

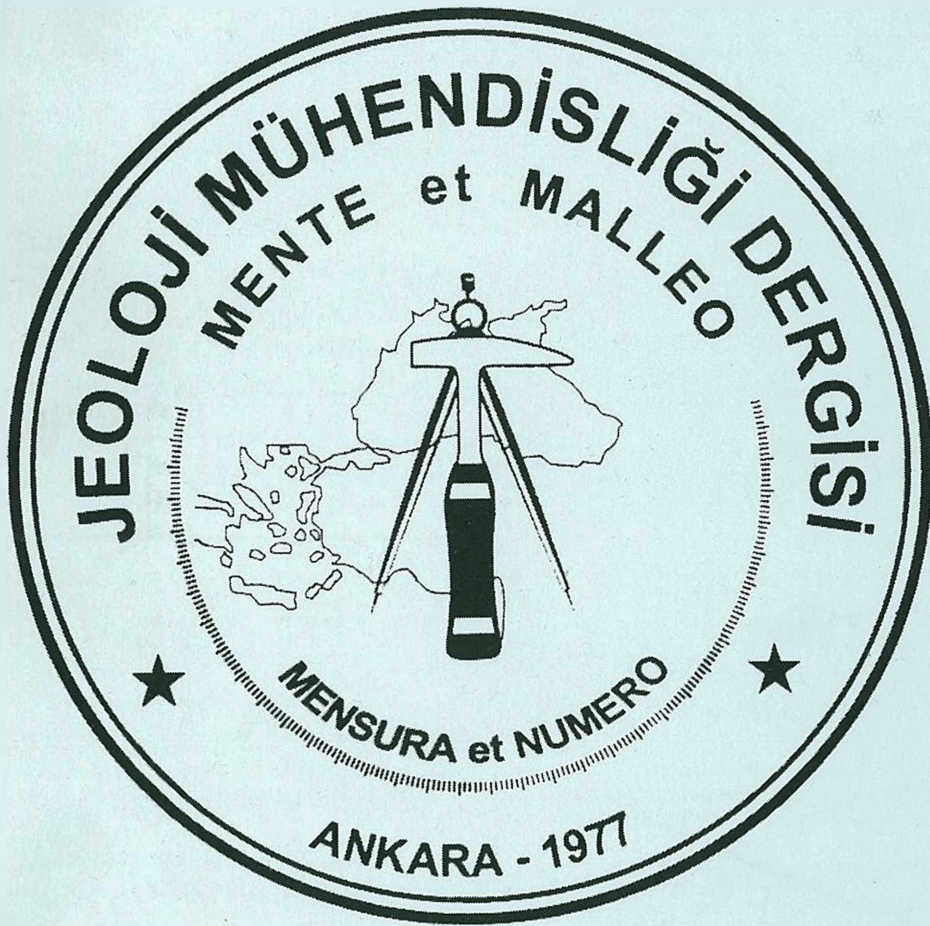
# JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ DERGİSİ

*Geological Engineering Journal*

Cilt - Volume 28

ISSN 10116-9172

Sayı - Number 2 - 2004



**TMMOB JEOLOJİ MÜHENDİSLERİ ODASI**  
**Chamber of Geological Engineers of Turkey**

## Editörler / Editors

### Abidin TEMEL

Hacettepe Üniversitesi  
Jeoloji Mühendisliği Bölümü  
06532 Beytepe - Ankara  
Tel: 0312 297 77 55  
Fax: 0312 299 20 34  
E-Posta: atemel@hacettepe.edu.tr

### Yurdal GENÇ

Hacettepe Üniversitesi  
Jeoloji Mühendisliği Bölümü  
06532 Beytepe - Ankara  
Tel: 0312 297 77 55  
Fax: 0312 299 20 34  
E-Posta: ygenç@hacettepe.edu.tr

### Diğer ÇAĞLAN

MTA Genel Müdürlüğü  
Fizibilite Etütleri Dairesi  
Eskişehir yolu, 06520 Ankara  
Tel: 0312 287 34 30/2206  
Fax: 0312 286 35 19  
E-Posta: dincer@mta.gov.tr

## Yardımcı Editörler/Assistant Editors

### Hüseyin YILMAZ

Cumhuriyet Üniversitesi-Sivas

### Sedat TÜRKMEN

Mersin Üniversitesi-İstanbul

## Jeoloji Mühendisleri Odası

*Chamber of Geological Engineers*

*Yönetim Kurulu/ Executive Board*

İsmet CENCİZ / Başkan - *President*

Dündar ÇAĞLAN / II. Başkan - *Vice President*

Bahattin Murat DEMİR / Yazman Üye - *Secretary*  
*General*

Çetin KURTOĞLU / Sayman - *Treasurer*

Veysel URKAN / Yayın Üyesi - *Secretary of Publication*

Mehmet ŞENER / Mesleki Uygulamalar Üyesi -

*Professional Application Secretary*

Ümit SEYREK / Sosyal İlişkiler Üyesi - *Social Affairs*

*Secretary*

## Yazışma Adresi

### TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası

PK 464 Yenışehir, 0644 Ankara  
Tel: 0312 434 36 01  
Fax: 0312 343 23 88  
E-Posta: jmo@jmo.org.tr

## Yayın Kurulu / Editorial Board

Musa ALPASLAN (Mersin Üniversitesi)

Kemal AKDAĞ (Karadeniz Teknik Üniversitesi)

Fehmi ARIKAN (Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü)

Eşref ATABEY (Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü)

Serdar BAYARI (Hacettepe Üniversitesi)

Emel BAYHAN (Hacettepe Üniversitesi)

Berk BESBELLİ (Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü)

Muazzez ÇELİK (Selçuk Üniversitesi)

Yavuz ERKAN (Hacettepe Üniversitesi)

Okay EROSKAY (Kültür Üniversitesi)

Candan GÖKÇEOĞLU (Hacettepe Üniversitesi)

Ergun GÖKTEN (Ankara Üniversitesi)

Fikret KAÇAROĞLU (Cumhuriyet Üniversitesi)

Erçin KASAPOĞLU (Hacettepe Üniversitesi)

Halil KUMSAR (Pamukkale Üniversitesi)

Matmut MUTLUTÜRK (Süleyman Demirel Üniversitesi)

Eran NAKOMAN (Dokuz Eylül Üniversitesi)

Nazmi OTLU (Cumhuriyet Üniversitesi)

Ahmet SAGIROĞLU (Fırat Üniversitesi)

Sönmez SAYILI (Ankara Üniversitesi)

Şakir ŞİMŞEK (Hacettepe Üniversitesi)

Tandoğan ENGİN (Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü)

Asuman TÜRKMENOĞLU (Orta Doğu Teknik Üniversitesi)

Necati TÜYSÜZ (Karadeniz Teknik Üniversitesi)

Hasan YAZICIGİL (Orta Doğu Teknik Üniversitesi)

## Bu Sayıda Katkı Koyanlar / *Reviewers in This Issue*

Remzi KARAGÜZEL (Süleyman Demirel Üniversitesi)

Zümriye AKSU (Hacettepe Üniversitesi)

Abdülkerim KARABAKAN (Hacettepe Üniversitesi)

Y. Kaan KADIOĞLU (Ankara Üniversitesi)

M. Zeki ÇAMUR (ODTÜ)

Jeoloji Mühendisliği Dergisi Makale ve Dizin Özleri **GeoRef** ve **Geobase/GeoAbstracts** Uluslararası İndexler tarafından taranmaktadır.

*The Geological Engineering Journal is indexed and abstracted by GeoRef and GeoAbstracts.*

# Jeoloji Mühendisliği Dergisi / Geological Engineering Journal

Cilt 28 Sayı 2-2004  
Volume Number

## Araştırma Makaleleri / Research Articles

- 1- Müfit Şefik DOĞDU  
**Jeotermal Suların Rezervuar Sıcaklığının Tahmininde Kullanılan Jeotermometre Hesaplamaları İçin Bilgisayar Programı**  
*A Computer Programme for Geothermometer's Calculations for The Estimation The Reservoir Temperature of The Geothermal Waters*
- 13 Ayşenur UĞURLU ve Aytunç PINAR  
**Doğal Zeolitlerin Atıksu Arıtımında Kullanımı**  
*Use of Natural Zeolites for Wastewater Treatment*
- 21- Ali YALÇIN, Ayşen DAVRAZ ve Mehmet ÖZÇELİK  
**Yeraltısularının Kirlenmesinde Litoloji ve Yerleşim Alanlarının Etkisi: Ulupınar Kaynağı, Sorkuncak-Eğirdir-Isparta**  
*Effects of Lithology and Settlement Areas on Groundwater Pollution : Ulupınar Spring, Sorkuncak-Eğirdir-Isparta*

## Eleştirel İnceleme / Review Paper

- 29- İlker ŞENGÜLER  
**Güney Marmara Bölgesi Kömürleri**  
*Coals of The Southern Marmara Region*
- 37- Mehmet ARSLAN, Zafer ASLAN  
**Rapakivi Granitlerinin Jeolojisi, Petrografisi ve Petrolojisi; Finlandiya Rapakivi Granitleri**  
*Geology, Petrography and Petrology of the Rapakivi Granites; The Rapakivi Granites of Finland*

**Jeotermal Suların Rezervuar Sıcaklığının Tahmininde Kullanılan Jeotermometre Hesaplamaları İçin Bilgisayar Programı**

*A Computer Programme for Geothermometer's Calculations for the Estimation the Reservoir Temperature of the Geothermal Waters*

**Müfit Şefik DOĞDU**

*Hacettepe Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 06800 Beytepe -Ankara (e-posta: mufitd@hacettepe.edu.tr)*

