

Menderes Masifinin Gnayslarında ve Şistlerinde Metamorfizma Koşulları, Alaşehir - Manisa

Metamorphic conditions of gneisses and schists in the Menderes Massif, Alaşehir-Manisa

Remzi AKKÖK, İ.T.Ü. Maden Fakültesi, Jeoloji Kürsüsü, Teşvikiye.- İstanbul

ÖZ: İnceleme alanı Menderes Masifinin doğu kesiminde Manisa ilinin Alaşehir ilçesi yakınında yer alır. Bu bölgedeki metamorfik kayalar litolojileri ve yapısal konumları gözönüne alınarak üç grup altında toplanmıştır. Bunlar Gnays Karmaşığı, Şist Karmaşığı ve Mermerlerdir.

Petrografik, mineralojik ve yapısal veriler Şist Karmaşığının en az üç evrede metamorfizmaya uğradığını kanıtlamaktadır. Birinci evrenin oluşturduğu metamorfik doku bunu izleyen ikinci evre metamorfizması (amfibolit fasiyesinde) ile kısmen bozulmuştur. Gnays Karmaşığı porfiroblastik, gözlü, masif granitik ve bantlı gnayslar ile migmatitler içerir. Gnays Karmaşığına ait jeolojik, petrografik ve kimyasal veriler ve karmaşığın kısmi anateksisten etkilendiğini gösterir. Örneğin bu karmaşığın bazı gnaysları içerisinde görülen koyu renkli (mafik) inklüzyonlar anateksis sonucu oluşan ergimeyen kalıntılardır (restitler). Şist Karmaşığı ise; kuartzo-feldspatik gnays, granat-mika şist, kuvarsit ve gözlü gnaystan oluşmaktadır.

İkinci evre metamorfizması sırasında Şist Karmaşığı 5 kb'lık bir basınç ile 600°C'lik bir sıcaklığın etkisinde kalırken Gnays Karmaşığı 5-6 kb'lık bir basınç ve 660°C'lik bir sıcaklığın etkisinde kalmıştır.

ABSTRACT : The present research area lies in the eastern part of the Menderes Massif, near Alaşehir-Manisa. In this region, three metamorphic rock groups are recognised on the basis of their lithologies and structural positions, namely, the Gneiss Complex, the Schist Complex and the Marbles.

Petrographic, mineralogical and structural data indicate that the Schist Complex have undergone at least three phases of metamorphism. The first phase has been partially obliterated by the second phase which is in the amphibolite facies. The Gneiss Complex comprises porphyroblastic, augen, massive granitic and banded gneisses, and some migmatites. Geological, petrographical and chemical evidence shows that the Gneiss Complex suffered partial anatexis. For example mafic inclusions in certain gneisses of the Gneiss Complex represent restites. The Schist Complex contains quartzo-feldspathic gneiss, garnet-mica schist, quartzite and augen gneiss.

During the second phase of regional metamorphism, temperatures reached 600°C with accompanying pressures of 5 kb in the Schist Complex, while 660°C with pressures of 5-6 kb in the Gneiss Complex.

GİRİŞ

Güneybatı ve Batı Anadolu'da geniş alanlar kaplıyan metamorfik kayaç toplulukları ve bunları örten genç tortul kayaçlar Menderes Masifi olarak bilinmektedir. Bu masifin sınırları, jeoloji literatüründe açıklıkla belirlenmemesine karşın, kabaca kuzeyde Kütahya, güneyde Muğla, doğuda Denizli ve batıda İzmir'e kadar uzanmaktadır.

Son yüzyılın ikinci yarısından beri Menderes Masifi çeşitli amaçlarla birçok araştırmacı tarafından incelenmektedir. İlk araştırmalarda Menderes Masifinin bir tektonik birim olduğu belirtilmiştir (Hamilton, 1840; Philippson, 1915; den; Philippson, 1918). Daha sonraki yıllarda ise, masifin çekirdeğini oluşturan gnaysların kökenleri (Schuiling, 1958, 1962; Flügel ve Metz, 1954; Akartuna, 1965; Graciansky, 1965; Başarı, 1970; İzdar, 1971; Ayan, 1973; Dora, 1975), masifte çekirdek-örtü ilişkisi (Schuiling, 1962; Wippem, 1964; Graciansky, 1965; Abdüsselamoğlu, 1965; Brinkmann, 1966; Bingöl, 1974; İzdar, 1975; Akdeniz ve Konak, 1979) ve masifin yaşı (Onay., 1949; Kaaden ve Metz, 1954; Schuiling, 1958, 1962; Ketin, 1959; Wippem, 1964; Graciansky, 1965; Brinkmann, 1966, 1971; Kaya, 1972; Bingöl, 1974; İzdar, 1975) araştırılmıştır. Ancak bu konularda araştırmacılar birbirlerine karşıt görüşler ileri sürmektedirler. Yapılacak yeni araştırmalardan elde edilecek veriler görüşler arasındaki ayrıcalığın ortadan kalkmasına yardımcı olacaktır.

Bu incelemede ise, Manisa ili Alaşehir ilçesinin yaklaşık 20 km güneyinde yer alan 220 km² lik bir bölgenin etkilendiği metamorfizma koşulları (sıcaklık ve basınç) saptanmaya çalışılmıştır. Anlatımda kolaylık sağlamak amacıyla inceleme alanı "Derbent bölgesi" diye adlandırılmıştır.

GENEL

Derbent bölgesindeki metamorfik kayaçları, litolojileri ve yapısal konumları gözetilerek üç ana grup altında toplamak olasıdır. Bunlar alttan üste doğru: (1) Gnays karmaşığı, (2) Şist karmaşığı ve (3) Mermerleredir.

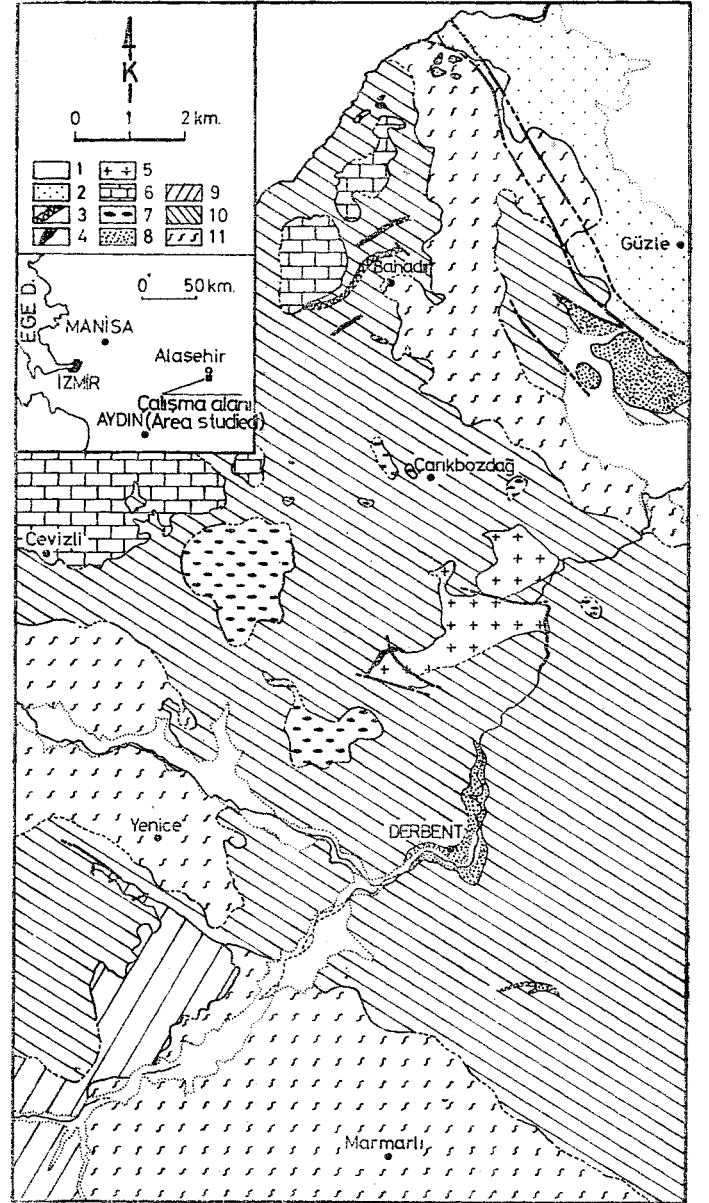
Ayrıca çalışma alanının doğu kesiminde Şist Karmaşığını intrüzyif bir granit "Dede Dağı Graniti" kesmektedir. Bahadır köyünün hemen kuzeyinde ise Şist Karmaşığı serpantinitle içermektedir. (Akkök, 1977). Bölgenin kuzey ve kuzeydoğu kesiminde metamorfik kayaçları genç çökeller (Neojen yaşlı) örter (Şekil: 1). "

