

BASKİL (ELAZIĞ) ÇEVRESİNİN JEOLJİSİ VE BASKİL MAGMATİTLERİNİN PETROLOJİSİ

H. Jerf ASUTAY*

ÖZ.— Doğu Toroslar, Baskil (Elazığ) çevresinde yer alan çalışma alanı alttan üste doğru başlıca, Keban metamorfileri, Baskil magmatitleri ve bu birimleri örten kayaçları kapsamaktadır. Keban metamorfileri çalışma alanında rejyonal ve kontakt metamorfite kayaçlarla temsil edilirler. Kalkışit ve mermer toplulukları bölge genelinde yaygındır. Endo ve ekso kontakt metamorfizma zonları, Baskil graniti ve Keban metamorfileri arasında gelişmiştir. Piroksen-hornfels fasiyesi metamorfizma koşullarını yansıtan kontakt metamorfilerde metasomatik etkiler izlenir. Çalışma alanımızdaki çökel istif Orta Paleosenden (Tanesiyen) itibaren başlar. Bu istifin yakın çevrede başlangıcı Santoniyen-Kampaniyendir. Paleosenden Pliyo-Kuvaternere kadar izlediğimiz Kuşçular konglomerası, Seske formasyonu, Kırkgeçit formasyonundan ibaret çökel kaya istif i genellikle konglomera, karbonat kayası ve filiş türü oluşuklar sunar. Baskil magmatitleri çalışma alanında derinlik, damar ve yüzey kayaçlarından oluşmuş magmatik bir topluluktur. Bu magmatik topluluk içinde Baskil graniti olarak adlandırığımız derinlik kayaçları başlıca diyoritik, monzonitik ve tonalitik kaya türleri içerir. Bu kaya türlerinin büyük bir bölümü çalışma alanında geçişli olarak izlenir. Baskil graniti çalışma alanında bazik ve asit damar kayaçtan ile sıkça kesilmiştir. Graniti kesen damar kayaçlarının yer yer de granit ile üstlerinde bulunan bazaltik, andezitik bileşimdeki volkanik kayaçların arasına sokulduğu ve volkanitlere geçişli olduğu gözlenmektedir. Baskil graniti kimyasal olarak, kalkalkalen kompozisyonda bir granittir. Silisyum ve alkalice zengin olarak izlenen granitin iz element dağılımı da oldukça düzenlidir. "I" tipi granit olarak belirlediğimiz Baskil graniti, genellikle hornblendce zengin, bunun yanı sıra muskovit ve biyotitçe fakirdir. Kıta kenarı magmatizması özellikleri sergileyen Baskil graniti, düzenli bir diferansiyasyonun da örneğini sunar. Plaka tektoniği ışığı altında Baskil magmatitlerinin özelliklerine dayanarak, bir kıta kenarı magmatizması ürünü olduğu söylenebilir. Baskil magmatitlerinin, büyük bir olasılıkla Arap platformu ve Keban levhası arasında var olan bir okyanus kabuğunun, kuzeye doğru, Keban levhasının altına dalmasıyla gerçekleştiği varsayılabılır.

GİRİŞ

Çalışma alanı, Doğu Anadolu Bölgesinin batısında yer almaktadır. Kuzeyinde Keban ilçesi, güney ve batısında Fırat nehri, doğusunda ise Elazığ-Malatya karayolu bulunmaktadır. Çalışmanın amacı, Baskil ve çevresinin jeolojisini tanıtmak ve bunun yanı sıra Baskil çevresinde yer alan magmatik kayaçların petrolojik özelliklerine açıklık kazandırmaktır. Bu amaç için çalışma alanında üç paftanın 1:25 000 ölçekli harita alımı gerçekleştirilmiş (Şek. la,lb) ve magmatik kayaçlardan alınan örneklerin petrografik tanımlamaları ve kimyasal analizleri yapılmıştır.

STRATİGRAFİ

Başlıca metamorfik, magmatik ve çökel kaya türlerinden oluşmuş topluluklar kapsayan çalışma alanımızda, stratigrafik dizilim alttan üste doğru: (1) Keban metamorfileri; (2) Baskil magmatitleri; (3) Kuşçular konglomerası; (4) Seske formasyonu ve (5) Kırkgeçit formasyonu olarak belirlenmiştir.

Keban metamorfileri

Başlıca rejyonal ve kontakt metamorfitlerden oluşmuştur. Kontakt metamorfik kayaç toplulukları, Keban metamorfitlerinin, Baskil magmatitlerine ait derinlik ve yarı derinlik kayaçları ile do-

* Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Jeoloji Etütleri Dairesi, Ankara.

kanak oluşturduğu alanlarda izlenir. En geniş mostralarını çalışma alanımızın dışında, Keban ve çevresinde sergileyen metamorfite Kipman (1976) başlıca; alt şist, Keban mermeri ve üst şistler olarak üç ayrı birime ayırtlamıştır. Aynı araştırmacı, alt şistler içinde bulunduğu Glomospira, Ammodiscus, Hemigordius gibi fosil türlerine dayanarak, metamorfitelerin çökel yaşım Permo-Karbonifer olarak saptamıştır, özgül (1976, 1981) ise, özellikle Munzur dağı ve çevresinde yaptığı çalışmada, Keban metamorfitelerinin yaşını Permo-Triyas olarak verir.

Çalışma alanımızda sert topografyaları ve koyu renkleri ile sergilenen metamorfite; özellikle bölgenin en aktif yapısal hareketlerine sahne olan Miyosende yer yer kırılarak daha genç birimlerin üzerine itilmişlerdir. Mikroskop çalışmalarında alt ve üst şist birimlerinde; başlıca kalsit, klorit, serisit, kuvars ve yer yer de K-feldispat mineralleri gözlenmiştir. Kalsit kristallerinde, basınç ikizlenmeleri ve şistozite yönünde uzama izlenir. Klorit ve serisitler genellikle lepidoblastik dokuda gelişmiş olup, çoğun kink-bant yapıları sergilerler. Kuvars kristalleri de şistozite yönünde uzamış, dalgalı yanıp sönmeleri net olarak izlenen mineraller halindedir. K-feldispatlara ise yer yer ve porfiroblastlar şeklinde rastlanır.

Bu kayaçlar için protolit olarak karbonatlı kumtaşı kökeni düşünülebilir. Parajenez itibariyle düşük dereceli metamorfizmanın (yeşil şist) kuvars-albit-klorit subfasiesindedirler (Winkler, 1974)

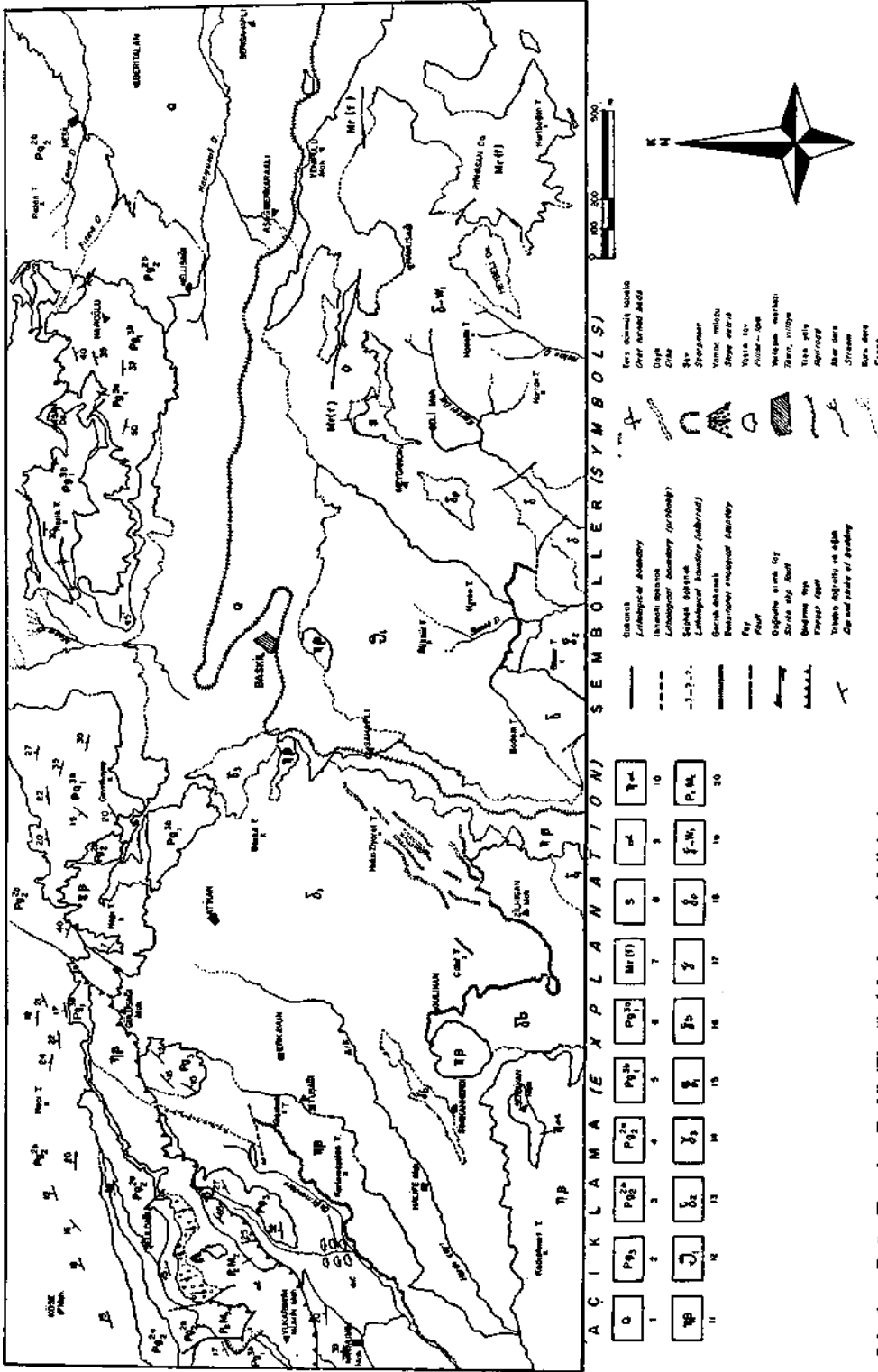
Baskil magmatitleri

Çalışma alanımızda çok geniş yer kapsayan bu birim; başlıca derinlik, damar ve yüzey kayaçları ile temsil edilmiştir. Baskil magmatitleri çeşitli araştırmacılar (Perinçek, 1979a, 1979b; Naz, 1979; Tuna, 1979; Perinçek ve Özkaya, 1981; Bingöl, 1982, 1984; Hempton ve Savcı, 1982; Hempton, 1984) tarafından Doğu Anadolu genelinde Yüksekova formasyonu, ya da Elazığ karmaşığı adıyla kullanılmıştır. Yaptığımız araştırmada, karmaşıktan ziyade düzenli magmasal bir istifte karşılaşmamız, bize daha önce Yazgan ve Asutay (1981) tarafından verilen «Baskil magmatitleri» adını kullanmamıza neden olmaktadır. Aynı bölgede daha sonra tarafımızdan yapılan (Asutay, 1985) çalışmada da; magmatik kayaçlar genel olarak Baskil magmatitleri, bu magmatitlerin derinlik kayaçları ise Baskil graniti adı altında incelenmiştir.

Genellikle az alterasyon gösteren Baskil granitinin kayaçları, oldukça taze örnekler sunar. Orta ve iri taneli kayaç türlerinin daha sık izlendiği granit serisi KKD ve KKB eklem sistemleri ile de sıkça kesilmiştir. Granitik kayaçlar, özellikle Baskil çevresinde koyu renkli yarı derinlik ve volkanik kayaçlar tarafından kuşatılmıştır. Çalışma alanımız ve yakın çevresinde granitik kayaçlar Keban metamorfitelerini keserler (Asutay, 1985; Asutay ve Turan, 1986) ve aralarında belirgin kontakt metamorfizma zonu gözlenir. Sığ yerleşmiş granit örneği sunan Baskil batoliti Read (1957) ve Buddington'un (1958) tanımladıkları epizonal karakterleri yansıtmaktadır. Baskil granitinde en sık izlenen damar kayaçları diyabazlardır, özellikle beyaz renkli tonalitleri kestikleri bölgelerde, koyu renkleri ve paralel gidişleri ile çok uzaklardan dahi seçilebilmektedirler. Asidik damar kayaçları granit içine daha sonra yerleşmişlerdir ve diyabazları keserler.

