



Karabiga (Çanakkale) granitoidinin jeokimyası

Geochemistry of the Karabiga (Çanakkale) granitoid

Aykut GÜÇTEKİN, Nezih KÖPRÜBAŞI, Ercan ALDANMAZ

Kocaeli Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, KOCAELİ

ÖZ

Bu çalışma, Karabiga (Çanakkale) batısında yüzeylenen granitoid kayaçların petrolojik ve jeokimyasal özelliklerinin belirlenmesi amacıyla yapılmıştır. Çalışma alanının temelini başlıca; mika şist, amfibolit şist ve gnays gibi litolojik birimleri içeren Permo-Triyas yaşlı Çamlıca metamorfikleri oluşturmaktadır. Bu birimin üzerine tektonik olarak Üst Kretase-Paleosen yaşlı Çetmi ofiyolit melanjı gelmektedir. Orta Eosen yaşlı Karabiga granitoidi, bu iki birimi intrüzif olarak kesmektedir. Plütonun kayaçları genellikle granodiyorit ve kuvarslı monzodiyoritten granit kadar değişmektedir. Yapılan jeokimyasal analizler, kayaçların genellikle kalsik, peralüminus olduğunu ve hafif nadir toprak elementler (LREE) ile geniş yonlu litofil (LIL) elementlerce zenginleşmiş, buna karşın kalıcılığı yüksek elementlerce (HFS) tüketilmiş (negatif Ta ve Nb anomalileri) olduklarını göstermektedir. Uyumsuz, geniş yonlu litofil elementler (LIL) tümü; normal yay granitoidlerine göre yüksek, kalıcılığı yüksek elementler (HFS)'den Nb, Y normal yay granitoidleri ile uyumlu, ancak Ti, Zr, P, Sr, Ba gibi elementler ise, düşük konsantrasyondadır. Bu değerler, normal yitimden daha çok olgun yitim ve çarpışma ortamına daha yakın konsantrasyon değerlerine işaret eder. Ayırtman diyagramları da granitoidin oluşumuyla ilişkili volkanik yay ve/veya çarpışma ortamlarına işaret etmektedir.

Anahtar Kelimeler: Biga Yarımadası, granit petrolojisi, granitoid, Karabiga.

ABSTRACT

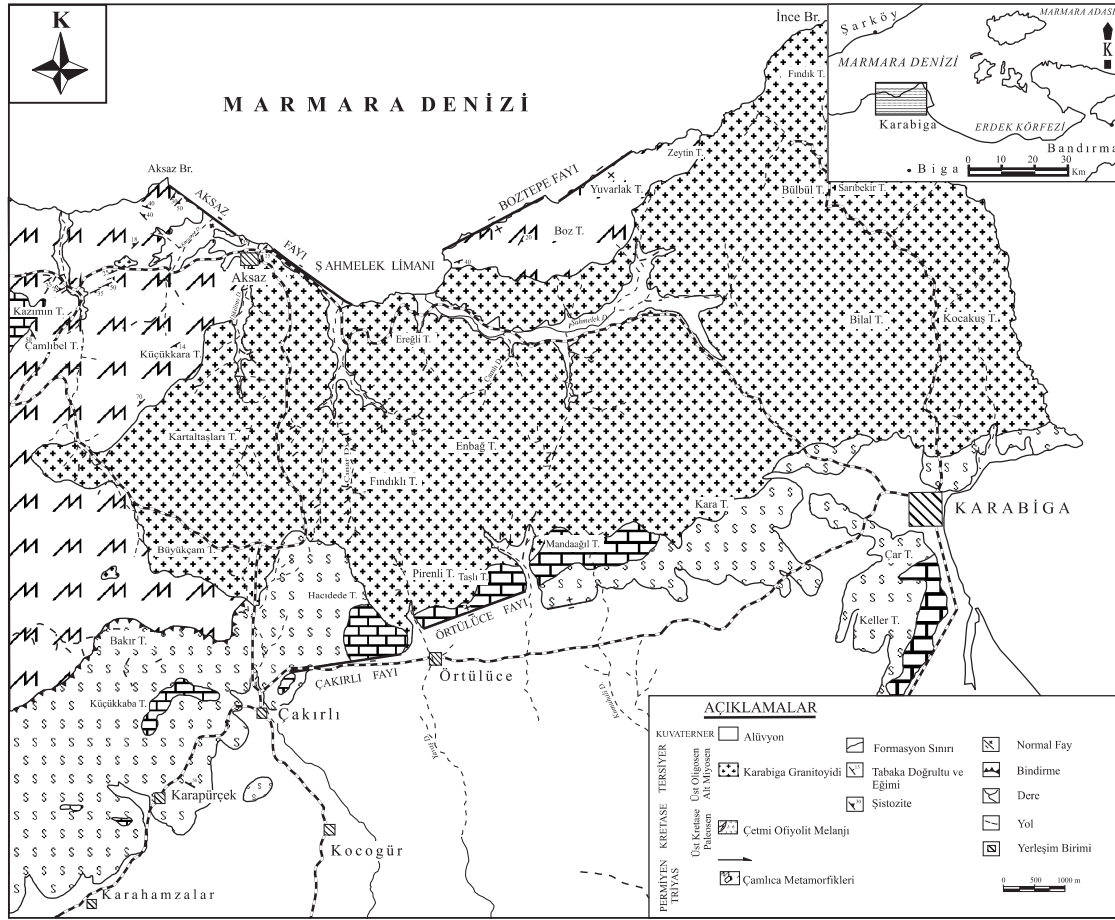
In this study, the granitoid pluton exposed in the western part of the town of Karabiga (Çanakkale) was investigated to determine its petrological and geochemical characteristics. In the study area, the basement lithologies are represented by the Permo-Triassic Çamlıca metamorphic assemblages that mainly consist of mica schist, amphibolite schist and gnays. The Upper Cretaceous-Palaeocene Çetmi ophiolite mélange tectonically overlies the metamorphic rocks. The Middle Eocene Karabiga granitoid intrudes these two units. The rocks of the pluton generally range from granodiorite and quartz-monzonite to granit. Geochemical data obtained from whole-rock samples show that the rocks of the pluton are generally calcic, peraluminous and characterized by enrichment in LREE and LILE and relative depletion in HFSE (e.g., negative Nb and Ta anomalies). LILE concentrations are generally greater, and Ti, Zr, P, Sr and Ba concentrations are smaller than those of normal arc granites, except for Nb and Y. These characteristics indicate a mature arc or collisional affinities rather than normal arc granites. Geochemical discrimination diagrams also imply a volcanic arc and/or a collisional tectonic setting for the Karabiga Granitoid.

