minerallerinin gelişiminde belirgin bir ilerleme görülmekle birlikte tane boyunda gelişme henüz farke dilemez. Bu zon aşağıdaki mineral toplulukları ile temsil olunur:



Şekil 1: Bulduru haritası.

Figure 1: Location map of the investigated area.

Klorit+epidot } Albit+lökoksen+bey aı mika
Aktinolit+klorit-fepidot } Kliûo^oisitikuars± kalsit

Zon TM: Bu zon, albitin porfiroblastik büyüme kazanıp kayaya beneklişist görünüşü vermesiyle ayırdedilir. Aynı zamanda stilpnomelan kaybolmuş» klorit ile epidot giderek azalmış, ancak granat açımı göstermiştir, Zon IITte Zon H'den farklı olarak hornblent duraylı bir faz olarak belirir. Bu zonda mavi yeşil (z absorpsiyon rengi) olan hornblent yamsıra aktinoUte de hâlâ rastlanmaktadır.

Zon IV: Bu zon, yeşil hornblent'in temsilci kaMk amfibol olarak gelişmesiyle tanınır. Aşırı gelişme göstermesi, hacim yüzdesi olarak albit portiroblastınm yerini alması nedeniyle hornblendin egemen olduğu bu kesimde kayalar amfibolit görünüşü kazanırlar. Renk parlak, koyu yeşildir. Başlıca mineraller hornblent ve albittir. Ancak albittö» amorfite bileşiminde artış olduğu saptanmıştır.

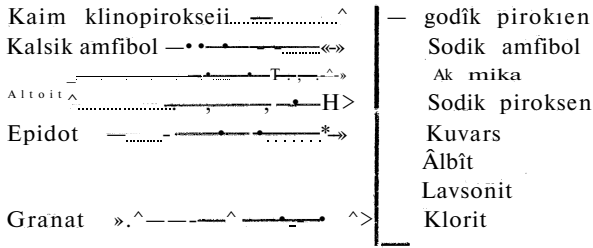
Bazı volkanik kayadan, önce kötü yapraklı met&ba-Mte sonra yeşilşist ve benekli şiste» daha sonra ise amfibolite bu sürekli geçiş, artan metamorfizmanın belirgin sa* ha verileridir. Zon I ve Zon IV arasında, minerallerin duraylılık ilişkileri Şakü 2'de gösterilmiştir,

	Zon I	Zon II	Zon III	Zon IV
Metabazit				
Albit				
Kuars				
Epidot				
Kalsit				
Klorit				
Granat				
Ca-amfibol		Aktinolit	Mavi yeşil hornblent	Yeşil hornblent
Na-amfibol				
Sfen				
Stilpnomelan				
Ak mika				
Metapellit				
Albit				
Kuars				
Epidot				
Kalsit				
Klorit				
Ak mika				
Metaçört				
Albit				
Kuars				
Klorit				
Granat				
Ak mika				
Na-amfibol				

Şekil 2: Zon I ile Zon IV arasında minerallerin duraylılık ilişkileri.

Figure 2: Schematic mineral parageneses between zone I and zone IV.

Artan metamorfizmayı isleyen bir evrede, gerileyen bir metamorfizmanın etkisi de tüm Orta Sakarya metamorfik kayalarında tanınmıştır. Haritalanan alanda özellikle alkali amfibolün gelişimine öngül kalan bu metamorfizma daha doğuya doğru tipik mavi şistlerin ortaya çıkışına ne* den olmuştur, inceleme alanı doğuya doğru değişen bu ko* çullara geçişin eşiği niteliğindedir. Yüksek basınç, düşük sıcaklık koşulu olarak tanımlanabilen bu koşul nedeniyle doğuya doğru epidot, aktinolit/hornblent giderek yok olurken» alkali amfibol, lavsonit ve Jadeit duraylılık kazanmağa başlar, Artan metamorfizma mineralleri üzerinde büyüyen bu yeni minerallerin gelişimi tüm Orta Sakarya bölgesi için aşafıdaki çizelgede gösterildiği gibi özetlenebilir.



Harita alanının dofu kesiminde yaralan geçiş kayalarından sodik amfibol içeren metabazitte başlıca şu mineral topluluğunun gelişimi görülmüştür: albit + klorit -f epidot + kalsit + bey&M mika + opale demir mineralleri, Basing-sıcaklık koşulları bakımından hareketli bir alan olarak beliren bu güneydoğu kesimden batıya doğru yüksek sıcaklık dofuya doğru ise yüksek basınç etkileri izlenmektedir,

Birinci metamorfizma fazı (M¹), ortaç-yüksek basınç» yüksek sıcaklık koşulunda geçmiş olup, F₁ kıvrım fam ile sintektoniktir (Yılmaz, 1977a), Metamorfik kayalar daha sonra değişik bir ortamda, yüksek basınç, düşük sıcaklık rejiminin egemen olduğu bir gerileyen (retrograd) metamorfizmaya da uğramıştır. Bu faz (M_a)_f W_a kıvrım fa» İle ilişkili olup, ofiyolit topluluğu kayaları ile onların metamorfik eşdeğeri olan (Yılmaz, 1977a) ve yukarıda sözü edilen metamorfik kayaların Orta Sakarya bölgesine yerleşmeleri sürecinde gelişmiştir. Üst Kretaeede gelişen bu Jeolojik olayı izleyen bir evrede ise Sakarya nehrinin kuzey kesiminde yeralan ve Orta Sakarya graniti olarak tanımlanan (Yılmaz, 1077a) granitik kayalar güneye dofru İtilerek metamorfik kayaların üzerine ilerlemiştir, İtilmenin neden olduğu k&taklastik etki sonucunda gelişmiş dinamik metamorfizma ürünü kayalar, bölgede geniş bir ezik zon (1-5 km) geliştirmiştir. Böylece üçüncü bir metamorfizmanın izlerine de belirli bir kuşak boyunca rastlanır (Yılmaz, 1977a).

Bu yazıda, artan ve gerileyen metamorfizmanın inceleme alanında temsilcisi olan ana mineraller tanıtılacaktır* Bu araştırma yını gamanda metabazitin kökenini araştırma» yi hedef alan ve kalık klinopiroksenler üzerinde yürütülen Önceki bir incelemeyi de (Yılmaz, 1877b) tümler niteliktedir,

ANALİTİK YÖNÖTİF

Söfüt- Bilecik bölgesi metamorfik kayalarındaki kritik minerallerin tanımları optik yoldan ve elektron mikrosonda (electron microprobe) yöntemiyle gerçekleştirilmiştir. Birlikte bulunan fazların, elektron mikrosonda analizi İle

saptanan kimyasal bileşenleri, çeşitli başka çalışmalar ve birbiriyle karşılaştırılmıştır, Si ve Öa için vollastonit ve/veya ojit, Fe ve Mg için oHvin, Mn ve İl için arı metal, Al için topaz, Na için Jadeit, K için mikroklin standart olarak kullanılmıştır, Gravimetrik analizleri daha önce yapılmı, bu mineraller üzerinde, her analiz sırasında başta, or^ tada ve sonda denetim gerçekleştirilmiştir. Sonuçlar, alet içi yanlışlar ve elementlerin karşılıklı etkileri nedeniyle, elektronik heaplayıcı programı aracılığıyla düzeltilmiştir.

Her nokta için yaklaşık 10 A⁶ boyutunda alan analla edilmiş, okumalar 20 saniyelik sürelerde yapılmış ve yaklaşık 5 defişik alandan 3 okumanın ortalaması alınmıştır, Zonlu olasılığından kuşkuilanılan minerallerde merkezden çepere 8 değişik ölçüm yapılmışta Biektron mikrosonda analizinde "Electron probe microanalyser Gambridge*5"ten yararlanılmıştır» Fazların saptanan kimya bileşenleri oksit yüzdesi olarak verilmektedir. Ana element analiz sonuçları gravimetrik analizlerle karşılaştırılarak dofrulufa ±%1 hata ile ulaşıldığı saptanmıştır. Oksit yüzdelere yararlanarak iyon miktarları (iyon sayıları) hesaplanmıştır.

Günün eltron mikrosonda tekniği Fe+3'nin Fe+s'den ayrılmama olanak vermediği için bütün fazlarda demir, ferrik demir olarak verilmiştir, Sodik amfibolün oluşturduğu İzomorf seride Fe+s ve Fe-^'ün bilinmesi gerektiğinden, bu ayırt özel bir yöntemle saptanmıştır (E, Hail, 1976, ya-Bili görüşme). Ayrıca bu yöntem uçucuları to belirleyemediğinden % H²O, amfibol ve epidotta %%-% inikada %4, klorit© %12 kabul edilerek toplamı % 98-101 dışındaki analizler değerlendirmeye sokulmamıştır, Aşağıda, bu tekniklerin uygulandığı indeks mineraller tek tek ele alınıp de ferlendirilmektedir,

SODİK İ>LAJİOKİAS

Bilecik - Söğüt bölgesindeki metamorfik kayaların he» men tümünde sodik plajiokladı duraylı W_r fass olarak bulunur. Metagört ve metapelite ist klastik bazik plajioklas yer yer korunabilmiştir,

Sodik plajiyoklas bileşimi elektron mikrosonda analiziyle değerlendirilerek saptanmış, maman saman universal döner tabla İle denetimler gerçekleştirilmiştir.

Analiz sonuçları Çizelge 1'de gösterilmektedir. Metapelit ve metabazit'ten derlenen iodik plajioklas &n fde An₀₀ iken Eon IV'de An_{0,8} ile An_{0,8}g arasında değişen değerlere varır, Tümüyle Zon I ile on IV arasında, artan metamorfizma, gelişen taa# boyuna rağmen önemli bir An artışı geliştirememiştir. Plajioklaepn, harita alam içinden ve tüm metamorfik kulkaktan derlenen birçok kayada an sodik albit İle temsil edildiği görülmüştür.

Saptanan plajloklaı bileşimi genellikle yeşilşist ve mavişist fasiyesleri gibi düşük metamorfizma koşullarını işaret etmektedir (Miyashiro, 1978; Winkler» 1974; Turner, 1968). Fakat bölgede metamorfizma plajioklaiin belirttiğinden daha yüksek dereceye eriştiği diğer minerallerin tartışılmasıyla sağlanan verilerden öğrenilmiştir. Böylece anortit bileşiminde, metamorfizma derecesinden umulan artışa erişilemediği belli olmaktadır, Bunun yamsıra plajiyoklasın FFe²⁺O₃ v© ^O bileş enlerinden beklenen def İşim ÜB görülmemiştir.

zoa	i	n	n	11	11	n	
Nun»	No*	Y18	»4	84	¥15	¥84	im
SiO ₂	67,54	66,8e	66,74	67,56	68,97	71,64	
Al ₂ O ₃	20,08	20,36	20,18	19,54	19,42	17,41	
FeO	0,01	0,05	0,05	0,07	0,02	0,05	
MgO	—	0,01	0,01	—	—	—	
OaO	—	0,02	0,02	0,02	0,03	0,04	
Na ⁺ O	11,23	11,46	11,52	11,58	10,55	9,17	
K ⁺ O	0,05	0,03	0,03	0,02	0,03	—	
TiO ₂	~	0,01	0,01	—	—	—	
Toplam	98,96	98,64	98,71	98,80	99,02	98,30	
Si	11,910	11,817	11,825	11,948	12,088	12,524	
Al	4,170	4,261	4,216	4,075	4,013	8,588	
Toplam	16,08	16,078	16,041	16,023	16,101	16,112	
Fe	0,001	0,007	0,007	0,011	0,003	0,007	
Ca	—	0,004	0,005	0,004	0,004	0,007	
Na	3,815	8,946	8,958	8,972	3,587	3,108	
K	0,006	0,006	0,007	0,007	0,007	—	
Mn	—	—	0,002	—	0,001	—	
Mg	—	0,002	0,003	—	—	—	
Ti	—	0,001	0,001	—	—	—	
Toplam	8,822	3,966	3,981	3,994	8,602	3,122	
Ab'	—	99,74	99,74	99,7	99,9	99,8	
An	—	0,11	0,08	0,1	0,1	0,2	
Or	—	0,15	0,18	0,2	—	—	
SiO ₂	70,27	70,87	71,51	70,98	71,37	72,09	
Al ₂ O ₃	19,67	18,91	19,25	19,56	19,68	17,99	
FeO	0,02	0,05	0,05	0,07	0,07	0,07	
MgO	—	—	—	0,01	—	0,01	
OaO	0,05	0,04	0,04	0,04	0,09	0,09	
Na ⁺ O	10,76	9,93	9,90	10,50	10,52	9,68	
K ⁺ O	0,05	—	—	—	—	—	
TKy ⁺	—	—	—	—	—	—	
Toplam	100,97	99,29	100,84	101,21	101,73	99,92	
Si	12,170	12,245	12,248	12,153	12,154	12,433	
Al	3,993	3,880	3,887	3,948	3,951	3,658	
Toplam	16,163	16,125	16,135	16,101	16,105	16,091	
Fe	0,003	0,007	0,007	0,010	0,010	0,010	
Oa	0,009	0,007	0,007	0,017	0,016	0,017	
Na	3,592	3,350	3,318	3,186	3,474	3,287	
İC -	0,007	—	—	—	—	—	
Mn	—	—	—	—	—	—	
Mg	—	—	—	0,003	0,003	Ofim	
<n	—	—	—	—	—	—	
Toplam	3,611	3,364	8,332	3,216	3,503	3,267	
Ab	99,55	99,8	99,8	99,5	99,5	99,46	
An	0,20	0,2	0,2	0,5	0,5	0,55	
Or	0,2	—	—	—	—	0,1	