GNAYS KARMAŞIĞI

Gnays Karmaşığı bölgede diğer kayaçların altında yer alır ve tabanı görülmez. Porfiroblastik gnays ve gözlü gnays bu karmaşığın en yaygın birimleridir. Bu kayaçlarla birlikte yer yer bantlı gnays, masif granitik gnays ve migmatitler görülmektedir. Bölgenin birçok yerinde porfiroblastik gnaystan masif granitik gnaysa ve gözlü gnaystan bantlı gnaysa geçişler birkaç metre içinde izlenebilir. Çizelge l'de bu karmaşığı oluşturan kayaçların mineral içerikleri verilmiştir.

Profiroblastik gnays

Gnays Karmaşığının en egemen litolojik birimidir. Bu gnays gri renkli, kaba taneli ve 10-40 mm. boyutlara ula-



Şekil 1: Derbent Bölgesinin jeoloji haritası. 1) Alüvyon, 2) Genç çökeller (Neojen), 3) Serpantinitle, 4) Hornfels, 5) Dede Dağı graniti, 6) Mermer, 7) Gözlü gnays, 8) Kuvarsit, 9) Kuvartzo-feldspatik gnays, 10) Granat-mika şist, 11) Gnays karmaşığı.

Figure 1: Geological map of the Derbent Area. 1) Alluvium, 2) Recent sediments (Neogene), 3) Serpentinite, 4) Hornfels, 5) Dede Dağı Granite, 6) Marble, 7) Augen gneiss, 8) Quartzite, 9) Quartz-feldspathic gneiss, 10) Garnet-mica schist, 11) Gneiss Complex.

şabilen dikdörtgen, elips veya daire şekilli kesitler veren mikroklin ve/veya oligoklas porfiroblastları içerir. K-feldspat porfiroblastları değişik yoğunlukta ve düzensiz dağılımlı olarak gelişmişlerdir. Bu birimdeki gnaysik dokuyu birbirine kabaca paralel olarak dizilmiş olan biyotit yapraklarının yoğunlaşması vermektedir.

Porfiroblastik gnayslar elipsoid şekilli (uzun eksenleri 10-30 cm.), koyu renkli inklüzyonlar içerirler. Bunlar biyotit, albit ve az miktarda kuvarstan oluşurlar. Inklüzyonlar-

| |
|--|
| oligoklas + mikroklin + muskovit + biyotit + kuvars + almandin granat + opak + klorit |
| albit + mikroklin + muskovit + biyotit + kuvars + epidot + opak |
| albit + mikroklin + muskovit + biyotit + kuvars + opak + klorit |
| albit + mikroklin + muskovit + biyotit + kuvars + almandin granat + epidot + opak |
| albit + mikroklin + muskovit + biyotit + kuvars + almandin granat + epidot + klorit + opak |
| oligoklas + mikroklin + muskovit + biyotit + kuvars + opak |
| oligoklas + mikroklin + muskovit + biyotit + kuvars + almandin granat + opak |
| albit + mikroklin + muskovit + biyotit + kuvars + opak |

Çizelge 1: Gnays Karmaşığındaki kayaçların mineral içeriği

Table 1: Mineral assemblages of the Gneiss Complex

la gnays arasındaki dokanak oldukça keskin ve gnaystaki mineral yönelimiyle uyumsuzdur. Buna karşılık porfiroblastik gnaysta foliyasyonun belirgin bir şekilde izlendiği kesimlerde inklüzyonlar foliyasyona paralel olarak yassılaştırmışlardır.

Gözlü Gnays

Gnays Karmaşığının büyük bir kesimini oluşturan gözlü gnaysların bu karmaşık içindeki dağılımları düzensizdir. Gözlü gnays karmaşık içerisinde görülen diğer gnayslara düşey ve yatay geçişler gösterir. Geçiş zonlarında ve yalın kısımlarında gözlü gnaysta izlenen foliyasyon diğer gnayslardaki foliyasyonlara paraleldir.

Gözlü gnaystan masif granitik gnaysa geçişte feldspat gözlerinde sayı ve boyut bakımından dereceli bir azalma izlenmektedir. Porfiroblastik gnaysa geçişte ise, foliyasyon gittikçe belirsizleşir ve feldspat gözlerinin şekil ve yönelimleri değişerek feldspatik porfiroblastlar haline geçer. Aslında petrografik olarak bu iki gnays arasındaki fark dokusu olup mineralojik değildir. Bu nedenle gözlü gnaysın deformasyondaki yerel farklılıklar sonucu porfiroblastik gnaystan türediği söylenebilir.

İnceleme alanında gözlerin boyutları ve açık renkli minerallerin koyu renkli minerallere oranları önemli sayılabilecek değişimler göstermektedir. Gözlerin herbiri ya bir K-feldspat kristali veya birden fazla feldspat kristallerinin oluşturduğu topluluklardır. Değişik boyutlu, oval şekilli gözlerin uzun eksenleri ise genellikle kayaçtaki egemen foliyasyona paralel veya paralele yakın olup gözler biyotit ve uzamış kuvars taneleri ile sarılmışlardır.

Masif granitik gnays

Gnays Karmaşığının kuzey kesiminde yaygın olarak görülen bu birim gri renkli, ince-orta taneli ve tekdüze görünümlüdür. Feldspat, kuvars, biyotit ve muskovitten oluşur.

Bantlı gnays

Belirgin bir foliyasyonun görüldüğü bu kayaç türünde feldspat ve kuvars içeren pembe renkli bantlar, biyotitçe zengin yeşil veya siyah bantlarla aralanma gösterir. Bu gnaysa yalnız Gnays karmaşığının kuzeybatı kesiminin bir seri küçük mercerler şeklinde rastlanmaktadır. Bunların yapıları ve dokuları oldukça karışıktır. Bazı kesimlerde bantlar düzlemsel ise de; çoğu yerde kıvrılmış veya kırılmış durumdadır.

Migmatitler

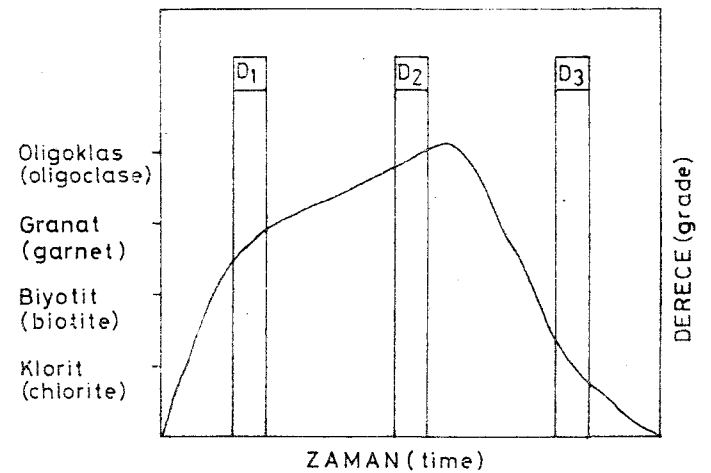
İnceleme alanında sınırlı olarak gelişmiş olan bu kayaç biyotit, klorit ve az miktarda kuvars ve granat içeren koyu renkli kısım ile sadece feldspat ve kuvars içeren açık renkli kısımdan oluşur. Koyu kısım kalınlığı sabit olan beyaz kısım tarafından düzensiz bir şekilde kesilmiştir. Mehnert' (1988)'in migmatit adlandırmasına göre bu migmatit "Filebit (phlebite)"dir.