Key words: Biga Peninsula, granite petrology, granitoid, Karabiga.

GİRİŞ

İnceleme alanının yer aldığı Biga Yarımadası'nda KD-GB yönünde uzanan farklı tektonik zonlar bulunmaktadır (Şekil 1). Bu zonlar bazı

yazarlara göre ofiyolitik kayaçlar ile ayrılanmıştır (Okay vd., 1990). Bu yazarlar tarafından Ayvacık-Karabiga zonu olarak tanımlanan kuşak içerisinde bulunan inceleme alanı başlıca Çetmi ofiyolit melanjı ile temsil edilir. Ayrıca bu birim-



Şekil 1. İnceleme alanının jeoloji haritası.
Figure 1. Geological map of the study area.

den daha yaşlı olan Çamlica metamorfiterleri ve her iki birimi kesen Orta Eosen yerleşim yaşlı Karabiga granitoyidi bulunmaktadır.

Granitoyid için daha önce ayrıntılı petrografik ve jeokimyasal çalışma yapılmamış ve birçok araştırmacı tarafından bölgedeki diğer granitoyitlerle benzer özellik gösterdiği belirtilerek, kalk-alkalen karakterli sığ bir sokulum olduğu öngörülmüştür (Gözler vd., 1984; Siyako vd., 1989; Okay vd., 1990). Bu çalışmada plutona ait kayaç örnekleri üzerinde yapılan jeokimyasal analizlerin sonuçlarından yararlanılarak, granit magmasının oluşumunu denetleyen süreçler ve granitoyid sokulumunun olduğu tektonik ortam hakkında veri sunulması amaçlanmıştır.

GENEL JEOLJİ

İnceleme alanında dört farklı kaya stratigrafi birimi yer alır (bkz. Şekil 1). Bunlardan ilki, Permo-

Triyas yaşlı Çamlica metamorfiterleridir. Bu birim, inceleme alanının görünür temelini oluşturur. Bu birimin üzerine Üst Kretase- Paleosen yaşlı Çetmi ofiyolit melanji tektonik bir dokanakla gelir. Orta Eosen yaşlı Karabiga granitoyidi Çamlica metamorfiterleri ve Çetmi ofiyolit melanjinin intrüzyonları olarak kesmektedir.

Geç Kretase-Paleosen yaşlı olan ofiyolitik kayalar, Edremit Körfezi kuzeyinde belirgin şekilde görüldüğü için, Okay vd. (1990) tarafından Çetmi ofiyolit melanji olarak adlandırılmışlardır. Bu çalışmada da bu adlamaya sadık kalınmıştır. Çetmi ofiyolit melanji içerisinde split, kumtaşı, çamurtaşı, radyolarit, laminal pelajik kireçtaşları, serpantin ve kalsit blokları bulunmaktadır. Çetmi ofiyolit melanji içerisinde yaygın olarak bulunan karbonat blokları granitoyid sokulumunun etkisi ile yeniden kristallenmişlerdir. Kalsit kristalleri genellikle plütona yakın kısımlarda iri taneli (rekristalize), plütondan uzaklaştıkça ince

taneli olarak gözlenmektedir. Ayrıca plütona yakın kesimlerde garnet, piroksen ve epidot minerallerine rastlanmıştır. Bu mineraller, granitoyid sokulumu ile gelişen skarn oluşumunu işaret etmektedir. Taşlı Tepe güneydoğusunda kalsit kristalleri arasında aragonit dolgularına rastlanmıştır. Melanj içerisinde Kız Tepe civarında bulunan kumtaşlarında Gözler vd. (1984) tarafından *Globotruncana sp.* fosili bulunmuştur. Bu fosil, Senoniyen yaşını vermektedir. Ayrıca Karapürçek köyünün 1.5 km kuzeyinde bulunan kalın tabakalı, gri beyaz ve kısmen rekristalize kireçtaşlarında Okay vd. (1990) tarafından yapılan çalışmada Noriyen-Resiyen yaşını gösteren bir fauna saptanmıştır. Çetmi ofiyolit melanjı tipik bir ofiyolitik kayaç dizisini içermekle birlikte, kayaçların ilksel konumlarını kaybettiği gözlenmiştir.

Çalışma alanındaki Karabiga granitoidini oluşturan kayaçlar; granit, granodiyorit, kuvarslı monzodiyorit türünde olup, ileri derecede alterdedir. Karabiga granitoidinin Çetmi ofiyolit melanjı ile olan dokanağında skarn türü cevherleşmeler bulunmaktadır.

Plütunun yerleşim yaşı için Gözler vd (1984), Üst Kretase yaşlı ofiyolitik kayaçları kestiği için, bunların Üst Kretase 'den daha genç olduğunu belirtmişlerdir. Siyako vd. (1989) ise, Biga Yarımadası'nda bulunan plütonlardan Eybek (23-31 My, Geç Oligosen- Erken Miyosen; Krushensky, 1976; Ayan, 1979'dan), Kestanbol (28 My, Geç Oligosen; Fytikas vd., 1976), Ilıca-Şamlı (20-23 My, Erken Miyosen; Ataman, 1975; Bingöl vd., 1982'den) ve Nevruz-Çakıroba (24 My, Geç Oligosen; Anıl vd., 1989) granitoidlerinin yaşlarıyla karşılaştırma yaparak, bu granitoidin yaşının Geç Oligosen – Erken Miyosen olabileceğini belirtmişlerdir. Ayrıca plütonda K/Ar yöntemi ile yapılan yaş analizlerinde 45 ± 0.9 My. ile Orta Eosen yaşı bulunmuştur ve batı – kuzeybatı Anadolu'da yüzeyleyen granit sokulumları kuzeyden güneye doğru gençleşmektedir (Delaloye ve Bingöl, 2000).