Çizelge 1; Sodik plajiooklas analiz sonuçları ve her birim formülde 0=2 tabanına göre, susuz olarak hesaplanmış iyon miktarları. Analiz sonuçlarından saptanan albit (Ab), Anortit (An) ve K-Feldspat (Or) molekül yüzdeleri de çizelgeye eklenmiştir.

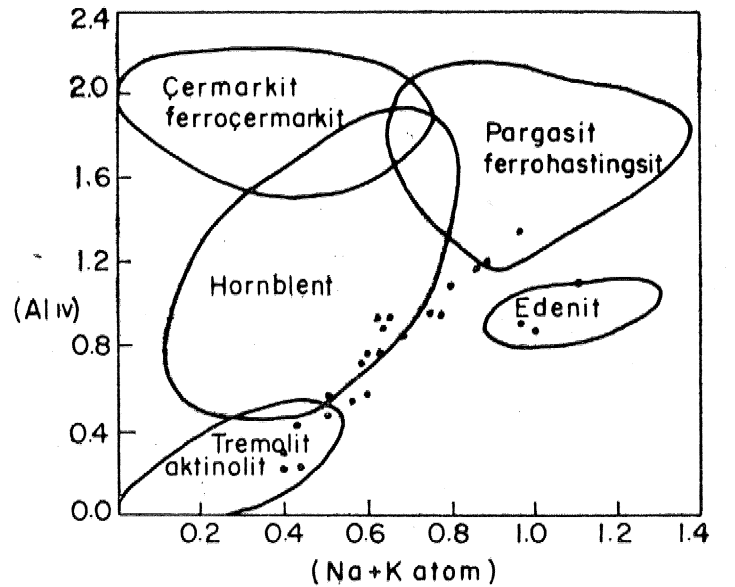
Tablo 1: Sodic plagioclase analyses and number of long, calculated on a theoretical anhydrous basis of 0=82 per unit formula. Molecular percentages of albite (Ab), anorthite (An) and K-feldspar are also added to the list.

Günümüzde de Pşen metamorfizma - kovalarına ' karşın plajiooklas bileşimindeki değişimin mutlak değerini belirleyen kesin bir ayıraç bulunmuş değildir (Miyashiro, 1973). Fakat plajiooklasın anortit bileşimindeki artım, dif er ayıraçların yamsıra, metamorfizma derecesini belirleyen güvenilir bir veri olarak kullanılabilir,

KA&StK AMFİBOL

Artan metamorfizmayı inceleme alanında en iyi temsil eden mineral kalsik amfiboldür, %QJL II'de temsilci monoklinik amfibol aktinolit'tir* Yukarı sonlarda hornblent gelişmiştir, Zon II'de hornblentte rengi (z absorpsiyon rengi) mavi-yeşil iken Zon IV'de yeşile dönüşür. Amfibolün Z için gösterdiği bu düzenli defişim *%on haritası" yapımında yararlanılan önemli bulgulardan biri olmuştur (Yılmaz, 1977a).

Söfüt metabazitindeki kalsik amfibolün kimya bileşenleri Çizelge 2'de gösterilmiştir. Her birim formüldeki iyon (lafilımı analiz sonuçlarına eklenmiştir. Bide edilen déferler Na-fK, (Al) iv diyagramına uygulanınca artım met amorf izmayla tümüyle uyumlu Qissigil bir artım geliştiği görülmektedir (Şekil 8), Eoa I ve 2km II'den derlenen kalsik amfibol, tremolit/aktinolit bölgesine, ^on ni ve Eon IV'deki déferler ise giderek hornblent alanına düşerler, APv artımına karşı, (Na+K) benzeri artım göstererek aktinolitden hornblent e kesiksiz bir geçiş belirlir. Aynı diyagrama, karşılaştırma amacıyla, Deer ve diterlerinin (1963) saptadığı mineral bileşim alanları da eklenmiştir, Kalsik amfibolün Söfüt metabazitinde daha geniş bileşim alanı gösterişi dikkati çekmektedir.



SeMİ 3: Kalsik amfibol analizlerini (Al) IV/Na + k (atom) diyagramındaki yeri.

Figure 3: Compositional variation of calcic amphiboles with regard to tetrahedrally coordinated aluminum and total alkalis per unit formula.

Zon Num. No.	I Y20	I Y20	II 167	II 167	II Y7	II 167	Zon Num. No.	III 92	III 13	III 153	III 13	III 159	III 159
SiO ₂	56,88	56,06	53,92	53,57	52,39	52,34	MgO	9,48	10,76	10,50	12,07	13,86	13,99
Al ₂ O ₃	1,40	1,40	5,44	5,04	5,45	5,44	CaO	8,26	8,55	8,53	9,48	11,04	10,73
Fe ₂ O ₃	10,35	10,28	11,60	11,70	11,70	11,70	Na ₂ O	3,70	3,22	3,21	2,43	2,23	2,37
MgO	16,55	16,39	13,91	14,87	13,61	13,58	K ₂ O	0,33	—	—	—	—	—
CaO	10,98	14,00	10,02	10,00	10,01	10,01	Ti ₂ O	0,47	—	—	—	—	—
Na ₂ O	1,57	1,58	1,98	1,80	1,97	1,96	Toplam	98,45	100,59	99,54	97,22	97,90	97,46
K ₂ O	—	—	—	—	—	—	Si	7,017	7,180	7,186	7,283	7,134	7,310
Ti ₂ O	—	—	—	—	—	—	Al	0,983	0,820	0,814	0,717	0,866	0,690
Toplam	97,73	96,70	96,86	97,08	96,13	96,04	Toplam	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Si	8,034	8,709	7,677	7,674	7,669	7,670	Al	1,101	1,213	1,220	0,847	0,766	0,928
Al	—	—	0,323	0,326	0,331	0,330	Ti	0,051	—	—	—	—	—
Toplam	8,034	8,704	8,000	8,000	8,000	8,000	Fe ⁺³	0,927	0,823	0,826	0,836	0,666	0,599
Al	0,233	0,256	0,607	0,525	0,609	0,610	Fe ⁺²	0,927	0,823	0,826	0,836	0,666	0,599
Ti	—	—	—	—	—	—	Mn	0,013	—	—	—	—	—
Fe ⁺³	0,612	0,668	0,724	0,701	0,716	0,716	Mg	2,042	2,234	2,202	2,605	2,951	2,847
Fe ⁺²	0,612	0,668	0,724	0,701	0,716	0,716	Toplam	5,061	5,093	5,074	5,124	5,044	4,973
Mn	—	—	—	—	—	—	Ca	1,279	1,276	1,286	1,471	1,690	1,590
Mg	3,484	3,795	3,007	3,174	2,696	2,966	Na	1,037	0,870	0,876	0,682	0,618	0,635
Toplam	4,941	5,387	5,062	5,001	4,737	5,008	K	0,037	—	—	—	—	—
Ca	1,662	1,831	1,558	1,550	1,570	1,572	Toplam	2,377	2,146	2,162	2,153	2,308	2,225
Na	0,430	0,437	0,554	0,500	0,559	0,560	SiO ₂	49,65	49,60	49,50	49,37	49,13	48,85
K	—	—	—	—	—	—	Al ₂ O ₃	10,00	9,71	10,87	9,66	9,89	23,48
Toplam	2,092	2,268	2,112	2,000	2,129	2,137	Fe ₂ O ₃	13,79	11,24	15,14	11,20	13,67	12,96
SiO ₂	53,70	53,08	52,96	52,22	49,87	49,71	MgO	11,37	13,61	10,63	13,46	11,05	9,47
Al ₂ O ₃	8,70	10,07	10,04	11,36	10,78	9,99	CaO	9,42	11,02	8,33	11,01	9,40	8,23
Fe ₂ O ₃	10,37	10,58	10,56	14,14	15,34	13,68	Na ₂ O	2,65	2,23	3,29	2,23	2,64	3,15
MgO	14,67	13,70	13,63	11,47	10,29	11,49	K ₂ O	—	—	0,28	—	—	0,43
CaO	8,35	10,86	10,85	8,61	8,54	9,43	Ti ₂ O	—	—	0,26	—	—	0,35
Na ₂ O	1,61	2,40	2,40	2,95	3,28	2,65	Toplam	96,88	97,42	98,30	96,92	95,78	97,01
K ₂ O	0,14	—	—	—	0,28	—	Si	7,222	7,129	6,907	7,132	7,230	7,055
Ti ₂ O	0,14	—	—	—	0,26	—	Al	0,778	0,871	1,093	0,868	0,770	0,945
Toplam	97,85	100,68	100,44	100,74	98,78	96,93	Toplam	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Si	7,006	7,302	7,304	7,256	7,171	7,221	Al	0,937	0,774	9,850	0,777	0,946	1,350
Al	0,904	0,698	0,696	0,744	0,929	0,779	Ti	—	—	0,030	—	—	0,038
Toplam	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	Fe ⁺³	0,839	0,676	0,961	0,677	0,842	0,783
Al	0,434	0,935	0,936	1,117	0,898	0,932	Fe ⁺²	0,839	0,676	0,961	0,677	0,842	0,783
Ti	0,014	—	—	—	0,028	—	Mn	—	—	0,015	—	—	0,012
Fe ⁺³	0,566	0,609	0,609	0,822	0,922	0,831	Mg	2,465	2,915	2,405	2,898	2,424	2,038
Fe ⁺²	0,566	0,609	0,609	0,822	0,922	0,831	Toplam	5,080	5,041	5,222	5,029	5,054	5,004
Mn	0,020	—	—	—	—	—	Ca	1,468	1,697	1,355	1,704	1,482	1,274
Mg	2,853	2,809	2,801	2,375	2,204	2,488	Na	0,747	0,621	0,968	0,625	0,753	0,882
Toplam	4,433	4,962	4,955	5,136	4,974	5,082	K	—	—	0,054	—	—	0,079
Ca	1,167	1,601	1,603	1,282	1,315	1,468	Toplam	2,215	2,318	2,377	2,329	2,235	2,235
Na	0,407	0,640	0,642	0,795	0,914	0,746							
K	0,024	—	—	—	0,051	—							
Toplam	1,597	2,241	2,245	2,077	2,280	2,224							
SiO ₂	48,54	51,54	51,06	50,29	49,93	49,83							
Al ₂ O ₃	12,83	12,38	12,26	9,16	9,69	10,05							
Fe ₂ O ₃	15,33	14,13	14,03	13,79	11,15	10,49							

Çizelge 2: Kalsik amfibol analiz sonuçları ve her birim formülde 0=32 tabanına göre, susuz olarak hesaplanan iyon miktarları.

Table 2: Calcic amphibole analyses and number of ions calculated on a theoretical, anhydrous basis of 0=32 per unit formula.