ŞİST KARMAŞIĞI

Bu karmaşık yapısal olarak Gnays Karmaşığının üzerine gelir. Kuvartzo-feldspatik gnays, granat-mika şist, kuvarsit ve gözlü gnays içerir. Petrografik incelemeler Şist Karmaşığının üç evrede metamorfizma geçirdiğini göstermektedir. Metamorfizma ilk iki evrede ilerleyen türde iken son evrede gerileyen niteliktedir (Şekil: 2). Bu karmaşığın mineral içeriği çizelge 2'de verilmiştir.

Kuvartzo-feldspatik gnays

Bu kayaç Derbent bölgesinin güneybatısında yaklaşık 5 km² lik bir alan kaplamaktadır. Açık gri renkli, orta-kaba taneli, zayıf veya belirgin foliyasyon gösteren bu kayaç K-feldspat ve kuvarstan oluşur. Ayrıca az miktarda muskovit ve kahverengi granat içerir. Bu birimde yer yer izlenen foliyasyon içerdiği muskovitlerin paralel dizimleri sonucudur.



Şekil 2: Şist Kompleksinde zamana karşı metamorfizma derecesindeki farklılık.

Figure 2: Variation of grade with time in the Schist Complex.

| |
|--|
| Yarı - pelitik şist |
| muskovit + almandin granat + oligoklas + biyotit + kuvars + opak mineraller |
| muskovit + almandin granat + oligoklas + biyotit + kuvars + klorit + opak mineraller |
| muskovit + paragonit + almandin granat + oligoklas + biyotit + kuvars |
| Pelitik şist |
| almandin granat + muskovit + biyotit + klorit + oligoklas + albit + kuvars + opak mineraller |
| Bazik bant |
| almandin granat + kuvars + oligoklas + biyotit + hornblend + opak mineraller |
| Kuvartzo - feldspat gnays |
| muskovit + albit + mikroklin + kuvars + opak mineraller |
| almandin granat + muskovit + biyotit + albit + mikroklin + kuvars + opak mineraller |
| Gözlü gnays |
| almandin granat + muskovit + biyotit + mikroklin + oligoklas + kuvars + klorit + opak mineraller |
| muskovit + biyotit + mikroklin + oligoklas + kuvars + opak mineraller |
| Kuvarsit |
| albit + biyotit + muskovit + kuvars + opak mineraller |
| almandin granat + muskovit + kuvars + klorit + opak mineraller |
| albit + mikroklin + muskovit + kuvars + opak mineraller |

Çizelge 2: Şist Karmaşığındaki kayaçların mineral içeriği

Table 2: Mineral assemblages of the Schist Complex.

Granat-mika şist

Şist Karmaşığı içinde geniş alanlar kaplayan bu birim şistoz dokusu ile karakteristiktir. Bu birim tekdüze olma, yarı-pelitik şist, pelitik şist ile yer yer izlenen kuvarsit ve bazik bantlardan oluşur. Bu alt birimlerden yarı-pelitik şist bu birim içerisinde en egemen litolojidir.

Yarı-pelitik şist genellikle orta-kaba taneli ve yapraklanmalı olup mikaca zengindir. Ayrıca kuvars, feldspat ve iri almandin granat mineralleri içerir. Biyotit miktarına bağlı olarak rengi açık griden koyu kahverengine kadar değişir. Gnays. karmaşığı ile yaptığı dokanağa yakın kısımlarında bu şist çok sayıda feldspat gözleri içerir. Ancak bu gözler, gözlü gnayslarda görülenlerden gerek boyut (10 mm.) ve gerekse şekil (daire) bakımından farklıdır.

Pelitik şist biyotit, muskovit, feldspat ve kuvars ile çok sayıda iri, kahverenkli granat içerir. Bu litoloji genellikle ince-orta taneli olup yer yer foliyasyona yarı paralel gelişmiş kuvars-feldspat segregasyonları ile doğada diğerlerinden kolaylıkla ayrılabilir.

Bazik bantlar koyu kahve-siyah renkli, kaba taneli ve iyi yapraklanmalıdır. Hornblend, plajiyoklas ve biyotitten oluşan bu litoloji önemli miktarda almandin granat içerir. Doğa da ise; yarıpelitik ve pelitik şistlerle arabantlı olarak izlenmektedir.

Kuvarsit

Bu incelemede kuvarsit terimini kuvars, muskovit ve az miktarda feldspat içeren kayaç için kullanılmıştır. Kuvarsit açık kahve-beyaz renkli, ince-orta tanelidir. Bu litolojide yer yer iyi yapraklanma izlenmektedir.

Gözlü Gnays

Gözlü gnaysın içerdiği çok sayıda gözlerden dolayı doğada belirgin bir görünüşü vardır. Bunlar granat-mika şist içerisinde değişik boyutlarda mercerler şeklinde gelişmiş-

lerdir. Granat-mika şist dereceli olarak gözlü gnaysa geçer ve geçiş zonlarında yerel olarak gözlü gnays ile granat-mika şist arasında ardalanma görülür.

Gözlü gnays biyotit, muskovit, feldspat ve kuvarstan oluşur. Beyaz elamanların (leucocratic minerals) miktarı koyu elamanların (mafic minerals) miktarını eşit veya daha azdır. Bu özellik Gnays Karmaşığında görülen gözlü gnaystan bunların farklı olduğunu belirten önemli bir veridir.

MERMERLER

Derbent Bölgesinde mermerleri iki türe ayırmak olasıdır. Ancak bunlar birbirlerinden uzak yerlerde yüzlemler verirler. Bu nedenle bu iki tür mermer arasındaki stratigrafik ve yapısal ilişkiler açıklanamamıştır. Bu mermerlerin doğadaki görünüşleri ise, türlerin birinde beyaz, kaba taneli ve masif, diğerinde gri, sarımsı-kahve renkli, orta taneli ve bantlıdır.

METAMORFİZMANIN FİZİKSEL KOŞULLARI

İnceleme alanında ikinci evre metamorfizması birinci evre metamorfizmasının neden olduğu değişimleri büyük ölçüde belirsizleştirmiştir. Bundan ötürü bölgede sadece ikinci evre metamorfizmasının fiziksel koşullarını bu evrede oluşan minerallerin ve bunların duraylılık sınırlarını gözönüne alarak saptamak olasıdır. Böyle bir yaklaşım için özellikle Şist Karmaşığının mineral içeriği uygundur.