PETROGRAFI

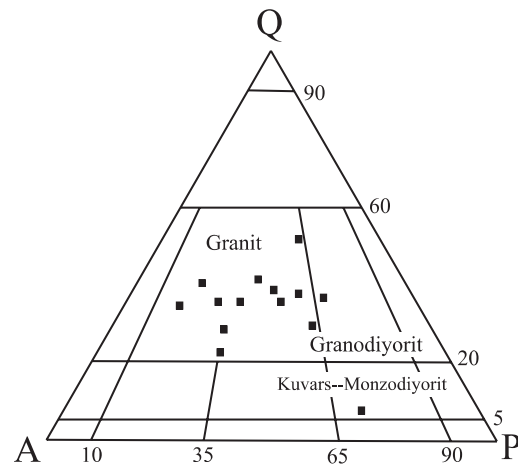
Granitoid sokulumunu oluşturan kaya tipleri petrografik olarak kuvars monzonit ve granit olarak sınıflandırılabilir. Başlıca oligoklas, K-feldispat, kuvars, biyotit, hornblend ve daha düşük oranlarda apatit, sfen, magnetit ve zirkondan oluşur-

lar. Bazı K-feldispat kristallerinin 10-12 mm tane boyutuna sahip olmalarına karşın, mineral tane boyutları 1-5 mm olan granüler ve porfiritik doku tipleri yaygındır. Mikrogranüler porfiritik ve granofirik dokulara plütunun özellikle kenar zonlarında rastlanmaktadır.

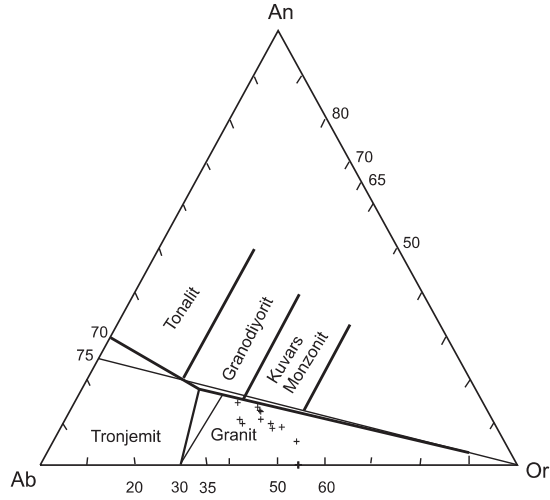
Karabiga granitoidinden alınan örnekler QAP diyagramında değerlendirildiğinde, örneklerin çoğunlukla granit olduğu görülmüş, ancak iki örnek granodiyorit ve kuvarslı monzodiyorit olarak adlandırılmıştır (Şekil 2). Granitoyide ait oniki örneğin C.I.P.W. normları belirlenerek An-Ab-Or bileşimleri Barker (1979) diyagramına uyarlandığında, örneklerin yine granit alanında yer aldıkları gözlenmektedir (Şekil 3). Dolayısıyla Karabiga granitoidinin büyük bölümünün granitlerden oluştuğu söylenebilir.

PETROKİMYA VE GRANİTOYİDİN KÖKENİ

Karabiga granitoidinin magma tipi ve kökenini saptamak, ayrıca bölgenin jeotektonik konumunu belirleyebilmek amacıyla plütön petrokimyasal olarak incelenmiştir. Bu inceleme için uygun oniki örnek ana ve iz element içeriklerinin belirlenmesi amacıyla analize tabi tutulmuştur. Örneklerin kimyasal analizleri ACME laboratuvarlarında (Kanada), ana ve iz elementler için sırasıyla ICP-MS ve ICP-OES teknikleri kullanılarak yapılmıştır. Seçilen örneklerin kimyasal analiz sonuçları ve CIPW normları Çizelge 1'de verilmiştir.



Şekil 2. Karabiga granitoidine ait örneklerin QAP diyagramında (Streckeisen, 1967) dağılımı.
Figure 2. Distribution of the samples from the Karabiga granitoid on QAP diagram (Streckeisen, 1967).



Şekil 3. Karabiga granitoidine ait örneklerin Barker (1979) diyagramında dağılımı. (İnce çizgilerle belirtilen orijinal alanlar O'Connor (1965) tarafından önerilmiştir).

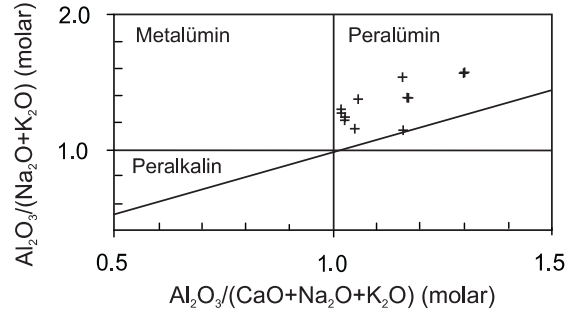
Figure 3. Distribution of the samples from the Karabiga granitoid on Barker (1979) diagram, (The original fields defined by O'Connor (1965) are shown by faint lines).

Ana Oksit Özellikleri

SiO₂, CaO, K₂O ve Na₂O gibi ana oksit içerikleri kullanılarak toplam alkali ile kalsiyumun silisyuma karşı değişimi Peacock (1931) diyagramında incelenmiştir. Çalışma alanındaki granitoidine ait kayaların toplam alkali ve kalsiyum miktarlarının birbirine eşit olduğundaki silisyum değeri dikkate alındığında, örneklerin kalsik alana düştükleri görülmektedir (Şekil 4). Alümina doygunluğu ise, Maniar ve Piccolli (1989) diyagramına göre peralüminus karakterli olarak saptanmıştır (Şekil 5). Burada Al₂O₃ moleküler miktarı toplam alkali ve CaO moleküler toplamından fazla bulunmaktadır. Şekil 6'dan görüleceği gibi, ana oksitlerin SiO₂'ye göre değişimleri incelendiğinde; TiO₂, Al₂O₃, tFe₂O₃, MgO, Na₂O, CaO ve P₂O₅ miktarları silis miktarının artmasıyla azalma göstermektedirler. K₂O içeriği ise, SiO₂ artışıyla birlikte artmaktadır. Bu değişimler, basit olarak, fraksiyonel kristallenme ile açıklanabilir.

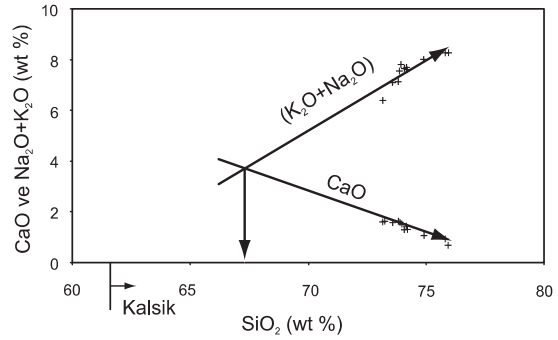
İz Element Jeokimyası

Karabiga granitoidini oluşturan magmanın türediği kaynağın özelliklerini ve plütonun tektonik yerleşimini araştırmak amacıyla K, Rb, Sr, Ba gibi geniş yonlu litofiller (LIL), La, Ce, Nd gibi hafif nadir toprak elementler (LREE) ve Ti, Zr,



Şekil 4. Karabiga granitoidine ait örneklerin Peacock (1931) diyagramı üzerindeki dağılımı.