Analiz, sonuçlarından da görüldüğü gibi, kalsik amfibolün kimya bileşimi fiziksel koşulların değişimine' uygundur (Şekil 3); İleri derecede metamorfik kayalara doğru amfibol daha sodikleşip Al'ca zenginleşmekte, Si def eri ise azalmaktadır., Değişim aşağıdaki çizelgedeki gibi özetlenebilir (burada değişik sonlarda ölçülen en büyük ve en düşük değerler listelenmiştir):

	Zon I	Zon II	Zon III	Zon IV
% SiO ₂	56	54 - 52,3	53,7 - 48,5	51 - 54,8
% Al ₂ O ₃	1,4	5,0 - 5,4	8,7 - 11,3	9,16 - 13,48
% Na ₂ O	1,57	≈ 2,00	≈ 2,50	≈ 3,00

TiO₂ değerinde de eser miktardan. Zon. IV'e doğru bazı artımlar görülmüştür.

Mekrofikopik inceleme ve kimya analizi- verilerinden aşağıdaki sonuçları sıralamak olanaklıdır::

a) Met amorf izmanın artışına uygtm olarak. HO₂, Na ve; Al artmakta, Si ise azalmaktadır.,

to) Zon. H ve Zon UFte sfen ana fazlardan biridir. Zon IV'te ntil, Bfenin yerine, duraylı bir faz: olarak belirmektedir. Ancak rutilin hacim yüzdesi sfene -nazaran daha az; olduğundan açığa çıkan Ti'un bir kısmının da, hornblent şebekesinde tutulduğu anlaşılmaktadır. Bu nedenle sfen gibi titanca zengin bir fazın varlığında, kalsik amfibolün titan miktarı metamorfizmayla uyumlu bir artış göstermektedir.

Ca-amfibol bileşiminde alüminyumca zengin aktinolit-ten Zon IV'e doğru yeşil hornblende sürekli bir geçiş bulunduğu söylenebilir; zira no. 159'daki gibi. örneklerde özellikle Na⁺O'in arttığı» CaO'in azaldığı ve bu nedenle barroisitik bir bileşime yaklaşıldığı anlaşılmaktadır. Binns (1065)» Na/Ca = 1 olan subkalsik amfibolü barroisit olarak adlandırmıştır. Zon IVde aktinolit ile hornblent arası geçiş kayası içeren bazı amfibol analla sonuçları Binnsın barroisit için önerdiği bu ayırda yaklaşık değerler- vermişse de bunlar Binns'ın değerlerine tamtamına uyumlu değildir.

SODtK AMFtBOİi

Seyrek olmakla birlikte haritalanan alanda sodik amfibole pekçok kayada rastlanmış ve başlıca 2 kristal formu oluşturduğu görülmüştür. Bunlar; a) Makaslanmış bir hamur gereçte, kloritge zengin düzeylerin üzerlerinde gelişme gösteren ince uzun prizmalar, b) Kalsik amfibol ile yer değiştirir özellikteki prizmalardır. Yer değiştirmede belirgin bir dokusal örnek sezilememiştir. İleri derecede geliştiği kesimlerde kayaya mavimsi bir renk verdiği saptanmıştır. Mikroskopta pleokroizma rengi açık maviden mora değişmektedir. Sakarya vadisinin güney kesimindeki mavişist-lerde ise sodik amfibol ana fazlardan biridir.

AUcali amfibol analiz sonuçları Çizelge 3'te listelenmiştir., Fe+2/Fe+3 oranı hesaplanırken» M₂'nin başlıca Mg', Mu ve Fe+² tarafından doldurulduğu ve !C/nin yaklaşık 2 değerinde olduğu kabulüne dayandırılmış, ayrıca özel bir yöntem kullanılmıştır. Analiz sonuçları susuz 0 = 23 temeline göre hesaplanmış ve tüm katyonların düzenli dağıldığı kabul edilmiştir. Çünkü Fapike ve Clark (1966) glo-

kofan H üzerinde gerçekleştirdiği araştırmayla, yüksek basınç ve düşük sıcaklığın, **glokofanda- ileri derecede** katyon düzeni **geliştirdiğini** ortaya koymuştur.

Num. No.	Ohn*	IS260*	R42A*	83	92	84
SiO ₂	57,64	57,92	57,12	58,43	59,25	57,27
Al ₂ O ₃	4,42	4,05	7,26	8,23	9,44	9,60
FeO	21,09	19,78	17,09	13,33	14,20	13,68
MgO	7,99	9,20	8,32	9,24	9,07	9,20
CaO	1,46	0,55	0,97	0,99	0,48	0,27
NaO	6,11	6,43	6,36	6,90	7,87	7,41
K ₂ O	—	—	—	—	—	—
TiO ₂	—	—	—	—	—	—
Toplam	98,71	97,93	97,02	97,12	99,80	97,43
Si	8,278	8,318	8,163	8,190	8,093	8,023
Al	—	—	—	—	—	—
Toplam	8,278	8,318	8,166	8,190	8,083	8,023
Al	0,742	0,690	1,210	1,358	1,527	1,588
Fe+ ³	1,269	1,264	1,024	0,783	0,813	0,800
Fe+ ²	1,269	1,264	1,024	0,783	0,813	0,800
Mg	1,709	1,708	1,773	1,929	1,847	1,920
Toplam	4,989	4,926	5,031	4,853	5,000	5,108
Ca	0,224	0,224	0,146	0,152	0,074	0,042
Na	1,708	1,708	1,772	1,868	1,952	2,020
Toplam	2,032	2,032	1,918	2,020	2,026	2,062
SiO ₂	57,23	58,63	59,32	57,28		
Al ₂ O ₃	9,60	7,43	8,51	8,64		
FeO	13,68	13,34	14,20	13,68		
MgO	9,20	9,46	9,22	9,31		
CaO	0,27	1,00	0,48	0,27		
NaO	7,41	6,33	6,77	6,80		
K ₂ O	—	—	—	—		
TiO ₂	—	—	—	—		
Toplam	97,43	96,18	98,49	95,99		
Si	8,025	8,280	8,200	8,131		
Al	—	—	—	—		
Toplam	8,025	8,280	8,200	8,131		
Al	1,586	1,237	1,387	1,446		
Fe+ ³	0,802	0,788	0,821	0,812		
Fe+ ²	0,802	0,788	0,821	0,812		
Mg	2,921	1,991	1,899	1,969		
Toplam	5,111	4,804	4,928	5,039		
Ca	0,0414	0,151	0,071	0,041		
Na	2,013	1,733	1,815	1,872		
Toplam	2,054	1,884	1,886	1,813		

Çizelge 3: Alkali amfibol analiz sonuçları ve her birim formülde 0,23 tatanına göre, susuz olarak hesaplanan iyon miktarları.

(*) Metapei.it/metacört

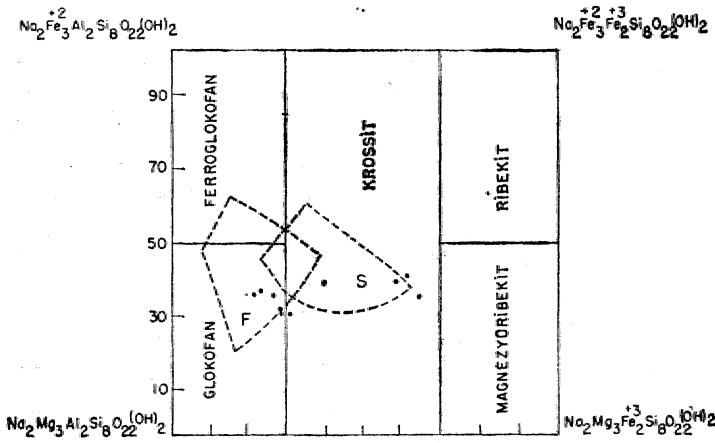
Table 3: Alkali amptibole analy&es, and number of ions calculated on a theoretical, anhydrous basis of 0,23 per unit formula.

(*) Ifetapelit/metachert

Tim analiz sonuçları, gekil 4'de Miyashiro (1957) diyagramına uygulandığında Sögüt-Bilecik metamorfizmalarında derlenen mavi amfibollerin çoğunun glokofan bölgesinde, krossit bölgesi dokanağı yakınında kümelenmiş görülmüştür. Hetapellit ve metaçörtten derlenen Ohn ve IS 260 gibi numuneler ise krossit bölgesinde ayrı bir grup oluşturmaktadır. Böylece alkali amfibol bölgesinde optik özellik ve kimya bileşimi bakımından 2 belirgin gruba ayrılabilmiştir..

a) Al'ca zengin alkali amfibol; sönüm açısı CAZ'da 3° ile 7° ve 2V* = 30-50°dir. İnceleme alanından derlenen amfiboller, Miyashiro (1957) suflanmasıyla karşılaştırılınca, bu grubu, glokofan bölgesinde kümelenenler temsil etmiştir. Optikçe x = mavi, y = yeşil, z. İse morumsu mavidir..

b) Al'ca fakir alkali amfibol; Al'ca- fakir ancak Fe'ce zengindir. Bu tür alkali amfibolü içeren ana kayanın kimya bileşimine dikkati çeken Ernst ve diğerleri. (1970), Sanbagawa kuşağında benzer kayaların derin deniz elitlerinden türemiş olacağı görüşünü, ileri sürmüştür. Aslında, bu kayaların, tortul-kökenli (metasedimenüt-metaçört) oldukları açıktır. Mineraldeki yüksek Fe/Mg ve Na/Al oranları, büyük bir olasılıkla, çökel kayasının kimya bileşimini, yansıtmaktadır. İkinci grup alkali amfibolün hemen tümünde 2V s 60°, fo = z, sönüm açısı yACda 0° -10° arasındadır. Pleokroizma rengi x = ka3fivere.mgi-mor, y = mavi,, z = mekkeş rengidir.



Şekil 4: Alkali amfibol analiz sonuçlarının, Miyashiro (1957) diyagramına uyarlanmış i. Kargılagtırma amacıyla Franciscan (F) ve Sanbagawa (S) metamorfizmalarının alkali amfibol bileşim mimalını da (Ernst ve diğerleri, 1970) diyagrama eklenmiştir.

Figure 4: Plots of alkali amphiboles on the diagram proposed by Miyashiro (1957). Areas F and S are compositional field of sodic amphiboles from the Franciscan and Sanbagawa terrains, respectively (Ernst et al, 1970).

Erast'in (1960, 1961, 1962, 1963) alkali amfibol üzerinde gerçekleştirdiği deneysel, çalışmalar' glokofan-ribekitli duraylılık alanı konusunda, oldukça ayrıntılı ve aydınlatıcı bilgilerin, türemesine' neden olmuştur. Bu çalışmalara, göre glokofan» magnezyoribekit ve orta geçiş üyeleri, 800°C altındaki hemen bütün sıcaklıklarda duraylıdır., Ernst'e (1963) göre pollmorf krossit ITnin (GI_MRb_w) gelişebilmesi için ise gerekli en düşük koşul 200°C'da 8 kb ve 400°C'da 13 kb'dır., Fakat, günümüzde, krossitli glokofan, dan, daha düşük basınç; koşulları altında da duraylı kalabileceği kanısı vardır (Wingler, 1974),. Bu görüş ve, deneylerden yararlanarak

irdelenen bölgemiz koşulları için, dolaylı Mr yaklaşım olanaklıdır; çünkü incelenen bütün, sodik amfibol, Franciscan ve Sanbagawa fodsisi. sodik amfibolünün bileşim alanı yakınında kümelenmiş.. ya da. onunla üstelenmiştir (Şekil 4). Üstelik .sodik amfibolün geliştiği Sanbagawa ve Franciscan metabazitli Epd + Ab + Akt + Klrt + Sf, + Glkf ile temsil edilmektedir (Ernst, ve diğerleri, 1970),. Bu topluluk, çalışma alanı, metaibazitindeki Zon I ve Zon II mineral topluluğunun hemen hemen aynıdır., Ernst, ve diğerleri (1970) Sanbagawa'da adı geçen mineral, topluluğunu geliştiren fiziksel koşulları yaklaşık 4-7 kb ve 200°-400° O arasında değerlendirmiştir. Bu nedenle çalışma alanı kayalarındaki mavi amfibolün gelişimi de esi azından 4-7 kb basınçta olabilmıştır.