**ÖZ**

Jeotermal suların rezervuar sıcaklığının belirlenmesinde kullanılan en önemli yöntemlerden biri jeotermometrelerdir. Jeotermometre eşitliklerinde termal suyun rezervuar kayaç etkileşimi ile kazandığı kimyasal içerik kullanılmaktadır. Rezervuar sıcaklığının kaç derece olabileceğini belirlemek, termal suyun ekonomik olarak işletilmesi ve geliştirilmesi açısından oldukça önemlidir. Katyon, silis, gaz, izotop vb. bir çok jeotermometre türü olmasına karşın örnekleme, analizi ve değerlendirilmesi kolay olduğundan dolayı genellikle rezervuar sıcaklığının tahmininde katyon ve silis jeotermometreleri tercih edilmektedir. Bu çalışma kapsamında Microsoft Visual Basic 6.0 programlama dilinde hazırlanan bilgisayar programının amacı katyon ve silis jeotermometre eşitlikleri ile termal suyun rezervuar sıcaklığını belirlemektir. Jeotermometre sonuçlarının yanı sıra suyun tipini gösteren majör iyon sıralaması, analiz doğruluğunu belirten majör iyon dengesi ve termal suya Na-K jeotermometresinin uygulanıp uygulanamayacağını belirteci olan olgunluk indeksi de bu program tarafından hesaplanmaktadır. Jeotermometrelerin uygulanmasında ve sonuçlarının değerlendirilmesinde, jeotermometrenin temel aldığı mineral bileşiminin alandaki rezervuar kayaç bileşimine uygunluğu, termal su ile kayaç arasında kimyasal dengenin sağlanmış olması, termal suya soğuk suyun karışması, termal suyun yüzeye yükselirken uğradığı kimyasal değişimler vb. gibi süreçler hesaplanan rezervuar sıcaklığının güvenilirliği açısından daima göz önünde bulundurulmalıdır.

**Anahtar kelimeler:** jeotermal su, jeotermometre, rezervuar sıcaklığı.

**ABSTRACT**

*Geothermometers are one of the most important methods used for determining the geothermal water reservoir temperature. Chemical content of the thermal water that was acquired by the water-rock interaction is used in the geothermometer equations. Determination of possible reservoir temperature of the thermal water is quite important for development and operation of the thermal waters. In spite of being lots of geothermometer type like cation, silica, gas and isotope, generally cation and silica geothermometers are preferred because their analyses and evaluations are easy. In the scope of this study, a computer programme has been prepared by using of the Microsoft Visual Basic 6.0 programming language and aim of this programme is determining the thermal water reservoir temperature by silica and cation geothermometer equations. Major ion order which*

*denotes the water type; majör ion balance which indicates the accuracy of the water analyses; and maturity index which indicates the application of the Na-K geothermometers are suitable or not to thermal water are determined by this programme in addition to the geothermometer calculations. Appropriateness of the reservoir rock mineral composition to the based mineral used in geothermometer equations, the chemical equilibrium between water and rock, cold water mixing, chemical changes in the thermal water when it was ascending, etc. must always be taken into consideration during the geothermometer applications, in terms of evaluations and reliability.*

**Key words:** *geothermal water, geothermometer, reservoir temperature.*

## GİRİŞ

Jeotermal sular rezervuarda (akifer kayada) kaldıkları süre içerisinde su-kayaç etkileşmesiyle kimyasal bileşimini kazanmaktadır. Termal suların yerin derinliklerinde kazandıkları bu kimyasal içerikler jeotermometre denklemlerinde kullanılarak rezervuar sıcaklıkları hesaplanabilmektedir. Bu çalışmaya konu olan jeotermometre terimi: jeotermal alanlarda fay gibi doğal yapılarla veya açılan kuyularla yüzeye ulaşan akışkanın (su+gaz+buhar) rezervuarda kazandığı kimyasal özelliklerinden (iyon, gaz, izotop vb. içeriği) yararlanılarak termal suların akifer kayadaki sıcaklıklarının tahmininde kullanılan eşitlikleri/yöntemleri kapsamaktadır (Truesdell ve Fournier, 1976; Bowen, 1989). Jeotermometrelerin termal suya uygulanmasında temel varsayım sıcaklığa bağlı su-mineral dengesinin derinlerdeki rezervuar kayada sağlanmış olmasıdır (Andresdottir ve Arnorsson, 1995). Bir çok çalışma 50-100 °C gibi düşük sıcaklıklarda bile birçok ana iyon bileşeni açısından su-mineral dengesinin sağlandığını göstermiştir (Giggenbach, 1980, 1981; Arnorsson vd. 1983a).

Termal suların yüzeyde ölçülen sıcaklıkları rezervuar kayada içindeki sıcaklıklarından düşüktür. Termal suların rezervuar kayadan yüzeye yükselmeleri sırasında sıcaklıklarının

azalmasına temas ettiği kayalarla ısı değişimi, soğuk yeraltı suları ile karışımı, rezervuar kayacın atmosferle ilişkisini kesen geçirimsiz kayaların (örtü kayada) çok ince oluşu veya bulunmayışı gibi faktörler neden olmaktadır. Termal suların rezervuar sıcaklıkları, bu suların gelecekte hangi amaçla (elektrik üretimi, ısıtıcılık, balneolojik (termal su ile tedavi) vb.) kullanılması gerektiğini belirlemede oldukça önemli bir bilgidir (Çizelge 1). Rezervuardaki suların sıcaklığı, verimleri, kimyasal özellikleri hakkında gerçek bilgiler rezervuara kadar ulaşan kuyuların incelenmesi ile elde edilir. Ancak, rezervuar sıcaklığının belirlenmesi için derin sondajların açılması oldukça zahmetli ve pahalı bir süreçtir. Bu nedenle, jeotermal alanda bulunan kaynak veya sığ sondajlarla elde edilmiş termal suların kimyasal içeriklerinden yararlanılarak, bir çok araştırmacı tarafından türetilmiş olan jeotermometreler ile rezervuar sıcaklığı hesaplanmaya çalışılmaktadır.

Daha önce yapılmış olan ve genellikle su analiz sonuçlarının kimyasal değerlendirilmesine yönelik AqQA (2003) bilgisayar programı 6 adet silis (kuvars, kalsedon, kristobalit, amorf silika vb.) ve 5 adet katyon jeotermometresi (Na-K, Na-K-Ca, Mg-Li, Na-Li vb.) olmak üzere toplam 11 adet jeotermometre içermektedir.

**Çizelge 1.** Değişik uygulamalar için gerekli en düşük termal su sıcaklıkları (Lindal, 1973).

**Table 1.** Required minimum thermal water temperatures for various applications (After Lindal, 1973).

°C	
200	
190	
170	Yüksek konsantrasyona sahip çözeltilerin buharlaştırılması, amonyum absorpsiyonu ile soğutma, kağıt hamurunun ayrıştırılması
170	Hidrojen sülfid süreçleriyle ağır su üretimi, diatomlu toprakların kurutulması
160	Balıkların ve kerestelerin kurutulması
150	• Bayer süreçleriyle alüminyum üretimi
140	• Fazla miktarda üretilen çiftlik ürünlerinin kurutulması (konserve sanayinde)
130	• Buharlaştırma ile şekerin saflaştırılması, kristalizasyon ve buharlaştırmayla tuzun ayrıştırılması, distilasyonla taze su sağlanması
120	• Tuzlu çözeltilerden buharlaştırma ile tuzun ayrıştırılması
110	Çimento tabakalarının kurutulması ve işlenmesi
100	• Organik maddelerin (yosun, ot, bitki vb.) kurutulması, pamuğun yıkanması ve kurutulması
90	Stok balıklarının kurutulması
80	Bina ve seraların ısıtılması
70	Soğutma işlemi (sıcaklık alt sınırı)
60	Hayvan çiftlikleri, sera ve toprağın ısıtılması
50	Manlar üretimi, balneoloji (kaplıca tedavisi)'de kullanım
40	Toprağın ısıtılması
30	Yüzme havuzlarında, biodegrasyon ve fermentasyon işlemlerinde, soğuk iklimlerdeki maden ocaklarının ısıtılması, buz çözme
20	Balık üretim çiftliklerinde

Arnorsson vd. (1982) tarafından hazırlanmış olan Watch bilgisayar programı ise kuvars, kalsedon ve Na-K değerlerini kullanan 3 adet jeotermometre ile rezervim sıcaklığı hesaplamaktadır. Sunulan bu çalışmada ise termal suların kimyasal içeriğini kullanan 22 adet jeotermometre eşitliği ile rezervuar sıcaklığını belirleyen bir bilgisayar programı hazırlanmıştır. Bu programın hazırlanmasıyla, hemen hemen tüm jeotermal araştırmalarda yaygın olarak kullanılan jeotermometre eşitlik sonuçlarının daha kolay ve hızlı bir şekilde hesaplanması, hesaplanan verilerin bilgisayar ortamında saklanması ve böylece bu konuda çalışan araştırmacılara yardımcı olmak hedeflenmiştir.

## JEOTERMOMETRELER

Jeotermometrelerle rezervuar sıcaklığının veya başka bir deyişle termal suyun ilksel sıcaklığının hesaplanması, suda bulunan iyon, gaz ve/veya izotop içeriklerinin hangi sıcaklıkta termal sudaki çözünürlüğe veya iyon takasına sahip olabileceğinin belirlenmesi esasına dayanmaktadır. Jeotermometre eşitlikleri kullandıkları kimyasal reaksiyonlar açısından başlıca iki sınıfa ayrılmaktadır: 1) bir mineralin sıcaklığa bağlı çözünürlüğünü temel alan jeotermometreler (silis jeotermometreleri) ve 2) çözünmüş iyonların sıcaklığa bağlı iyon takas (ion exchange) reaksiyonlarına dayanan katyon jeotermometreleridir (Na-K, Na-Ca, Na-K-Ca, K-Mg, Li-Na vb.) (Fournier, 1991). Jeotermal araştırmalarda rezervuar sıcaklığının hesaplanmasında kullanılan eşitliklerde yer alan kimyasal parametrelerin (SiO<sub>2</sub>, Na, Ca, Mg, K, Li vb.) örnekleme ve analizinin daha kolay olması nedeniyle yaygın olarak silis

ve kation jeotermometreleri tercih edilmektedir. Çalışmaya konu olan bilgisayar programında Çizelge 2'de verilmiş olan silis ve kation jeotermometre eşitlikleri kullanılmıştır. Bu jeotermometre eşitliklerine dikkat edilecek olursa aynı kimyasal parametreyi (Na-K, K-Mg, Li-Na ve SiO<sub>2</sub>) kullanan fakat farklı sonuçlar veren jeotermometreler bulunmaktadır. Örnek olarak: birden çok silis jeotermometresinin olmasının nedeni, eşitliklerde denge sabitleri (K<sub>e</sub>) birbirinden farklı silis minerallerinin (kuvars, kalsedon gibi) kullanılması ve bazı varsayımların (buhar kaybının olup olmaması vb.) hesaplamalara katılmasıdır.