Figure 4. Distribution of the samples from the Karabiga granitoid on Peacock (1931) diagram.



Şekil 5. Maniar ve Piccolli (1989) diyagramı üzerinde Karabiga granitoidine ait örneklerin dağılımı.

Figure 5. Distribution of the samples from the Karabiga granitoid on Maniar and Piccolli (1989) diagram.

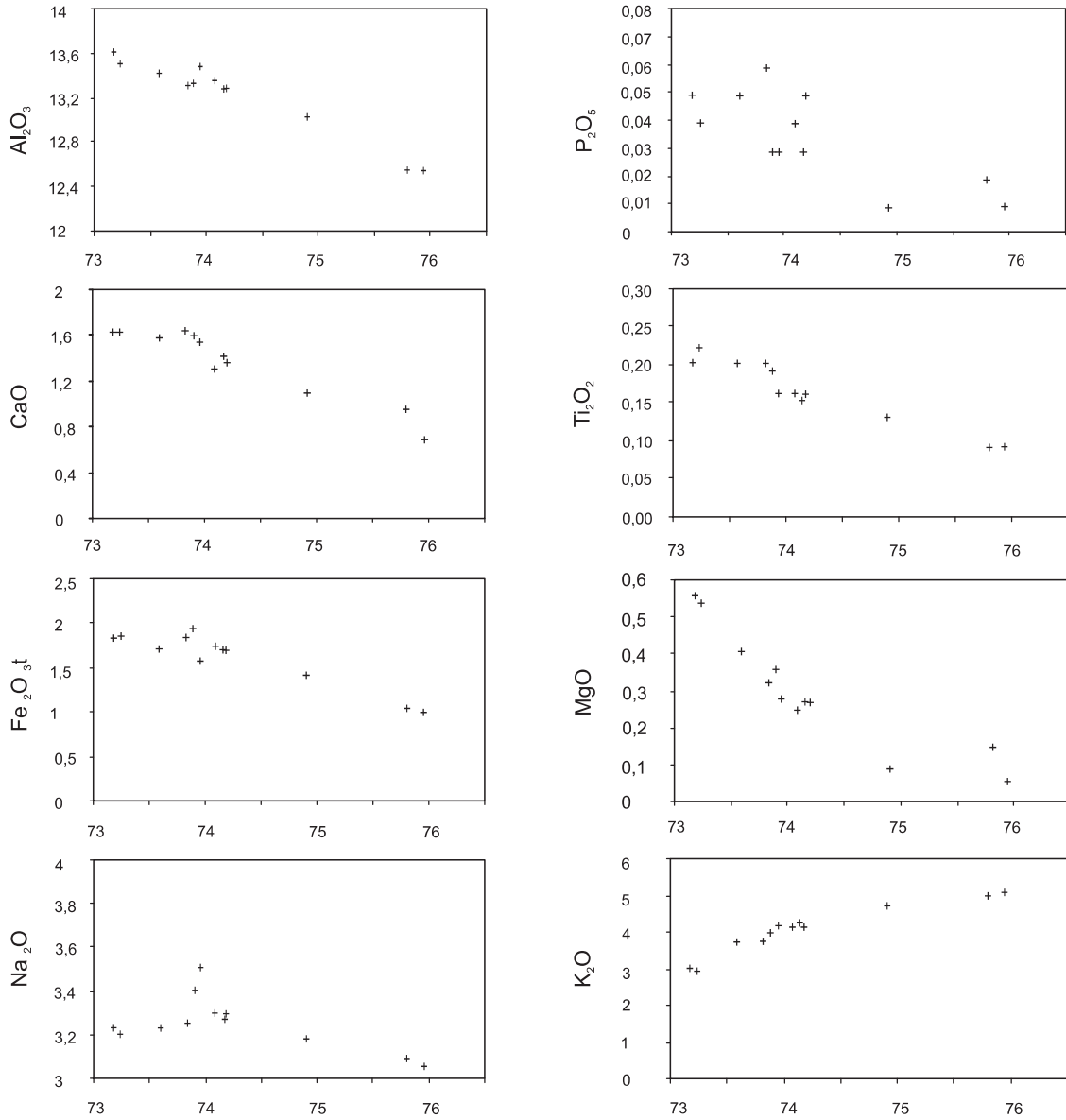
Nb, Y gibi kalıcılığı yüksek olan (HFS) uyumsuz elementler çeşitli diyagramlarda kullanılmıştır (Şekil 7 ve 8). Nadir toprak elementlerin kondirite göre normalize edilmesiyle hazırlanan diyagramda bütün hafif nadir toprak elementlerin tüm örneklerde belirgin bir şekilde zenginleştiği görülmektedir (bkz. Şekil 7). Diyagramda da görüldüğü gibi, neredeyse tüm örnekler için tipik olan ve negatif Sr anomalileriyle eşlik edilen negatif Eu anomalileri mineral/ergiyik dağılım katsayısı Eu için oldukça yüksek olan ($D_{Eu, plj/ergiyik} = 2.8-15.6$; Nash ve Crecraft, 1985) plajiyoklasın fraksiyonel kristallenmesine veya alternatif olarak plajiyoklas fraksiyonasyonu geçirmiş ve önemli ölçüde Eu tüketimine uğramış kıta kabuğu malzemesinden kirlenmeye bağlı olabilir.

İlksel mantoya göre normalize edilen iz element diyagramı Şekil 8'de verilmiştir. Bu diyagramda

Çizelge 1. Karabiga granitoidi örneklerinin ana ve iz element içerikleri ile CIPW normları.

Table 1. Major and trace element concentrations, and CIPW norms for the samples from the Karabiga granitoid.