GRANAT

Granat, Zon, III ve Zon, IV'de ana fazlardan biri olarak gelişmiştir... Bu zonlarda rejyonel metamorfizma mineral, topluluğu hornblent + sodik plajioklas + granat + sfen ile temsil olunur. Çalışma sahasından doğuya doğru» şist bloklarında, yukardaki mineral topluluğunun, yerini (glokofan-krossit) -f-granat- (klorit) -\- sfen + plajioklaa ile temsil olunan topluluk almıştır. Değişimin, ileri dizeyde olduğu yerlerde kayanın birincil tabiatını işaret eden kalın, veriler de giderek, yok olmuştur. Genellikle,, metabazitteki granat öhedraMir. İnklyuzyonca zengin olanlara rastlanır., Zoilü yapı gelişmemiştir. WMklerin (1974) görüşüne uygun olarak, granatın ortaya çıkışı ile aktinolit hornblente geçiş, inceleme: alanında yaklaşık olarak uyumludur.

Karasu metamorfizminde gerçekleştirilen, granat analiz sonuçları ve bu sonuçlardan hesaplanan, izomorf serideki üyelerin,, molekül, yüzdeleri Çizelge 4'de sunulmaktadır.

Analiz sonuçları, Karasu metamorfizmi granatlarının almandinoe zengin, olduğunu göstermiştir. Pirop, spersarün, grossular ve andraditin, toplam değerlerinin %35-45'i aşmadığı görülmüştür.

Analizi gerçekleştirilen, granatlar'

a) Spessartin-almandin -f pirop-grossular + andradit

b) Pirop-almandin -f spessartin-grossular + andradit diyagramlarına uygulanmıştır (Şekil 5). Deneylerle amaçla Franciscan glokofanlı şistlerinde, epidot ve lavsonit zonlarından derlenmiş granat analizleri de (Lee: ve diğerleri, 1963, Çizelge 2 ve Şekil S) diyagrama katılmıştır.

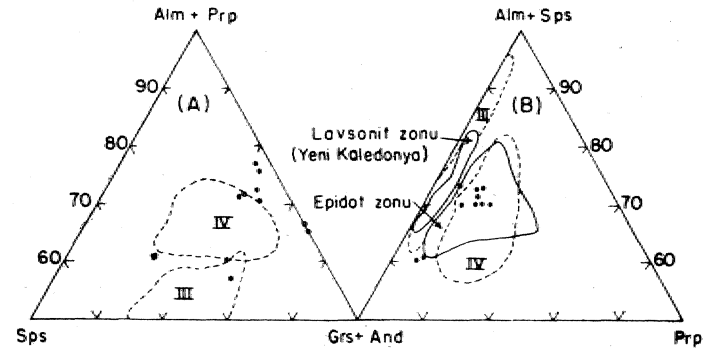
Değerler, Spn - (Aim + Prp) - (Grs -f And) üçgeninde geniş bir dağılım, örneği sunar. Aim, - (Grs-And) - Prp üçgeninde ise noktalar birbirine yakın bir alanda kümelenmiştir. Bu alan, lavsonit/epidot duraylılık ilişkisinin saptandığı Yeni Kaledonya metamorfik kayalarındaki epidotlu duraylılık alanı ile üstelenmiştir. Mavi şistlerden derlenen. R42A gibi numunelerde ise granat, bileşimi,, epidot zonu dışına taşarak lavsonit zonuna yaklaşmıştır., Bu, bölgedeki mineralojik duraylılık ilişkileriyle yakın bir uyum içindedir... Bu veri değişen koşulların, granat bileşimini etkilemiş olabileceğini düşündürmektedir. Her iki, üçgenin incelenmesinden de başman artmasıyla, ilişkili, olarak Mg'un azaldığı sonucuna varılabilir. Glokofan lawstli şistleri temsil eden R42A'nın konumu, bunu doğrulamaktadır. Epidot duraysızla-

Num. No.	10	10	10A	10A	10A	10
SiO ₂	35,23	35,69	35,23	35,65	36,05	35,52
Al ₂ O ₃	20,59	20,57	20,80	20,57	20,56	20,79
FeO	30,28	31,39	29,98	20,28	31,40	29,96
MgO	1,94	2,21	1,73	1,94	2,21	1,74
MnO	2,23	0,95	3,13	2,244	0,95	3,12
CaO	7,63	7,45	7,39	7,64	7,45	7,38
Na ₂ O	—	—	—	0,01	—	—
K ₂ O	0,01	—	0,02	0,01	0,01	0,02
TiO ₂	0,11	0,08	0,13	0,11	0,08	0,13
Toplam	98,02	98,36	98,41	98,43	98,72	98,70
Si	5,818	5,858	5,804	5,854	5,889	5,830
Al	0,192	0,142	0,196	0,146	0,111	0,170
Toplam	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000
Al	3,817	3,839	3,844	3,837	3,849	3,853
Ti	0,014	0,010	0,016	0,014	0,010	0,016
Fe ⁺³	0,169	0,151	0,140	0,149	0,141	0,131
Toplam	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000
Fe ⁺²	4,013	4,158	3,991	4,010	4,149	3,984
Mn	0,312	0,132	0,437	0,310	0,131	0,435
Mg	0,477	0,541	0,425	0,475	0,538	0,423
Ca	1,350	1,310	1,305	1,344	1,304	1,300
Na	0,003	—	—	0,003	—	—
Ka	0,002	0,002	0,004	0,002	0,002	0,004
Toplam	6,157	6,143	6,158	6,144	6,124	6,146
Almandin	65,25	67,70	64,81	65,32	67,77	64,86
Grossular	17,50	17,59	17,39	17,90	17,59	17,57
Pirop	7,75	8,81	6,90	7,74	8,79	6,89
Spersartin	5,07	2,15	7,10	5,00	2,14	7,08
Andradit	4,50	3,94	3,80	3,99	3,71	3,60
SiO ₂	39,02	—	37,00	—	38,46	35,67
Al ₂ O ₃	20,56	—	26,06	—	26,26	20,64
FeO	24,66	—	23,30	—	23,13	24,25
MgO	0,96	—	1,01	—	1,00	0,99
MnO	7,57	—	—	—	—	7,92
CaO	8,84	—	10,51	—	10,57	7,95
Na ₂ O	—	—	0,06	—	0,06	—
K ₂ O	0,01	—	0,02	—	0,02	0,01
TiO ₂	0,15	—	0,14	—	0,14	0,15
Toplam	100,79	—	99,00	—	99,64	97,21
Si	6,138	—	5,890	—	5,930	5,915
Al	—	—	0,110	—	0,070	0,085
Toplam	6,138	—	6,000	—	6,000	6,000
Al	3,813	—	4,676	—	4,705	3,950
Ti	0,018	—	0,018	—	0,018	0,019
Fe ⁺³	0,169	—	—	—	—	0,031
Toplam	4,000	—	4,694	—	4,723	4,000
Fe ⁺²	3,075	—	3,048	—	2,984	3,332
Mn	1,009	—	—	—	—	1,060
Mg	0,225	—	0,234	—	0,230	0,245
Ca	1,490	—	1,748	—	1,742	1,412
Na	—	—	0,019	—	0,019	—
K	0,002	—	0,004	—	0,004	0,002
Toplam	5,801	—	5,053	—	4,975	6,051

Almandin	53,03	60,60	60,21	55,00
Grossular	20,85	34,75	35,15	22,10
Pirop	3,88	4,65	4,64	4,05
Spersartin	17,40	—	—	17,52
Andradit	4,85	—	—	1,24

Çizelge 4: Granat analizi sonnehm ve her birim formülde O₂₃ tabanına göre, susuz olarak hesaplanan iyon miktarları. Granatın oluşturduğu izomorf seride analizi gerçekleştiren numunelerin aç üyeler cinsinden molekül yüzdeleri de çizelgeye katılmıştır.

Table 4: Garnet analyses calculated on a theoretical, anhydrous basis of O₂₃ per unit formula. Molecular percentages of members of the isomorphous series are also added to the list.



• Söğüt metabozitindeki granat değerleri

Şekil 5: Karasu metamorfitinden derlenen granatların A) Spersartin - (almandin+pirop)-(grossular+andradit) B) (Grossular+andradit) - (almandin+spersartin) - pirop üçgenlerine uyarlanışlarını gösterir diyagramlar. Karşılaştırma amacıyla Franciscan granatlarının Zon III ve Zon IV teki bileşim alanları ile Yeni Kaledonya lavsonit ve epidot zonlarındaki granatların bileşim alanları, da (Xiu we diğerleri, 1975) diyagrama eklenmiştir.

Figure 5: Plots of the garnet analyses on the triangles: A) spersartine - (almandine+pyrope) - (grossular+andradite) B) (Grossular+andradite) - (almandine+spersartine) - pyrope. Compositional ranges of Franciscan garnets from zone III and zone IV, and Hew Caledonian garnets from the Lavsonite and epidote zones (Xiu et al., 1975) are also added to the diagrams for comparison.

şip, lavsonit gelişirken Ca bakımından da, önemli bir gelişme görülmektedir. Lavsonit epidotun Ca'nu tutarken, granat Mg'ca gerilemektedir.

Aslında diğer etkenlerin yanı sıra, almandin gelişiminin yüksek basınca bağlı olduğunu birçok araştırmacı belirtmiştir (Chinner, 1962; Hsu, 1968b; Miyasiro, 1973; Turner, 1968). Hsu'ya (1968b) göre granat düşük basınç bölgelerinde oksijen fugasitesinin yüksek olduğu koşullarda gelişebilir. Eldeki verilere göre granatın duraylı iklim değişen koşullar ve kaya kimyası denetlemiştir.

Ancak, granat gelişimi sırasında fiziksel koşullar ile kaya bileşiminin ortak etkileri içine geliştiği anlaşılmaktadır. Etkenlerin birbirinden bağımsız bir örneğini ortaya koymak, eldeki analiz adedyle mümkün olamamıştır. Bununla birlikte basınç ve sıcaklık artışının granat gelişimini hız-

tondirdığı" anortitden önce gelişmiş oluşunun ise» yüksek basınç koşulunun varlığını belirlediği söylenebilir.

EFtDOT

Sfiğüt metabazitinde epidot, pleokroizmasından da anlaşıldığı gibi, zayıf ya da kuvvetli zonlanma gösterir. Astada artan metamorfizma kuşaklarında zontal epiiota .sik rastlanır' (Ernst, 1972; Lâou ve diferleri, 1975).

Epiöot, Zon Fde yerel olarak aşın gelişim, gösterir., • • Yoğun, bulunduğu yerlerde yönlenme belirgin değildir... Yönlenmenin gelişmemesi 'şu nedenlere bağlı olabilir:

a) Koğuk içinde büyüme nedeniyle dış. etkenlerden korunmuştur.

b) Büyük bir epiöotun parçalanması, ve yeniden kristallenmesiyle gelişmiş olabilir. Çoğun, zonlu epidotlarda en dış çeper ile hamur' dengededir., Epidot genellikle' hamurdaki klorit ve kalsik amfibol ile birlikte gelişmiştir. Ancak aşın iri, olanlar' ile mercekli şekilliler metamorfizma ile dengede değildir. Boşluğu, dolduran dolgu gerecinin kimyasıyla denetlenmiş olduğu sanılmaktadır.

Epidot» Zon ü'den Zon ITe kadar düzenli, gelişme, gösterip,, Zon IV'de gerilemiştir., Genellikle, kısa ve kalın idoblastik kristaller' halindedir.

Epidot analiz; sonuçları Çizelge: 5'te Hstelenmiştir. Söğüt-Bilecik bölgesinden derlenen epidotlarda analiz sırasında, "demirin merkezden çepere doğru azaldığı saptanmıştır.. Analizi gerçekleştirilen epidotta Fe^{+3}/Al -Fe+s oranı ortada daha. pistastiktir. Bu oran. «0,26-0,33 arasında değişim gösterir., çepere: doğru .giderek azalmaktadır. Fe/Al yüzdesi ise =: 0,4 civarındadır..