Granatların bileşimleriyle metamorfizma koşulları arasındaki ilişkiler çeşitli amaçlarla birçok araştırmacı tarafından incelenmiştir (Yoder, 1950, 1955; Miyashiro, 1953, 1958, 1973; Boyd ve England, 1959; Engel ve Engel, 1960; Sturt, 1962; Albee, 1965; Atherton, 1964, 1968; Saxena, 1968; Miyashiro ve Shido, 1973, Mason, 1978; Erkan, 1978). Hsü (1968) almandin granatın duraylı olduğu sıcaklığın alt limitinin 2 kb sıvı basıncında demir 4+kuvars/fayalit tamponunda 540°C, yine aynı basınç altında manyetit+kuvars/fayalit tamponunda ise 600°C olduğunu saptamıştır. Ayrıca

almandin granat duraylılığının ortamdaki oksijen fugasitesine bağımlı olduğunu göstermiştir. Keesman ve diğerleri (1971) ise almandin granatin duraylı olduğu, alt limitinin düşük oksijen fugasitesinde basınçtan bağımsız olarak 550-600°C olduğunu belirtmişlerdir. Buna göre; Şist Karmaşığına opak faz olarak manyetit bulunması görece olarak düşük oksijen fugasitesini belirtir. Bu karmaşığın tüm birimlerinde almandin granatin (Çizelge 3) bulunması ise ikinci metamorfizma evresinde olasılıkla 600°C civarında bir sıcaklığın etkin olduğunu gösterir. Bu olasılığı kuvvetlendiren diğer bir veri incelenen örneklerden sadece bir tanesinde paragonit mineralinin kuvars ile birlikte duraylı kalabildiğinin saptanmasıdır (Akkök, 1980). İncelenen diğer örneklerde paragonit mineralinin bulunmaması ise; ikinci metamorfizma evresinde sıcaklığın 'Paragonit+kuvars'ın duraylı kalabileceği üst sıcaklık limitini aştığını buna karşın örneklerin tümünde muskovitin kuvarsla birlikte görülmesi sıcaklığın 'muskovit+kuvars' duraylılığının üst sıcaklık limitini geçmediğini gösterir (Şekil 3). Chatterjee (1972) paragonit +kuvars duraylılığının üst sıcaklık limitini deneysel olarak araştırmıştır. Bu iki mineral 4 kb PH₂O

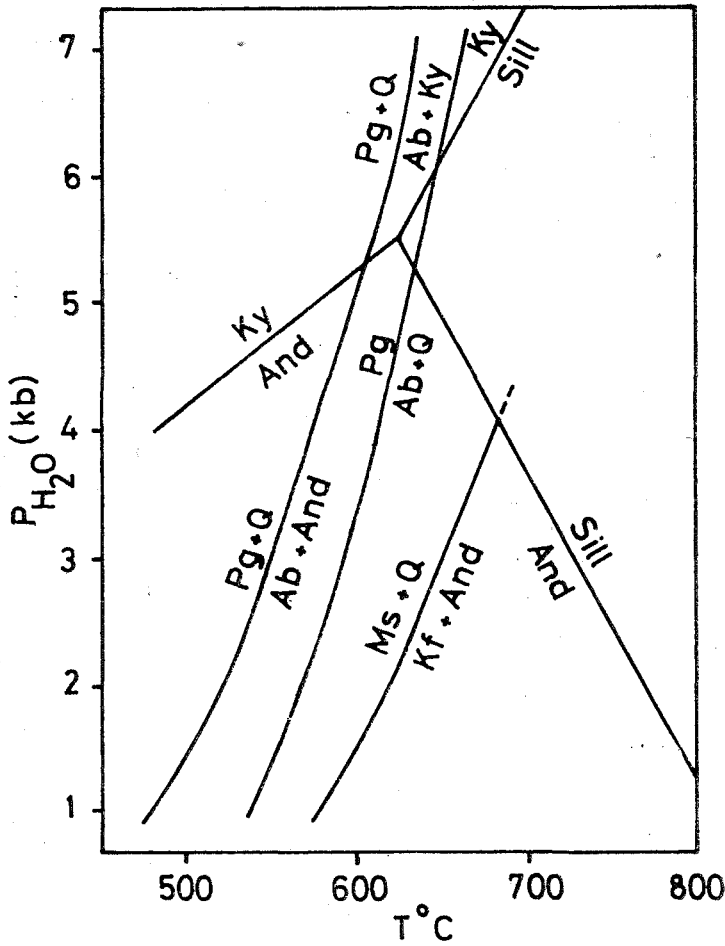
da 560°C ve 5 kb PH₂O da 590°C'nin üzerinde duraylı değildir. Böylece Şist Karmaşığının ikinci metamorfizma evresinde etkisinde kaldığı 600°C sıcaklık olasılığı yerinde bir yaklaşım olmaktadır. Ayrıca Şist Karmaşığının içerdiği muskovitlerin kimyası da saptanan sıcaklığa desteklemektedir (Çizelge 4). Şöyle ki, Eugster ve Yolder (1955) muskovitin oluşum sıcaklığının muskovitteki paragonit katı eriyiğiyle olan ilişkisini belirtir bir grafik vermişlerdir. Şist Karmaşığının muskovit analizlerinden hesaplanan paragonit katı eriyiği (% mol.) bu grafik kullanılarak değerlendirildiğinde ikinci metamorfizma evresi için yine 600°C civarında bir sıcaklık elde edilir (Şekil 4). Bunların dışında, Şist Karmaşığının tüm birimlerinde plajiyoklasların oligoklas bileşiminde (Çizelge 5) olması sıcaklığın amfibolit fasiyesinde bir metamorfizmaya olanak verecek kadar yüksek olduğunu gösterir (Turner ve Verhoogen, 1960; Miyashiro, 1973). Bu karmaşık içerisinde yer yer görülen bazik bantların mineral parajenezi de (almandin granat-oligoklas-hornblend-kuvars) amfibolit fasiyesinin varlığını belirten diğer bir veridir.

Şist Karmaşığının ikinci metamorfizma evresinde etkilendiği olası basınç ise bu karmaşık içerisinde görülen bazik

| Ağırlık % (weight %) | A33 | A49 | A58 | A74 | A230 | A292 | A301 |
|---|-------|-------|-------|-------|-------|--------|-------|
| SiO ₂ | 36.85 | 37.39 | 36.93 | 36.87 | 36.49 | 37.00 | 36.02 |
| Al ₂ O ₃ | 21.33 | 21.34 | 21.16 | 21.11 | 21.14 | 21.47 | 21.22 |
| TiO ₂ | 0.15 | 0.13 | 0.15 | 0.13 | 0.05 | 0.12 | 0.11 |
| FeO | 32.99 | 30.27 | 29.39 | 28.53 | 32.99 | 29.81 | 32.62 |
| MnO | 0.11 | 1.79 | 0.80 | 0.55 | 5.48 | 1.77 | 0.65 |
| MgO | 2.57 | 2.44 | 2.10 | 1.01 | 2.57 | 2.30 | 2.15 |
| CaO | 5.61 | 6.33 | 8.95 | 11.65 | 0.92 | 7.65 | 6.20 |
| Toplam (Total) | 99.64 | 99.69 | 99.48 | 99.85 | 99.64 | 100.12 | 98.97 |
| İyon oranları - Formül hesaplamada 24 oksijen atomu kullanılmıştır. (Ionic ratios - 24 oxygens used to calculate formula) | | | | | | | |
| Si | 5.928 | 5.984 | 5.929 | 5.916 | 5.938 | 5.912 | 5.864 |
| Al ^{IV} | 0.072 | 0.016 | 0.071 | 0.084 | 0.062 | 0.088 | 0.136 |
| Al ^{VI} | 3.973 | 4.010 | 3.935 | 3.909 | 3.994 | 3.957 | 3.938 |
| Ti | 0.018 | 0.016 | 0.018 | 0.016 | 0.006 | 0.014 | 0.013 |
| Fe ⁺² | 4.438 | 4.051 | 3.946 | 3.828 | 4.490 | 3.984 | 4.442 |
| Mn | 0.019 | 0.243 | 0.109 | 0.075 | 0.755 | 0.240 | 0.090 |
| Mg | 0.616 | 0.582 | 0.502 | 0.242 | 0.623 | 0.548 | 0.522 |
| Ca | 0.967 | 1.085 | 1.540 | 2.003 | 0.160 | 1.310 | 1.082 |
| Z | 6.000 | 6.000 | 6.000 | 6.000 | 6.000 | 6.000 | 6.000 |
| W | 3.991 | 4.026 | 3.953 | 3.925 | 4.000 | 3.971 | 3.951 |
| V | 6.040 | 5.962 | 6.097 | 6.148 | 6.029 | 6.081 | 6.135 |
| Almandin | 73.5 | 68.0 | 64.7 | 62.3 | 74.5 | 65.5 | 72.4 |
| Spessartin | 0.3 | 4.0 | 1.8 | 1.2 | 12.5 | 3.9 | 1.5 |
| Pirop | 10.2 | 9.8 | 8.2 | 3.9 | 10.3 | 9.0 | 8.5 |
| Grossularit | 16.0 | 18.2 | 25.3 | 32.6 | 2.7 | 21.5 | 17.6 |

Çizelge 3: Şist Karmaşığı granatının elektron mikroprob analizleri (toplam Fe, FeO şeklinde kullanılmıştır).