Örnek No. Wt (%)	A-14	A-28	A-44-a	A-22b	A-27	A-29-a	A-49	A-30	A-34	A-50-a	A-5	A-4
SiO ₂	73.2	73.26	73.61	73.85	73.91	73.97	74.10	74.18	74.2	74.93	75.82	75.97
TiO ₂	0.21	0.23	0.21	0.21	0.20	0.17	0.17	0.16	0.17	0.14	0.10	0.10
Al ₂ O ₃	13.67	13.56	13.48	13.37	13.38	13.54	13.41	13.35	13.33	13.08	12.59	12.62
Fe ₂ O ₃ t	1.87	1.90	1.75	1.87	1.99	1.63	1.79	1.76	1.75	1.48	1.10	1.04
MnO	0.12	0.14	0.06	0.07	0.07	0.05	0.03	0.03	0.03	0.05	0.05	0.03
MgO	0.57	0.55	0.42	0.33	0.37	0.29	0.26	0.28	0.28	0.10	0.16	0.07
CaO	1.66	1.67	1.62	1.68	1.63	1.57	1.35	1.45	1.40	1.14	0.98	0.73
Na ₂ O	3.26	3.23	3.26	3.28	3.43	3.53	3.33	3.31	3.32	3.21	3.12	3.08
K ₂ O	3.15	3.12	3.88	3.89	4.14	4.30	4.32	4.40	4.31	4.82	5.18	5.23
P ₂ O ₅	0.05	0.04	0.05	0.06	0.03	0.03	0.04	0.03	0.05	0.01	0.02	0.01
L.O.I	1.6	1.2	1.10	0.7	0.5	0.7	0.60	0.80	0.7	0.6	0.60	0.4
Total	99.44	99.12	99.45	99.37	99.69	99.83	99.44	99.73	99.57	99.57	99.75	99.30
Ppm												
Sc	2	2	2	2	2	1	1	1	1	2	1	1
Ce	44.9	44.6	46.9	42.5		94.2	50.6	53.2	50.7	57.1	30.4	27.7
V	15	15	16	17	17	14	14	15	16	12	9	8
Ni	1	1	3	3	2	1	1	2	2	1	1	1
Cu	2	2	2	2	2	5	2	2	4	2	2	2
Zn	216	15	15	15	15	15	14	14	15	9	5	5
Ga	13.2	13.1	13.6			14.6	14.9		14.8	14.9	14.2	14.1
Rb	106.2	121.3	148.8		167.6	156.8	180.1	176.5	167.3	176.2	198.6	204.7
Sr	260.2	240.3	156.7	143.1	127.3	138.5	93.5	121.2	119.4	72.7	60.1	50.6
Y	14.0	3.7	12.5	10.8	14.6	14.1	14.4	14.9	12.4	19.4	13.5	13.6
Zr	101.7	102.0	100.2	99.6	115.1	97.5	126.2	118.8	104.8	120.0	53.4	48.6
Nb	9.5	11.2	9.2	8.0	10.7	10.6	12.5	12.6	12.1	13.6	13.7	14.8
Cs	2.3	3.0	5.0	4.4	5.0	3.0	5.8	5.8	5.8	5.8	5.2	5.1
Ba	670	380	418	455	279	392	129	217	215	81	108	104
La	26.0	25.3	24.7	25.4	23.5	57.9	31.3	32.6	30.3	37.0	15.2	15.2
Pr	4.27	4.11	4.26	3.94	3.71	8.13	6.16	5.58	4.83	6.66	2.98	2.92
Nd	13.3	21.6	13.8	12.7	12.3	24.8	20.5	22.6	15.5	21.5	11.5	9.8
Sm	2.5	2.4	1.9	1.9	2.3	3.3	3.9	3.8	2.4	4.0	1.7	1.9
Eu	0.54	0.50	0.51	0.5	0.50	0.49	0.45	0.46	0.40	0.45	0.45	0.31
Gd	2.35	2.34	2.35	2.01	2.30	2.79	2.89	3.12	2.50	3.15	1.98	1.89
Tb	0.34	0.31	0.35	0.26	0.32	0.33	0.38	0.32	0.33	0.46	0.31	0.30
Dy	2.18	2.33	2.24	1.77	2.25	2.32	2.33	2.45	2.14	2.93	2.09	2.06
Ho	0.44	0.46	0.48	0.34	0.46	0.44	0.45	0.36	0.38	0.61	0.42	0.44
Er	1.51	1.50	1.47	1.17	1.54	1.50	1.65	1.87	1.44	1.99	1.38	1.47
Tm	0.24	1.40	0.25	0.19	0.26	0.22	0.24	0.22	0.23	0.31	0.24	0.23
Yb	1.74	0.23	1.69	1.53	1.88	1.86	1.96	2.05	1.79	2.46	1.8	1.9
Lu	0.30	0.31	0.27	0.25	0.37	0.31	0.31	0.31	0.31	0.44	0.35	0.35
Hf	3.2	3.3	3.4	3.1	3.8	3.3	3.6	3.8	3.5	4.3	3.0	2.4
Sb	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.6	0.5	0.5
Ta	1.1	1.2	1.2	1.0	1.3	1.3	2.0	1.6	1.4	2.2	2.0	2.3
Th	16.4	17.3	19.3	17.9	18.8	21.4	35.0	25.8	23.6	37.0	36.0	40.0
Pb	55	8	7	5	3	8	8	8	11	7	6	4
U	3.1	3.2	3.0	3.0	4.7	3.1	3.7	3.8	3.3	5.7	3.2	3.4
C.I.P.W												
Q	37.84	43.25	43.25	35.89	34.06	33.19	39.43	39.43	33.87	35.17	40.58	36.35
Or	18.52	17.64	17.64	22.88	24.35	25.29	23.52	23.52	25.35	28.35	29.4	30.76
An	7.91	4.96	4.96	7.94	7.89	7.59	4.96	4.96	6.66	5.59	-	3.55
Ab	27.56	25.36	25.36	27.73	29	29.84	25.36	25.36	29.76	27.14	25.36	26.04
Hy	1.58	3.67	3.67	0.98	1.13	0.89	3.67	3.67	0.88	0.41	1.84	0.29
Cm	2.0	3	3	0.85	0.36	0.3	1.92	1.92	0.45	0.45	1.65	0.59



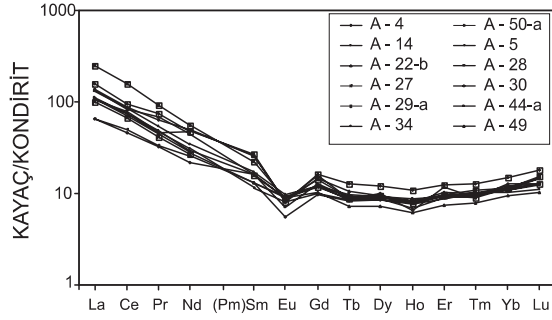
Şekil 6. Karabiga granitoidinin SiO₂'ye karşı ana oksit (% ağırlık) değişim diyagramları.
Figure 6. SiO₂ versus major oxide (weight %) variation plots of the Karabiga granitoid.