Zon	Merkez				Çeper	
	Zon III	Zon III	Zon III	Zon III	Zon I	Zon I
Num. No.	84	84	83	83	Y20	Y20
SiO ₂	38,08	38,39	39,18	39,60	39,66	38,81
Al ₂ O ₃	23,32	22,87	21,18	23,00	20,91	22,97
FeO	12,20	12,02	12,20	12,43	15,48	12,45
MgO	0,02	0,02	0,02	0,01	0,05	0,01
CaO	23,59	23,48	23,67	22,75	22,33	22,68
NaO	0,03	0,03	0,03	—	—	—
K ₂ O	—	—	—	—	0,01	—
TiO ₂	—	—	—	0,08	0,06	0,08
Toplam	98,24	96,81	96,27	98,21	98,63	97,35
Si	6,306	6,294	6,468	6,398	6,470	6,326
Al	—	—	—	—	—	—
Toplam	6,306	6,294	6,468	6,398	6,470	6,326
Al	4,436	4,420	4,123	4,382	4,019	4,414
Fe+3	1,646	1,648	1,684	1,680	2,108	1,697
Mg	0,005	0,005	0,005	0,002	0,010	0,002
Mn	—	—	—	0,002	—	0,047
Ti	—	—	—	0,001	0,004	0,010
Toplam	6,087	6,073	5,812	5,967	6,141	6,170
Ca	4,079	4,125	4,187	3,339	3,902	3,961
Na	0,009	0,010	0,006	—	—	—
K	—	—	—	—	0,002	—
Toplam	4,088	4,135	4,193	3,939	3,904	3,961

Çizelge 5: Epidot analiz sonuçları ve her birim formülde O=28 tabanına göre, susuz olarak hesaplanan iyon miktarları.

Table 5: Epidote analyses and, number of ions calculated on a theoretical anhydrous basis of O=28 p.c. unit formula.

Epidot, Zon I'de glokofanlı kayalarla da birlikte gelişmiştir. Pumpellit ya da lavsonitin gelişmemiş olması metamorfizma sıcaklığını belirten dolaylı, bir veridir. Benzer kimya bileşimi! Franciscan metabazitinâe lavsonit gelişmiştir (Ernst ve elif erleri., 1970).

Miyashiro'ya (1973) göre,, artan, sıcaklığa bağlı olarak epidotun parçalanıp- kaybolması sonucunda açığa çıkan demir, indirgenme, ile iki değerli olarak, öbür silikatlara bağlanırken CaO' ve Al₂O₃ ise anortit bileşimini oluşturmak üzere plajioklasla birleşir. Ancak çalışma alanında anortit bileşiminde belirgin bir artış olmayışı epidotun duraylılık sınımm aşılmasına işaret sayılabilir.,

BÜLOBT

Klorit,, çalışma alanının bütün metamorfik kayalarında görülür. Metabazitte metapelitte olduğundan daha çoktur. Karasu metamorfizminin çeşitli birimlerinde klorit gelişimi aşağıdaki, şu yollarla gerçekleşmiştir:

a) Metamorfizmanın ana. fazında gelişen klorit; ince uzun prizmatik veya telsei bu tür klorit diğer metamorfizma mineralleriyle dengededir.

b) Gerileyen metamorfizma ürünü olarak, granattan türeyen klorit.

c) Mavi amfibol oluşumuna • neden, -olan geç fazda, muskovit ve mavi amfibolle: birlikte gelişmiş ve doku olarak, artan metamorfizma mineralleri üzerinde büyümüş, iri geniş klorit,

Metapelit ve metagrovakta gelsen, klorit, belirgin olarak Mioblastiğe oldukça yakın kristal biçimi gösterir • ve genellikle kahverengimsi yeşildir. Klorit, Karasu. metamorfizminde iyi gelişmiş yapraklanma' düzlemini en iyi belirler, yen. mineraldir.

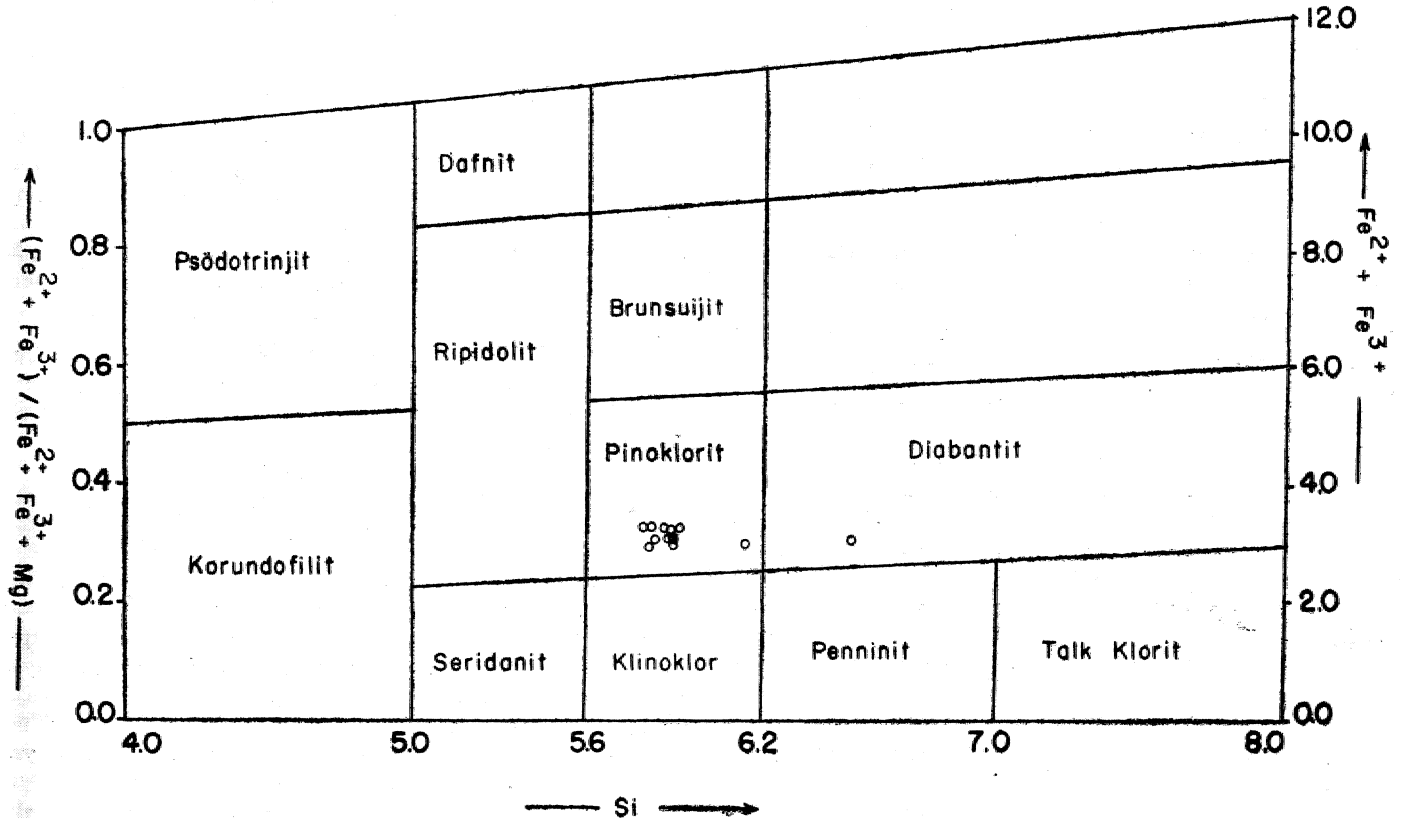
Düşük metamorfizma dereceli metabazitte, klorit optikçe negatif olan tipik Fe-Mg'lu bir türle temsil olunmuştur. Bunun mavimsi ve mavimsi mor girişim rengi ayırtmandır.

Klorit analiz sonuçları Çizelge 6'da listelenmiş ve Hey'in (1954) klorit sınıf laması için sunduğu diyagramla karşılaştırılmıştır (Şekil 6). Analiz sonuçları, Miyashiro'nun (1973) metabazik kayalar için belirttiği klorit bölgesine düşer. O = 28 temeline göre hesaplandığında Si = 5,8 - 6,1 olup $Fe^{+3}/Mg + Fe^{+2} = 0,1-0,2$ arasında değişim, gösterir. Tek ayrıca» numune Y-21'de görülmüştür. Çünkü bu numune diabantit bölgesine düşmektedir. Bu numunede tetrahedral Al değeri, oldukça düşüktür. Y21, Zon Fden yani düşük dereceli metamorfizma alanından derlenmiştir ve (—) işaretlidir. Analizi gerçekleştirilen diğer kloritler ise Zon III ve Zon TVü temsil etmektedirler. Yüksek, alüminyumlu ve optikçe-fdirler. Çalışma alanında, Zon Fden Zon. IIFe değin incelenen kloritte şu ilginç sonuca varılmıştır; yüksek metamorfizma dereceli kayadaki klorit Al'ca zengindir. Böylece bölgede, kloritin Al oranının metamorfizma derecesine bağımlı artış gösterdiğini söylenebilir. Az da olsa,, bu artışın daha önce Ernst ve diğerleri (1970) Japonya'da göstermişlerdir. Bu bulgunun bölgede **Syt ve "post" metamorfik klorit ayırıcı için kullanılabilmesi anlaşılmaktadır. Post metamorfik klorit levhaları anormal gri girişim renkleri göstermektedir. Ancak bölgeden öneriyi, denetleyecek sayıda analiz elde yoktur. Bununla birlikte, diğer mineraller. Se doku ilişkisi araştırılarak post-tektonik (F'e göre post-tektonik) olduğu kesinlikle saptanan kloritlerin hemen hepsinin gri girişim renkli oluşu, bu görüşü dolaylı yoldan destekler.

Zon Num. No.	Zon I Y21	Zon III 159	Zon III 92	Zon III 92	Zon III 98	Zon III 98	Al ₂ O ₃	18,89	19,88	20,40	20,48	19,01
SiO ₂	31,98	29,12	28,95	28,89	28,26	28,20	FeO	18,89	18,82	17,60	17,63	17,65
Al ₂ O ₃	17,88	18,04	18,23	18,25	19,55	19,57	MgO	20,00	19,78	19,71	19,87	21,61
FeO	17,61	17,54	18,89	18,82	18,66	18,61	CaO	0,08	—	—	—	—
MgO	18,29	18,30	21,01	20,84	19,23	19,07	NaO	0,05	0,05	0,03	0,03	0,03
CaO	—	—	0,09	—	0,08	—	K ₂ O	—	—	—	—	—
NaO	0,07	0,07	0,05	0,05	0,05	0,05	TiO ₂	—	—	—	—	—
K ₂ O	0,03	0,03	—	—	—	—	Toplam	87,60	87,12	86,27	86,66	87,46
TiO ₂	0,09	0,09	—	—	—	—	Si	5,808	5,819	5,820	5,814	5,878
Toplam	86,12	83,16	87,21	86,84	85,83	85,49	Al	2,192	2,181	2,180	2,186	2,122
Si	6,504	6,168	5,900	5,909	5,840	5,847	Toplam	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al	1,496	1,832	2,100	2,091	2,160	2,153	Al	2,557	2,558	2,726	2,718	2,394
Toplam	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	Fe ⁺³	1,600	1,601	1,502	1,498	1,487
Al	2,792	2,674	2,280	2,130	2,603	2,631	Fe ⁺²	1,600	1,601	1,502	1,498	1,487
Fe ⁺³	1,498	1,553	1,610	1,610	1,613	1,614	Mg	6,036	5,998	5,992	6,014	6,490
Fe ⁺²	1,498	1,553	1,610	1,610	1,613	1,614	Ca	0,017	—	—	—	—
Mg	5,550	5,779	6,381	6,353	5,923	5,893	Na	0,020	0,020	0,012	0,012	0,012
Ca	—	—	9,020	—	0,018	—	K	—	—	—	—	—
Na	0,024	0,025	0,020	0,016	0,020	0,020	Ti	—	—	—	—	—
K	0,007	0,007	—	—	—	—	Toplam	11,830	11,808	11,734	11,740	11,870
Ti	0,006	0,006	—	—	—	—						
Toplam	11,375	11,597	11,921	11,899	11,790	11,772						
SiO ₂	28,68	28,60	28,53	28,63	29,16							

Çizelge 6: Klorit analiz sonuçları ve her birim formülde 0=28 tabanına göre, susuz olarak hesaplanan iyon miktarları.