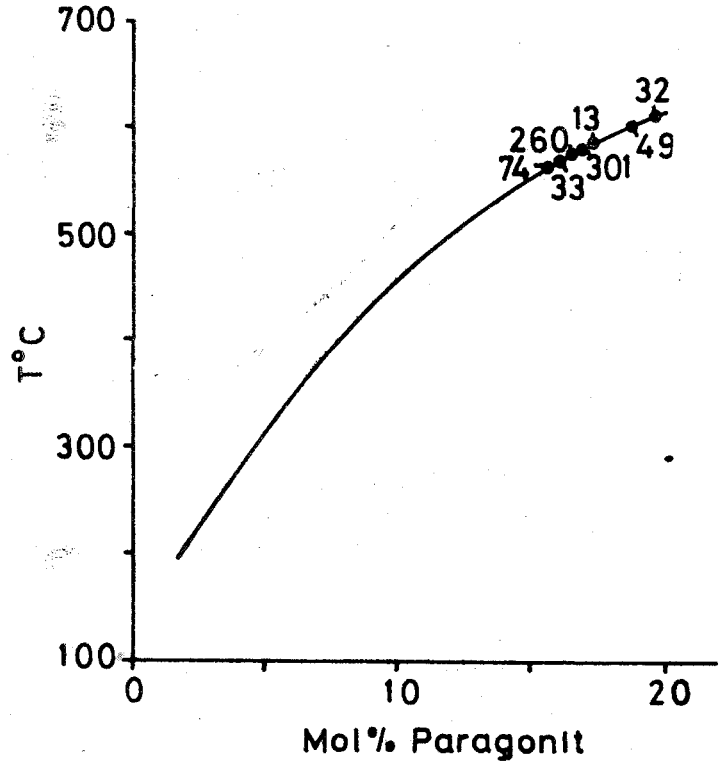
Table 3: Electron microprobe analyses of garnet from the Schist Complex (total Fe as FeO).



Şekil 3: Paragonit + kuvars ve paragonit duraylılıklarının üst limitindeki P_{H_2O} - $T^{\circ}C$ ilişkileri (Chatterjee, 1970) ile muskovit + kuvars (Althaus ve diğerleri, 1970) ve çeşitli Al_2SiO_5 polimorflarının duraylılıklarının (Richardson ve Gilbert 1969) kıyaslanması.

Figure 8: P_e versus $T^{\circ}C$ plot of the upper thermal stability limits of paragonite + quartz and of paragonite (Chatterjee, 1970) as compared to the stability limit of the assemblage muscovite + quartz (Althaus et al., 1970) and various Al_2SiO_5 polymorphs (Richardson and Gilbert, 1969).

bantların içerdiği hornblend mineralinin kimyasal bileşimi (Çizelge 6) gözönüne alınarak belirlenebilir. Leake (1965) yaptığı araştırmalarda megmatik ve kontakt metamorfik kayalarındaki hornblendlerin bölgesel metamorfizmaya uğramış kayaların içerdiği hornblendlerden daha az Al^{VI} ve Si bileşenlerin içerdiklerini saptamıştır. Buradan hareket ederek Al^{VI} 'nin basınca bağımlı bir birleşen olduğu sonucuna varmıştır. Daha sonraki yıllarda, Raase (1974) değişik metamorfik bölgelere ve farklı derecede metamorfizma geçirmiş kayalara ait hornblendlerin kimyasal analizlerini karşılaştırmıştır. Sonuç olarak düşük-basınç tipi hornblendlerin yüksek-basınç tipi hornblendlerden Al^{VI} ve Si bileşenleriyle ayrılacağını göstermiştir. Şist Karmaşığındaki bazik bantların içerdiği hornblend analizleri bu amaçla Raase (1974)'nin verdiği diyagramda değerlendirildiğinde 5kb çizgisinin sağına düşmektedir (Şekil 5). Bu ise ikinci metamorfizma evresinde basıncın en az 5kb olduğunu gösterir.



Şekil 4: Muskovitin içerdiği paragonit miktarının sıcaklıkla ilişkisini gösteren eğri (Yoder ve Eugster, 1955) üzerinde Şist Karmaşığı muskovitlerinin dağılımları.

Figure 4: Muscovites from the Schist Complex plotted on the curve showing variation of paragonite content of muscovite with temperature (Yoder and Eugster, 1955).

Gnays Karmaşığının ikinci metamorfizma evresinde etkilendiği olası sıcaklık ise, bu karmaşığın içerdiği kayaların anakaya kimyasını benzer bileşimler üzerinde yapılmış model deney sonuçlarıyla karşılaştırılarak saptanabilir. Şöyle ki, Winkler (1967) pelitik metamorfiklerde palinjenez sorunuyla ilgili tartışmasında yeteri kadar K_2O 'in ortamda bulunması koşuluyla birincil durumda ortoklas içermiyen bir kayaktan bile anateksis sonucu granitik bileşimli bir eriyiğin oluşabileceğini verileriyle ortaya koymuştur. Gnays Karmaşığını petrolojik yönden incelediğimizde bu karmaşığın genel olarak granitik bileşimde olduğu ve yer yer restit içerdiği görülür. Bu nedenlerle en azından porfiroblastik gnaysların sedimentlerin palinjenezi sonucu oluşabileceği söylenebilir.

Gnays Karmaşığının içerdiği kayaların kimyasal analiz sonuçlarından hesaplanan normatif albit/anortit oranı 7,8 den oo'a kadar değerler vermektedir. Bu değerler von Platen (1965)'nin model deneylerinin birinde kullandığı başlangıç malzemesinin normatif albit/anortit oranıyla eşdeğerdedir. Von Platen (1965) bu deneyinde 2 kb PH_2O da en düşük ergime sıcaklığını, ortamdaki H_2O 'e bağımlı, 660-675°C olarak saptamıştır. Sıcaklığı hesaplamak amacıyla, Gnays Karmaşığının normatif değerleri kuvars-albit-ortoklas üçgen diyagramına düşürüldüğünde von Platen (1965)'nin deneyler sonucu elde ettiği kotektik eğriye yakın düşmekte-

| Ağırlık % (weight %) | A13 | A32 | A33 | A49 | A74 | A260 | A301 |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| SiO ₂ | 46.60 | 47.22 | 44.52 | 45.49 | 46.54 | 45.81 | 45.46 |
| Al ₂ O ₃ | 34.02 | 35.00 | 33.92 | 33.60 | 33.39 | 33.48 | 32.68 |
| TiO ₂ | 0.51 | 0.52 | 0.68 | 0.19 | 0.49 | 0.68 | 0.62 |
| FeO | 1.20 | 1.16 | 1.39 | 0.71 | 1.74 | 1.52 | 1.52 |
| MnO | 0.01 | 0.02 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.02 |
| MgO | 1.22 | 1.01 | 1.01 | 0.74 | 1.48 | 1.75 | 1.48 |
| CaO | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.01 |
| Na ₂ O | 1.20 | 1.41 | 0.96 | 1.23 | 0.93 | 1.21 | 1.24 |
| K ₂ O | 8.80 | 8.70 | 9.07 | 8.09 | 8.99 | 9.24 | 9.09 |
| Toplam (Total) | 93.56 | 95.04 | 91.56 | 90.05 | 93.57 | 93.69 | 92.12 |