Rb, Th, U ve K gibi geniş yonlu litofil (LIL) elementlerinde ve hafif nadir toprak elementlerde (LREE) belirgin zenginleşme, Ta, Nb, Ti, ve Hf gibi kalıcılığı yüksek katyonlarda (HFS) göreceli bir tüketilme görülmektedir. Bununla birlikte, Ba ve Sr negatif anomalileri granitik magmada bu elementleri bileşimlerinde yoğun olarak bulunduran K-feldispat ve plajiyoklasın fraksiyonel kristalizasyonu ile açıklanabilir. Bu durum, yukarıda bahsedilen Eu anomalileriyle uyumludur. Diyagramda da görüldüğü gibi, negatif Nb ve Ti anomalileri kayaçların ana magmasının gelişiminde yitim bileşeninin varlığına veya kıta kabuğu

kirlenmesine işaret edebilir (Pearce, 1983).

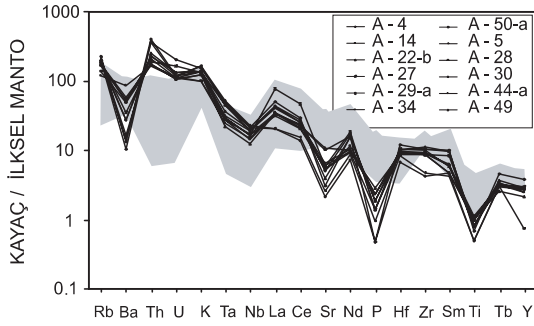
Ayrıca Şekil 8'de verilen diyagramda Brown vd. (1984)'ne göre genç ve normal yay granitoidleri dolgulu alan olarak gösterilmiştir. Buna göre Brown vd. (1984)'nin belirttiği alan dışında kalan elementler bulunmaktadır. Th, U ve bazı örnekler için Rb değerlerinde gözlenen zenginleşme, örneklerin olgun yay granitoidlerine doğru bir eğilim izlediklerine işaret etmektedir.

Aynı şekilde; Sr, P, Ti ve bazı örneklere ait Zr değerleri kondirit değerlerine yakın olarak yine



Şekil 7. Kondirite göre normalize edilmiş Karabiga granitoidine ait REE değerleri (Kondirite değerleri Boynton (1984)'den alınmıştır).

Figure 7. Chondrite-normalised REE element patterns for the Karabiga granitoid (Chondrite normalising values are from Boynton (1984)).



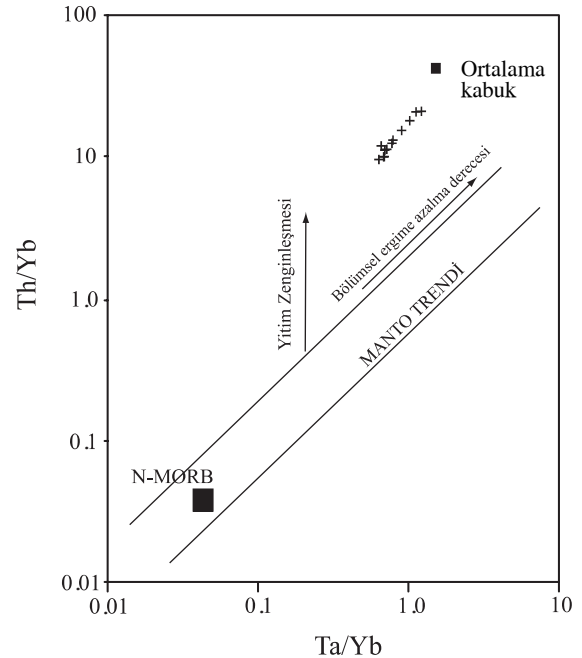
Şekil 8. İlksele mantoya göre normalize edilmiş Karabiga granitoidine ait iz elementler (Primitif manto değerleri Wood (1979)'den alınmıştır Dolgulu alan genç ve normal yay granitoidlerini göstermektedir Brown vd. (1984)).

Figure 8. Primitive mantle-normalised trace elements patterns for the Karabiga granitoid. (Primitive mantle normalising values are from Wood (1979). Shaded area represents premature and normal arc granitoids; Brown et al. (1984)).

olgun yay granitoidlerine doğru bir yönseme izlemektedirler. Y ise; bazı örneklerde dolgulu alan içinde, bazılarında ise alanın dışında bulunmaktadır. Y'nin bu düşük değerleri daha önceden gerçekleşmiş olan plajiyoklas fraksiyonel kristallenmesi ile açıklanabilir. Bununla birlikte, kayaların azalan Y içerikleri magmatik gelişimde önemli derecede hornblend kristalizasyonu ile açıklanabilir ($D_{Y\text{ amf/ergiyik}} = 1.6-6$; Pearce ve Norry, 1979).

Karabiga granitoidine ait örneklerin log Th/Yb-log Ta/Yb diyagramındaki dağılımlarına bakıldı-

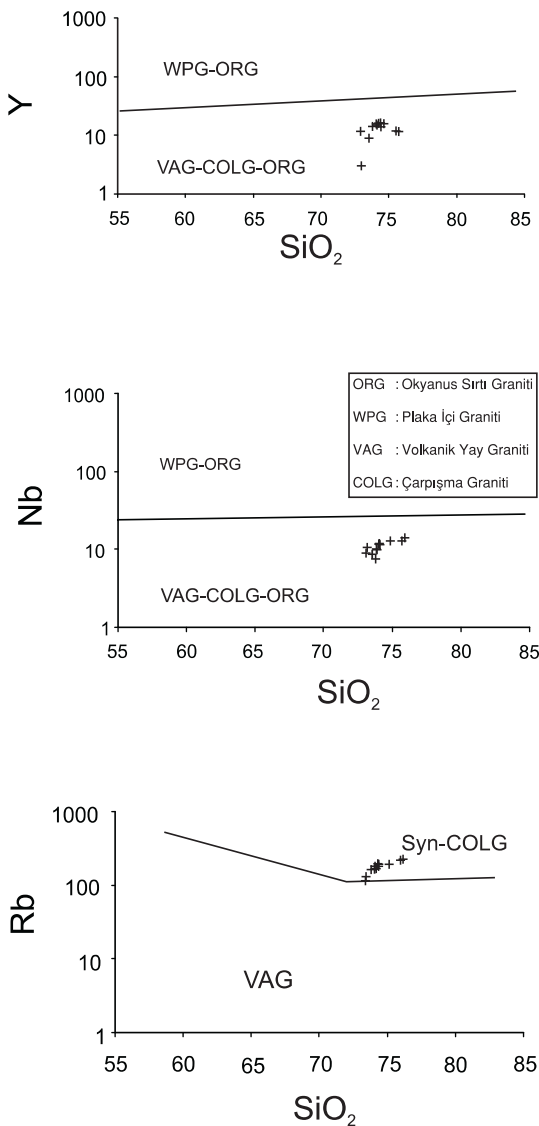
ğında, tüm örneklerin manto çizgisinden saptığı görülmektedir (Şekil 9). Pearce (1983) tarafından önerilen bu diyagram, esas olarak okyanus ada bazaltı (OIB) veya okyanus ortası sırtı bazaltı (MORB) gibi olağan mantodan türemiş ve genel olarak diyagramda manto eğilimi olarak belirlenmiş diyagonal hat üzerinde bulunan kayalar, yitim etkisiyle zenginleşmiş mantodan türemiş veya yükselimi sırasında kabuk tarafından kirlenmiş magmalardan oluşan kayalardan ayırır. Bu ayırım, gerek yitim metasomatizmasının gerekse kabuksal kirlenmenin Th konsantrasyonunu ve dolayısı ile Th/Yb oranını Ta/Yb oranına göre arttırması temeline dayanmaktadır. Gözlenen bu sapma, kaynak bölgesinde yitimle ilgili bir metasomatizma ile açıklanabileceği gibi, manto türevli ergiyiklere önemli ölçüde kabuksal ergiyik katılımına da işaret edebilir. Ancak, granitoidit kayaların oluşturduğu eğilimin diyagonal manto eğilimine neredeyse paralel oluşu, bir dereceye kadar kabuk kirlenmesini dışlamasına rağmen, granitik magmanın yitim etkisiyle metasomatize olmuş bir magmadan türediğine işaret eder.