Table 6: Chlorite analyses and number of ions calculated on a theoretical, anhydrous basis per unit formula.



Şekil 6: Klorit analiz sonuçlarının Hey (1954)'nin sınıflamasıyla karşılaştırılması gösterir diyagram..

Figure 6: Compositional ranges of chlorite». Chlorite nomenclature after Hey (1954).

İKİNCİL MİNEHALİLER

Ak Mika

Karasu metamorfiteinde olağan fazlardan biri de ak mikadır. Zon IFden Zon HTe kadar artan metamorfizmanın ürünü olarak gelişir. Zon IV'de, ana metamorfizma fazından sonra gelişmiş iri ak mika levhaları bulunur. Bunlar yapıklanmadan bağımsız dizilidir.

Ak mikanın modal değeri, metapelitte metabazittekinden yüksektir. Sögüt metabazitinden yalnız bir mika analizi yapılmıştır (Çizelge 7). Analiz sonucundan şu bulgular derlenmektedir; mika, Si, Fe ve Mg'ea zengin fakat Al'ca fakir olup, Si/Al 3'ten büyüktür. Bu nedenle fenjitik olmalıdır (Ernst, 1970; Deer ve diğerleri, 1963). Fenjitik mikanın kimya bileşimi yönünden muskovit $[KAl^{+}Si_3AlO_{10}(OH)_2]$ ile seladonit $K(R^{+*}-R+3)_{4-6}Si_4O_{10}(OH)_2$ arasında solidsolüsyonu temsil ettiği bilinmektedir (Foster, 1956; Velde, 1965).

SiO ₂	49,25
TiO ₂	0,11
Al ₂ O ₃	26,41
ΣFeO	5,85
MnO	0,06
MgO	3,24
CaO	0,04
Na ₂ O	0,30
K ₂ O	9,61
Toplam	96,87
Si	6,548
Al	1,452
Toplam	8,000
Al	2,760
Ti	0,011
Fe	0,581
Mn	0,006
Mg	0,629
Toplam	4,087
Ca	0,008
Na	0,082
K	1,633
Toplam	1,723

Çizelge 7: Ak mika kimya analiz sonucu ve birim formülde 0=22 temeline göre susuz olarak hesaplanan iyon miktarları.

Table 7: White mica analysis and ion numbers calculated on a theoretical, anhydrous basis of 0₂₂ per unit formula.

Ernst (1963) ise tıpkı Sögüt metabazitinde olduğu gibi fenjit -f klorit topluluğunun yüksek akışkan basıncı ve düşük sıcaklık koşullarında kolaylıkla geliştiğini ileri sürmüştür ve bunu, Velde (1965, 1967) denetleyerek doğrulamıştır. Fenjitin amfibolle bir arada bulunuşu bu görüşün bu irdeleme alanı için de geçerli olabileceğini işaretler. Aksi tak-

dirde yeşilist fasiyesinin üst astfasiyesinde beyaz mikanın saf muskovitle temsil edilmesi beklenirdi. Seladonit molekülünün varlığı ve bu nedenle fenjitin gelişmiş oluşu yüksek akışkan basıncın etken olduğunu desteklemektedir.

Sfen

Zon IV den derlenen sfen analiz sonucu çizelgede gösterilmiştir (Çizelge 8). Sfenin tane boyunda Zon II'den Zon HTe doğru artım görülür. İdioblastik kristal oluşuma yönelik bu gelişim mikroskopta aydın gözükmemektedir.

Sfen genellikle kahverengi olup tipik mızrak ucu biçimli diziler oluşturmuştur. Bu dizilim ana dilinim düzlemlerine paraleldir. Düzensiz bölünme düzlemleri boyunca parçalara ayrıldığı, bazı Zon III kayalarında bile çoğun kristal bütünlüğünü koruduğu görülmüştür.

Num. No. 7

SiO ₂	33,94
Al ₂ O ₃	0,98
FeO	0,30
MgO	—
CaO	26,60
Na ₂ O	0,07
K ₂ O	0,01
TiO ₂	33,01
Toplam	94,91

Çizelge 8: Sfen kimya analizi

Table 8: Sphene analysis

Stilpnomelan

Zon I'de stilpnomelana yalnız bazı metabazitte rastlanır. Miyashiro'ya (1973) göre yüksek basıncı metamorfizma bölgelerinde bu mineralin gelişimi olağandır. Miyashiro, stilpnomelan geliştiren ortam koşullarını belirlemek amacıyla yeşilist ve epidot-amfibolit fasiyesini örnek olarak göstermiştir.

Stilpnomelan Fe/Mg oranı yüksek kayalarda gelişir. Bileşiminin kaya kimyasına bağlı olarak değiştiği bilindiği için (Miyashiro, 1973) inceleme alanında analizine gerek görülmemiştir.

8Ö&ÜT METABAZİT MİNEKAL TOFLÜ.ÜÖUNUN GRAFİK YOULA GÖSTERİLMESİ

Tüm zonlarda albit ya da albitçe zengin plajiyoklas içeren Sögüt metabaziti, Na₂O'li minerallerin ayrı bir faz olarak temsil edilemediği ACF diyagramı ile gösterilememektedir. Çünkü bölgede en düşük metamorfizma dereceli kayalarda arı albit (An₀₀) duraylı olup anortit bileşimli plajiyoklas gelişmemiştir. Zon IFden daha yukarı zonlarda ise albit, plajiyoklasın bir bileşenini oluşturacak biçimde yavaş bir gerileme göstermektedir. Böylece, Zon I ve Zon II için albit kayada Na⁺O kapsayan ek bir fazı oluşturmaktadır.

Albitin yanısıra sodik amfibol de içeren Sögüt metabazitinin mineral topluluğunu gösterebilmek amacıyla ACF

diyagramı yerine Ernst'in (1963, 1970) ACFN diyagramı kullanılmıştır. Diyagram kısaca şöyle açıklanabilir; yeşil-şist, amfibolit ve glükofanlı şistlerin başlıca mineralleri 13 bileşen ile temsil edilebilmektedir; SiO_2 , AyO_3 , Fe_2O_3 , TiO_2 , FeO , MgO , MnO , CaO , K_2O , Na^+O , H^+O , CO_2 , S . Korzhinskii'nin (1959) tanımlaması ile TiO_2 , K^+O , S İkincil bileşenler olduğu için bu diyagrama sokulmamışlardır. Çünkü bu bileşenler çoğun, sfen, muskovit, pirit gibi mineralleri geliştirir, bu nedenle azlık veya çoklukları metabazitteki naafazları önemli derecede etkilemez. FeO , MgO ve MnO isomorf bileşenler olduklarından FmO adıyla tek bir bileşen gibi kabul edilmiştir. Aynı yaklaşımla AX_2O_3 ve Fe_2O_3 , R_2O_3 bileşenini oluşturmuştur. SiO^+ ayrı bir faz oluşturmamış olsa bile sistemde aşırı miktarda vardır. Bu nedenle kuvars veya SiO^+ 'nin artımı veya azalımında bağımsızlık sayısı (degree of freedom) $F = C + 2 - P$ değişmeyeceğinden "faz yasası" yaklaşımıyla bu da ACFN diyagramının dışında bırakılmıştır. Akıcı bileşenler H_2O ve CO^+ , metamorfik kayalarda taneler arasında her zaman mevcut bir faz ve tam hareketli (perfectly mobile) kabul edilebilir. Sonuç olarak düşük dereceli metamorfik kayalar 4 değişken bileşenli bir piramitle (tetrahedr) temsil olunabilir (Ernst, 1963). Bu bileşenler şunlardır: Na_2O , R_2O_3 - CaO - FmO - $R_2O_3 = Na_2O + Al_2O_3$ - CaO - MgO + FeO - Al_2O_3 .

Söğüt metabazitinde görülen duraylı mineral topluluklarının kemografik ilişkileri Şekil 7'de gösterilmiştir. Şekil 7A'daki mineral topluluğunda plajiyoklas duraysızdır. Plajiyoklas anortit bileşeni yerine epidot gelişmiş olup, albit bağımsız bir faz olarak gözükür.

En ileri dereceli metamorfik kayada, hornblent + epidot/klinozoisit + granat + klorit + kuvars, oligoklas ile değil de albit ile dengededir. Ancak albit, arı albit değildir. Plajiyoklasta anortit bileşenini oluşturmuştur. Bu ilişki Şekil 7'de gösterilememiştir. Çünkü albitin duraylılığı henüz devam ettiği için bağ albitle kurulmuştur.

Şekil 7B'de kloritin duraylılığı yanısıra hornblent'in ortaya çıkışı ve granatla birlikte bulunuşu belirtilmektedir. Ancak bağlaç çizgilerinin kesişmeyeceği nedeniyle bu ilişki grafta gösterilememiştir. Ancak kloritin duraylılığını koruduğunu gösterebilmek ve sonraki zonda duraylı hale gelen granat 4- hornblent çiftini geliştiren malzemenin klorit -f epidot çiftinin parçalanmasından türediğini gösterebilmektedir.

Şekil 7C'de kloritin kayboluşu ya da gerileyişi, buna karşın, hornblent'in duraylılık alanının genişlemesi görülür. Bu koşullarda albitin ($An_{0.6}$) varlığı yine gösterilmiştir.

Şekil 7D'de gerileyen metamorfizma sonucunda ortaya çıkan sodik amfibol gösterilmiştir. Retrograd bu evrede gelişen başlıca kritik mineral olan sodik amfibol, bu niteliği nedeniyle tüm diğer ana fazlarla ilişkili gösterilmiştir. Bir diğer deyişle Zon T den Zon IV'e kadar her mineral topluluğu ile üstelenebilen bu mineralin hem aktinolit hem de hornblent ile duraylı olabilmesi gösterilmiş, benzeri ilişkinin granat ya da klorit ile de gelişmiş olduğu vurgulanmıştır. Albit de sodik amfibolün yanısıra duraylı bir faz olarak belirtilmiş ancak bu mineralin bileşiminde saf albite doğru olan değişim doğal olarak gösterilememiştir.

SONUÇLAR VE TARTIŞMALAB

Özelliklerine yukarıda kısaca değinilen mineralojik ve petrografik veriler hep birlikte, çalışma alanında güneydo-

ğudan kuzeybatıya doğru (Zon I'den Zon IV'e) artan bir metamorfizmanın varlığını göstermektedir. Zon I'de lavın birincil özellikleri tanınmaktadır. Zon II, epidot + albit + aktinolit + klorit + sfen mineral topluluğu ile temsil olur. Bu mineraller yeşilşist fasiyesi için ayırtmandır (Turner, 1968; Miyashiro, 1973). O halde bölgede yeşilşist fasiyesi ile belirlenenden giderek artan bir metamorfizmaya geçişin etken olduğu kesindir.

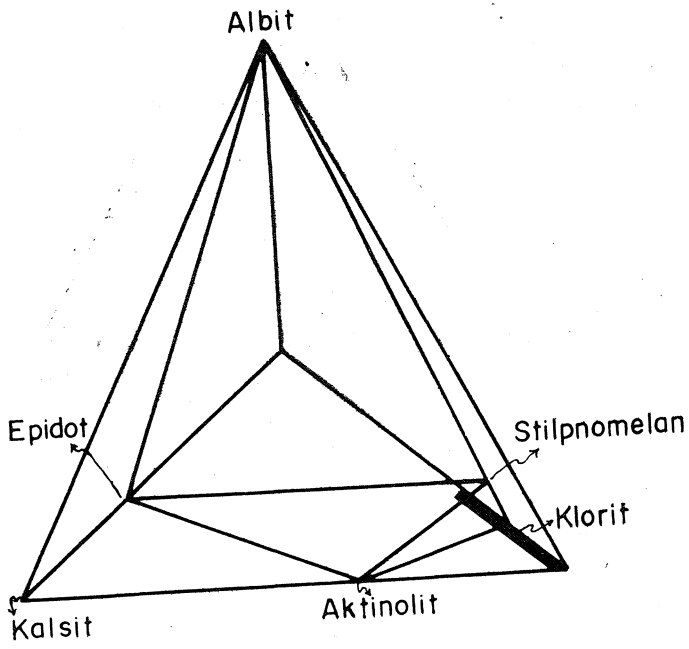
Karasu metamorfizmadaki ve öncelikle Söğüt metabazitindeki mineraller, Zon I ile Zon IV arasında sistemli değişimler gösterirler. Hemen tüm plajiyoklas arı albitle temsil edilir. Bununla birlikte ileri metamorfizmaya doğru An bileşiminde az, fakat belirgin bir artış görülür. Ancak bu artış çalışma alanında $An_{0.6}$ 'dan öteye geçmemiştir.