Yukarıda da bahsedildiği gibi, kation jeotermometreleri iyon takas reaksiyonlarının denge sabitlerinin (K<sub>e</sub>) alacağı değerlerin sıcaklığa bağlı değişiminin belirlenmesini temel alan eşitlikleri içermektedir. Rezervuar kayada bulunan alkali feldispatlar (yerkabuğunu oluşturan mineraller arasında ağırlıkça %60-65 ile en başta gelir (Erkan, 1978)) ve bu minerallerle temas halinde bulunan termal suyun arasında gerçekleşen Na ve K iyonlarının takas reaksiyonu örnek olarak verilebilir.



Burada R ve W alt indisleri sırasıyla kayacık ve suyu ifade etmektedir. Yukarıdaki iyon takas reaksiyonunun denge sabiti (K<sub>e</sub>) aşağıdaki gibidir.

$$K_e = [\text{KAlSi}_3\text{O}_8]_R * [\text{Na}^+]_W / [\text{NaAlSi}_3\text{O}_8]_R * [\text{K}^+]_W \quad (2)$$

Saf katıların (albit: NaAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub> ve K-eldispat: KAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>) aktiviteleri 1 kabul edildiğinden Eş. (2) basit olarak

$$K_e = [\text{Na}^+]_W / [\text{K}^+]_W \quad (3)$$

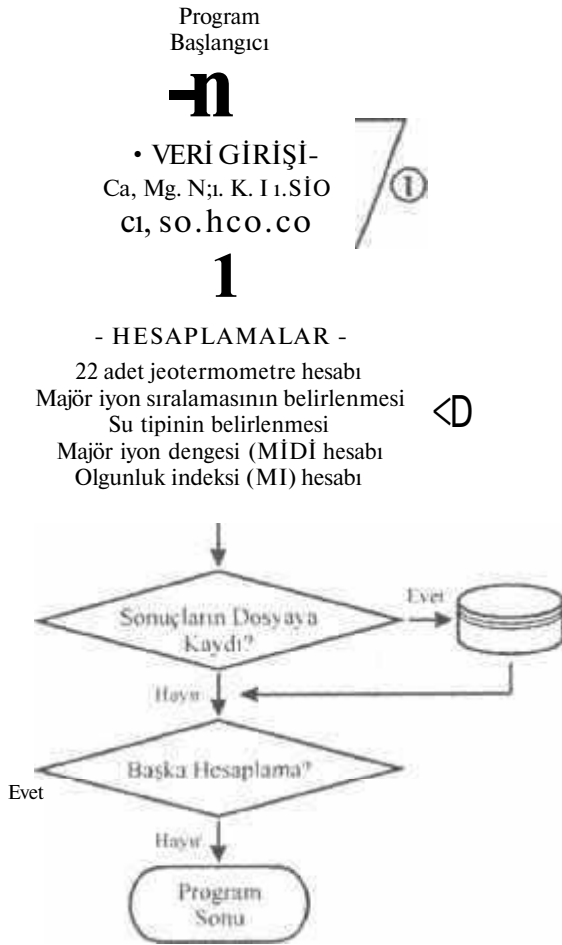
şeklinde ifade edilebilir. Termal sudaki Na ve K derişimlerinden hareketle Eş. 3'den hesaplanan denge sabitinin hangi sıcaklıkta bu değeri alabileceğinin hesabı da van't Hoff eşitliği ile yapılarak rezervuar sıcaklığını belirlemede kullanılan jeotermometre eşitlikleri türetilmektedir. Eşitlik 2'den Eş. 3'e geçişte katıların aktivitelerinin 1 kabul edildiği varsayımı ortamda saf uç elemanlar (püre end-member)'ın (albit ve K-feldispat gibi) olduğu durumda geçerlidir (Fournier, 1991). Fakat doğal sistemlerde böyle saf uç elemanları bulmak neredeyse imkansızdır. Katılar doğada genelde saf uç eleman formunda değil, iki form arasında yani katı çözeltili (solid solution) durumunda bulunurlar. Doğada katı çözeltilere örnek olarak, feldispat grubu minerallerinden olan plajiyoklazlarda değişik oranlarda Na ve Ca olması (albit ve anortit arası mineraller) verilebilir. Dolayısıyla araştırmacılar kation jeotermometre eşitliklerini türetirken değişik feldispat grubu minerallerini (ki bu minerallerin çözünürlük denge sabitleri (K<sub>e</sub>) de birbirinden farklıdır) hesaplamalarına kattıkları için, aynı parametreyi (örn. Na-K) kullandığı halde farklı rezervuar sıcaklığını veren bir çok kation jeotermometresi ortaya çıkmaktadır. Bu yüzden, her termal suya uygulanabilecek ve doğru rezervuar sıcaklığını verecek tek bir kation jeotermometresi yoktur. Bunun nedeni ise, yukarıda açıklandığı üzere, şüphesiz alandan alana değişecek olan rezervuar kayacık mineral bileşimidir. Hesaplanan jeotermometre sonuçlarının hangisinin o alan için gerçeğe en yakın olduğunun belirlenmesi o alandaki rezervuar kayacık mineral bileşiminin iyi bilinmesiyle mümkündür. Bu da kayacıkla temas halinde olan termal suyun kimyasal



bileşiminden itibaren doygunluk indisi hesaplamaları, bölgedeki kayaç mineral bileşiminin incelenmesi vb. gibi çalışmalarla gerçekleştirilebilmektedir.

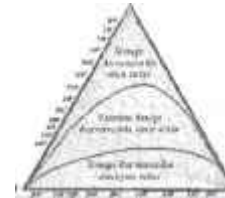
### JEOTERMOMETRE PROGRAMI

Bir çok araştırmacı tarafından türetilmiş olan jeotermometre eşitliklerini kullanarak hesaplama yapan bilgisayar programı Microsoft Visual Basic programlama dilinde hazırlanmıştır ve akış şeması Şekil 1'de sunulmuştur.



Şekil 1. Programın akış şeması.  
Figure 1. Flow chart of the programme

Program iki ana bölümden oluşmaktadır. Birinci bölüm hesaplamalar için gerekli veri girişini ve ikinci bölüm ise yapılan hesaplamaların sonuçlarını içermektedir. Veri girişi bölümünde (Şekil 2) kullanıcıdan termal suya ait majör anyon-kasyon ( $Cl$ ,  $SO_4$ ,  $HCO_3$ ,  $CO_3$  -  $Ca$ ,  $Mg$ ,  $Na$ ,  $K$ ),  $SiO_2$  ve  $Li$  derişimlerinin  $mg/l$  veya  $meq/l$  biriminde girilmesi istenmektedir. Hesaplama sonuçlarının kullanıcıya sunulduğu ikinci bölümde ise sırasıyla; 1) termal sudaki iyonların  $meq/l$  derişimlerine göre yapılmış olan majör anyon-kasyon sıralaması ve su tipi, 2) termal su analizinin doğruluğunun bir göstergesi olan majör iyon dengesi (MID), 3) 22 adet jeotermometre eşitliğiyle hesaplanan rezervuar sıcaklıkları ve 4) termal suya  $Na-K$  jeotermometresinin uygulanıp uygulanamayacağını belirteci olan olgunluk indisi (MI: maturity index) değerleri verilmektedir (Şekil 3). Yine bu bölümde hesaplanan değerlerin (anyon-kasyon sıralaması, su tipi, MID, MI ve jeotermometre sonuçları) dosyaya kayıt bölümü ile jeotermometre eşitlikleri ve diğer hesaplamalar hakkında açıklamalar yer almaktadır.



Şekil 2. Veri giriş bölümü.  
Figure 2. Section of the data input



**Şekil 3.** Sonuçların gösterildiği bölüm.

**Figüre 3.** Section of the results'

presentation

### Programda Yapılan Hesaplamalar

Programın ana konusunu oluşturan rezervuar sıcaklıkları Çizelge 2'de verilmiş olan jeotermometre eşitlikleri kullanılarak hesaplanmaktadır. Bunun dışında programda yapılan diğer hesaplamalara (MID, Mg düzeltmesi ve MI hesabı) ait bilgiler aşağıda kısaca sunulmuştur.

Programa veri olarak girilen su analiz sonuçlarının doğruluğunu test etmek amacıyla majör iyon dengesi (MID) aşağıdaki eşitlik ile hesaplanmaktadır.

$$MID = |S(Katyon - EAnyon) / Katyon + EAnyon| * 100 \quad (4)$$

Burada: katyon ve anyon derişimleri meq/l'dir. Sular elektriksel açıdan nötr olduklarından dolayı anyon ve katyon toplamları eşit olmalıdır (APHA vd., 1989). Fakat iyonların kimyasal analizlerinde yapılan hatalardan dolayı çoğu zaman bu eşitlik sağlanamaz. Su analizinin doğru sayılabilmesi için MID değerinin %5'den küçük olması istenmektedir (APHA vd., 1989). Bu nedenle jeotermometre eşitliklerinde kullanılacak olan termal suya ait iyon analiz sonuçları Eş. 4 ile kontrol edilmektedir ve MID sonucu kullanıcıya sunulmaktadır.