İyon oranları-Formül hesaplamada 22 oksijen atomu kullanılmıştır.
(Ionic ratios, 22 oxygens used to calculate formula)

| | | | | | | | |
|------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Si | 6.261 | 6.238 | 6.143 | 6.305 | 6.275 | 6.191 | 6.245 |
| Al ^{IV} | 1.739 | 1.762 | 1.857 | 1.695 | 1.725 | 1.809 | 1.755 |
| Al ^{VI} | 3.651 | 3.690 | 3.661 | 3.795 | 3.583 | 3.525 | 3.538 |
| Ti | 0.052 | 0.052 | 0.071 | 0.020 | 0.050 | 0.069 | 0.064 |
| Fe ₂ | 0.135 | 0.128 | 0.160 | 0.082 | 0.196 | 0.172 | 0.175 |
| Mn | 0.001 | 0.002 | 0.001 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.002 |
| Mg | 0.244 | 0.199 | 0.208 | 0.153 | 0.297 | 0.352 | 0.303 |
| Ca | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.001 | 0.000 | 0.001 |
| Na | 0.313 | 0.361 | 0.257 | 0.331 | 0.243 | 0.317 | 0.330 |
| K | 1.509 | 1.466 | 1.597 | 1.430 | 1.546 | 1.593 | 1.593 |
| Z | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 |
| Y | 4.082 | 4.071 | 4.101 | 4.050 | 4.126 | 4.118 | 4.082 |
| X | 1.821 | 1.828 | 1.854 | 1.761 | 1.791 | 1.910 | 1.925 |
| Paragonit | 17.2 | 19.7 | 16.1 | 18.8 | 15.7 | 16.6 | 17.1 |

Çizelge 4: Şist Karmaşığı muskovitinin elektron mikroprob analizleri (toplam Fe, FeO şeklinde kullanılmıştır.)

Table 4: Electron microprobe analyses of muscovite from the schist Complex (total Fe as FeO).

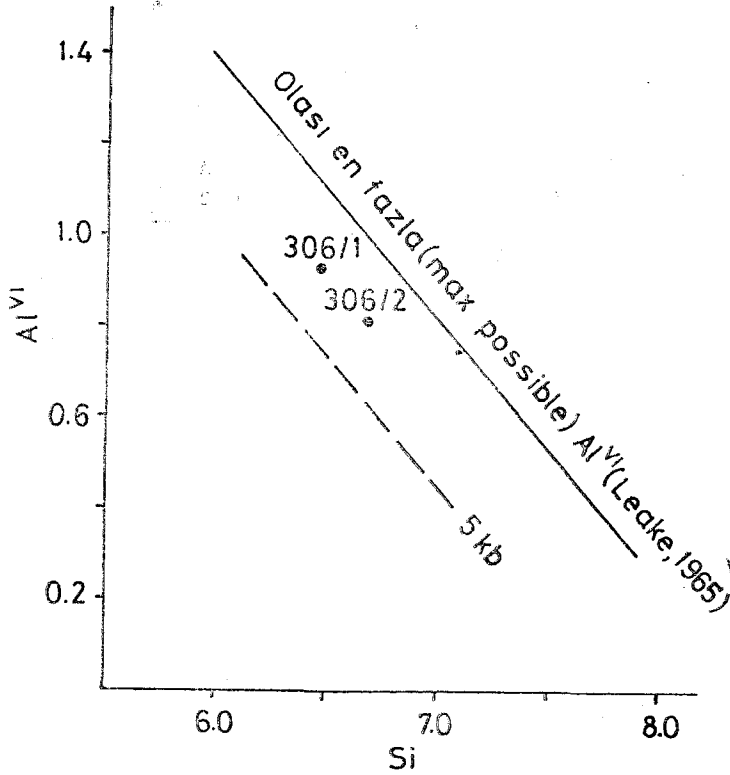
dir (Şekil 6). Buradan hareket ederek Gnays Karmaşığının ulaştığı olası ergime sıcaklığı 660-675°C arasındadır. Bu olası sıcaklık Şist Karmaşığı için hesaplanan sıcaklık ile uygunluk göstermektedir.

Yapılan incelemede Gnays Karmaşığında basıncı doğrudan belirtecek bir veri elde edilememiştir. Gnays Karmaşığının yapısal olarak en alt kayalar grubunu oluşturması nedeniyle bu karmaşığın en az Şist Karmaşığının etkisinde kaldığı basınca eşdeğerde veya biraz daha yüksek bir basıncın etkisinde kalmış olacağı varsayılabilir. Bu nedenle Gnays Karmaşığı için yaklaşık 5-6 kb'lık bir basınç değeri kabul edilmiştir.

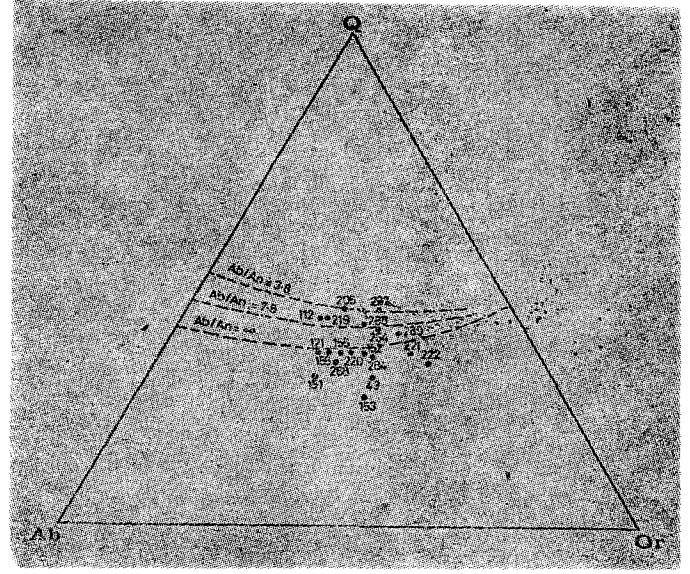
DERBENT BÖLGESİNİN JEOLJİ EVRİMİ VE SONUÇLAR

Bu çalışmanın sonucunda Derbent Bölgesinin jeoloji evrimini aşağıdaki şekilde özetlemek olasıdır (Akkök, 1979). Bölgede Gnays ve Şist Karmaşıklarının oluşmasına kaynaklık eden tortul kökenli kayalar ile Mermerlerin birincil kayaların olan kireçtaşları çökelmiştir. Bu kayalar birinci

deformasyon evresinde ve bu evreyi takip eden zamanda metamorfizma (Levre) geçirmişlerdir. Şist Karmaşığı içerisinde gözlenen bu evrenin korunabilmiş mineralleri metamorfizmanın, Turner ve Verhoogen (1960)'a göre, bölgenin doğu kesiminde yeşil şist fasiyesinin kuvars-albit-epidot-biyotit alt fasiyesine; bölgenin batı kesiminde ise kuvars-albit-epidot-almandin granat alt fasiyesine ulaştığını belirtir. Birinci metamorfizma evresinden sonra Dede Dağı Graniti, Şist Karmaşığı içine yerleşmiştir. İkinci metamorfizma evresi granitik intrüzyonu takip etmiştir. Bu evrede Şist Karmaşığı 5 kb'lık bir basınç ile yaklaşık 600° C'lik bir sıcaklığın etkisinde kalmıştır. Buna karşın Gnays Karmaşığı 5-6 kb'lık basınç ve 660° C'lik sıcaklık çiftinin etkisindedir. Bölgede belirgin olarak izlenen mineral lineasyonu ikinci deformasyon evresinde gelişmiştir. Bahadır serpantinitletlerinin Şist Karmaşığı içerisine yerleşmesi ikinci metamorfizma evresinden sonradır. Üçüncü deformasyon evresine gerileyen türde bir metamorfizma eşlik etmiştir. Bölgenin kuzey ve kuzey batı kesiminde genç tortuların (Neojen yaşlı) çökmesinden sonra bu kesimde kuvaterner sırasında basamaklı faylar oluşmuştur.