Şekil 9. Karabiga granitoidine ait örneklerin Th/Yb - Ta/Yb diyagramında (Pearce, 1983) dağılımı.

Figure 9. Distribution of the samples from the Karabiga granitoid on Th/Yb vs Ta/Yb diagram (Pearce, 1983).

İz elementler kullanılarak granitoidlerin tektonik konumları Pearce vd. (1984)'nin belirledikleri model diyagramlarına göre saptanmış ve bu diyagramlarda Rb, Nb, Y gibi elementlerin SiO_2 'ye göre miktarları Şekil 10'da verilmiştir. Diyagramlarda, Nb ve Y'nin SiO_2 'ye göre değişimleri dikkate alındığında, volkanik yay alanına düşen örneklerin, Rb'nin SiO_2 'ye göre değişimine bakıldığında ise çarpışma ürünü granit alanına düştüğü görülmektedir.



Şekil 10. Karabiga granitoidine ait örneklerin Y- SiO_2 , Nb- SiO_2 , Rb- SiO_2 diyagramlarında (Pearce vd., 1984) dağılımı.

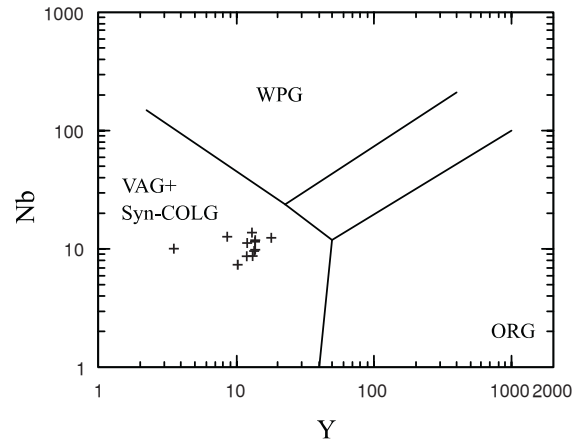
Figure 10. Distribution of the samples from the Karabiga granitoid on the Y- SiO_2 , Nb- SiO_2 , Rb- SiO_2 diagrams (Pearce et al., 1984).

SONUÇLAR

Karabiga granitoidine ait örneklerin ayrıntılı petrografik analizleri için yapılan modal analizler QAP diyagramında değerlendirilmiştir. Bu değerlendirme sonucu granitoidi oluşturan kayaların çoğunlukla granit olduğu görülmüş, ancak iki örneğin granodiyorit ve kuvarslı monzodiyorit oldukları belirlenmiştir.

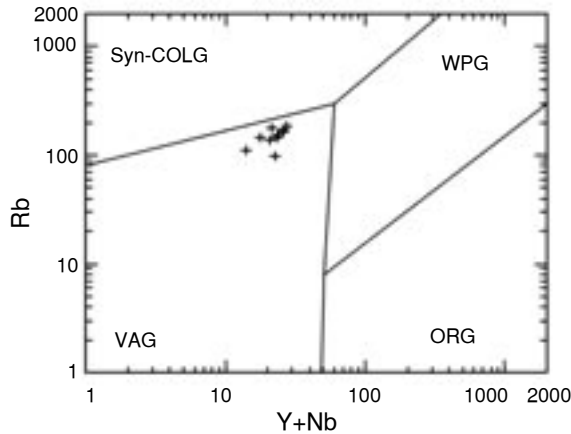
Karabiga granitoidi örneklerinden yapılan ilksel mantoya göre normalize edilmiş çoklu element diyagramında Th, U, Rb, Ba ve K gibi mobil uyumsuz elementlerin yüksek konsantrasyonlarda oldukları gözlenmiş, buna karşın Ta, Nb, Zr ve Ti gibi elementlerin, ilksel manto-normalize element diyagramında negatif anomaliler sunacak şekilde göreceli olarak düşük konsantrasyonlarda oldukları belirlenmiştir (bkz. Şekil 8). Bu anomaliler ve bazı iz element oranları granitik magmanın yitim etkisiyle metasomatize olmuş mantodan türediği ve kıta kabuğu tarafından kısmen kirlendiği şeklinde yorumlanmıştır. Tektonik ayırtman diyagramlarında Karabiga örnekleri volkanik yay-çarpışma granitoidi alanlarında yer almaktadır (bkz. Şekil 10; Şekil 11 ve 12). Ayrıca, bu örneklerin peralüminus karakterde olması bu sonucu destekler niteliktedir.

Siyako vd. (1989)'ne göre granitoidin yerleşim yaşı Geç Oligosen-Erken Miyosen'dir. Delaloye ve Bingöl (2000) tarafından önerilmiş radyometrik yaş tayini sonuçları ise, (K-Ar) granitoid için



Şekil 11. Nb-Y diyagramında (Pearce vd., 1984) örneklerin dağılımı.

Figure 11. Distribution of the samples from the Karabiga granitoid in Nb-Y discriminant diagrams (Pearce et al., 1984).



Şekil 12. Rb-(Y+Nb) diyagramında (Pearce vd., 1984) örneklerin dağılımı.