Çizelge 2'de verilmiş olan ve rezervuar sıcaklığı hesaplamalarında sıklıkla kullanılan 9 numaralı Na-K-Ca jeotermometre eşitliği 200 °C'nin üzerinde sıcaklığa sahip termal sularda iyi sonuç vermesine karşın, düşük sıcaklıklarda hatalı sonuçlar verebilmektedir. Bu hatalı sonuçlara: kaynama sonucu CaCO<sub>3</sub> çökelişi, yüksek CO<sub>2</sub> basıncı, iyon takas reaksiyonlarına bu üç iyon dışında başka iyonların girmesi ve soğuk sularla karışım ile seyrelme gibi süreçler neden olmaktadır. Bu hatanın giderilmesi amacıyla Fournier ve Potter (1979) tarafından bu jeotermometre ile belirlenen rezervuar sıcaklığına bir düzeltme uygulanması önerilmiştir. Mg düzeltmesi olarak adlandırılan bu hesaplama programda aşağıdaki şekilde yapılmaktadır.

İlk olarak, programa veri olarak girilen termal sudaki Ca, Mg ve K iyonlarına ait meq/l derişimleri kullanılarak R katsayısı aşağıdaki eşitlikle hesaplanmaktadır.

$$R = [Mg / (K + Ca + Mg)] * 100 \quad (5)$$

Hesaplanan R ve Na-K-Ca jeotermometre eşitliği ile belirlenen sıcaklık (T) değeri Kelvin sıcaklık birimi cinsinden kullanılarak, jeotermometre sonucuna uygulanacak düzeltme değeri (AtMg) aşağıdaki eşitliklerle bulunur.

5 < R < 50 için düzeltme değeri:

$$At_{Mg} = 10.66 - 4.7415 * R + 325.87 * (\log R)^2 - 1.032 * 10^5 * (\log R)^2 / T - 1.968 * 10^7 * (\log R)^2 / T^2 + 1.605 * 10^3 * (\log R)^3 / T^2 \quad (6)$$

0.5 < R < 5 için düzeltme değeri :

$$At_{Mg} = 1.03 + 59.971 * \log R - 145.05 * (\log R)^2 - 3671.1 * (\log R)^2 / T - 1.67 * 10^7 * \log R / T^2 \quad (7)$$

Eğer Na-K-Ca jeotermometre eşitliği ile belirlenen sıcaklık 70 °C'den küçük, R değeri 50'den büyük veya 0.5'den küçük ve At<sub>Mg</sub> negatif bir değer ise düzeltme

uygulanmamaktadır (Fournier ve Potter, 1979). Bu şartların sağlanıp sağlanmadığı program tarafından *test edildikten sonra hesaplanan* düzeltme değeri ( $At_{Mg}$ ) jeotermometre eşitliği ile bulunan sıcaklık değerinden çıkartılarak düzeltilmiş rezervuar sıcaklık değeri elde edilmektedir. Jeotermometre sonucuna düzeltmenin uygulanıp uygulanmadığı programın sonuçlar bölümünde (Bknz. Şekil 3, 9 nolu jeotermometre) belirtilmektedir.

Programda yapılan diğer bir hesaplama ise termal suya Na-K jeotermometrelerinin uygulanıp uygulanamayacağını gösteren olgunluk indeksi (MI) hesabıdır. Olgunluk indeksi Giggenbach (1988)'de verilen aşağıdaki eşitlik ile belirlenmektedir.

$$MI = 0.315 \cdot \log(K2/Mg) \log(K/Na) \quad (8)$$

Burada: iyon derişimleri mg/l'dir.

Olgunluk indeksi 2'den küçük ise Giggenbach (1988)'de verilen Na-K-Mg üçgen diyagrama (Şekil 2'de yer alan üçgen diyagram) göre termal su rezervuar kayaç ile kimyasal açıdan dengede değildir ve bu tip sulara Na-K jeotermometresinin uygulanması hatalı rezervuar sıcaklığı sonuçları vermektedir. Eğer MI değeri 2-2.66 arasında ise termal su rezervuar kayaç ile kısmen dengede, MI değeri 2.66'dan büyük ise termal su rezervuar kayaç ile tam dengede kabul edilmektedir. Başka bir deyişle, MI değerinin 2'den büyük olması durumunda diğer şartlarda (jeotermometre tipinin rezervuar kayaç mineral bileşimine uygunluğu vb.) göz önünde bulundurularak rezervuar sıcaklığının belirlenmesi amacıyla termal suya Na-K jeotermometresi uygulanabilmektedir. Termal suya Na-K jeotermometresinin uygulanıp uygulanamayacağına ait bilgi programda sonuçların verildiği bölümde (Bknz. Şekil 3, 4 nolu alan) kullanıcıya sunulmaktadır.

## TARTIŞMA ve SONUÇLAR

*Jeotermal alanlarda rezervuar sıcaklığının tahmini ve/veya belirlenmesi* o alanda termal suya dayalı hangi tür uygulamanın (elektrik üretimi, ısıtmacılık, balneoloji vb.) ekonomik olarak gerçekleştirilebileceğinin belirlenmesi açısından oldukça fazla önem taşımaktadır. Rezervuar sıcaklığının belirlenmesi için derin sondajların yapılması ekonomik açıdan çoğu zaman imkansızdır. Bu nedenle, çalışma kapsamında da sunulmuş olan jeotermometre eşitlikleri bu amaç için yaygın olarak kullanılmaktadır. Su örneklemesinin ve kimyasal analizinin derin sondajlara göre daha ekonomik ve kolay olması jeotermometre kullanımını yaygınlaştırmıştır. Her termal suya uygulanabilecek evrensel tek bir jeotermometre yoktur. Termal sulara uygun jeotermometrenin belirlenmesi, jeotermometre sonuçlarının güvenilirliği açısından oldukça önemlidir. Bölgedeki rezervuar kayacın mineral bileşiminin, kaynak ve/veya kuyudan sağlanan termal suların hidrodinamik yapısının, su-kayaç arasındaki kimyasal dengenin oluşup oluşmadığının iyi bilinmesi uygun ve doğru sonuçlar verecek jeotermometre tipinin seçiminde önemli kriterlerdir. Bu nedenlerden dolayı çalışmada sunulan bilgisayar programıyla belirlenen rezervuar sıcaklıklarının değerlendirmesinde yukarıda açıklanan kriterler göz önünde bulundurulmalıdır.

## KATKI BELİRTME

Yazar, makaleye yapıcı eleştirileri ile katkı sağlayan hakemler Prof.Dr. Şakir ŞİMŞEK ve Doç.Dr. M. Zeki ÇAMUR'a teşekkür eder.

**Çizelge 2.** Bilgisayar programında kullanılan jeotermometre eşitlikleri.  
**Table 2.** Geothermometer equations used in computerprogramme.

Jeotermometre Numarası ve Eşitliği < « KATYON JEOTERMOMETRELERİ » >	Uygulama Aralığı	Referans
Na-Kjeotermometreleri:		
1 $t^{\circ}\text{C} = 856/[0.857+\log(\text{Na}/\text{K})]-273.15$	>150C	d)
2 $t^{\circ}\text{C} = 883/[0.780+\log(\text{Na}/\text{K})]-273.15$		(2)
3 $t^{\circ}\text{C} = 933/[0.993+\log(\text{Na}/\text{K})]-273.15$	25-250C	(3)
4 $t^{\circ}\text{C} = 1319/[1.699+\log(\text{Na}/\text{K})]-273.15$	250-350C	(3)
5 $t^{\circ}\text{C} = 1217/[1.483+\log(\text{Na}/\text{K})]-273.15$	>150C	(4)
6 $t^{\circ}\text{C} = 1178/[1.471 +\log(\text{Na}/\text{K})]-273.15$		(5)
7 $t^{\circ}\text{C} = 1390/[1.750+\log(\text{Na}/\text{K})]-273.15$		(6)
• Na-Cajeotermometresi:		
8 $t^{\circ}\text{C} = 1096.7/[3.080+\log(\text{Na}/\text{Ca}^{.5})]-273.15$		(2)
• Na-K-Ca Jeotermometresi:		
9 <sup>a</sup> $t^{\circ}\text{C} = 1647/[\log(\text{Na}/\text{K})+(3[\log(\text{Ca}^{.5}/\text{Na})+2.06]+2.47)]-273.15$	0-300°C	<b>(7)</b>
• K-Mgjeotermometreleri:		
10 $t^{\circ}\text{C} = 2330/[7.350+\log(\text{K}^2/\text{Mg})]-273.15$	$\log(\text{K}^2/\text{Mg}) > 1.25$	(8)
10 $t^{\circ}\text{C} = 1077/[4.033+\log(\text{K}^2/\text{Mg})]-273.15$	$\log(\text{K}^2/\text{Mg}) < 1.25$	(8)
11 $t^{\circ}\text{C} = 4410/[14.00-\log(\text{K}^2/\text{Mg})]-273.15$		(9)
• K-Cajeotermometresi:		
12 $t^{\circ}\text{C} = 1930/[3.861+\log(\text{K}/\text{Ca}^{.5})]-273.15$		(2)
• Li-Mgjeotermometresi;		
13 $r\text{C} = 2200/[5.470-\log(\text{Li}/\text{Mg}^{.5})]-273.15$	0-350°C	(10)
• Li-Najeotermometreleri:		
14 $t^{\circ}\text{C} = 1590/[0.779+\log(\text{Na}/\text{Li})]-273.15$	0-350C	(10)
15 $t^{\circ}\text{C} = 1000/[0.389+\log(\text{Na}/\text{Li})]-273.15$	20-340°C, CI 0.3molar	(11)
15 $t^{\circ}\text{C} = 1195/[0.130+\log(\text{Na}/\text{Li})]-273.15$	20-340°C, CI > 0.3molar	(11)
< « SİLİS JEOTERMOMETRELERİ » >		
• Kuvarsjeotermometreleri:		
16 <sup>b</sup> $t^{\circ}\text{C} = C_j + C_2S + C_3S^2 + C_4S^3 + C_5\log S$	0-350°C	(12)
17 $t^{\circ}\text{C} = 1309/[5.19-\log(\text{SiO}_2)]-273.15$	0-250°C (buhar kaybı yok)	(13)
18 $t^{\circ}\text{C} = 1522/[5.75-\log(\text{SiO}_2)]-273.15$	100-250°C (en çok buhar kaybı)	(13)
• Kalsedon jeotermometreleri:		
19 $t^{\circ}\text{C} = 1032/[4.69-\log(\text{SiO}_2)]-273.15$	0-250°C (buhar kaybı yok)	(14)
20 $t^{\circ}\text{C} = 1522/[5.09-\log(\text{SiO}_2)]-273.15$	100-250°C (en çok buhar kaybı)	(14)
21 $t^{\circ}\text{C} = 1112/[4.91-\log(\text{SiO}_2)]-273.15$	25-180°C (buhar kaybı yok)	(15)
22 $t^{\circ}\text{C} = 1264/[5.31-\log(\text{SiO}_2)]-273.15$	100-180°C (en çok buhar kaybı)	(15)