Şekil 5: Bölgesel metamorfizmaya uğramış kayaların içerdikleri hornblendelerde Al^{VI} ile Si ilişkisi (Baase, 1974'ten alınmıştır).
Figure 5: Relation between Al^{VI} and Si of hornblends from the regional metamorphic rocks (after Baase, 1974).



Şekil 6: $PH_2O = 2kb$ 'da çeşitli Ab/An oranlarına göre kotektik çizgiler içeren Q-Ab-Or diyagramı (von Platen, 1965'ten alınmıştır).
Figure 6: Q-Ab-Or diagram with the cotectic lines for various Ab/n ratios at $PH_2O = 2 kb$ (after von Platen, 1965).

| Ağırlık % (weight %) | A13 | A49 | A59 | A61 | A63 | A292 | A301 |
|---|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| SiO_2 | 64.34 | 63.94 | 61.73 | 61.37 | 64.19 | 63.88 | 63.48 |
| Al_2O_3 | 22.85 | 21.84 | 22.57 | 22.92 | 23.07 | 22.60 | 22.49 |
| TiO_2 | 0.00 | 0.04 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| Fe_2O_3 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| FeO | 0.03 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.02 | 0.07 | 0.17 |
| MgO | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.03 |
| CaO | 4.52 | 3.44 | 3.83 | 4.02 | 4.74 | 3.36 | 3.75 |
| Na_2O | 8.42 | 2.63 | 8.89 | 8.77 | 8.45 | 9.39 | 9.40 |
| K_2O | 0.10 | 0.04 | 0.08 | 0.32 | 0.09 | 0.09 | 0.07 |
| Toplam (Total) | 100.26 | 97.93 | 97.10 | 97.41 | 100.56 | 99.40 | 99.39 |
| İyon oranları- Formül hesaplamada 32 oksijen atomu kullanılmıştır. (Ionic ratios-32 Oxygens used to calculate formula) | | | | | | | |
| Si | 11.301 | 11.454 | 11.214 | 11.140 | 11.254 | 11.321 | 11.279 |
| Al | 4.732 | 4.612 | 4.834 | 4.905 | 4.769 | 4.722 | 4.711 |
| Ti | 0.000 | 0.005 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| Fe_3 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| Fe_2 | 0.004 | 0.000 | 0.000 | 0.002 | 0.003 | 0.010 | 0.025 |
| Mg | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.003 | 0.008 |
| Ca | 0.851 | 0.660 | 0.746 | 0.782 | 0.890 | 0.638 | 0.714 |
| Na | 2.868 | 2.997 | 3.131 | 3.087 | 2.872 | 3.227 | 3.239 |
| K | 0.022 | 0.009 | 0.019 | 0.074 | 0.020 | 0.020 | 0.016 |
| Anortit | 22.7 | 18.0 | 19.1 | 19.8 | 23.6 | 16.4 | 18.0 |
| Albit | 76.7 | 81.8 | 80.4 | 78.3 | 75.9 | 83.1 | 81.6 |
| Ortoz | 0.6 | 0.2 | 0.5 | 1.9 | 0.5 | 0.5 | 0.4 |

Çizelge 5: Şist Karmaşığı plajiyoklasının elektron mikroprob analizleri (toplam Fe, FeO şeklinde kullanılmıştır).
Table 5: Electron microprobe analyses of plagioclase from the Schist Complex (Total Fe as FeO).

| Ağırlık % (weight %) | A306/1 | A306/2 |
|---|--------------|--------------|
| SiO ₂ | 42.77 | 43.55 |
| Al ₂ O ₃ | 13.77 | 12.41 |
| TiO ₂ | 0.72 | 0.62 |
| FeO | 18.46 | 18.46 |
| MnO | 0.15 | 0.17 |
| MgO | 7.90 | 8.39 |
| CaO | 10.65 | 11.08 |
| Na ₂ O | 1.84 | 1.70 |
| K ₂ O | 0.67 | 0.57 |
| Toplam (Total) | 96.93 | 96.95 |
| İyon oranları - Formül hesaplamada 23 oksijen atomu kullanılmıştır. (Ionic ratios-23 oxygens used to calculate formula) | | |
| Si | 6.475 | 6.592 |
| Al ^{IV} | 1.525 | 1.408 |
| Al ^{VI} | 0.932 | 0.807 |
| Ti | 0.082 | 0.071 |
| Fe ₂ | 2.337 | 2.337 |
| Mn | 0.019 | 0.022 |
| Mg | 1.782 | 1.893 |
| Ca | 1.727 | 1.797 |
| Na | 0.540 | 0.499 |
| K | 0.129 | 0.110 |
| Z | 8.000 | 8.000 |
| Y | 5.153 | 5.129 |
| X | 2.397 | 2.406 |

Çizelge 6: Şist Karmaşığı amfibolünün elektron mikroprob analizleri (Toplam Fe, FeO şeklinde kullanılmıştır.)

Table 6: Electron microprobe analyses of amphibole from the Schist Complex (total Fe as FeO).

KATKI BELİRTME

Bu araştırma Milli Eğitim Bakanlığının sağladığı mali olanaklarla İngiltere'de University College-London'da yazar tarafından yapılan doktora çalışmasının bir bölümüdür. Ayrıca bu araştırmanın arazi çalışmaları Maden Tetkik ve Arama Enstitüsünün maddi ve manevi yardımlarıyla gerçekleştirilmiştir. Yazar bu kuruluşlara ve değerli katkılarına gördüğü hocası Dr. R. Mason'a teşekkürü bir borç bilir.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Abdüsselamoğlu, M.Ş., 1965, Muğla-Yatağan çevresinde görülen Jeolojik formasyonların korelasyonu hakkında rapor: M.T.A. Rap. No. 3497, Yayınlanmamış.
- Akartuna, M., 1965, Aydın-Nazilli hattı kuzeyindeki versanların jeolojik etüdü: M.T.A. Dergisi, 65, 1-10.
- Akdeniz, N., ve Konak, N., 1979, Menderes Masifinin Simav dolayındaki Kaya birimleri ve Metabazik, Metaultramafik Kayaların Konumu: Türkiye Jeol. Kur. Bült., 22/2, 175-183.