Minerallerin tek tek tartışılması sırasında da değinildiği gibi inceleme alanında Wenk ve Keller'in (1969) albitli amfibolit, Turner'in (1968) epidot-amfibolit, Winkler'in (1974) "düşük dereceli metamorfizma" olarak tanımladıkları fiziksel koşulun aşılmadığı görülür.

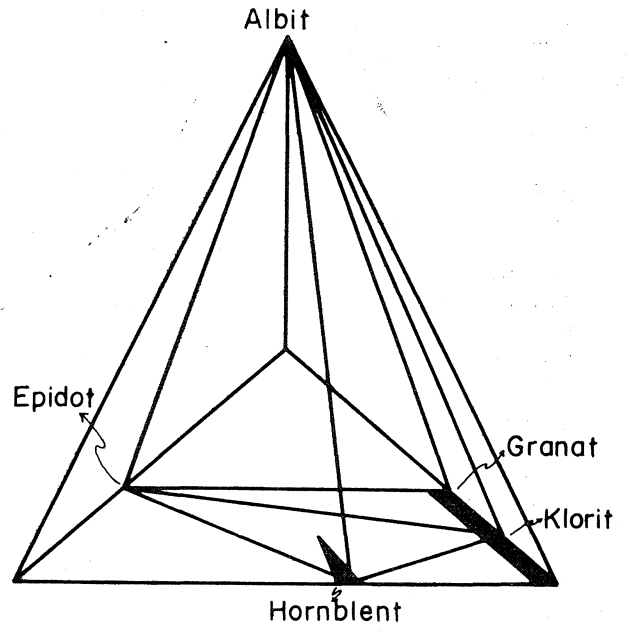
Turner'e (1968) göre yeşilşist fasiyesi için ayırtman kalsik amfibol aktinolittir. Çalışma alanında olduğu gibi, aktinolit + albit + klorit + kalsit topluluğu ile temsil olunan yeşilşist fasiyesini, Miyashiro (1973) ortaç basınç belirteci olarak tanımlamıştır. Miyashiro'ya (1973) göre yeşilşist ile glükofanlı yeşilşist fasiyesini temsil eden tüm mineraller yaklaşık olarak eşit sıcaklıkta kristallenmiştir. Fyfe ve diğerleri (1958) yeşilşist fasiyesine $300^{\circ}C$ veya daha yukarıda erişildiği görüşündedir.

Miyashiro'ya (1973) göre yeşilşist fasiyesinden epidot-amfibolit fasiyesine değişimi nitelleyen önemli verilerden biri aktinolitten hornblende geçiştir. Ancak plajiyoklas bileşiminin inceleme alanında henüz albit bölgesinde bulunuşu, amfibolit fasiyesine erişilmediğini gösterir (Miyashiro, 1973; Turner, 1968). Bu sınır, Wenk ve Keller'in (1969) albitli amfibolit ile, Winkler'in (1974) düşük dereceli metamorfizma ile belirttikleri bölgededir. Geçiş koşullarında almandine, Zon IÜ ve Zon IV'de rastlanır. Winkler'in (1974) saha verilerine dayanarak belirttiği gibi almandinin ortaya çıkışı, aktinolitten hornblente dönüş ile aynı P/T koşullarında gerçekleşmektedir. Bu geçişi belirleyen sayısal kesin veriler olmamakla birlikte, bu görüş Karasu metamorfizmadaki gözlemler ile uyuma göstermektedir. Deneysel veriler almandin duraylılık alanının ortamdaki oksijen fugasitesi ile yakından ilişkili olduğunu göstermiştir (Hsu, 1968b). 2 Kb övi basıncında, almandinin alt duraylılık sınırı $540^{\circ}C$ 'dir. Yüksek oksijen fugasitesinde almandin duraysızdır. Özellikle Zon IITte opak fazın varlığı fugasite değerinin almandinin gelişebilmesi için yeterli düzeyde olduğunu, bir diğer deyişle ortamdaki indirgeme koşulunun almandin gelişim düzeyinde olduğunu delilidir. Deneysel bulgulara göre düşük oksijen fugasitesinde almandinin duraylılık alt sınırı $550^{\circ}C$ civarındadır. Değişik metamorfizma bölgelerinde, diğer mineral değişimlerinin ortaya koyduğu verilerle yaklaşık $500^{\circ}C$ olarak bildirilmiştir (Winkler, 1974). Ancak basınç ile az da olsa sıcaklığın artacağı doğaldır. Sonuç olarak Zon OT'e geçilirken sıcaklığın $500^{\circ}C$ 'ye ulaştığı söylenebilir.

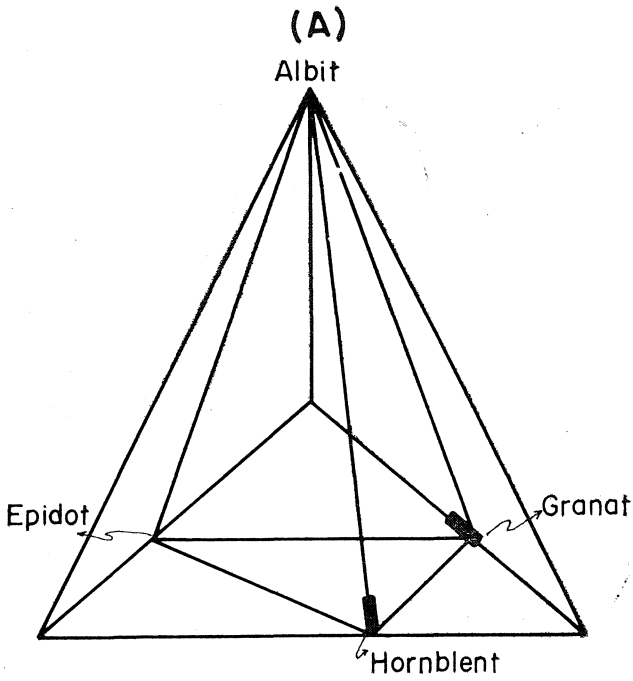
Güney topluluğu metamorfizmasında basınç koşulunu tahmine yararlı önemli bir veri Banno'nun (1964) tartışma-



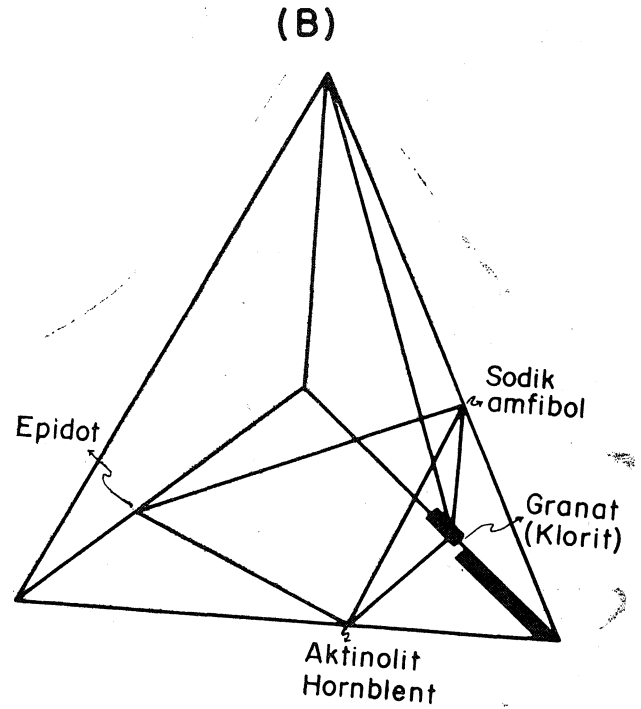
Zon. I ve II



Zon III



Zon IV

M₂

(C)

(D)

Şekil 7: Söğüt metabazitindeki duyarlı mineral topluluklarının ACFN piramidine uyarlanışını gösterir diyagramlar.

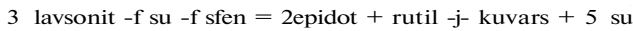
Figure 7: ACFN diagrams illustrating equilibrium assemblages from the Söğüt metabasite between progressive metamorphism (Zone I - Zone IV) and retrograde metamorphism (M₂).

larından çıkarılabilir. Banno'ya göre Zon IH ve Zon IV'de görüldüğü gibi almandin ve hornblendin oligoklastan önce gelişmesi yüksek basıncı işaret eder. Barrow serisi (iskoçya) metabazitinde de bu minerallerin kristallenme sırası aynıdır. Bu nedenle bölge metamorfizmasında, basıncın dolaylı yoldan en az Barrow'daki kadar, yani yaklaşık 5 kb dolayında olduğu tahmin edilebilir.

Tüm güney topluluğu kayalarında egemen TiO_2 minerali sfendir. Rutil ile sfen ve plajiolklas ile albit bağıntısı bu nedenle bölge için temsilcilerdir. Ancak bu fazlar arasındaki ilişkinin mutlak değeri P/T koşulları bakımından henüz bilinmemekte ve bu nedenle bölgede kantitatif yaklaşım için kullanılamamaktadır.

Sodik amfibol üzerinde gerçekleştirdiği deneysel çalışmalarıyla Ernst (1960, 1961, 1962, 1963), bu katı çözeltinin geniş duraylılık alanı sunduğunu göstermiş ve glokofanım P/T koşulları bakımından mutlaka tek başına bir belirteç olması gerekeceğine değinmiştir. Ancak sodik amfibol, lavsonit ve jadeitik piroksen ile birlikte yüksek basınç, düşük sıcaklık koşulu belirtmede güvenilir bir ayıraç sayılmaktadır (Ernst, 1970; Miyashiro, 1973). Bu nedenle Orta Sakarya boyunda harita alanından (Şekil 1) doğuya doğru, özellikle Gömele - Sarıcakaya güneyinde bu koşullara erişildiği kesinlikle söylenebilir. Mavişist fasiyesi koşulları olarak tanımlanan yüksek basınç, düşük sıcaklığın harita alanındaki başlıca etkisi sodik amfibolün varlığıdır. O halde çalışma alanı, doğuya doğru değişen koşullara geçişin eşliği olarak kabul edilmelidir. Harita alanındaki bu geçiş yaklaşık olarak Ca-amf ibol + albit + klorit = Na-amfibol + epidot -f sıvı (Ernst, 1972) eşitliği ile belirtilebilir.