**Açıklamalar:** Eşitliklerde yer alan iyon derişimleri mg/l'dir. (a)  $\log(\text{Ca}^{.5}/\text{Na})+2.06 < 0 \rightarrow /3 = 1/3$  ve  $\log(\text{Ca}^{.5}/\text{Na})+2.06 > 0 \rightarrow p = 4/3$ ; (b)  $C_1 = -4.2198 \cdot 10^1$ ,  $C_2 = 2.8831 \cdot 10^{-1}$ ,  $C_3 = -3.6686 \cdot 10^{-4}$ ,  $C_4 = 3.1665 \cdot 10^{-7}$ ,  $C_5 = 7.7034 \cdot 10^1$ , (S=SiO<sub>2</sub> derişimi); (1) Truesdell ve Fournier (1976); (2) Tonani (1980); (3) Amorsson (1983); (4) Fournier (1979); (5) Nieva ve Nieva (1987); (6) Giggenbach vd. (1983); (7) Fournier ve Truesdell (1973); (8) Fournier (1991); (9) Giggenbach (1988); (10) Kharaka ve Mariner (1988); (11) Fouillac ve Michard (1981); (12) Fournier ve Potter (1982); (13) Fournier (1973); (14) Fournier (1977); (15) Amorsson vd. (1983b).

### EXTENDED SUMMARY

Geothermal waters acquire the chemical composition by water-rock interaction during the circulation in the reservoir rock (aquifer or host rock). Thermal waters which ascend from a geothermal reservoir and emerges at the surface provides information about the subsurface conditions. Reservoir temperature of the thermal waters is calculated by using of this acquired chemical composition in geothermometer equations. Geothermometers are one of the most important methods used in the determination of reservoir temperature. They involve the analysis of surface discharge from which data underground temperatures are estimated. The fundamental assumption in the application of geothermometers is that temperature-dependent chemical equilibria between rock and water are attained at depth in the geothermal reservoir, and that re-equilibration upon cooling and boiling in upflow zones is not significant (Arnorsson, 1983; Andresdottir and Arnorsson, 1995). Geothermometers may be broadly classified into two groups: (1) those which are based on temperature-dependent variations in solubility of individual minerals (as silica geothermometers), and (2) those which are based on temperature-dependent exchange reactions, fix ratios of certain dissolved constituents (as Na-K, Na-Ca, Na-K-Ca, K-Mg, Li-Na geothermometers) (Fournier, 1991).

Estimation of thermal waters' reservoir temperature is important to designate the utilization purposes (electric production, district heating, balneological etc, Table 1) of

them. The genuine data about the chemical characteristics and reservoir temperature of thermal waters can be only obtained by means of deep wells reaching the reservoir rock. On the other hand, drilling deep wells are fairly onerous and costly for determining the reservoir temperature. For this reason, reservoir temperature of the thermal waters is calculated by using its chemical contents in geothermometer equations derived by several researchers (Fournier, 1973; Truesdell and Fournier, 1976; Fournier, 1977; Fournier, 1979; Tonani, 1980; Fouillac and Michard, 1981; Giggenbach, 1988; Kharaka and Mariner, 1988).

Some geothermometer equations use the similar chemical parameters (for example: Na-K, K-Mg, Li-Na and  $SiO_2$ ) but gives different reservoir temperature. Because these equations use different minerals hence different equilibrium constants ( $K_e$ ) for the equilibrium conditions. As a result, there is no unique geothermometer equation which can be applied to all thermal waters and provides the accurate reservoir temperature. Undoubtedly, mineral composition of the reservoir rock varies from field to field. The mineral composition of the reservoir rock must be taken into consideration while applying the geothermometers to the thermal waters. The mineral composition can be determined by mineralogical investigations and/or can be approximated using saturation indexes of thermal waters in contact with the reservoir rock.

in the scope of this study, a computer programme has been prepared by using the

Microsoft Visual Basic 6.0 programming language and aim of this programme is to determine the thermal water reservoir temperature by silica and cation geothermometer equations (Table 2). Easy and quick calculation of the geothermometer results widely used in almost all geothermal explorations, and storage of the calculated data in the computer environment have been intended by preparation of this programme. The computer programme consists of two main parts (Figure 1). First part includes the input data (concentrations of Cl,  $SO_4$ ,  $HCO_3$ ,  $CO_3$ , Ca, Mg, Na, K,  $SiO_2$  and Li) and the second part comprises the results of calculations which are major anion-cation order (which denotes the water type), electro-neutrality (which indicates the accuracy of the water analyses), reservoir temperature and maturity index (which indicates whether the application of the Na-K geothermometers are suitable or not).

Appropriateness of the reservoir rock mineral composition to the based mineral used in geothermometer equations, the chemical equilibrium between water and rock, cold water mixing, chemical changes in the thermal water when it was ascending, etc. must always be taken into consideration during the geothermometer applications, in terms of evaluations and reliability.

#### **DEĞİNİLEN BELGELER**

Andresdottir, A. and Arnorsson, S., 1995. Studies of the chemical evolution of natural waters in The Hrepper-Land geothermal field, Iceland: an aid to geothermometry interpretation.

Proceedings of the World Geothermal Congress, 18-31 May 1995, International Geothermal Association (IGA), Vol. 2, Florence, Italy, 1001-1006.

APHA (American Public Health Association), AWWA (American Water Works Association) and WPCF (Water Pollution Control Federation), 1989. Standard Methods for The Analysis of Water and Waste Water. APHA publication, 17th Edition, Washington DC, 1133 pp.

AqQA, 2003. Quality assurance and presentation graphics for water analyses. RockWare Inc., 2221 East Street, Golden CO, 80401, USA, Web page: [www.rockware.com](http://www.rockware.com).

Arnorsson, S., Sigurdsson, S. and Svavarsson, H., 1982. The chemistry of geothermal waters in Iceland, I. calculation of aqueous speciation from 0° to 370 °C. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 46, 1513-1532.

Arnorsson, S., 1983. Chemical equilibria in Icelandic geothermal systems, implications for chemical geothermal investigations. *Geothermics*, 12, 119-128.

Arnorsson, S., Gunnlaugsson, E. and Svavarsson, H., 1983a. The chemistry of geothermal waters in Iceland, II. mineral equilibria and independent variables controlling water composition. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 47, 547-566.

Arnorsson, S., Gunnlaugsson, E. and Svavarsson, H., 1983b. The chemistry of geothermal waters in Iceland, III. chemical geothermometry in geothermal

- investigations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 47,567-577.
- BOWeil*, R., 1989. *Geothermal Resources*. Elsevier Science Published Ltd., New York, 486 pp.
- Erkan, Y., 1978. Kayac Oluşturan Önemli Minerallerin Mikroskopta incelenmeleri. Cihan Matbaası, Hacettepe Üniversitesi Yayınları A26, 497 s.
- Fouillac, C. and Michard, G., 1981. Sodium/lithium ratios in water applied to geothermometry of geothermal reservoirs. *Geothermics*, 10,55-70.
- Fournier, R.O., 1973. Silica in thermal waters: laboratory and field investigations. In: *Proceedings of International Symposium on Hydrogeochemistry and Biochemistry*, J.W. Clark Co. (Publisher), Vol. 1, Tokyo, 122-139.
- Fournier, R.O., 1977. Chemical geothermometers and mixing models for geothermal systems. *Geothermics*, 5,41-50.
- Fournier, R.O., 1979. A revised equation for the Na/K geothermometer. *Geothermal Resources Council Transactions*, 3, 221-224.
- Fournier, R.O., 1991. Water geothermometers applied to geothermal energy. In: *Application of Geochemistry in Geothermal Reservoir Development*, Rome, F.D'amore (Co-ordinator), UNITAR/UNDP Publications, 37-69.
- Fournier, R.O. and Potter, R.W., 1979. Magnesium correction to the Na-K-Ca chemical geothermometer. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 43,1543-1550.
- Fournier, R.O. and Potter, R.W., 1982. A revised and expanded silica (quartz) geothermometer. *Geoth.Res.Council Bull.*, 11-10,3-12.
- Fournier, R.O. and Truesdell, A.H., 1973. An empirical Na-K-Ca geothermometers for natural waters. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 37,1255-1275.
- Giggenbach, W.F., 1980. Geothermal gas equilibria. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 44,2021-2032.
- Giggenbach, W.F., 1981. Geothermal mineral equilibria. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 45,393-410.
- Giggenbach, W.F., 1988. Geothermal solute equilibria, derivation of Na-K-Mg-Ca geothermometers. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 52,2749-2765.
- Giggenbach, W.F., Gonfiantini, R., Jangi, B.L. and Truesdell, A.H., 1983. Isotopic and chemical composition of Parbatia Valley geothermal discharges, NW Himalaya, India. *Geothermics*, 12,199-222.
- Kharaka, Y.K. and Mariner, R.H., 1988. Chemical geothermometers and their application to formation waters from sedimentary basins. In: *Thermal History of Sedimentary Basins*, N.D.Naesser and T.H.McCollon (ed.), Springer-Verlag, New York,99-117.
- Lindal, B., 1973. Industrial and other applications of geothermal energy. In *Geothermal Energy*, (ed. H.C.H. Amsterdam), Earth Science, Vol. 12, UNESCO, Paris, 135-148 pp.
- Nieva, D. and Nieva, R., 1987. Developments in geothermal energy in Mexico-Part Twelve, A cationic composition geothermometer for prospection of geothermal resources. *Heat Recovery*

Systems & CHP, 7(3), 243-258.