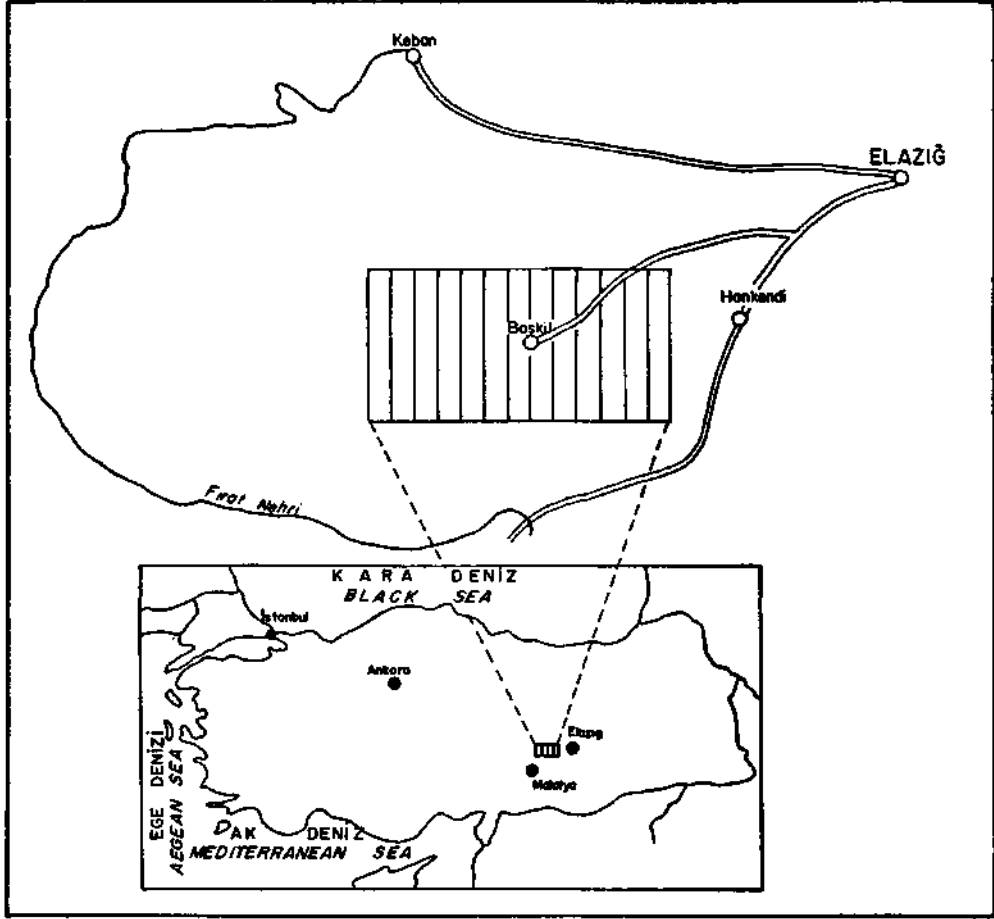
Granitik kayaçlar içindeki anklavların tümü, granitin bir türü olarak da mostra vermiştir. Bu oluşum biçimi, batolitin kendi içinde farklılaşmış olduğunun delillerinden biridir.

Baskil granitinin en önemli özelliklerinden biri de, melanokrat mineral olarak hornblendin yaygın olarak izlenmesidir. Granitik kayaçların hemen her türünde bulunan hornblendin yanı sıra biyotit ender olarak bulunur.



Şek. 1 a - Doğu Toroslar, Baskil (Elazığ) dolaylarının jeolojii haritası.

- 1 - Kuvaterner; 2,3,4 - Kırgeçit formasyonu; 5 - Sesle formasyonu; 6 - Kuşçular konglomerata; 7 - Mermer, kontakt metamorfik; 8 - Skarn; 9 - Volkanik kayalar; 10 - Asit damar kayaları; 11 - Bazik damar kayaları; 12 - Kuvvars monzodiyorit; 13 - Kuvvars monzodiyorit; 14 - Granodiyorit; 15 - Tonalit; 16 - Geçiş kayaları; 17 - Pegmatitik monzodiyorit; 18 - Kuvvars diyorit; 19 - Diyorit, monzodiyorit; 20 - Keban metamorfidi.



Şek. 1 b - Bulduru haritası.

Kuşçular konglomerası

Kuşçular konglomerası, çalışma alanımızda dar alanlarda sergilenen, bütünüyle konglomeratik bir birimdir. Bu birim EİE (1972) tarafından yapılan çalışmalarda özellikle Keban ve çevresinde önemli kalınlıklara erişmesi nedeniyle formasyon olarak nitelendirilmiş ve Kuşçular formasyonu olarak adlandırılmıştır. Aynı birim Malatya'nın kuzeybatısında Hakyemez ve Örçen (1982) tarafından Medik formasyonu olarak tanımlanmıştır. Kuşçular konglomerası, çalışma alanımızda Baskil magmatitlerinin üzerinde izlenir. Bu birim başlıca karbonat çimentolu sıkı tutturulmuş şarap renkli konglomeralardan ibarettir. Genellikle fosil içermezler. Şarap rengi, konglomeraların çimentosundaki demir içeriğinden kaynaklanmaktadır. Balçık ve diğerleri (1978), bu birimin düşük tenörde mangan da içerdiğini belirtmektedir. Konglomeralardaki genellikle kötü boylanmalı ve çok az derecelenme gösteren çakıllar, tümüyle Keban metamorfitlelerine aittir. Bu birimin yaşı Orta Paleosen'dir (Asutay, 1985).

Seske formasyonu

Erdoğan (1975) tarafından adlanmış ve tanımlanmış olan birim, özellikle Elazığ yöresinde oldukça geniş yayılımı olan bir formasyondur. Çalışma alanında derlediğimiz örneklerden Orta Paleosen (Tanesiyen) yaşı veren bu formasyon, bütünüyle kireçtaşlarından oluşmuştur. Kuşçular kong-

loması üzerinde düşey geçişli olarak izlenen bu birim; genellikle orta kalın tabakalanmalı, açık gri, sarımsı boz renklerde izlenir. Üst kısımları yer yer boşluklar içerir. Bol mikrofosillidir. Mikroskopta, mikritik bir çamur içerisinde fosil ve kavrık parçaları içeren biyomikrit görünümündedir. Bu birimden çalışma alanı ve çalışma alanının yakın çevresinde birçok örnek alınmış ve örnekler E.Sirel tarafından tanımlanmıştır, örneklerde başlıca şu fosiller saptanmıştır:

Kathina cf. seheri Smout, *Operculina cf. neberte* Munier-Chalmas, *Daviesina* sp., *Discocyclina* sp., *Ranikothalia* sp., *Miscellanea* sp., *Rotalia* sp., *Planorbulina* sp., *Kathina cf. subsphaerica* Sirel, *Globorotalia* sp., Alg-Bryozoa. Bu fosil topluluğuna göre Seske formasyonunun, çalışma alanımız ve yakın çevresindeki yaşı Orta Paleosendir (Tanesiyen).

Kırkgeçit formasyonu

Doğu Anadolu Bölgesinde çok yaygın olarak izlenen bu formasyon, çalışma alanında başlıca konglomera, karbonat ve filiş fasiyesi kayalarından oluşmuştur. Bu birimin bölgedeki dağılımı ve özellikle alt dokanak ilişkileri birçok farklılıklar göstermektedir. Bazı araştırmacılarca (Turan, 1984) taban konglomeraları ile başlatılan bu formasyon, çalışma alanında karbonatlarla başlamaktadır. Karbonat kayaları altlarındaki Seske formasyonu üzerinde açışız uyumsuz olarak durmaktadır. Aynı formasyon Keban ve dolaylarında Seske formasyonunun üzerine konglomeralarla transgresif olarak gelmektedir (Asutay ve Turan, 1986). Çalışma alanında Kırkgeçit formasyonu başladığı karbonatlardan sonra, içinde çeşitli bloklar bulunan olistolitli bir üye içermektedir. Keban dolaylarında Marik köyü ve çevresinde net olarak izlenen bu birim, Marik üyesi olarak adlandırılmıştır (Asutay ve Turan, 1986). Marik üyesi, içinde başlıca Baskil magmatitlerini oluşturan tüm birimlerin irili ufaklı parçalarının yanı sıra, Keban metamorfitletlerinin bloklarını da içermektedir. Marik üyesinden sonra, Kırkgeçit formasyonu tipik bir filiş görünümü kazanır.

Kırkgeçit formasyonunun Doğu Anadolu bölgesinde izlenen yaş aralığı Orta Eosen (Lütesiyen)-Oligosendir (Perinçek, 1979a). Oligosen oluşukları çoğun kireçtaşı fasiyesindedir ve bu formasyonun üst bölümlerinde yer alır. Oligosen kireçtaşları genellikle fazla kalın değildir. Keban ve çevresinde saptanan en fazla kalınlık 30 metredir. Beyaz, krem renkli, orta ve ince tabakalanmalı, kumlu karbonat olarak sergilenen Oligosen çökelleri, çalışma alanında Baskil magmatitlerinin üzerinde izlenir. Kırkgeçit formasyonundan çalışma alanının kuzeybatısında, Şelil dağı ve Karameşe tepe dolaylarında örnekler derlenmiştir. Birimin en alt bölümlerinden alınan örneklerde: *Europertia magna* (Le Calvez), *Nummulites* sp., *Discocyclina* sp., *Sphaerogypsina* sp. fosilleri saptanmıştır. Birimin daha üst kesimlerinden alınan örneklerden ise: *Pelatispira* sp., *Heterostegina* sp., *Nummulites* sp., *Discocyclina* sp. (*D. discus* grubu) fosilleri ayırtlanmıştır. Bu fosil gruplarına göre, çalışma alanında Kırkgeçit formasyonunun başlangıç yaşı E. Sirel tarafından Lütesiyen, aynı birimin daha üst kesimleri ise Üst Lütesiyen-Üst Eosen olarak tanımlanmıştır.

Kırkgeçit formasyonunun en üst çökellerini çalışma alanında Baskil magmatitleri üzerinde izlemekteyiz. Bu çökellerden elde ettiğimiz fosil toplulukları E.Sirel'e göre Alt-Orta Oligosen yaşını vermektedir. Kumlu kireçtaşı fasiyesindeki Oligosen oluşuklarından başlıca şu fosiller saptanmıştır: *Nummulites fichteli*, *Eulepidina* sp., *Amphistegina* sp., *Nephrolepidina* sp.

BASKİL MAGMATİTLERİNİN PETROGRAFİSİ

Baskil magmatitleri, başlıca derinlik damar ve yüzey kayalarından oluşmuştur. Magmatitler içinde Baskil graniti olarak adlandırdığımız derinlik kayaları ise, çeşitli özellikleri nedeniyle dört gruba ayrılmaktadır. Bu gruplar yaşlıdan gence doğru yerleşim sırasıyla: (1) Diyorit-monzodiyorit grubu; (2) Geçiş kayaları; (3) Tonalit-granodiyorit grubu; (4) Monzonit grubu (Şek. 2).

Mikroskop altmda kayacı incelediğimizde kayaçta hipidiyomorf taneler bir tekstür göze çarpar. Kayaçta yaptığımız modal analiz sonuçlarında ortalama şu değerler saptanmıştır:

Kuvars	1.9
Plajiyoklas	49.5
K-feldispat	5.8
Amfibol	40.3
Diğer mineraller	<u>2.5</u>
Toplam	100

Kayaçtaki kuvars oranı, artan ve azalan değişkenliğini sürekli olarak göstermektedir. Bu nedenle çalışma alanında monzodiyorit ve kuvars monzodiyoritleri haritada ayırmak olası değildir. Kuvars monzodiyoritlerde, modal analiz sonucu artan kuvars oranı açıkça izlenmektedir.