Söğüt metabaziti ayrıntılı çalışmalarla tanıtılmış dünyadaki çeşitli örneklerle karşılaştırılabilir. Franciscan (Ernst ve diğerleri, 1970; Hermes, 1973) ve Taivan (Liou ve diğerleri, 1975) metabazitleri, Sakarya güneyindeki metamorfik kayaları andıran karmaşık bir evrim geçirmişler* dir. Önce 500° C dolayında (Turner'in, 1968, epidot-amfibolit fasiyesi; Winkler'in, 1974, düşük dereceli metamorfizması) rejyonel metamorfizma gelişmiş daha sonra yüksek basınç, düşük sıcaklık (mavişist fasiyesi) koşullarına dönüşmüştür. Ernst'e (1972) göre Franciscan metamorfizması 8 Kb ve 150.300°G'ta oluşmuştur. Sanbagawa (Shiritaki bölgesi), Franciscan ve Taivan'daki bazı metabazitler ile çalışma sahası arasındaki yakın benzerlik açıktır. Zon II'de, Taivan'da olduğu gibi epidot ve albit gelişmiştir. Franciscan'da ise bunların yerine lavsonit ya da pumpelit, sfen ve jadeitik piroksen gelişmiştir. Hermes (1973), Franciscan'da epidot ve amfibolitin lavsonitli mavi şiste dönüştüğünü verilerle göstermiştir. Harita alanında metamorf izma koşullarının her evrede epidotun duraylılık sınırları içinde kaldığı kesindir. Çünkü hem artan metamorfizma, hem de gerileyen metamorf izma sırasında epidot duraylı bir faz olarak görülmüştür. Ancak harita alanından doğuya İnhisar, Gömele, Dağkılıp'ya doğru metabazit bloklarında lavsonit, epidotun yerine geçmektedir. Liou ve diğerleri'ne (1975) göre epidot, lavsonit geçişi aşağıdaki eşitlikle açıklanabilir:



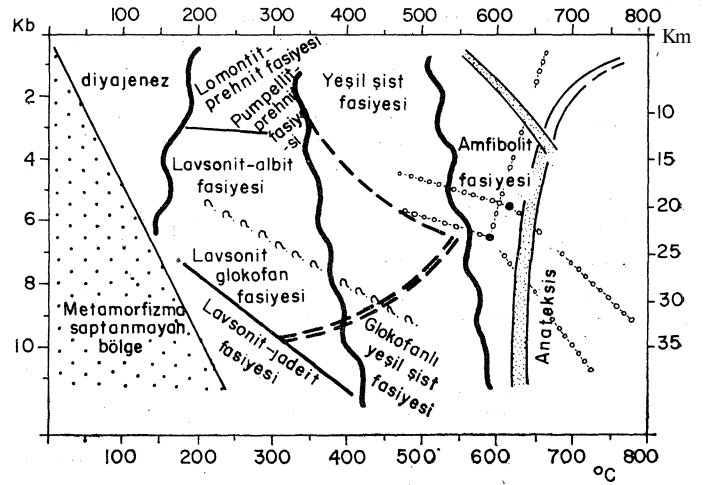
Eşitlik, bölgede doğudan batıya doğru değişen metamorfizma koşulları için iyi bir örnektir.

Lavsonit/epidot duraylılığı deneylerle de araştırılmıştır (Newton ve Kennedy, 1963; Nitsch, 1968). Denge eğrisinde iki mineral arasındaki geçiş 5 Kb akışkan basınçta 350° C veya daha düşüktür. O halde lavsonit + glokofanla temsil edilen orta Sakarya mavi şistlerinin 350° C'nin altında, Söğüt metabazitinin ise 350°C'nin üzerinde yeniden kristal-Jendiği söylenebilir. Franciscan da benzer mavi şistlerin 200°-300°C ve 6-9 Kb'da geliştiği bildirilmiştir (Coleman, 1967).

Karasu metamorf itinin değişik birimleri harita alanında oldukça düzenlidir. Harita alanından doğuya doğru mavişist fasiyesinin etken olduğu kayalara geçilirken aynı zamanda kaya birimleri arasında belirli bir düzensizliğin de gelişmeye başladığı görülür.

Harita alanı doğusundaki düzensiz ofiyolit topluluğu diğer kayalarla birlikte, konum bozumu ile giderek türlü (melanj) topluluğuna (Hsü, 1968) dönüşmektedir. Ofiyolit genellikle yüksek basınç metamorfizma kuşaklarında görülür. Günümüzde mavişist fasiyesi metamorfizması ile ofiyolit arasında kökensel bir ilişki olduğu ve ofiyolit topluluğunun okyanus kabuğu ile manto parçaları olup, orojenik kuşaklar boyunca yerleştikleri görüşü yaygındır (Dietz, 1963; Hess, 1964; Gass, 1968; Dewey ve Bird, 1971; Miyashiro, 1973). Sakarya güneyindeki kayaların bir ofiyolit topluluğundan türediği ve volkanik kayaların jeokimyasal niteliklerine dayanarak bu ofiyolitin okyanus türevli olduğu kanıtlanmıştır (Yılmaz, 1977a, b).

Alpin bir çanakta gelişen bu malzemede artan metamorfizmanın deformasyonla ilişkili olduğu tanınmıştır. Bu birinci metamorfizma fazı sırasında 500°C'yi aşan sıcaklıklara erişilmiş, basıncın 5-6 kb dolayında olduğu anlaşılmıştır.



Şekil 8: Karasu metamorf itini etkileyen farklı metamorf izmaların yaklaşık P/T değerleriyle evrimlerini gösterir diyagram (Winkler (1974) ten alınmıştır.) Artan metamorfizma kesikli ve kalın çizgi ile, gerileyen metamorfizma ise kesikli ve kalın çift çizgiyle gösterilmektedir.

Figure 8: Trends and approximate P/T values of the metamorphic events in the Karasu metamorphic rocks (From Winkler (1974)). Progressive metamorphism and retrograde metamorphism are indicated by single and double dashed lines, respectively.

İkinci metamorfizma fazı ile gelişen mavişistler ile alkali amfibollü kayaların ortaya çıkmaları için 6-9 kb yüksek basınç gerektiği belirlenmiştir. Bu yüksek basınç, düşük sıcaklık oluşunun bir yitilme zonunda gerçekleşebildiğini düşünmek olasıdır. Çünkü aynı süreçte, kaya topluluğunun düzeni de bir melanj oluşturacak biçimde bozulmuştur. Bölgede hareketli kuşaklara özgü kabuksal kılcalmanın varlığı da ayrıca kanıtlanmıştır (Yılmaz, 1977a). Artan metamorfizmadan sonra kayaların bir yitilme zonuna taşındığı söylenebilir. Buna göre artan metamorfizma okyanus tabanında veya okyanus hendeğinde ve bir ofiyolit napının termal örtüsü altında gelişmiş olmalıdır.

Artan metamorfizmadan gerileyen metamorfizmaya değişimin tabiatı çizimle gösterilmeye çalışılmıştır (Şekil .8).

Dinamik metamorfizma, metamorfizmaya uğrayan ofiyolit bölgeye yerleşmesi ve sonrasındaki yapısal yeni düzenin . sonucunda gelişmiştir (Yılmaz, 1977a).

KATKI BELİRTME

Elektron mikrosönda analizleri, İngiltere'de, Univ. College London'da TRTAK yurtdışı bursu ile gerçekleştirilebilir. Yazar bu kuruluşlara gönülden borçludur.

Yazının geliş tarihi	: 23.2.1978
Düzeltilmiş yazının geliş tarihi	: 25.7.1978
Yayıma verildiği tarih	: 30.11.1978

BE&tNİLEN BELGELER

- Banna, C., 1964, Petrologic studies San.bags.wa crystalline schists in the Bessi-Ino District, Central Sikoku, Japan: Tokyo Üniv. Fac. Sci. J. Sec. II., 15, 203-319.
- Binns, R.A., 1965, The mineralogy of metamorphosed basic rocks from the Willyama Complex, Broken Hill District, New South Wales, Pt. I. Hornblendes: Min. Mag., 35, 306-326.
- Chinner, G.A., 1962, Almandine in therman aur-eoles: J. Petrology, 3, 316-340.
- Colemanj, R.G., 1967, Claucophane schists from California and New Caledonia: Tectonophysics, 4, 479-498.
- Dee, W.A., Howie, R.A., ve Zussman, J., 1963, Rock forming minerals Longmans, London.
- Dewey, J.F., ve Bird, J.M., 1971, Origin and emplacement of the ophiolite suite: Applachian ophiolites in Newfoundland: J. Geophys. Res., 79, 3179-3206.
- Dietz, R.S., 1963, Collapsing Continental rises: an actualistic concept of geosynclines and mountain building: Jour. Geol., 71, 314-333.
- Ernst, W.G., 1960, The stability relations of magnesioriebeckite: Geoch. Cosmos. Acta, 19, 10-40.
- Ernst, W.G., 1961, Stability relations of glaucophane: Am. Jour. Sci., 259, 735-765.
- Ernst, W.G., 1962, Synthesis, stability relations and occurrence of riebeckite and riebeckite-arfvedsonite solid solutions: Jour. Geol., 70, 689-736.
- rology, 4, 1-30.
- _____, 1970, Tectonic contact between the Franciscan melange and the Great Valley sequence-crustal expression of a late Mesozoic benioff zone: J. Geophys. Res., 75, 886-901.
- _____, 1972, Occurrence and mineralogic evolution of blueschists belts with time: Am. Jour. Sci., 272, 657-668.
- _____, Seki, Y., Onuki, H., ve Gilbert, M.C., 1970, Comparative study of low-grade metamorphism in the California coast ranges and the outer metamorphic belt of Japon: Geol. Soc. of America, Mem. 124, 276 s.
- Fortes, M.D., 1956, Correlation of dioctahedral potassium micas on the basis of their charge relations: U.S. Geol. Surv., Bull. 1036-D, 57-67.
- Fyfe, W.E., Turner, F.J., ve Verhoogen, J., 1958, Metamorphic reactions and metamorphic facies: Geol. Soc. America, Mem. 73, 260 s.
- Gass, I.G., 1968, Is the Troodos Masif of Cyprus a fragment of Mesozoic ocean floor?: Nature, 22P, 39-40.
- Hermes, O.D., 1973, Paragenetic relationships in an amphibolitic tectonic blocks in the Franciscan terrain, Panoche Pass, California: J. Petrology, 14, 1-32.
- Hess, H. H., 1964, The oceanic crust, the upper mantle and the Magaguez serpentinitized peridotite; Burke, C.A., ed. Study of serpentinite de: Natl. Acad. Sci.-Natl. Res. Council Publ. 1188, 169-175.
- Hey, M.N., 1954, A New review of the chlorites: Min. Mag., 30, 277-292.
- Hsu, K.J. 1968a, Principles of melanges and their bearing on the Franciscan-Knoxville paradox: Geol. Soc. America Bull., 79, 1063-1074.
- Hsu, K.J., 1968b, Selected phase relationships in the system Almn-Fe-Si-O; a model for garnet equilibria: J. Petrology, 9, 415-469.
- Korzhinskii, D.S., 1959, Physicochemical basis of the analyses of the paragenesis of minerals: Consultants Bureau, New York, 142 s.
- Lee, D.C., Coleman, R.G., ve Erd, R.C., 1963, Garnet types from the Cazadero area, California: J. Petrology, 4, 460-492.
- Liou, J.G., Ho, CO., ve Yen, T.P.t, 1975, Petrology of some glaucophane schists and related rocks from Taiwan: J. Petrology, 16, 80-109.
- Miyashiro, A., 1957, The chemistry, optics and genesis of the alkali amphiboles: J. Fac. Sci. Tokyo Pniv., 11, 2, 57-83.
- _____, 1973, Metamorphism and metamorphic belts: J. Wiley and Sons, New York.
- Newton, R.C., ve Kennedy, G.C., 1963, Some equilibrium reactions in the join CaAbSisOs-H⁺: J. Geophys Res., 68, 2967-2983.
- Nitsch, K.H., 1968, Die Stabilität von lawsonit: Naturwissenschaften, 55, 388.
- Papike, J.İ. ve Clark, J.R. 1966, Cation distribution in the pressure polymorph: Geol. Soc. Am. Abstracts.
- Turner, F.J., 1968, Metamorphic petrology (mineralogical and field aspects): Me Graw Hill, New York.
- Velde, B., 1965, Phengite micas: syntethesis, stability and natural occurrence: Am. Jour. Sci., 263, 886-913.
- _____, 1969, Si⁺ content of natural phengites: Contr. Min. Pet., 14, 250-258.
- Wenk, E. ve Keller, F. 1969, Isograde in Amphibolitserien der Zentralalpen: Schweizer Min. Pet. Mitt, 49, 157-198.
- Winkler, H.G.F., 1974, Petrogenesis of metamorphic rocks (4th Ed) : Springer-Verlag, Heidelberg.
- Yılmaz, Y., 1977a, Bilecik-Söğüt dolayındaki "eski temel karmaşığı"-nın petrojenetik evrimi: Doçentlik tezi, İ.Ü.F.F. (Yayınlanmamış).
- _____, 1977b, Relict pyroxenes of Söğüt metabasite: İstanbul Univ. Fen. Fak. Mec, Seri B. 41 (1-4), 27-33.