Tonani, F., 1980. Some remarks on the application of geochemical techniques in geothermal exploration. in: Proceedings. Adv. Eur. Geoth. Res., Second Symp., Strasbourg, 428-443.

Truesdell, A.H. and Fournier, R.O., 1976. Calculations of deep temperatures in geothermal systems from the chemistry of boiling spring waters of mixed origin, in: Proceedings of 2nd United Nations Symposium on The Development and Use of Geothermal Resources, U.S. Government Printing Office, Vol. 1, Washington, 837-844.



**Doğal Zeolitlerin Atıksu Arıtımında Kullanımı***Use of Natura/ Zeolites for Wastewater Treatment*

Ayşenur UĞURLU, Aytunç PINAR

*Çevre Mühendisliği Bölümü, Hacettepe Üniversitesi, Beytepe, Ankara***ÖZ**

Katı atıkların arazide depolanması, diğer katı atık bertaraf yöntemlerinden daha pratik ve ekonomik bir yöntemdir. Ancak, bu alanlarda oluşan çöp sızıntı suları önemli çevresel sorunlar yaratmaktadır. Sızıntı suları yüksek miktarda KOİ (Kimyasal Oksijen İhtiyacı), BOİ (Biyokimyasal Oksijen İhtiyacı) ve amonyak içermektedir. Bu çalışmanın amacı, doğal zeolitlerin sızıntı sularında bulunan amonyağın giderilmesinde kullanımının araştırılmasıdır. Kesikli ve sürekli sistemlerde yapılan çalışmalarda Bigadiç ve Gördes yörelerinden elde edilen zeolitlerin (klinoptilolit) amonyak adsorplama kapasiteleri, zeolit partikül büyüklüğü ve amonyak konsantrasyonunun fonksiyonu olarak incelenmiştir. Her iki zeolit örneğinde de benzer amonyak giderimleri elde edilmiştir. Amonyak adsorpsiyon kapasitesi, sızıntı suyunda bulunan amonyak konsantrasyonuyla orantılıdır. Sızıntı suyunda bulunan diğer katyonların amonyakla yarışı yüzünden zeolitlerin amonyak değişme kapasitesinin düştüğü gözlenmiştir.

**Anahtar Kelimeler:** Amonyak giderimi, klinoptilolit, sızıntı suyu, zeolit.

**ABSTRACT**

*Solid waste dumping on land is the most practical and economical method among other solid waste treatment methods. However, the leachate generated from these areas is a significant environmental hazard. The landfill leachate is usually high strength wastewater with high chemical oxygen demand (COD), biochemical oxygen demand (BOD) values, as well as with high ammonium ion concentrations. The objective of this study is to investigate the capacity of natura zeolite (clinoptilolite) to remove ammonium ions present in landfill leachate under both batch and flow-through conditions. The ammonium adsorption capacity of zeolites from Bigadiç and Gördes area in Turkey was tested with respect to ammonium concentration in leachate and zeolite particle size. Ammonium adsorption increased with decreasing particle size. On the other hand, both zeolite types exhibited similar ammonia nitrogen (NH<sub>3</sub>-N) removing capacity. Ammonium adsorption capacity increased with increased ammonium concentration in the leachate. It was observed that ammonium exchange capacity of the zeolites was reduced due to the competition with coexisting cations present in the leachate.*

**Keywords:** Ammonium removal, clinoptilolite, landfill leachate, zeolite.

## GİRİŞ

Yüksek azot konsantrasyonları su ortamlarının kalitesinin bozulmasına neden olmaktadır. Kontrol edilmediği takdirde çöplüklerden oluşan sızıntı suları da içerdikleri yüksek azot konsantrasyonlarından dolayı ciddi çevresel sorunlar oluşturmaktadır. Çöp depolama alanına düşen yağış, eriyen kar, yeraltı suyu girişi vb. faktörlerin yanısıra çöplüğün yaşı, oturması, üzerinde yetişen vejetasyon gibi faktörler, sızıntı suyu oluşumunu etkilemektedir.

Sızıntı suları yüksek  $\text{KOİ}$ ,  $\text{BOİ}_5$ , amonyak azotu içerirken, oldukça düşük  $\text{BOİ}_5/\text{KOİ}$  ve  $\text{KOİ}/\text{NH}_4^+-\text{N}$  oranlarına sahiptir. Bu durum da, sızıntı sularının biyolojik olarak arıtımını olumsuz olarak etkilemektedir. Sızıntı sularında bulunan yüksek organik ve inorganik maddelerin giderimi için fiziksel, kimyasal ve biyolojik prosesler gerekmektedir. Yüksek  $\text{NH}_4^+-\text{N}$  içeriğine sahip sızıntı sularının ise biyolojik arıtımı zordur. Bu nedenle amonyak azotunun önceden arıtılması, sızıntı sularının arıtımı için faydalı olmaktadır.

Zeolitler kristal yapıda hidrasyona uğramış alüminyum silikatlardır. Kafes şeklindeki yapısı, iyon değişimi için yüksek iç ve dış yüzey alanı oluşturmaktadır. Net bir negatif yapısal yükü vardır (Mier vd., 2001). Zeolitler amonyum iyonu ( $\text{NH}_4^+$ ) ve diğer katyonları tutma kapasitesine sahiptir.  $\text{NH}_4^+$ 'ün giderilmesi, zeolit türüne (örn. klinoptilolit), partikül büyüklüğüne ve atıksudaki anyon-kasyon kompozisyonuna bağlıdır (Nguyen ve Tanner, 1998). Zeolitler ayrıca bazı ağır metallere karşı da seçiciliğe sahiptir ( $\text{Pb}^{+2}$ ,

$\text{Zn}^{+2}$ ,  $\text{Cd}^{+2}$ ,  $\text{Ni}^{+2}$ ,  $\text{Fe}^{+2}$ ,  $\text{Mn}^{+2}$ ) (Kasraoul-Oukl vd., 1993). Zeolitlerin amonyak giderme kapasitesi ise, zeolitte bulunan kalsiyum, magnezyum, potasyum ve sodyum gibi katyonlarla yer değiştirmesinden etkilenmektedir.

Klinoptilolit doğada en yaygın olarak bulunan doğal zeolittir.  $(\text{Al}_m\text{Si}_n\text{O}_{2n+2})\text{M}_m \cdot x\text{H}_2\text{O}$ , klinoptilolitin kimyasal formülüdür. Klinoptilolitin  $(\text{Si}+\text{Al})/0$  oranının 0.5 olması istenmektedir. Klinoptilolitin amonyak giderme kapasitesi zeolit yapısı içindeki  $\text{Al}^{3+}$ 'un,  $\text{Si}^{+4}$  ile yer değiştirmesi ile gerçekleşir.  $\text{Al}^{3+}$  ile yer değiştiren her  $\text{Si}^{+4}$  kadar bir negatif yük oluşmaktadır. Oluşan bu negatif yükü dengelemek için ise yüksek miktarda katyon (örn.  $\text{NH}_4^+$ ) gerekmektedir (Oldenburg ve Sekulov, 1995).

Bu çalışmanın amacı, çöplük sızıntı sularında bulunan  $\text{NH}_4^+-\text{N}$ 'in doğal zeolit ile gideriminin incelenmesidir. Bu amaçla, amonyak giderim kapasitesini etkileyen zeolit partikül büyüklüğü, başlangıç amonyak konsantrasyonu gibi faktörler incelenmiştir.

## YÖNTEM

Bu çalışmada kullanılan zeolitler Türkiye'de iki farklı bölgeden, Bigadiç ve Gördes'ten alınmıştır. Deneysel çalışmalar, kesikli sistemlerde (belirli miktarda zeolit sabit bir hacimdeki sızıntı suyuyla karıştırılması) ve sürekli bir sistemde (dolgu kolon) sürdürülmüştür.

### Zeolit Fiziksel ve Kimyasal Özellikleri

Kesikli çalışmalarda Bigadiç Zeoliti 6

(<3.35 mm), 7 (<2.80 mm), 8 (<2.36 mm) mesh boyutları ile toz (<0.3 mm) boyutlarına getirilmiştir. Gördes zeoliti ise 16 mesh (0.85 mm<, >1.7 mm) ve toz boyutlarında temin edilmiştir. Zeolit örnekleri, katyon değişim kapasitesinin artırılması amacıyla NaCl kullanılarak homoiyonik sodyum formuna getirilmiştir. Bunun için 10 g zeolit 100 ml 1 M NaCl ile 120°C'de 24 saat işleme tabi tutulmuştur. Daha sonra distile su ile yıkayıp kurutulduktan sonra çalışmalarda kullanılmıştır. Bu çalışmalarda kullanılan zeolitlerin kimyasal kompozisyonu (X-ray powder diffraction) Tablo 1'de verilmektedir.

**Çizelge 1.** Zeolitlerin kimyasal kompozisyonu (%).

**Table 1.** Chemical composition of zeolites

Parametre	Bigadiç Zeoliti	Gördes Zeoliti
SiO <sub>2</sub>	68.6	71.4
2	11.7	11.3
Fe <sub>2</sub> O	1.1	1.1
CaO	4.5	1.7
MgO	1.3	0.5
Na <sub>2</sub> O	0.09	0.8
K <sub>2</sub> O	3.5	4.2
TiO <sub>2</sub>	0.065	0.08
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.034	0.02
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.01	
MnO	0.046	0.02
LOI*	9.63	6.13

\*LOI; Ateşte kayıp

## Sızıntı Suyu

Ankara-Mamak Çöp Depolama Alanı'na 1978 yılından beri Ankara metropolitan alanının çöpleri dökülmektedir. Bu sahanın yüzey alanı yaklaşık 25 ha olup çöp yığınlarının derinliği 50 ile 75 m arasında değişmektedir. Bu alanda günde yaklaşık 3500 ton katı atık depolanmaktadır. Bu alandan oluşan sızıntı suları 3.5 l/sn'lik bir debi ile akarak İmraroh Çayı'na karışmaktadır. Sızıntı suyunun genel kompozisyonu Tablo 2'de özetlenmektedir.