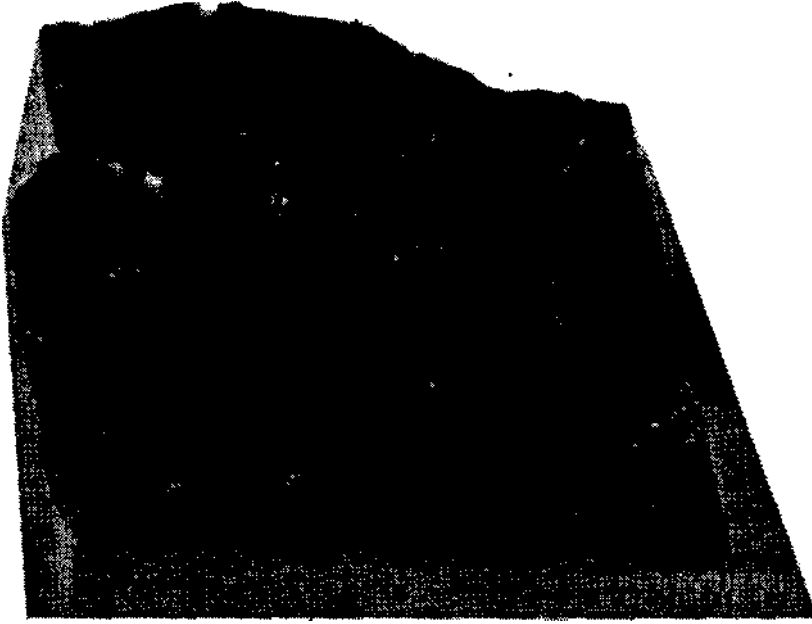
	%
Kuvars	4.2
Plajiyoklas	37.8
K-feldispat	5.7
Amfibol	45.0
Diğer mineraller	<u>7.3</u>
Toplam	100

b. Kuvars diyorit : Kuvars diyoritler, çalışma alanının güneyinde yer alırlar. Daha koyu renkleri ile diğer kayaçlardan kolayca ayrılırlar. Koyu grimsi, koyu yeşilimsi renkler sergileyen kuvars diyoritlerin el örnekleri incelendiğinde; koyu yeşil renkli ve boyları 1-2 mm olan amfibol mineralleri ve beyaz bej renklerde izlenen plajiyoklaslar ile daha açık, genellikle renksiz kristaller halinde ve oldukça seyrek olarak izlenen kuvars minerallerine rastlanır. Kayaca koyu renkli görünümü sağlayan amfibol mineralleri, modal analizlerde de, yüzdesi en yüksek mineraldir. Kuvars diyoritlerden yapılan modal analizlerden saptanan ortalama değerler şunlardır:

Kuvars	7.6
Plajiyoklas	40.6
K-feldispat	2.9
Amfibol	47.0
Diğer mineraller	<u>1.9</u>
Toplam	100

2 . *Geçiş kayaçları*. — Bu kayaç grubu, diyorit-monzodiyorit grubu kayaçları ile tonalit-granodiyorit grubu kayaçları arasında yer alır. En tipik mostralarını çalışma alanının güneyinde sergilerler. Bunun dışında, tonalitler içinde adacıklar halinde korundukları birçok yer izlenir. Baskil granitinin kuvarşça daha zengin olan kayaçları bu birimle başlar. Arazi görünümleri ile de diğer kayaç gruplarından farklılıklar sergilerler. Genellikle çalışma alanında gri, koyu gri renklerde izlenen geçiş kayaçları içlerinde yer yer daha açık renkli bölümler içerirler. Bu bölümler bütünüyle magma odasında değişim sonucu şekillenmiş tonalitlerdir.

El örneklerinde ve çalışma alanındaki bir mostrada geçiş kayaçlarını incelersek, başlıca iki farklı bölüm saptarız. Birinci bölüm; kuvars diyoritlerde de izlediğimiz gibi, plajiyoklas çubukları ve aralarında mafik mineraller (amfibol) ile yer yer açık renkli veya saydam olarak gözlenen kuvars minerallerinden ibarettir, ikinci bölüm ise; koyu renkli olan ilk bölümün içinde çapları, ya da uzun eksenleri yaklaşık 1 cm ye varan yuvarlak ve eliptik kuvars kristalleridir (Şek. 3). Eliptik konum kazanmış olan kuvars kristallerinde belirgin bir oryantasyon izlenmez. Genellikle gelişigüzel dağılımlıdır. Mostranın bazı yerlerinde, kuvars mineralleri aralarına plajiyoklasları da alarak toplanır ve geçiş kayaçlarının üzerinde yer alan tonalitlerin bileşiminde, beyaz lekeler halinde belirginleşirler.



Şek. 3- Geçiş kayacı içinde kuvars mineralleri.

Bu küçük adacıklar, bazı alanlarda sıklaşarak melanokrat olan bölümlerin etrafını tümüyle sarmış ve onları «autolit» benzeri konumlara sokmuştur. Bu oluşum özellikle Zılhigan mahallesinin güneydoğusundan geçen bir zon içinde izlenir.

Kayacın içindeki minerallerin yüzde oranlarını saptamak için yaptığımız modal analizlerde, elde edilen sonuçlar da değişiktir. Bunun nedeni, iri kuvars kristallerinin kapsadığı alanların fazla olduğu kesitlerde doğal olarak kuvars oranının fazla olmasıdır. Eğer bu tür kristallerin olmadığı kesitlerde çalışırsak, sonuçta bu kayaların Streckeisen (1976) diyagramında kuvars diyorit alanına düşüğünü gözleriz. Bu tür kesitlerden elde edilen oranlar şu şekilde sıralanmaktadır:

	<u>%</u>
Kuvars	8.2
Plajiyoklas	42.5
K-feldispat	1.0
Amfibol	40
Diğer mineraller	<u>8.3</u>
Toplam	100

Bu oranlardan çıkan sonuca göre, geçiş kayaçları esas olarak kuvars diyoritlerden ibarettir, iri kuvars kristallerinin artma gösterdiği yerlerde, doğal olarak bu oran yükselir ve kayaç tonalit grubuna girer.

3. Tonalit-granodiyorit grubu.— Başlıca iki kayaç grubunu kapsar:

a. Tonalit: Tonalitler Baskil derinlik kayaçları içinde en geniş alan kapsayan bir birimdir. Gerek arazi görünüşleri ve gerekse ince kesitlerdeki özellikleri ile diğer kayaç gruplarından kolayca ayrılırlar, içlerinde yoğun olarak izlenen eliptik ve yuvarlak kuvars tanecikleri kayaca değişik bir görünüm kazandırır. Çok açık renkli olan tonalitlerin, koyu renkli diyabaz daykları tarafından kesilmeleri nedeniyle, uzaktan bakıldığında âdeta şeritli bir görünüm sunmaları ayrı bir özellikleridir.

Tonalitler, genel olarak çalışma alanımızdaki derinlik kayaları içinde lökokrat minerallerin en yoğun olduğu kayalardır. Bu birim, yer yer artan K-feldispat oranları ile granodiyoritlere geçiş gösterir. Tonalitler mostralarında ve el örneklerinde incelendiğinde, grimsi beyaz, kirli beyaz renkler sergilerler. İri, yer yer yuvarlak ve eliptik kuvars taneleri, camı görünümü ile hemen dikkati çekerler. Genellikle serisitleşmiş ve killeşmiş bölümler ise plajiyoklasları belirler. Bütün bu lökokratik elementlerin arasında, yer yer koyu renkleri ile seçilen epidot ve kloritler, kayaçta rastlanılan ikincil minerallerdir. Tonalitler, bazik dayklar ile sıkça kesilmeleri nedeniyle ikincil mineral oluşumları bakımından diğer kayalardan daha zengindirler. Kayaç içinde ayrıca amfibol de melanokrat mineral olarak izlenir. Bazı örneklerde amfibol oluşumu çok kıttır. Bu tür örnekler son derece açık renkli olarak görülürler.

Hipidiyomorfik tekstürde izlediğimiz tonalitler yer yer porfiritik özellikler sunarlar. Kayaçta yaptığımız modal analizler sonucu elde ettiğimiz ortalama değerler şöyledir:

	%
Kuvars	48
Plajiyoklas	39
K-feldispat	1.0
Amfibol (klorit ve epidot)	12
Toplam	100

b. Granodiyorit: Tonalitler, artan K-feldispat oranları ile granodiyoritlere geçerler. Çalışma alanında granodiyoritler diğer birimlere nazaran daha küçük alan kapsarlar. Saha görünümü itibariyle ilk bakışta tonalitlerden ayırabilmek olası değildir. Dikkatle incelenen el örneklerinde ise; tonalitlerde izlenen porfiritik tekstürün gelişmemiş olması, az da olsa parlak biyotit kristallerinin izlenmesi ve pembe renkli K-feldispatların varlığı, granodiyoritleri tonalitlerden ayıran önemli özelliklerdir.

Kayacın modal analizlerinde mineral dağılım yüzdeleri şu şekilde saptanmıştır:

	%
Kuvars	33.7
Plajiyoklas	49.0
K-feldispat	12.7
Biyotit	2.8
Amfibol	1.0
Diğer mineraller	0.8
Toplam	100

4. *Monzonit grubu*, — Baskil derinlik kayalarının çalışma alanında en son üyelerini oluşturan bu grup, başlıca iki bölüme ayrılır: Kuvars-monzodiyorit ve kuvars-monzonit.

Monzonit grubuna dahil olan kuvars-monzodiyoritler, daha önceki bölümlerde adı geçen diyorit-monzodiyorit grubundaki kuvars-monzodiyoritlerden farklılıklar sunarlar. Bu farklılıklar sırasıyla;

— Monzonit grubu kayalarının, diğer kayaç gruplarından daha sonra oluştuğu saha gözlemleri ile belirgindir.

— Bu grubun kayaları renk, doku ve yapısal özellikleri ile diğer kayaç gruplarından çok farklılıklar içerir.

— Monzonit grubu kayalarının K-feldispat kapsamı ve oranları, Baskil derinlik kayalarının her birinden çok daha fazla olup, genellikle öz şekilli kristaller sergilerler.

Sonuç olarak; diyorit-monzodiyorit grubu kayaları kapsamında incelediğimiz kuvars-monzodiyoritlerle, monzonit grubu kayaları içinde yer alan kuvars-monzodiyoritler, Baskil granitinin ayrı yerleşme safhalarını karakterize ederler.

a. Kuvars-monzodiyorit: Çalışma alanının güneyinde yer alırlar. Yapılan modal analizlerinde mineral dağılım yüzdeleri şu şekilde saptanmıştır:

	%
Kuvars	3.0
Plajiyoklas	40
K-feldispat	15
Amfibol	35
Diğer mineraller	7.0
Toplam	100

b. Kuvars-monzonit: Baskil derinlik kayaçlarının çalışma alanındaki en son üyesidir. Diğer kayaç grupları ile net dokanaklar oluşturur. Genellikle pembemsi, et rengi görünümü ile diğer kayaç gruplarından kolayca ayrılırlar. Çalışma alanında K-feldispatça en zengin kayaç olarak belirirler. El örneklerinde iri idiomorf K-feldispat mineralleri hemen seçilir. Modal analiz, mineral dağılım yüzdeleri şu şekildedir:

Kuvars	15
Plajiyoklas	38
K-feldispat	40
Amfibol	4.0
Diğer mineraller	3.0
Toplam	100

Damar kayaçları

Baskil magmatitlerinin en karakteristik özelliklerinden biri de, damar kayaçları yönünden zenginliğidir. Bazik damar kayaçlarından, asit damar kayaçlarına kadar çok çeşitli kompozisyonda ve farklı yapıda gözlenirler. Mineral parajenezlerinin ve tekstürlerinin yanı sıra önemli farklılık gösteren özelliklerinden biri de, sahada gözlenen biçim ve şekilleridir.

Baskil çevresinde başlıca iki farklı geometride damar kayacı sistemi izlenmiştir. Bunlardan ilki; Baskil derinlik kayaçlarını damarlar şeklinde ve belirgin olarak kesen, bazen uzunlukları bir kilometreyi bulan uzaklıklar içinde gözlenebilen (özellikle tonalitlerin içinde), çoğun bazik ve yer yer asit daykaları kapsar. Yapılan arazi gözlemlerinde daykların hemen hemen tümünde gelişmiş soğuma kenarları izlenmiştir. Bu daykların büyük bir bölümü KKD yönünde paralel olarak izlenirler (Şek. 4).