- Akkök, R., 1977, Ultramafic inclusions in the Menderes Massif near Alagehir, Manisa: Sixth Colloquium on Geology of the Aegean Region, Izmir. (Yayında).
- Akkök, R., 1979, Petrology of gneisses and schists in the Menderes Massif, Derbent, Alaşehir, Turkey; Ph. D. Thesis-London, yayınlanmamış.
- Akkök, R., 1980, Menderes Masifinde paragonit mineralinin varlığı, Alagehir - Manisa: M.T.A. Dergisi (Yayında).
- Albee, A.L., 1965, Distribution of Fe, Mg and Mn between garnet and biotite in natural mineral assemblages: J. Geol., 73, 155-164.
- Althaus, E., Karotke, E., Nitsch, K.H., ve Winkler, H.6.F., 1970, An experimental re-examination of the upper stability limit of muscovite plus quartz: Neues Jahrb., Mineral, Monatsh, 10, 325-356.
- Atherton, M.P., 1964, The garnet isograd in pelitic rocks and its relation to metamorphic facies: Am. Mineralogist, 49, 1331-1349.
- Atherton, M.P., 1968, The variation in garnet, biotite and chlorite composition in medium grade pelitic rocks from the Dalradian, Scotland, with particular reference to the zonation in garnet: Contr. Mineral. Petrol., 18, 347-371.
- Ayan, M., 1973, Gördes migmatitleri: M.T.A. Dergisi, 66, 132-155.
- Başarı, E., 1970, Bafa Gölü doğusunda kalan Menderes Masifi güney rapor servisi, No: 102. Yayınlanmamış.
- Bingöl, E., 1974, 1:2.500.000 ölçekli, Türkiye metamorfizma haritası ve bazı metamorfik kuşakların jeotektonik evrimi üzerine tartışmaları: M.T.A. Dergisi, 83, 178-184.
- Boyd, F.R., ve England, J.L., 1959, Pyrope: Geophys. Lab. A. Rep. Director for 1958-1959, 83-87.
- Brinkmann, R., 1966, Geotectonische Gliederung von West-Anatolien: Neues Jahrb. Geol. Palfiont, Monatsh., No. 10, 603-618.
- Brinkmann, R., 1971, The geology of Western Anatolia: Campbell, A.S., ed., Geology and History of Turkey de: Petroleum Exploration Society of Libya, Tripoli, 159-170.
- Chatterjee, N.D., 1970, Synthesis and upper stability of paragonite: Contr. Mineral. Petrol., 27, 244-257.
- Chatterjee, N.D., 1972, The Upper Stability Limit of the Assemblage Paragonite + Quartz and Its Natural Occurrences: Contr. Mineral. Petrol., 34, 288-303.
- Dora, O.Ö., 1975, Menderes Masifinde alkali feldspatların yapısal durumları ve bunların petrojenetik yorumlarda kullanılması: Türkiye Jeol. Kur. Bült., 18/2, 111-126.
- Engel, A.E., ve Engel, C.G., 1960, Progressive metamorphism and granitization of the major paragneiss, north-west Adirondack Mountains, New York: Bull. Geol. Sec. Amerika, 71, 1-57.
- Erkan, Y., 1978, Kırşehir Masifinde Granat Minerallerinin kimyasal bileşimi ile Rejyonel Metamorfizma arasındaki ilişkiler; Türkiye Jeol. Kur. Bült., 21/1. 43-50.
- Eugster, H.P., ve Yoder, H.S., 1955, The Join muscovite-paragonite: Geophys. Lab. A. Rep. Director for 1954-1955, 124-126.
- Flügel, N., ve Metz, K., 1954, Bodrum-Muğla yöresinde yapılan Jeolojik harita hakkında rapor: M.T.A. Rapor, No. 2799, yayınlanmamış.
- Graciansky, P. de., 1965, Menderes Masifi güney kıyısı boyunca görülen metamorfizma hakkında açıklamalar: M.T.A. Dergisi, 64, 9-23.
- Hsü, L.C., 1968, Selected phase relationships in the system Al-Mn-Fe-Si-O; a model for garnet equilibria: J. Petrol., 9, 40-83.
- İzdar, K.E., 1971, Introduction to geology and metamorphism of Menderes Massif of western Turkey; Campbell, A.S., ed., Geology and History of Turkey de: Petroleum Exploration Society of Libya, Tripoli, 495-500.
- İzdar, K.B., 1975, Batı Anadolunun jeotektonik gelişimi: Ege Üniv. Müh. Bil. Fak. Yayın, 58-59.
- Kaden, G., ve Metz, 1954, Dağca-Muğla-Dalaman çayı arasında bölgenin jeolojisi: Türkiye Jeol. Kur. Bült., Ç/1-2, 71-170.
- Kaya, O., 1972, Aufbau und Geschichte einer Anatolischen Ophiolith-Zone: Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. Hannover, 123, 491-501.
- Keesman, I., Matthes, C., Schreyer, W., ve Seifert, F., 1971, Stability of almandine in the system FeO - (Fe₂O₃) - Al₂O₃ - SiO₂ - (H₂O) at elevated pressures; Contr. Mineral. Petrol., 31, 132-144.
- Ketin, t., 1959, The orogenic evolution of Turkey: M.T.A. Dergisi, 53, 82-88.
- Leake, B.E., 1965, The relationship between composition of calciferous amphibole and grade of metamorphism; W.S. Pitcher ve G.W. Flinn, ed., Controls of Metamorphism de: Oliver and Boyd, Edinburgh and London, 299-318.

- Mason, R., 1978, Petrology of the Metamorphic Rosk: London: George Allen and Unwin Ltd., 254 s.
- Mehnert, K.R., 1968, Migmatites and the origin of granitic rocks: Amsterdam: Elsevier, 405 s.
- Miyashiro, A., 1953, Calcium-poor garnet in relation to metamorphism: Geochim. Cosmochim. Acta, 4, 179-208.
- Miyashiro, A., 1958, Regional metamorphism of the Gosaisyo-Takanuki district in the central. Abukama Plateau; Tokyo Univ., J. Fac. Sci., 11, 219-272.
- Miyashiro, A., 1973, Metamorphism and metamorphic belts: London: George Allen and Unwin Ltd., 492 s.
- Miyashiro, A., ve Shido, F., 1973, Progressive compositional change of garnet in metapelites: Lithos, 6, 13-20.
- Önay, T., 1949, Über die smirgelgesteine SW-Anatoliens: Schw. Min. Petr. Mitt, Bd. XXIX, Heft 2, 357-492.
- Philippson, A., 1915, Reisen und Forschungen im westlichen Kleinasien H.5: Karien südlich des maander und das westlichen Lykien: Peterm. Geogr. Mitt. Erg., 183, 1-158.
- Philippson, A., 1918, Kleinasien. Handbuch der regionalen Geologie: Bd. V., Abt., Heidelberg, 2813 8.
- Raase, P., 1974, Al and Ti Contents of Hornblende, Indicators of pressure and temperature of Regional Metamorphism: Contr. Mineral. Petrol., 45, 231-236.
- Richardson, S.W., ve Gilbert, M.C., 1969, Experimental determination of Kyanite-Andalusite and Andalusite-silimanite Equilibria; the aluminium silicate triple point: Am. J. Sci., 267, 259-272.
- Saxena, S.K., 1968, Nature of mixing in ferromagnesian silicates and the significance of the distribution coefficient: Neues Jahrb. Mineral. Monatsh., 8, 275-286.
- Schuiling, R.D., 1958, Menderes Masifine ait bir gözlü gnays üzerinde zirkon etüdü: M.T.A. Dergisi, 51, 38-42.
- Schuiling, R.D., 1962, Türkiyenin güneybatısındaki Menderes migmatitik kompleksinin petrolojisi, yaşı ve yapısı hakkında: M.T.A. Dergisi, 58, 71-85.
- Sturt, B.A., 1962, The composition of garnet from pelitic schists in relation to the grade of regional metamorphism: J. Petrol., 3, 181-191.
- Turner, F.J., ve Verhoogen, ., 1960, Igneous and Metamorphic Petrology: 2 nd ed. New York: Mc Graw-Hill, 694 s.
- von Platen, H., 1965, Experimental anatexis and genesis of migmatites; W.S. Pitcher ve G.W. Flinn, ed., Controls of Metamorphism de: Edinburg and London, Oliver and Boyd, 203-218.
- Winkler, H.G.F., 1967, Petrogenesis of Metamorphic Rocks: 2 nd ed. Berlin: Springer, 220 s.
- Wipperfurth, J., 1964, Menderes Masifinin Alpidik dağ teşekkülü içindeki durumu: M.T.A. Dergisi, 62, 71-79.
- Yoder, H.S., 1950, Stability relations of grossularite: J. Geol., 58, 221-253.
- Yoder, U.S., 1955, Role of water in metamorphism: Geol. Soc. Am., Spec. Papers, 62, 505-524.
- Yoder, H.S., ve Eugster, H.P., 1955, Synthetic land natura? muscovite: Geochim. Cosmochim. Acta, 8, 225-280.

Yazının Tayıma verildiği tarih : 22.1.1981