**Çizelge 2.** Sızıntı suyunun karakteristikleri.  
**Table 2.** Characteristics of leachate.

Parametre	Aralık
AKM(mgl')	300-460
pH	7.7-8.4
Eİ (mS cm <sup>-1</sup> )	22.6-34.6
BOİ (mg l <sup>-1</sup> )	230-1360
KOİ (mg T <sup>1</sup> )	3500-4250
P0 <sub>4</sub> -P (mg f)	5-108
NH <sub>4</sub> <sup>+</sup> -N (mg l <sup>-1</sup> )	3000-4000
Mg <sup>++</sup> (mg l l <sup>-1</sup> )	583-923
Ca <sup>++</sup> (mg l <sup>-1</sup> )	177-182
K <sup>+</sup> (mg l <sup>-1</sup> )	2340-15080
Na <sup>+</sup> (mg l <sup>1</sup> )	1481-17752
Fe <sup>+++</sup> (mg l <sup>-1</sup> )	11.7-42.8
Cr <sup>++</sup> (mg l <sup>-1</sup> )	0.3-10

Görüleceği üzere sızıntı suyunun BOİ/KOİ oranı 0.4, KOİ/NH<sub>4</sub><sup>+</sup>-N oranı 1.1 olup pH'sı 8.4'tür. Bu özellikler çöpün metanojen fazında

(<3.35 mm), 7 (<2.80 mm), 8 (<2.36 mm) mesh boyutları ile toz (<0.3 mm) boyutlarına getirilmiştir. Gördes zeoliti ise 16 mesh (0.85 mm<, >1.7 mm) ve toz boyutlarında temin edilmiştir. Zeolit örnekleri, katyon değişim kapasitesinin artırılması amacıyla NaCl kullanılarak homoiyonik sodyum formuna getirilmiştir. Bunun için 10 g zeolit 100 ml 1 M NaCl ile 120°C'de 24 saat işleme tabi tutulmuştur. Daha sonra distile su ile yıkayıp kurutulduktan sonra çalışmalarda kullanılmıştır. Bu çalışmalarda kullanılan zeolitlerin kimyasal kompozisyonu (X-ray powderdiffraction) Tablo 1'de verilmektedir.

**Çizelge 1.** Zeolitlerin kimyasal kompozisyonu (%).

**Table 1.** Chemical composition of zeolites

Parametre	Bigadiç Zeoliti	Gördes Zeoliti
SiO <sub>2</sub>	68.6	71.4
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.7	11.3
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.1	1.1
CaO	4.5	1.7
MgO	1.3	0.5
Na <sub>2</sub> O	0.09	0.8
K <sub>2</sub> O	3.5	4.2
TiO <sub>2</sub>	0.065	0.08
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.034	0.02
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.01	-
MnO	0.046	0.02
LOI*	9.63	6.13

\*LOI; Ateşte kayıp

### Sızıntı Suyu

Ankara-Mamak Çöp Depolama Alanı'na 1978 yılından beri Ankara metropolitan alanının çöpleri dökülmektedir. Bu sahanın yüzey alanı yaklaşık 25 ha olup çöp yığınlarının derinliği 50 ile 75 m arasında değişmektedir. Bu alanda günde yaklaşık 3500 ton katı atık depolanmaktadır. Bu alandan oluşan sızıntı suları 3.5 l/sn'lik bir debi ile akarak İmrahor Çayı'na karışmaktadır. Sızıntı suyunun genel kompozisyonu Tablo 2'de özetlenmektedir.

**Çizelge 2.** Sızıntı suyunun karakteristikleri.  
**Table 2.** Characteristics of leachate.

Parametre	Aralık
AKM (mg l <sup>-1</sup> )	300-460
pH	7.7-8.4
Eİ (mS cm <sup>-1</sup> )	22.6-34.6
BOİ (mg l <sup>-1</sup> )	230-1360
KOİ (mg l <sup>-1</sup> )	3500-4250
P0 <sub>4</sub> -P (mg l <sup>-1</sup> )	5-108
NH <sub>4</sub> <sup>+</sup> -N (mg l <sup>-1</sup> )	3000-4000
Mg <sup>++</sup> (mg l <sup>-1</sup> )	583-923
Ca <sup>++</sup> (mg l <sup>-1</sup> )	177-182
K <sup>+</sup> (mg l <sup>-1</sup> )	2340-15080
Na <sup>+</sup> (mg l <sup>-1</sup> )	1481-17752
Fe <sup>+++</sup> (mg l <sup>-1</sup> )	11.7-42.8
Cr <sup>++</sup> (mg l <sup>-1</sup> )	0.3-10

Görüleceği üzere sızıntı suyunun BOİ/KOİ oranı 0.4, KOİ/NH<sub>4</sub><sup>+</sup>-N oranı 1.1 olup pH'sı 8.4'tür. Bu özellikler çöpün metanojen fazında

Maksimum amonyak azotu giderimi, minimum başlangıç amonyum konsantrasyonunda elde edilmiştir (bütün partikül boyutlarında  $60 \text{ mgNH}_4^+-\text{N}$ ). Bu konsantrasyonda giderim verimleri 6#, 7#, 8# ve toz boyutlarındaki Bigadiç zeoliti için sırasıyla % 61.4, 63.3, 73.8 ve 79.7 olarak gerçekleşmiştir. Gördes zeoliti 16 mesh ve toz boyutlarında sırasıyla %84 ve 89 amonyum giderim verimleri elde edilmiştir. Gördes zeoliti ile de benzer sonuçlar elde edilmiştir. Ancak, Gördes zeolitlerinin, Bigadiç zeolitlerinden daha verimli olduğu görülmüştür. Bu durumun da, Gördes zeolitinin Bigadiç zeolitinden daha fazla Si/Al oranına sahip olmasından kaynaklandığı düşünülmektedir.

Çizelge 4. Değişik başlangıç koşullarında amonyum adsorpsiyon kapasitesi ( $\text{mgNH}_4^+-\text{N g}^{-1}$ )-

**Table 4.** Ammonium adsorption capacity ( $\text{mgNH}_4^+-\text{N g}^{-1}$ ) under different initial ammonium concentrations.

Zeolit	Boyut	Konsantrasyon (mg/l)				
		500	250	150	125	60
Bigadiç	6#	6.13	3.31	2.12	1.79	0.96
	7#	6.30	3.21	2.10	1.81	0.99
	8#	7.58	4.45	2.93	2.55	1.29
	Toz	8.22	4.21	2.75	2.30	1.25
Gördes	16#	8.49	4.55	2.99	2.53	1.30
	Toz	8.90	4.60	3.00	2.58	1.56

Tablo 4'ten görüleceği üzere zeolitlerin amonyum adsorplama kapasiteleri sızıntı suyunda bulunan amonyum konsantrasyonu arttıkça yükselmiştir. Bigadiç zeolitinin 6#, 7#,

8# ve toz boyutlarında, uygulanan en yüksek amonyum konsantrasyonunda ( $500 \text{ mg/l}$ ), elde edilen amonyum adsorplama kapasiteleri sırasıyla 6.13, 6.30, 7.58 ve  $8.22 \text{ mg NH}_4^+-\text{N/g}$ 'dir. Gördes zeolitlerinin daha yüksek amonyum adsorplama kapasitesine sahip olduğu gözlenmiştir. 16# ve toz boyutlarında, sırası ile 8.49 ve  $8.90 \text{ mg NH}_4^+-\text{N/g}$  kapasite değerleri elde edilmiştir.

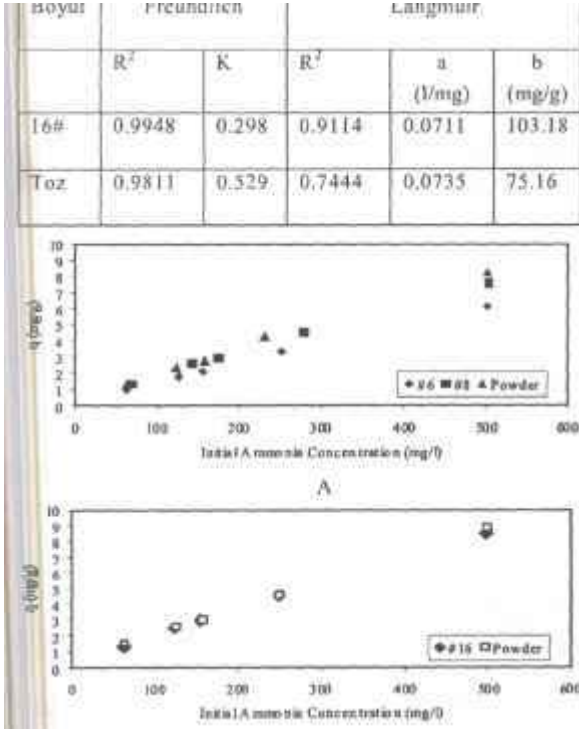
Zeolit partikül büyüklüğünün de amonyum adsorpsiyon kapasitesini etkileyen diğer bir faktör olduğu görülmüştür (Tablo 3, 4). Zeolit partikül büyüklüğü düştükçe, amonyak giderimi de artmıştır. Toz Bigadiç zeolitinin, 6# boyutundan 1.3 kez daha yüksek amonyak adsorpsiyon kapasitesine sahip olduğu gözlenmiştir. Bu fark, zeolit partikül büyüklüğü düştükçe yüzey alanının artmasına bağlanmaktadır. Ancak, 16# ve toz boyutlu Gördes zeolitlerinin amonyum adsorpsiyon kapasiteleri arasındaki fark önemsizdir. Bunun nedeni de partikül büyüklüklerinin birbirine çok yakın olmasına bağlanmaktadır.