Baskil bölgesinde gözlenen damar kayaçlarının değişik bir geometride sergilenen ikinci bölümü ise; tüm granitik kayaçların üzerinde koyu renkleri ile belirgin olarak seçilen ve bu kayaçların üzerini âdeta örten bölümleridir. Bu tür damar kayaçlarının çalışma alanımızda saptanan en önemli özelliklerinden biri de, üstlerinde bulunan volkanik kayaçlara geçiş göstermeleridir. Baskil ve çevresinde başlıca gözlenen damar kayaçları şunlardır.

a. *Orbiküler gabro*. — Bir doğa anıtı sayılabilecek özellikleri sergileyen bu damar kayacı, dünyanın ender bölgelerinde oluşmuştur. Baskil ve çevresi bu bölgelerden biridir. Orbiküler gabrolara, çalışma alanımızda Haroğlu köyünün doğusundaki Hısınk derenin sol yamacında ve 1:25 000 Ölçekte haritalanamayacak boyutta rastlanmaktadır. Kayacın ana mostrası, birkaç metre genişlikte olup, boyu yaklaşık 5 m dolayındadır. Orbiküler gabrolar mostrada çoğun altere olmuş ve topraklaşmış olarak izlenir; yer yer yumurta veya yumruk büyüklüğünde, alterasyondan az da olsa korunmuş, sert yumrular, topraklaşmış malzemenin içinde seçilebilmektedir. Kayacın tüm özelliklerini yansıtabilen parçaları ise genellikle Hısınk dere içinde bloklar halinde görülmektedir. Bu bloklardan birini yakından incelediğimizde, başlıca iki bölümden oluştuğunu görürüz. Bu bölümler, esas olarak oldukça

iri taneli bir matriks ve bu matriks içinde çapları veya uzun eksenleri 5 ile 15 cm arasında değişen yuvarlak ve eliptik yumrulardan oluşur (Şek. 5). Matrikse çıplak gözle, ya da lupla bakıldığında, melanokrat minerallerin daha yoğun olduğunu gözleriz. Bu melanokrat mineraller, başlıca yeşil renkli amfibol ve sarımsı, yeşilimsi renklere izlenebilen piroksen kristalleridir.



Şek. 4 - Granodiyoritleri kesen diyabaz daykı.



Şek. 5 - Orbiküler gabro.

Kayacın üzerindeki yumruları incelediğimizde, çok daha değişik bir yapının geliştiğini izleriz. Orbikül olarak adlandırdığımız bu yumruların orta (çekirdek) kısımlarında, genellikle mafik ve iri kristalli minerallerin yoğunlaştığı gözlenir. Bu çekirdeğin etrafında onu kuşatan radyal biçimli bir halka bulunmaktadır. Bu halkada uzamış plajiyoklas ve olivin mineralleri sergilenir (Şek. 6). Halka orbikülün büyüklüğüne göre, bazen iki, ya da üç kez üst üste sıralanabilen bir yapı da gösterebilir. Halkanın bütünüyle troktolit kompozisyonda olmasına karşın, çekirdeğin bileşimi olivin-gabronorit olarak saptanmıştır. Çekirdekten yapılan modal analizlerde saptanan oranlar şunlardır:

	%
Plajiyoklas	38
Ortopiroksen	12
Klinopiroksen	18
Olivin	21
Diğer mineraller	11
Toplam	100

Orbiküler gabro yuvarlarının içinde bulunduğu bölüm ise, pegmatitik özellikler sergilemektedir. Asutay (1985), bu kayalarda gelişen, ısı metamorfizmasına değinerek, orbiküllerin oluşum sonrası, yaklaşık $535 \pm 20^\circ\text{C}$ ye kadar ısındığını belirtmektedir.

b. Diyabaz. — Çalışma alanımızdaki damar kayaçlarının büyük bir bölümünü diyabazlar oluşturur. Başlıca; granitleri keser konumda, paralel dayklar halinde ve granitlerin üzerlerini örten konumlarda izlenirler. İkinci konumdakiler, üstlerinde bulunan volkanik kayaçlara geçiş gösterirler. Dayklar şeklinde bulunan diyabazlarda, soğuma kenarları belirgin olarak izlenir. Genellikle KKD uzanımlı diyabaz dayklarının, yer yer birbirlerini kestikleri de görülmektedir.

Diyabazların ince kesitlerinde; başlıca ofitik, bazen subofitik ve porfiritik tekstürler izlenir. Plajiyoklas, ojit, amfibolün yanı sıra klorit, epidot gibi ikincil mineraller ve opak olarak da manyetitler en sık rastlanan minerallerdir.



Şek. 6 - Orbiküler gabronun dış halbasındaki tekstür.

c. Granit porfir. — Çalışma alanımızda yer yer izlenir. Çoğun kırmızı renkli alterasyonları ile belirginleşirler. Kayacın el örneklerinde ince taneli bir matriks içinde, iri taneli kuvars kristalleri hemen göze çarpar. İnce kesitlerinde ise, kripto kristalen silisifiye bir hamur içinde killeşmiş K-feldispat mineralleri ile yer yer magmatik korozyona uğramış kuvarslar izlenir. Bileşim ve görünüm olarak dasit türü bir kayacın, yarı derinlik türevi olarak tanımlanabilir.

d. Granofir. — Çalışma alanımızda gelişmiş dayk sistemi içinde en genç olanıdır. Pek sık olmamakla birlikte, bölgenin her yerinde rastlanırlar. Genellikle, kendilerinden oluşmuş olan diyabaz dayklarını keserler. Lökokrat elemanları bol olan granofirlerin tane boyları da oldukça değişkendir. El örneklerinde iri taneli olanlar granitlere, ince taneli olanlar ise aplitlere benzerler. Kayaçta çıplak gözle izlenebilen mineraller, K-feldispat ve kuvarslardır. Bazılarında hiç melanokrat mineral izlenmez. Bazılarında ise az da olsa biyotit mevcuttur.

Kayacın ince kesitlerinde, K-feldispat ve kuvars minerallerinin beraberce oluşturdukları granofirik tekstür bu kayaçlar için tipiktir.

e. Kuvars damarları. — Çalışma alanımızda diğer damar kayaçlarına oranla daha az izlenirler. Yoğun olarak kuvars monzonitlerin diğer kayaçlarla olan dokanaklarında görülürler. Mikroskop altında incelediğimiz kesitlerde, hipidiyomorfik kuvars kristallerinin yanı sıra, klorit ve idiyomorf pirit oluşumları izlenmektedir. Ekonomik mineral oluşumu gözlenememiştir.

Volkanik kayaçlar

Baskil çevresinde geniş yayılımı olmayan volkanik kayaçlar genellikle andezitik lav akıntıları şeklinde, bazen de lav akıntıları şeklinde izlenir. Lav akıntıları yastık lav biçimlerinde de karşımıza çıkmaktadır. Bir lav akıntısı örneğini çıplak gözle incelediğimizde, çoğun aşırı derecede altere olduğunu görürüz. İnce kesitlerinde de hemen hemen tümüyle killeşmiş, karbonatlaşmış olarak izlenirler. Yarı derinlik kayaçlarının üzerine geldikleri yerlerde ise onlardan ayırmak oldukça güçtür.

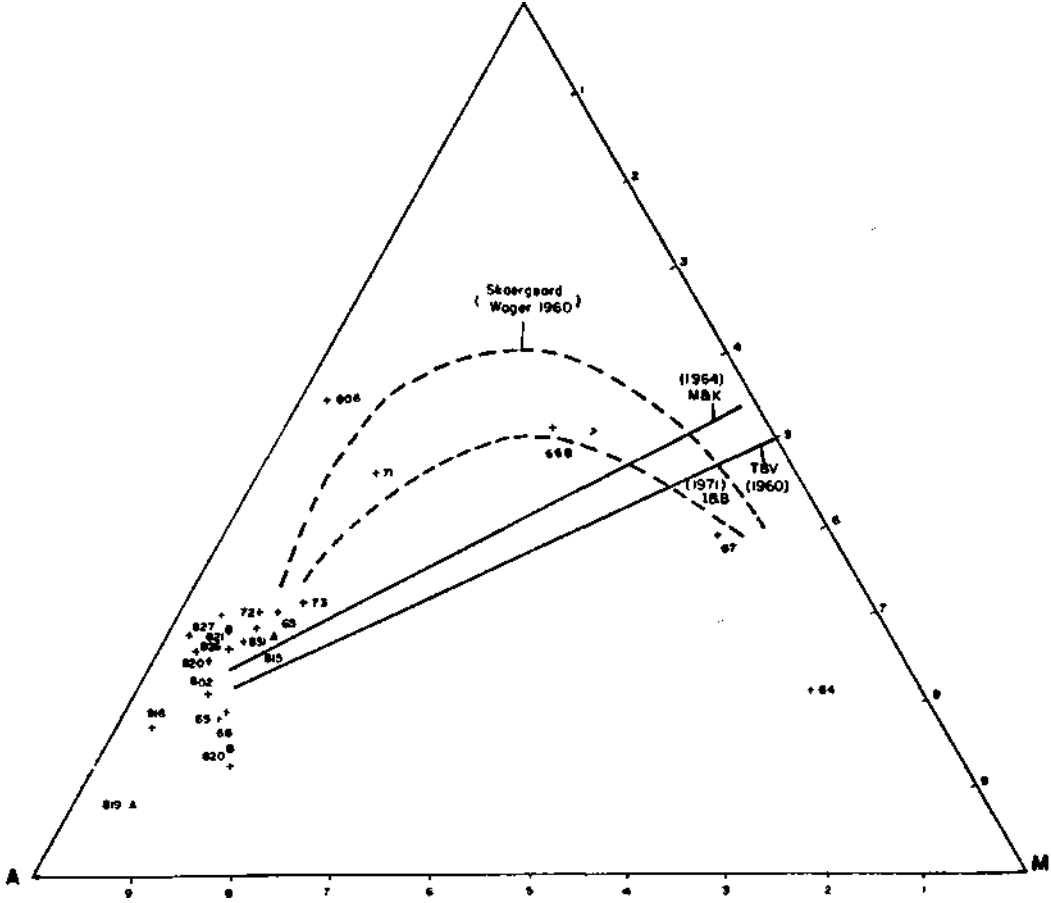
BASKİL GRANİTİK KAYAÇLARININ KİMYASI

Baskil granitik kayaçlarından seçilen bazı örneklerden, ana element oksitleri (Çizelge, 1), iz elementler (Çizelge, 2) ve kayaçların CIPW normları (Çizelge, 3) saptanmıştır. Değerlendirmeye alınan örneklerden 64 no.lı olanı çalışma alanımızın dışında bulunan Kömürhan ofiyolitinin (Yazgan ve Asutay, 1981) gabrolarına aittir. Bu örnek, Baskil granitinden olan farklılığının sergilenmesi amacıyla analizlere konulmuştur.

Baskil granitik kayaçları bütünüyle subalkalen kayaçlardır (Şek. 7), alüminyumca zenginler (Şek. 8) ve özellikle toleyitik kayaçlarda izlenen demirce zenginleşme içermezler (Şek. 9). Femik minerallerce fakir olan Baskil granitik kayaçları, genellikle diyagramlarda kalk-alkalen alanlara düşmektedir (Şek. 10).