Figure 12. Distribution of the samples from the Karabiga granitoid in Rb-(Nb+Y) discriminant diagrams (Pearce et al., 1984).

Orta Eosen (45 ± 0.9 My) yaşına işaret etmektedir. Bölgede bu dönemde bir yitimin olabileceğine yönelik herhangi bir veri mevcut değildir. Biga Yarımadası'nın daha güneyindeki Tavşanlı zonunda yapılan ayrıntılı jeokronoloji çalışmaları ile bu zonda bulunan ve daha önceden varolan (çarpışmayla sonuçlanmış) yitimin bir işareti olan mavi şistlerin yaşının ^{40}Ar - ^{39}Ar yöntemi ile 60-175 My olduğu ayrıca Rb-Sr yöntemi ile 79.7-82.8 My ile sınırlandırıldığı belirtilmiştir (Sherlock vd., 1999). Yukarıda belirtilen yaş verilerine göre Geç Kretase'de başlayan kuzeye dalım, Anadolu-Torid platformunun daha kuzeydeki Pontid kuşağı (Şengör ve Yılmaz, 1981) ile çarpışmasıyla sonuçlanmıştır. Bölgedeki granitik magmatizmaya kaynak oluşturan manto bölgesinin metasomatize olması ve granitoid sokulumu bu yitim ve çarpışma süreçleri ile ilişkili olarak açıklanabilir.

Çalışılan bölgenin batısında bulunan Orta Eosen sokulum yaşlı Fıstıklı Granitoidi'nin (Köprübaşı vd., 2000) Karabiga plütonuyla benzer özellikleri, bölgede bulunan diğer granitoidik plütonların da yaklaşık olarak eş zamanlı jeotektonik olayların bir ürünü olduğunu düşündürmektedir.

KATKI BELİRTME

Ana ve iz element analizleri için finansal destek, Kocaeli Üniversitesi Araştırma Fonu tarafından,

1999/23 nolu araştırma projesi kapsamında sağlanmıştır. Yazarlar makalenin incelenmesi aşamasında görüşleriyle katkıda bulunan Sayın Prof. Dr. Abidin Temel ile Prof. Dr. Nilgün Güleç'e teşekkür ederler.

KAYNAKLAR

- Anıl, M., Saupe, F., Zimmerman, J.L. ve Öngen, S., 1989. Oligosen – Miyosen yaşlı Nevruz – Çankırıba (Yenice – Çanakkale) kuvarslı monzonit stoklarının K/Ar metoduyla yaş tayini. 43. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri, 25-26.
- Ayan, M., 1979. Geochronological and petrological studies of the Eybek granodiorite pluton (Edremit). Comm. Faculty Science University of Ankara. 22, 19-31.
- Barker F., 1979. Trondhjemite: Definition, environment and hypotheses of origin. In: F. Barker (ed.), Trondhjemites, Dacites and Related Rocks, Elsevier, Amsterdam, pp.1-12.
- Bingöl, E., Delaloye, M., and Ataman, G., 1982. Granitic intrusions in Western Anatolia, a contribution to the geodynamic study of this area. Eclogae Geologicae Helvetiae, 75, 437-446.
- Boynton, W.V., 1984. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: P. Henderson (ed.), Rare Earth Element Geochemistry, Elsevier, pp. 63-114.
- Brown, G.S., Tharpe, R.S., and Webb, P.C., 1984. The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arc and comment on magma sources. Journal of the Geological Society, 141, 411-426.
- Delaloye M., and Bingöl E., 2000. Granitoids from western and northwestern Anatolia: Geochemistry and modeling of geodynamic evolution. International Geology Review, 42, 241-268.
- Fytikas, M., Giuliani, O., Innocenti, F., Marinelli, G., and Mazzuoli, R., 1976. Geochronological data on recent magmatism of the Aegean Sea. Tectonophysics, 31, 29-34.
- Gözler, M. Z., Ergül, E., Akçören, F., Genç, Ş., Akat, U. ve Acar Ş., 1984. Çanakkale Boğazı doğusu - Marmara Denizi güneyi- Bandırma- Balıkesir- Edremit ve Ege Denizi arasındaki alanın jeolojisi ve komplikasyonu. M.T.A. Rapor No: 7430, 25-98 (yayımlanmamış).
- Köprübaşı, N., Şen C. ve Köprübaşı N., 2000. Fıstıklı (Armutlu – Yalova) granitoidinin jeokimyası. Yerbilimleri, 22, 33-42.
- Maniar, P.D., and Picolli, P.M., 1989. Tectonic discrimination of granitoids. Geological Society America Bulletin, 101, 635-643.
- Nash, W.P., and Crecraft, H.R., 1985. Partition coefficients for trace elements in silicic magmas.

- Geochimica et Cosmochimica Acta*, 49, 2309-2322.
- O'Connor J.T., 1965. A classification for quartz-rich igneous rock based on feldspar ratios. U.S. Geological Survey, Professional Paper, 525 B, B9-B4.
- Okay, İ.A., Siyako, M. ve Bürkan K. A., 1990. Biga Yarımadası'nın jeolojisi ve tektonik evrimi. Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni, 2/1, 83-121.
- Peacock, M.A., 1931. Classification of igneous rock series. *Journal of Geology*, 39, 1-54.
- Pearce J.A., 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In : C.J. Hawkesworth, and M.J. Norry (eds.), *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*, Shiva, Nantwich, 230-249.
- Pearce, J.A., and Norry, M.J., 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, Nb, variations in volcanic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 69, 33-47.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W., and Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25, 956 - 983.
- Siyako, M., Bürkan, K.A. ve Okay, A.İ., 1989. Biga ve Gelibolu Yarımadaı'nın Tersiyer jeolojisi ve hidrokarbon olanakları. Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni, 1/3, 183-200.
- Streckeisen, A., 1967, Classification and Nomenclature of Igneous Rocks. *Neues Jahrbuch Fur Mineralogie-Abhandlungen*, 107, 144-240.
- Şengör, A.M.C., and Yılmaz, Y., 1981. Tethyan evaluation of turkey a plate tectonic approach. *Tectonophysics*, 75, 181-241.
- Sherlock, S., Kelley, S., Inger, S., Harris, H., and Okay, A., 1999. ^{40}Ar - ^{39}Ar and Rb-Sr geochronology of high-pressure metamorphism and exhumation history of the Tavşanlı Zone, NW Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 137, 46-58.
- Wood, D.A., 1979. Variably – veined sub – oceanic upper mantle : Genetic significance for mid – ocean ridge basalts from geochemical evidence. *Geology*, 7, 499-503.