BASKİL MAGMATİK KAYAÇLARININ PETROJENEZİ

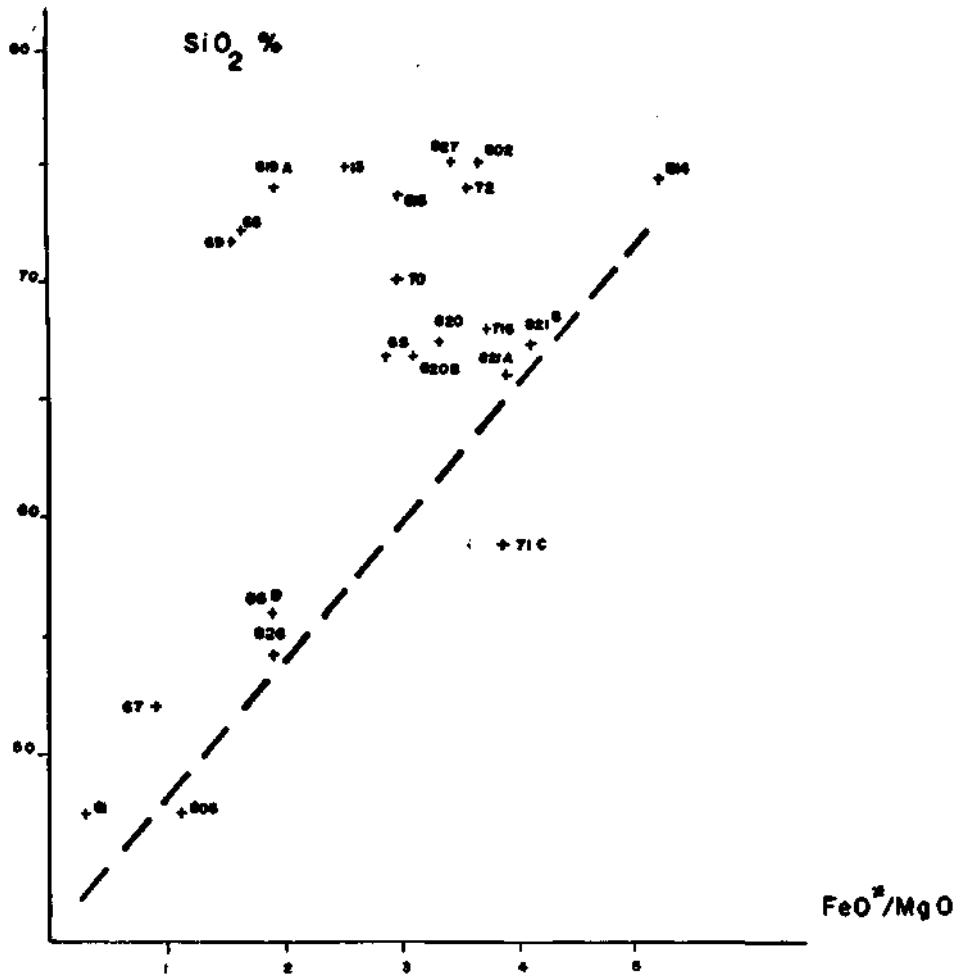
Baskil magmatizması, belki de Türkiye'de örneği en az görülebilecek türden bir magmatik olay olup, kendine özgü karakteristikleri en iyi yansıtabilen bir oluşumdur. Çalışma alanında derinlik, damar ve yüzey kayaçları arasında belirgin ve düzenli bir ilişki mevcuttur. Bu ilişkiler saha gözlemleri, mikroskop çalışmaları ve kimyasal araştırmalarda sergilenmektedir.



Şek. 9 - Baskil magmatik kayaların AFM diyagramındaki dağılımı.

Wager (1960), M&K-MacDonald ve Katsura (1964); I&B - Irvine ve Baragar (1971); T&V - Turekian ve Vedepohl (1961).

Baskil derinlik kayaları arasında izlenen dokanakların büyük bir bölümü geçişlidir. Birimler arasında net dokanaklar izlenmez. Bu genellemeye yalnız monzonit grubu kayaları dahil değildir. Monzonit grubu kayaları ile diğer kayaç grupları arasında net dokanaklar izlenir. Diyorit-monzodiyorit ve tonalit-granodiyorit grubu arasında ise geçiş özel bir kayaç grubunun oluşumu ile sergilenir. Bu grup geçiş kayaları adı altında toplanmıştır. Geçiş kayalarının mineralojik özellikleri, bu kayaların diyoritlerle, tonalitler arasında değiştiğini gösterir. Bu değişkenlikte başrolü genellikle kuvars minerali oynar. Geçiş kayaları içinde diğer minerallerle net dokanaklar oluşturan öz şekilsiz kuvars minerallerinin yanı sıra, tonalitlere doğru oranı gittikçe artan yuvarlak ya da eliptik kuvars kristalleri bulunur. İlk yerleşmiş olan derinlik kayalarından itibaren kuvarsça daha zengin kayalara doğru olan yönelim, Baskil magmatizmasının özelliğini yansıtır. Bu yönelim, tonalit ve granodiyoritlerden itibaren kesilerek, K-feldispatça zengin bir magmaya geçer. Tonalitlere yer yer porfiritik tekstür kazandıran kuvars kristallerinde görülen şekiller ise bütünüyle magma odasındaki olaylarla ilişkilidir. Kuvars kristallerinin bu özel yapıyı kazanmaları nedeni olarak, en azından oluşum sırasında hareketlendiklerini söyleyebiliriz. Bu büyük çapta bir hareket değildir. Büyük bir olasılıkla magma odasındaki küçük eğim değişiklikleri bu olaya neden olabilir.



Şek. 10 - Baskil magmatik kayaçlarının $\text{SiO}_2/\text{FeO}^*/\text{MgO}$ diyagramında dağılımı (Miyashiro, 1975).
 FeO^* -Toplam demir.

Geçiş kayaçlarında diferansiyasyonun ilerlemesi ile yoğunluğu artan kuvarso-feldispatik eriyik, diyorit ve kuvars diyorit kalıntılarının etrafını yer yer kuşatmaya başlar (Şek. 3). Bu olay, magma odasında kuvarsa zengin eriyiğin artarak melanokrat mineralce zengin ve daha önce oluşmuş olan magmatizma ürünlerini, autolit biçiminde içine almasıdır. Kalıntı magmatik kayaçlar ile yeni oluşan magmatik kayaç arasında hiç bir ısı alışverişi izlenmez. Aralarındaki dokanaklar çoğun net değildir. Bazı mostralarda, kalıntı kayacın içinde de yeni oluşan kuvarsa zengin eriyiğin parçaları belirgin olarak izlenir.

Geçiş kayaçları içinde izlediğimiz olaylar bir asimilasyon olayı değildir. Aynı magma odasında değişen koşulların belirgin kanıtıdır.

Baskil derinlik kayaçları içinde en son yerleşen ve diğer kayaç grupları ile net dokanaklar oluşturan kayaçlar, kuvars monzonitlerdir. Magmatizmanın bölge çapında (özellikle Keban ve çevresinde) devamı izlendiğinde en son yerleşen kayaçların siyenitler olduğu saptanır (Asutay ve Turan, 1986).

Çizelge 1 - Baskil magmatik kayaların majör element değişimleri

Örnek no. Kayaç adı	64 Gabro	65 Gr. diyorit	66 B Tonalit	67 Diyorit	68 Granofir	69 Granofir	70 Gr. diyorit	71 G O.monzonit	71 C O.monzonit	72 Gr.diyorit	73 Tonalit	802 Gr.diyorit	806 O.Diyorit	814 Granofir	815 Tonalit	819 A Granofir	820 Gr.diyorit	820 B Gr.diyorit	821 A O.monzonit	821 B O.monzonit	826 Diyabaz	827 Tonalit
SiO ₂	48	66.8	56.4	52.5	71.6	70.7	69.4	67.6	57.7	74.6	74.3	73.41	47.64	74.06	73.22	73.75	66.54	67.15	66.71	65.94	53.90	73.57
Al ₂ O ₃	21.09	15.3	15.3	10.8	14.2	13.8	14.3	14.5	15.6	13.0	12.1	13.19	16.96	13.73	13.93	14.92	15.67	16.23	15.42	15.16	14.58	12.87
F ₂ O ₃	2.7	3.5	9.9	9.4	1.4	1.2	2.5	9.6	8.7	3.0	2.4	3.19	9.99	1.99	3.09	0.65	3.25	3.37	4.43	4.57	8.92	2.70
MgO	8.39	1.07	4.74	11.0	0.76	0.69	0.35	0.86	2.05	0.75	0.85	0.82	7.35	0.39	1.10	0.34	1.05	0.99	1.03	0.97	3.98	0.84
CaO	15.9	4.7	8.9	13.3	5.6	5.6	4.8	3.2	5.8	3.0	3.3	2.85	11.55	2.25	2.08	1.32	3.96	4.24	3.30	3.29	4.51	3.29
Na ₂ O	1.14	4.13	3.08	2.14	5.14	4.84	5.58	4.21	5.85	4.05	3.91	3.96	2.30	6.11	5.10	6.98	4.01	4.02	4.21	4.09	3.36	4.14
K ₂ O	0.17	2.36	0.75	0.37	0.29	0.23	0.33	4.43	1.34	1.91	0.28	1.89	0.88	0.38	0.57	1.38	2.71	2.54	4.43	4.52	0.85	0.26
Mn ₃ O	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.18	0.22	0.10	0.07	0.05	0.09	0.09	0.13	0.15	0.15	0.09
Mn ₃ O ₄	0.064	0.071	0.186	0.145	0.028	0.024	0.031	0.096	0.226	0.087	0.051	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ti ₂ O ₂	0.07	0.21	0.66	0.34	0.26	0.24	0.26	0.22	0.51	0.24	0.25	0.26	0.62	0.10	0.44	0.10	0.23	0.24	0.30	0.29	0.87	0.27
BaO	> 0.01	0.23	> 0.01	> 0.01	> 0.01	> 0.01	> 0.01	0.04	> 0.01	0.02	> 0.01	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
S ₂ O	0.01	0.09	0.01	0.01	0.04	0.04	0.04	0.02	0.08	0.01	0.01	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H +	2.62	0.77	0.94	1.34	0.59	1.10	0.74	0.22	0.69	0.27	1.02	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.05	0.08	0.03	0.07	0.08	0.07	0.11	0.96	0.09	0.12	0.04
Toplam	100.97	99.23	100.87	101.39	99.91	98.47	98.69	104.99	98.49	100.93	99.08	99.75	97.04	99.14	99.67	98.57	97.57	98.98	100.42	99.07	91.24	98.07

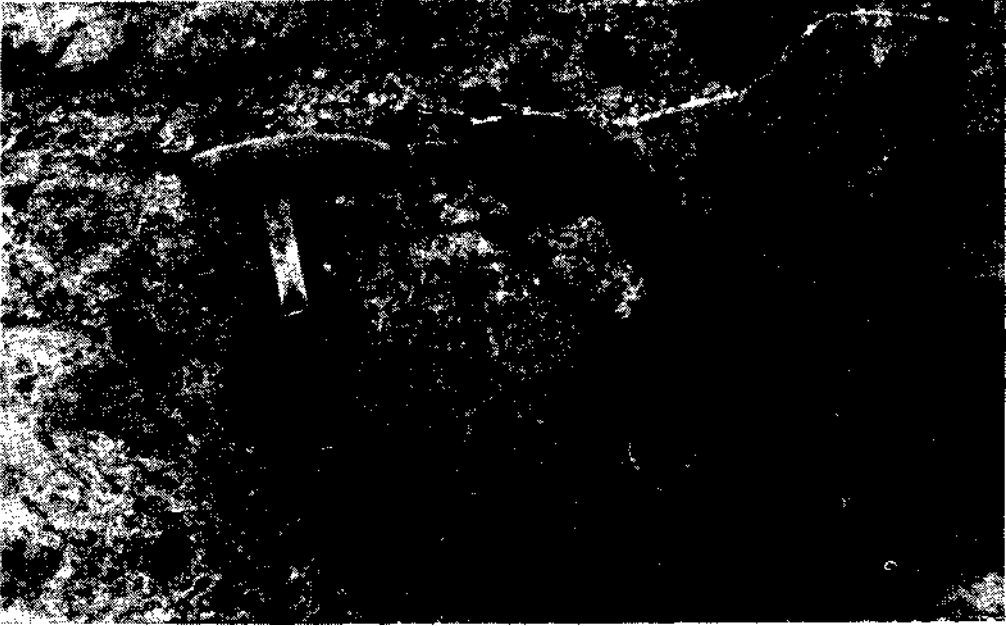
Çizelge 2 - Baskil magmatik kayalarındaki iz element değişimleri

Örnek no.	Nb	Zr	Y	Sr	U	I	Z	E	L	E	M	E	N	T	L	E	R	Pr	Ce	Ba	La	Ti	V
64	—	—	3	132	—	—	—	—	—	44	36	969	—	—	—	—	—	—	—	58	—	0.07	48
65	—	—	17	893	—	—	—	—	—	10	47	18	—	—	—	—	—	—	—	2527	—	0.21	46
66 B	—	—	41	153	—	—	—	—	—	78	107	96	—	—	—	—	—	—	—	87	—	0.66	269
67	—	—	20	153	—	—	—	—	—	51	5	518	—	—	—	—	—	—	—	43	—	0.34	194
68	—	—	20	374	—	—	—	—	—	2	10	2	—	—	—	—	—	—	—	58	—	0.26	26
69	—	—	18	351	—	—	—	—	—	2	5	2	—	—	—	—	—	—	—	54	—	0.24	25
70	—	—	22	387	—	—	—	—	—	21	11	16	—	—	—	—	—	—	—	79	—	0.26	27
716	—	—	22	204	—	—	—	—	—	43	12	2	—	—	—	—	—	—	—	394	—	0.22	39
71 C	—	—	43	206	—	—	—	—	—	94	68	154	—	—	—	—	—	—	—	99	—	0.51	105
72	—	—	20	104	—	—	—	—	—	25	10	2	—	—	—	—	—	—	—	208	—	0.24	34
73	—	—	33	115	—	—	—	—	—	11	7	2	—	—	—	—	—	—	—	76	—	0.25	41
802	2	109	24	103	0	59	3	7	14	33	7	122	5	8	0	0	0	0	20	216	12	—	—
806	2	30	20	237	0	19	0	9	16	91	113	148	25	32	0	0	0	0	0	113	6	—	—
814	8	141	11	257	7	17	27	15	19	25	16	174	5	11	18	0	0	0	33	53	26	—	—
815	2	96	37	168	0	12	0	5	15	19	6	117	0	9	0	0	0	0	30	82	10	—	—
819 A	7	61	20	174	0	20	7	10	17	7	64	84	15	6	0	0	0	0	33	464	22	—	—
820	4	147	18	798	16	88	28	37	21	25	26	79	5	8	0	0	0	0	45	2212	41	—	—
820 B	3	154	20	849	5	84	30	41	19	28	33	84	3	9	0	0	0	0	41	2312	40	—	—
821 A	19	165	36	202	4	183	18	22	19	49	8	70	0	10	29	0	0	0	42	411	26	—	—
821 B	19	168	36	192	5	190	30	23	20	53	10	67	6	10	17	0	0	0	67	399	54	—	—
826	2	66	33	124	0	18	0	14	17	106	74	34	0	22	15	0	0	0	0	107	0	—	—
827	2	99	33	123	0	5	0	5	13	21	4	130	0	11	0	0	0	0	15	71	0	—	—

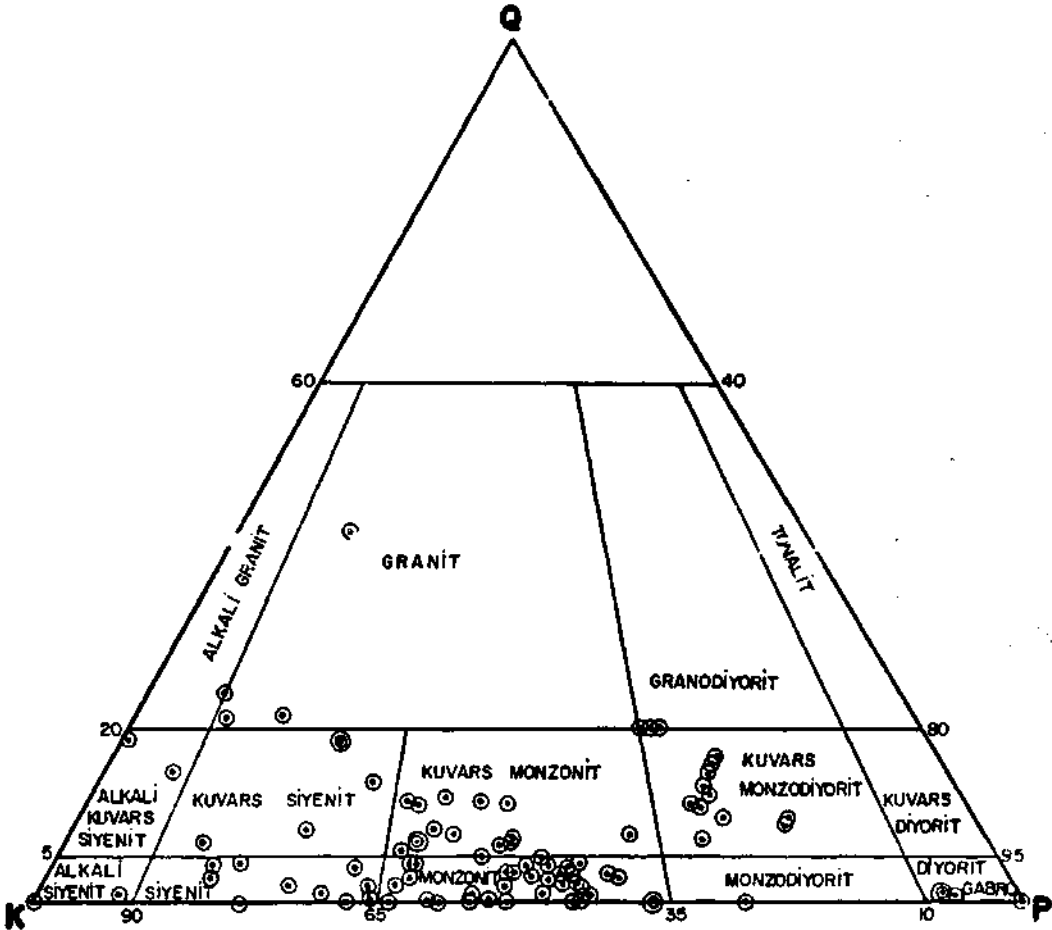
Çizelge 3 - Örneklerin kimyasal analizlerinden hesaplanan CIPW normları

No.	IL	OR	AB	AC	AN	TN	HT	WO	DI	HY	OL	NE	CS	LC	PF	Q	HM	A	F	M	CI	AD
802	0.49	11.17	33.51	0.00	12.63	0.00	1.73	0.00	1.24	3.32	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	35.28	0.00	61.32	30.09	8.59	6.78	SACA
814	0.19	2.25	51.70	0.00	8.92	0.00	0.46	0.00	1.91	2.32	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	31.09	0.00	74.87	20.63	4.50	4.89	SACA
82.08	0.46	15.01	34.01	0.00	18.74	0.00	2.69	0.00	1.79	1.64	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	23.98	0.35	62.01	28.64	4.36	6.91	SACA
821/A	0.57	26.18	35.62	0.00	10.09	0.00	2.23	0.00	5.22	2.97	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	16.15	0.00	63.27	29.19	7.54	11.00	SACA
826	1.65	9.02	28.43	0.00	22.19	0.00	2.68	0.00	0.15	18.55	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	11.58	0.00	25.96	49.49	24.55	23.04	SATH
827	0.51	1.54	35.03	0.00	15.77	0.00	1.23	0.00	0.46	3.77	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	37.45	0.00	57.41	31.64	10.96	5.77	SACA
806	1.18	1.95	19.46	0.00	34.78	0.00	4.51	0.00	17.99	12.29	3.69	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	13.87	47.39	38.75	39.66	SATH
815	0.84	3.37	43.15	0.00	10.32	0.00	2.52	0.00	0.00	2.80	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	35.25	0.00	39.40	29.08	11.52	6.16	SACA
819 A	0.15	8.15	59.06	0.60	5.30	0.00	0.00	0.00	0.91	0.43	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	24.81	0.57	10.06	6.28	3.66	2.05	SACA
820	0.44	11.01	33.93	0.00	11.32	0.00	2.60	0.00	0.00	3.14	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	24.00	0.00	62.92	27.35	9.74	6.17	SACA
821 B	0.55	26.71	34.61	0.00	9.66	0.00	2.44	0.00	5.55	2.56	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	16.48	0.00	52.88	30.03	7.08	11.09	SACA

SA - Subalkalen; CA - Kalk-alkalen; TH - Toleyitik.



Şek. 11 - Geçiş kayaçları içinde diyoritik kalıntılar.



Şek. 12 - Divriği granitik kayaçlarının Streckeisen (1976) diyagramında dağılımı.

Bu oluşum, bize magmanın belirli bir dönemden sonra K-feldispatça zenginleştiğini belirtmektedir. Bu özellik daha kuzeydeki Divriği bölgesi granitik kayalarında da görülmektedir. Gysin'in (1943) aynı bölgede yapmış olduğu modal analizlerden aldığımız değerleri, Streckeisen (1976) diyagramında incelediğimizde, Divriği derinlik kayalarının % 99 unun kuvars % 20 çizgisinin altında yer aldığını görürüz. Her iki bölgenin, granitik kayalarını karşılaştırdığımızda ise Baskil granitinin kuvarsça daha zengin bölümler içerdiğini saptarız. Baskil magmatizmasının belli bir dönemden sonra, K-feldispatça zenginleşmesi ile Baskil ve Divriği arasındaki yakınlık alındığında, her iki olayın aynı kökenli olduğu düşünülebilir.

BASKİL GRANİTİNİN TİPİ VE YAŞI

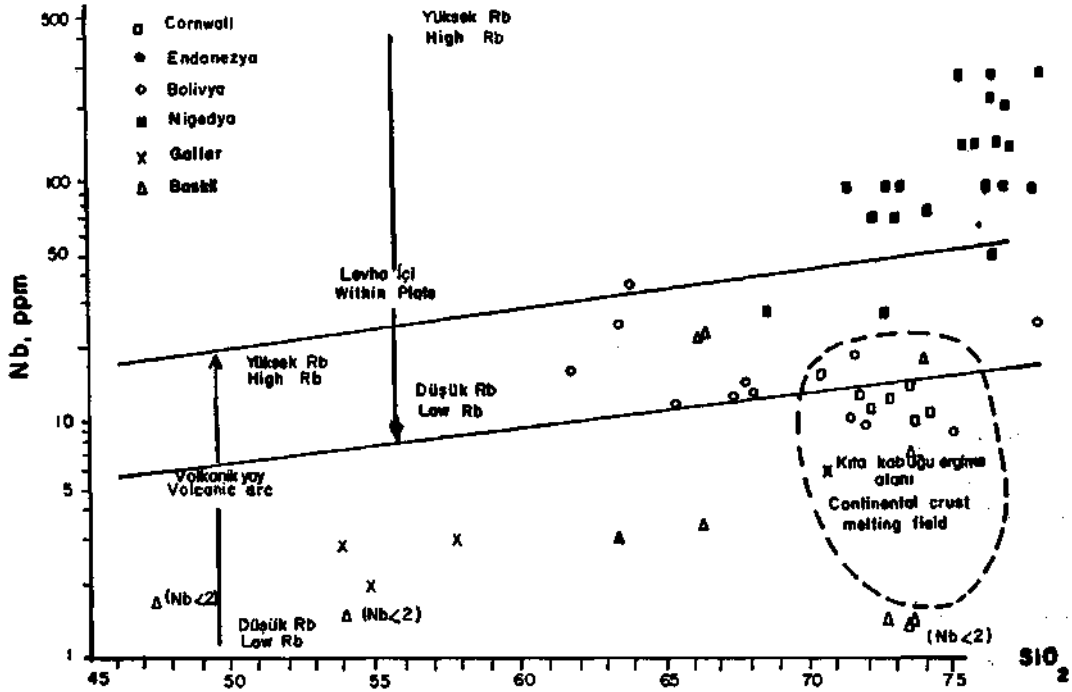
Baskil granitinin özellikleri incelenerek, çeşitli araştırmacılardan derlediğimiz tanımlamalar ile (Ek 1) karşılaştırılmış ve türü saptanmıştır. Bu özellikler kısaca:

1. Baskil graniti "I" tipi bir granittir; çünkü bu tip için belirlenen verilerin çoğu Baskil granitine uymaktadır (Ek 1 de + işaretli özellikler);
2. Nb/SiO₂ diyagramına göre (Şek. 13), düşük Nb magması genellikle yitim zonlarına bağlıdır (Pearce and Gale, 1977);
3. Baskil graniti jeokimyasal verilerine göre kalk-alkalen bir granittir. Alkalen ve peralkalen granitlerle benzerliği yoktur (Şek. 13 a);
4. Sıkışma ortamında oluşmuştur. Çünkü bölgede Üst Kretase yaşlı kıta-kıta çarpışması söz konusudur (Yazgan, 1984);
5. İz element dağılımları Baskil granitik kayaları için düzenli bir magmatik kristalizasyonu belirtmektedir (Asutay, 1985);
6. Genel olarak yalnız yitim zonu granitlerinde görülen andezitlerle düzenli ilişki izlenir.

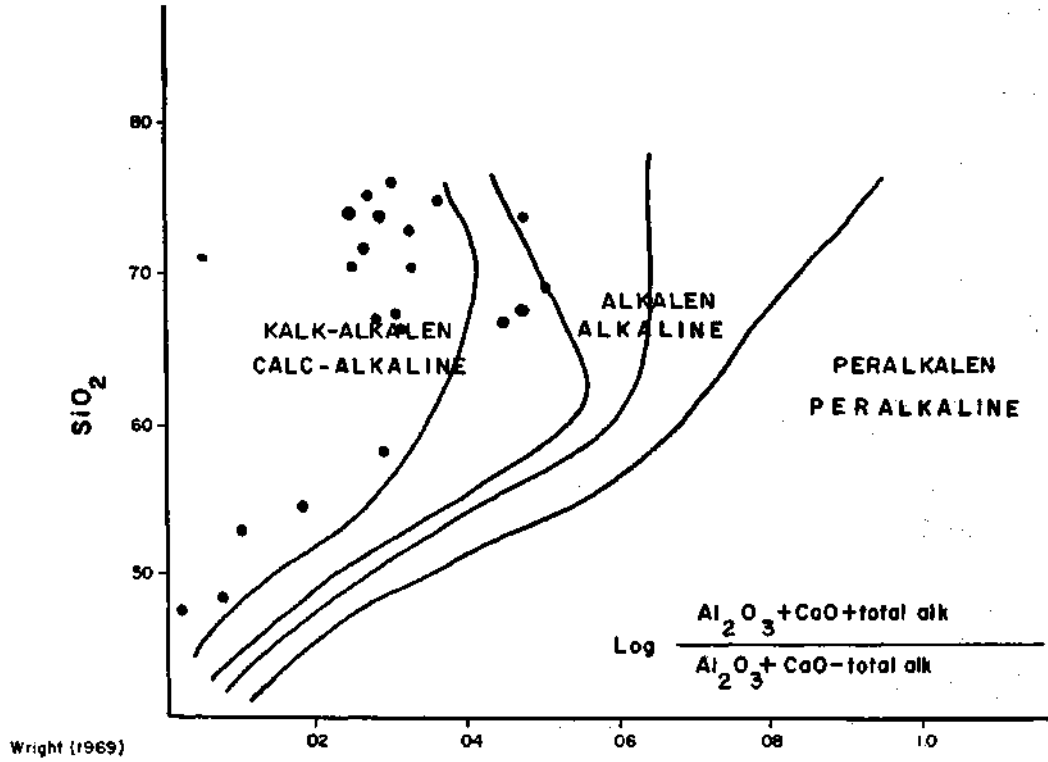
Ek 1 — 'I' ve 'S' tipi granitler arasındaki farkları belirtir tablo

Veriler	I tipi granitler	S tipi granitler
Saha	+ Genellikle geniş intruzyonlar + Geniş kompozisyon dağılımı. Gabro-diyorit % 15, granodiyorit % 50, granit % 35 + Volkanitlerle türümsel ve alansal bağıntılı	Genellikle küçük boyutlu intruzyonlar Sınırlı kompozisyon dağılımı. Gabro-diyorit % 2, granodiyorit % 18, granit % 80 Eş yaşlı volkanizması yok
Mineralojik	Hornblend biyotitten daha hâkim Az muskovit (çok felsik kayalarda) Manyetit en yaygın demir oksit Allanit ve sfen aksesuar kordiyerit, granat, andaluzit veya Sillimanit yok	Biyotit hornblendten daha hâkim Muskovit ve iki mikalı granit yaygın İlmenit en yaygın demir oksit Monazit ve kassitleri aksesuar kordiyerit, granat, andaluzit ve sillimanit bulunabilir.
Kimyasal	Mol. Al ₂ O ₃ /Na ₂ O K ₂ O CaO 1.1 SiO ₂ % 65 çok yaygın Na ₂ O normal düzeyde (% 3.2 ile felsik kayalarda ve % 22 ile mafik kayalarda) Düzenli element değişimi CIPW normlarında normatif diyopsit ya da % 1 den az normatif korund Fe ³ /(Fe ³ +Fe ²) genellikle yüksek ve 0.2 den fazla	Mol. Al ₂ O ₃ /Na ₂ O K ₂ O CaO 1.1 SiO ₂ % 65 Na ₂ O düşük olabilir (% 5 K ₂ O kapsayan kayalarda (% 3.2) Değişim diyagramları düzensiz daima normatif korund kapsar Fe ³ /(Fe ³ +Fe ²) genellikle düşük
izotopik	Düşük Sr87/Sr86 oran (<0.706)	Yüksek Sr87/Sr86 oranı (> 0.706)

Chappell ve White (1974), Coleman (1980), Hine ve diğerleri (1978), Ishiara (1978), O'Neü ve diğerleri (1977), Pankhurst (1980), Pitcher (1979-1980), White ve Chappell'den (1977) derlenmiştir.



Şek. 13 - Baskil magmatik kayaların Nb/SiO₂ diyagramında dağılımı ve dünyanın diğer bazı granitleri ile karşılaştırılması.



Şek. 13 a - Baskil magmatik kayaların Wright (1969) diyagramında dağılımı.

Baskil granitinin dokanak oluşturduğu en eski birim, Keban metamorfitlelidir. Keban metamorfitleleri ile Baskil derinlik kayaçlarının dokanaklarında daima gelişmiş skarn zonları izlenir. Metamorfik kayaçların çökel yaşı Üst Paleozoyik-Alt Mesozoyik (özgül, 1976, 1981) olduğuna göre, Baskil granitinin Triyastan daha genç olduğunu söyleyebiliriz. Bununla birlikte granitik kayaçların yaşı, tüm Baskil magmatizmasının yaş aralığı incelendiğinde belirlenir. Baskil magmatik kayaçlarına bağlı Volkanitler; Keban dolaylarındaki Hamzikan köyü ve Cibana mahallesi çevresinde en iyi mostmasını veren Sağdıçlar formasyonunun, distal filiş çökelleri ile arakatlıdır (Asutay ve Turan, 1986). Bu tilişin yaşı M. Serdaroğlu tarafından Santoniyen-Kampaniyen olarak saptanmıştır. Formasyondan alınan paleontolojik kesitler başlıca şu fosilleri içermektedir: *Dicarinella concavata* (Brotzen), *Globotruncana lapparenti* (Qr), *Globotruncana arca* (Cushman), *Marginotruncana marginata* (Reuss). Bu veriler ve granitik kayaçların çalışma alanımızdaki damar ve yüzey kayaçları ile olan ilişkileri göz önüne alındığında, Baskil granitinin Santoniyenden eski olduğu anlaşılır. Çalışma alanının dışında Keban çevresinde izlenen Mestrihtiyen yaşlı kireçtaşlarının tabanında izlenen konglomeralardaki granit çakılları da (Asutay ve Turan, 1986) magmatizmanın yaş aralığını desteklemektedir. Bunun yanı sıra Keban ve Baskil çevresinde Yazgan tarafından yapılan (Yazgan, 1984) yaş tayinleri, granitik kayaçların yaş aralığını Koniyaşiyen olarak belirlemektedir (Ek 2).

KONTAKT METAMORFİZMA

Baskil derinlik kayaçları çalışma alanımızda Keban metamorfitlelerini kontakt metamorfizmaya uğratmışlardır. Kontakt metamorfizma, çalışma alanımızda başlıca iki şekilde izlenmektedir:

a. Endo metamorfizma: Magmatik kayacın kendi içinde oluşmuş metamorfizma;

b. Ekso metamorfizma: Magmatik kayacın içine sokulduğu kayaçlarda izlenen metamorfizma. Her iki metamorfizmada değişik mineraller saptanmıştır.

Endo metamorfizma

Derinlik kayaçlarının Keban metamorfitlelerine yakın bölgelerinde izlenir. Endo metamorfizmaya uğrayan kayaçlar genellikle diyorit-monzodiyorit grubu ve kuvars monzonitler olarak gözlenmiştir. Endo metamorfizmaya uğramış kayaçlardan derlenen örneklerde şu mineraller saptanmıştır:

Granat,— Genellikle öz şekilli, tek nikelde sarımsı açık kahverengi olup, altıgen kesitleri yaygın olarak izlenir. Diğer minerallerle net dokanaklar oluşturur. Granatlarda yaptığımız kalitatif analizlerde (mikroprop) «grandit» bileşimi saptanmıştır (Asutay, 1985).

Klinopiroksen (diyopsit).— Kısa prizmatik kesitlerinin yanı sıra yer yer de (001) kesitleri izlenen piroksenler, genellikle yeşil renkler ve soluk yeşil pleokroizma gösterirler. Çift kırması yüksek kesitlerde yapılan sönme açısı tayinlerinde 37° saptanmıştır. 2V 60° olup, optikçe pozitifdir.

Amfibol.— Genellikle prizmatik şekillerde yeşil ve kahverengimsi yeşil renklere izlenmektedir. Pleokroizma formülü, açık yeşil (x), yeşil (y) ve koyu yeşil (z) olarak saptanmıştır. Mineralin psödoheksagonal kesitleri de tipik dilinimleri ile yer yer izlenir.

Sfen.— öz şekilli mineralleri ve çok yüksek çift kırmaları ile hemen tanınırlar. Rombik kesitleri yaygındır.

Yukarıda adı geçen minerallerden de anlaşılacağı gibi Ca ve Mg ca zengin bir endo metamorfizma sergilenmektedir. Çevre kayaçlarında bu tür metamorfizmayı sağlayacak Keban metamorfitleleri dışında hiç bir kayaç yoktur. Olanların ise yaş aralıkları magmatizmadan çok daha gençtir. Endo

metamorfizmayı yansıtan kayaçlardaki mineraller; Keban metamorfitlelerine ait dolomit ve kalsit içeren mermerlerin, Baskil magmatik kayaçları tarafından asimilasyonu ile oluşmuşlardır. Kayaçlardaki mineral parajenezi, piroksen hornfels fasiyes koşullarına karşılık gelmektedir. Bu mineral parajenezinin yanı sıra, aynı magmatik kayaçlarda alterasyon ve feldispatlarda sahuritleşme de izlenmektedir. Bu oluşum, bir anlamda Ca metasomatizmasının da açık bir sonucudur. Benzeri türdeki endo metamorfizma Sağıroğlu (1982) tarafından Akdağmadeni'nde de izlenmiştir.

Ek 2 — Baskil magmatitlerinde bazı radyometrik yaşlar

Örnek no. Kaya türü Lokasyon	Sistem	K ₂ O (wt%)	40	40	Hesaplanan yaş (±σ) (milyon yıl olarak)
			Ar. rad. -11 (10 mol/g)	100 × $\frac{Ar. rad.}{40}$ Ar. total	
Keban mermerine sokulum yapmış sanidinli siyenit (Keban kuzeyi) 30/80	Sanidin ve diğer feldispatlardan	3.98	45.98	79	78.5 ± 2.5
(Aynı yerden) 31/80	Sanidin	11.90	133.2	82	76.0 ± 2.5
Keban mermerine sokulum yapmış amfibol gabro (Elazığ-Keban yolu) 124/81	Hornblend	.274	3.129	26	77.5 ± 4.5
Granodiyorit (Baskil'in güneybatısı) 95/79	Biyotit	6.12	78.00	90	86.5 ± 2.5
Kuars-monzodiyorit (Baskil güneyi) 96/79	Hornblend	.941	11.55	87	83.5 ± 2.5
Kuars-monzodiyorit (Baskil güneyi) 100/79	Hornblend	11.080	13.71	87	86.0 ± 2.5
Kuars-monzodiyorit (Baskil güneyi) 101/79	Hornblend	.901	11.16	87	84.0 ± 2.5
Diyorit Baskil güneyi 9/2-78	Amfibol Biyotit	1.50 6.68	16.71 73.94	92 94	76 ± 2.5 75.5 ± 2.5

Ekso metamorfizma

Magmatik kayaçların içine sokulduğu Keban metamorfitlelerinde izlenir. Baskil çevresinde hem derinlik, hem de damar kayaçları kontakt metamorfizma oluşturmuştur. Kontakt metamorfizma oluşturan damar kayaçları, daha önce özelliklerine değindiğimiz orbiküler gabrolardır. Orbiküler gabroların dokanak oluşturdıkları Keban metamorfitlelerinde, kuvars, granat (andradit), klinopiroksen (diyopsit) gibi mineraller izlenmiştir.

Derinlik kayaçlarının, Keban metamorfitleleri ile olan dokanaklarında yer yer kontakt metamorfizmanın melanokrat mineralleri, çoğun tümüyle kalsit mineralleri izlenmektedir. Kalsit minerallerinin boyu, dokanaktan uzaklaştıkça küçülür. Bu tür kayaçlarda tipik şeker dokusu gelişmiş olup, kırıldıklarında çok çabuk dağılırlar. Kontakt metamorfizmaya uğramış olan bu kayaçlar Keban ve Elazığ çevresinde magmatitlerin içinde adacıklar gibi korunmuşlardır. Keban metamorfitlelerinde bu tür mermerlere rastlanmaz. Bazı araştırmacılar bu mermerlerin içinde hiç mafik mineral göremediklerinden, çoğun Keban metamorfitlelerinden ayıramamışlardır.

Kontakt metamorfizmada, mafik mineral olarak, manyetit, olivin (forsterit), spinel mineralleri saptanmıştır (Asutay, 1985). Keban çevresindeki Aşvan demir yatağı, kontakt metasomatik demir cevherleşmesi sergiler. Bu cevherleşme de Keban metamorfileri ile Baskil magmatitleri arasında gelişmiş ekso metamorfizmanın ürünüdür.

SONUÇLAR VE TARTIŞMA

Baskil ve çevresinde yaptığımız çalışmalardan elde edilen başlıca sonuçlar şunlardır:

- a. Baskil magmatik kayaçları, düzenli magmatik bir istif ve bir karmaşık olarak (Yüksekova karmaşığı, Elazığ karmaşığı gibi) yorumlanamaz;
- b. Baskil magmatik kayaçları, bütünüyle kıta kenar magmatizması özellikleri gösteren kalk-alkalen bir magmadan türemiştir;
- c. Baskil magmatitleri ile Keban metamorfileri arasında daima kontakt metamorfizma izlenmektedir;
- d. Baskil magmatitleri içinde ofiyolit kayaları yoktur.

Bu sonuçların yanı sıra çalışma alanı ve yakın çevresinde gözlenen bazı olaylardan çıkardığımız sonuçları şu şekilde özetleyebiliriz. Baskil magmatitleri üzerine ilk gelen çökeller Santoniyen-Kampaniyen yaşlı Sağdıçlar formasyonudur (Asutay ve Turan, 1986). Üst Mestrihtiyen yaşlı Harami formasyonu ise, hem Keban metamorfilerini hem de Sağdıçlar formasyonunu, çalışma alanının yakın çevresinde örter. Keban metamorfilerinde izlenen büyük asimetric kıvrımların kıvrım eksenleri, Baskil graniti içine yerleşmiş olan diyabaz dayklarının yönlerine (KKD) bütünüyle uymaktadır. Bölgede bilinen orojenik olaylar zinciri içinde, ilk sıkışma hareketleri Turoniyende (Yazgan, 1984) başladığına göre, Keban karbonatları büyük bir olasılıkla Turoniyen-Alt Mestrihtiyen zaman aralığında metamorfize olmuşlardır. Granitik kayaçlarla olan yapısal uyumluluklar göz önüne alındığında, bu aralığın, Konyasiyen-Alt Mestrihtiyene kadar çıkabileceği varsayılabilir. Alt Mestrihtiyen, bölge tektonik stilinin tamamen değiştiği bir dönemdir. Çünkü; çalışma alanının yakın çevresinde kıvrımlı Sağdıçlar formasyonu çökellerini, Harami formasyonu karbonatları tamamen farklı bir şekilde ve oldukça sakin konumla örtmektedirler (Asutay ve Turan, 1986).

Baskil magmatitleri ise, büyük bir olasılıkla Keban ve Arap platformu arasında gelişmiş bir okyanusun, kuzeye doğru yani Keban kıtacığının altına dalmasının ürünü olmalıdır (Yazgan, 1984; Asutay, 1985).

KATKI BELİRTME

Yazar, bu çalışmada fosil determinasyonları ve yaş tayinlerini yapan E.Sirel ve M.Serdaroğlu'na teşekkür eder.

Yayına verildiği tarih, 20 Ocak 1986

DEĞİNİLEN BELGELER

- Asutay, H.J., 1985, Baskil (Elazığ) çevresinin jeolojik ve petrografik incelenmesi: Doktora tezi (yayımlanmamış), AÜ Fen Fak. Jeoloji Müh. Bölümü, Ankara.
- ve Turan, M., 1986, Doğu Toroslar, Keban-Baskil (Elazığ) dolaylarının jeolojisi: MTA Rap. (baskıda), Ankara.
- Balçık, A; Tüfekçi, M.Ş; Koyuncu, M. ve Ulutürk, Y., 1978, Keban madeni, Derebaca ve Fırat ocağı geliştirme raporu: MTA Maden Etüt ve Arama Dairesi Rap., 1581 (yayımlanmamış), Ankara.
- Bingöl, A.F., 1982, Elazığ-Pertek-Kovancılar arası volkanik kayaların petrolojisi: Fırat Üniv. Fen Fak. Derg., 1, 9-21.
- , 1984, Geology of the Elazığ area in the Eastern Taurus region: Tekeli, O; Göncüoğlu, M.C., ed., Geology of the Taurus belt, Proceedings, 209-216.
- Buddington, A.F., 1958, Granite replacement with special referenece to N. America: Bull. Geol. Soc. Am., 60, 511-704.
- Chappell, B.W. ve White, A.J.R., 1974, Two contrasting granite types. Pac. Geol., 8, 173-174.
- Coleman, M.L., 1980, isotopic analysis of trace sulphur from some sand I type granites heredity or environment: M.P.A. Therton and J. Jarney ed., Origin of granite batholiths, Geochemical Evidence shiva Publishing Ltd. 129-133, London.
- EİE, 1972, Keban ve çevresinin jeoloji haritası: EİE Arşivi (yayımlanmamış).
- Erdoğan, T., 1975, Gölbaşı yöresinin jeolojisi : TPAO Arşiv Rap. 229 (yayımlanmamış), Ankara.
- Gysin, M., 1943, Recherches Geologique, Petrographique, et Minieres dans la region de Divrik (Anatolie): Memoires de la Societe de Physique et d'Historie Naturelle de Geneve, C. 42, fas. 2.
- Hakyemez, Y. ve Örcen, S., 1982, Medik-Ebreme dolayındaki (Malatya KB sı) Senozoyik yaşlı çökel kayalann stratigrafisi ve sedimantolojisi: MTA Jeoloji Etütleri Dairesi Rap., 186 (yayımlanmamış), Ankara.
- Hempton, M.R., 1984, Results of detailed mapping near lake Hazar (Eastern Taurus Mountains): Tekeli, O. ve Göncüoğlu, M.C., ed., Geology of the Taurus Belt Proceedings, 223-228.
- ve Savcı, G., 1982, Elazığ volkanik karmaşığının petrolojik ve yapısal özellikleri: Türkiye Jeol. Kur. Bült., 25, 2, 143-151.
- Hine, R.; Williams, I.S.; Chappell, B.W. ve White, A.J.R., 1978, Contrasts between I and S type granitoids of the Kosciusko batholith: J. Geol. Soc., Ağustos 25, 219-234.
- Irvine, T.N. ve Baragar, W.R.A., 1971, A guide to the Chemical classification of the common Volcanic rocks: Can. Jour. Earth Sci., 8, 523-548.
- Ishihara, S., 1978, Metallogenesis in the Japanese bland are System: J. Geol. Soc., 1351, 389-406, Londra.
- Kipman, E., 1976, Keban'ın jeolojisi ve volkanitlerinin petrolojisi: Doktora tezi (yayımlanmamış), İst. Üni. Fen Fak. Mineraloji ve Petroloji Kürsüsü, İstanbul.
- Kuno, H., 1960, High-alumina basalts: Journal of Petrology, 1, 121-145.
- MacDonald, G.A. ve Katsura, J., 1964, Chemical composition of Hawaian lavaş: Journal of Petrology, 5, 82-133.
- Miyashiro, A., 1975, Classification characteristics and origin of ophiolites: Journal of Geology, 83, 249-281.
- Naz, H., 1979, Elazığ-Palu dolayının jeolojisi: TPAO Arşiv., Rap., 1360.
- Oneil, J.R.; Show, S.E. ve Flood, R.H., 1977, Oxygen and hydrogen izotope composition as indicators of granite genesis in the New England batholith, Australia: Contrib. Mineral. Petrol., 62, 313-328.
- özgül, N., 1976, Toroslar'ın bazı temel jeoloji özellikleri: Türkiye Jeol. Kur. Bült., 19, 1, 65-78.
- , 1981, Munzur dağının jeolojisi: MTA Rap., 6995 (yayımlanmamış), Ankara.
- Pankhurst, R.J., 1980, Isotope and trace element evidence for the origin and evolution of Caledonian granites in the Scottish highlands: M.P. Atherton and J. Jarney ed., Origin of granite Batholiths, Geochemical Evidence. Shiva Publishing Ltd., 18-33, Londra.
- Pearce, J.A. ve Gale, G.H., 1977, Identification of ore-deposition environment from trace-element geochemistry of associated igneous host rocks: Geol. Soc. London. Spec. Publ., 7, 14-24.

- Perinçek, D., 1979a, Palu-Karabegan-Elâzığ-Sivrice-Malatya alanının jeolojisi ve petrol imkânları: TPAO Arşiv Rap., 1361.
- , 1979b, Interrelations of the Arap and Anatolian Plates: Guide Book for excursion B, First Geological Congress on Middle East.
- ve Özkaya, İ., 1981, Tectonic evolution of the northern margin of Arabian plate: *Yerbilimleri*, 8, 91-101.
- Pitcher, W.S., 1979, The Nature ascent and emplacement of granitic magmas: *J. Geol. Soc.*, 136, 627-662, Londra.
- , 1980, Comments on the geological environments of granites: Atherton, M.P. ve Tarney, J., ed., *Origin of granite batholiths, Geochemical evidence da.*, Shiva Publishing, L.T.D., 1-8, Londra.
- Read, H.H., 1948, *Granites and granites: Geol. Soc. Am. Mem.* 28, 1-11.
- , 1957, *The granite controversy: Thomas Murphy.*, Londra.
- Sağiroğlu, A., 1982, Contact metasomatism and ore deposition of the lead-zinc deposits of Akdağmadeni Yozgat-Turkey: Doktora tezi (yayımlanmamış), Londra Üniversitesi.
- Streckeisen, A., 1976, To each plutonic rock its proper name: *Eart-Sci. Reviews*, 12, 1-33.
- Tuna, E., 1979, Elazığ-Palu-Pertek bölgesinin jeolojisi: TPAO Arşiv Rap., 1363.
- Turan, M., 1984, Baskil-Aydınlar yöresinin stratigrafisi ve tektoniği : Doktora tezi (yayımlanmamış), Fırat Üniv. Fen.-Ed. Fak.
- Turekian, K.K. ve Wedepohl, W.H., 1961, Distribution of the elements in some majör units of the earth crust: *Bull. Geol. Soc. Am.*, 72, 175-192.
- Wager, L.R., 1960, The majör element variation of the layers series of the skaergaard intrusion: *Journal of Petrology*, I, 364-398.
- Winkler, H.G.F., 1974, *Petrogenesis of metamorphic rocks: Springer-Verlag (third edition), Berlin-Heidelberg-New York.*
- White, A.J.R. ve Chappell, B.W., 1977, Ultrametamorphism and granitoid genesis: *Tectonophysics*, 43, 7-22.
- Wright, J.B., 1969, A simple alkalinity ratio and its application to question of non-orogenic granite genesis: *Geol. Mag.*, 106, 370-384.
- Yazgan, E. 1984, Geodynamic evolution of eastem Taurus belt: Tekeli, O. ve Göncüoğlu, M.C., ed., *Geology of Taurus Belt Proceedins*, 199-201.
- ve Asutay, H.J., 1981, Definition of structural units located between Arabian platform and Munzur Mountains and their significance in the geodynamic evolution of the area: 35th Congress of the Geological Society of Turkey, özlür, 44-45.