Yapılmış olan çalışmalar, atıksuda amonyak ile yarışa giren diğer iyonların bulunması, zeolitinin amonyak iyon değişim kapasitesini düşürdüğünü göstermiştir (Liu ve Lo, 2001). Yüksek Si/Al oranı, klinoptilolitin düşük yüklü kationlara ( $\text{NH}_4^+$ ) olan (divalent kationlar) seçiciliğini zayıflatmaktadır (Langella vd., 2000).  $\text{K}^+$  ve  $\text{Na}^+$  gibi  $\text{NH}_4^+$  ile yarışa giren kationlar, zeolitteki iyon değişimi alanları için yarışa girerek amonyum adsorpsiyonunu düşürmektedir. Sızıntı suyunda bulunan bu kationların etkisini incelemek amacıyla, çalışmalar sentetik olarak hazırlanan  $\text{NH}_4\text{Cl}$  çözeltisi ile de tekrarlanmış ve zeolitinin yaklaşık % 20 daha fazla amonyum

olmaktadır. Her iki değer de partikül büyüklüğünün düşmesi ile amonyum adsorpsiyon kapasitesinin arttığını göstermektedir. Gördes zeoliti ile elde edilen sonuçlar Tablo 6'da sunulmaktadır. Şekil 1'de görüleceği üzere, amonyum adsorpsiyon kapasitesi  $q$  (her mg zeolit tarafından adsorplanan gN) her iki zeolit için de partikül büyüklüğü düştükçe ve atık sudaki başlangıç amonyak konsantrasyonu arttıkça, artmıştır.

**Çizelge 6.** Gördes zeolitinin Langmuir ve Freundlich izoterm sabitleri.

**Table 6.** The Langmuir and Freundlich isotherm coefficients obtained for Gördes zeolite.



**Şekil 1.** Değişik partikül büyüklüklerindeki, a) Bigadiç ve b) Gördes zeolitlerinin değişik başlangıç amonyak konsantrasyonlarında amonyak adsorpsiyon kapasiteleri.

**Figure 1.** Ammonium adsorption capacity of idifferentpartide sizedzeolite at different initial ammonia concentrations for a) Bigadiç and b) Gördes zeolites.

## SONUÇ

Bu çalışmada elde edilen sonuçlar her iki zeolitin de sızıntı suyundan amonyak giderme potansiyellerinin olduğunu göstermektedir. Gördes zeoliti, Bigadiç zeolitinden yaklaşık %9 daha fazla amonyak giderme kapasitesine sahiptir. Partikül büyüklüğü ve başlangıç amonyak konsantrasyonları bu kapasiteyi etkilemektedir. Amonyakla yarışa giren iyonlar bulunmasına karşın, zeolitlerin sızıntı suyundan yüksek amonyak giderme kapasitesinin olduğu ve her iki zeolitin de sızıntı suyunun arıtılmasında bir ön arıtma alternatifi olduğu görülmüştür.

## DEĞİNİLEN BELGELER

- APHA, 1989. Standard Methods for the Examination of Water and Wastewater, 17th Ed, APHA, AWWA, WPCF.
- Kasraoul-Oukl, S. Cheeseman, C. ve Perry R., 1993. Effects of conditioning and treatment of chabazite and clinoptilolite prior to lead and cadmium removal. Environmental Science and Technology, 27,1108-1116.
- Komarowski, S. ve Yu, Q., 1997. Ammonium ion removal from wastewater using Australian natural zeolite: Batch equilibrium and kinetic studies. Environmental Technology, 18,1085-1097.
- Langella, A., Pansini M., Cappelletti P, Gennaro B. de, Gennaro M. de' ve Colellaet C, 2000.  $NH_4^+$ ,  $Cu^{2+}$ ,  $Zn^{2+}$ ,  $Cd^{2+}$  and  $Pb^{2+}$  exchange for  $Na^+$  in a sedimentary clinoptilolite, North Sardinia, Italy. Microporous and Mesoporous Materials, 37(3), 337-343.
- Liu, C.H. ve Lo, K.V., 2001a. Ammonia removal from composting leachate using zeolite.I.

- Characterization of Zeolite. *Journal of Environmental Science and Health*, 36(9), 1671-1688.
- Liu, C.H. ve Lo, K.V., 2001b. Ammonia removal from composting leachate using zeolite.II. A study using continuous flow packed column. *Journal of Environmental Science and Health*, 36(5), 667-675.
- Mier M. V., Callejas R. L., Gehr R., Cisneros B. E. J. ve Alvarez R J. J., 2001. Heavy metal removal with Mexican clinoptilolite: Multi-component ionic exchange. *Water Resources Research*, 25(2), 373-378.
- Nguyen M. L. ve Tanner C.C., 1998. Ammonium removal from wastewaters using natural New Zealand zeolites. *New Zealand Journal of Agricultural Research*, 41,427-446.
- Oldenburg M. ve Sekulov I., 1995. Multipurpose filters with ion exchange for the equalization of ammonia peaks. *Water Science and Technology*, 32(7), 199-206.



## **Yeraltısularının Kirlenmesinde Litoloji ve Yerleşim Alanlarının Etkisi: Ulupınar Kaynağı, Sorkuncak-Eğirdir-Isparta**

*Effects of Lithology and Settlement Areas on Groundwater Pollution : Ulupınar Spring, Sorkuncak-Eğirdir-Isparta*

**Ali Yalçın, Ayşen Davraz, Mehmet Özçelik**

*Süleyman Demirel Üniversitesi Müh.-Mim. Fak. Jeoloji Müh. Bölümü, 32260 Isparta  
ayalcin@mmf.sdu.edu.tr, adavraz@mmf.sdu.edu.tr*

### **ÖZ**

Su insanların yaşamı için önemli maddelerin başında gelmektedir. Suyun öneminden dolayı yerleşim birimleri genellikle yüzey suları ve kaynakların yakın civarında bulunmaktadır. Gelişen teknoloji ile birlikte su kullanımı da artmakta, buna paralel olarak yeraltı ve yerüstü suları hızla kirlenmektedir.

Ülkemizde özellikle kırsal alanlarda bulunan küçük yerleşim birimleri başta olmak üzere birçok yerleşimde, kaynakların beslenme havzasında veya kaynak civarında iskan fazlaşmaktadır. Su kaynakları yerleşim birimlerinin atıkları ile, jeolojik yapıya da bağlı olarak hızla kirlenmektedir. Kirlenme etkisiyle yerleşim birimlerinde salgın hastalıklar görülmektedir.

Örnek olarak seçilen Isparta ili, Eğirdir ilçesi Sorkuncak Köyü de sözkonusu yerleşim alanlarından birisidir. Bir vadi içerisinde bulunan Sorkuncak Köyü'nde yüzey ve yeraltısularının akışı yaklaşık güneyden kuzeye doğrudur. Vadi içerisinde yerleşim birimlerine göre daha düşük kotlarda, ; dokanak kaynağı şeklinde yüzeye çıkan Ulupınar kaynağı uzun süredir köyün su ihtiyacını karşılamaktadır. Ulupınar kaynağı travertenlerden beslenmekte ve boşalmaktadır. Travertenler, kaynağın yakın civarı ve beslenme havzasında yer yer yüzeyde gözlenirken, çoğunlukla kalınlığı fazla olmayan alüvyonlar tarafından örtülürler. Bu havza içerisinde; tarımda kullanılan zirai ilaçlar ile yerleşim alanında kontrolsüz şekilde depolanan evsel ve hayvansal atıklardan sızan kirli sular, geçirimsiz özelliğe sahip alüvyon ve travertenlerden süzülerek yeraltısularının ve akiferlerin kirlenmesine neden olmaktadır. Bunun sonucunda sözkonusu alandan beslenen Ulupınar kaynağıda kirlenmektedir. Buna bağlı sağlık sorunları yanında hukuki sorunlar da yaşanmaktadır. Ulupınar kaynağından farklı zamanlarda alınan su örneklerinin analizi sonucunda yüksek miktarda koliform (240 adet) saptanmıştır. Analiz sonuçları incelendiğinde kirlilik ve buna bağlı koliform miktarının yağışlı mevsimlerde fazlaştığı görülmüştür. Gelecekte yeraltısularının kirlenmesini önlemek, salgın hastalıkların önüne geçebilmek için, yeni yerleşim yerlerinin mümkün olduğunca kaynakların beslenme alanlarının dışında seçilmesi gerekmektedir.

**Anahtar Sözcükler:** Kirlilik, Ulupınar kaynağı, yeraltısuyu, yerleşim merkezi

### **ABSTRACT**

*Water is the most important substance for human life. So, settlements occur generally near surface waters or springs. Depending on development of technology, consumption of water and pollution of*

groundwater and surface waters increases.

*in our country, in many places especially in countryside, settings have been founded near springs or in recharge areas. Due to wastes of these settings, groundwater is polluted rapidly depending on geological features. So health problems arise due to the pollution of ground water.*

*Sorkuncak village, Eğirdir-İsparta, is an example for settlement area of this kind. Flow direction of surface and groundwater in Sorkuncak village founded in a valley, is south to north. Contact type Ulupınar spring occurring in the lower level of the village has been used to supply the water demand of the village. The spring is recharged and issues from travertine. Travertine crops out or located near surface. In some areas, these travertines are covered by thin alluvium deposits. Aquifer is polluted by the domestic and agriculture wastes. So, health or juridical problems arise. High colibacillus concentration were detected. Pollution and colibacillus concentration increases during rainy seasons. As a result, to prevent health problem and pollution, settlements should be founded out of recharge areas of the springs.*

*Associated with this, there are law related problems along with health problems. High level of colyform (240 units) has been determined as a result of analyzing water samples which are obtained from Ulupınar spring in different time scales. When results of analyze has been examined, it has been that impurity and amount of colyform increasing with seasons which have rainfalls. New residential areas must be selected as possible as outside of the catchment areas of springs to prevent underground waters from impurity and plagues in the future.*

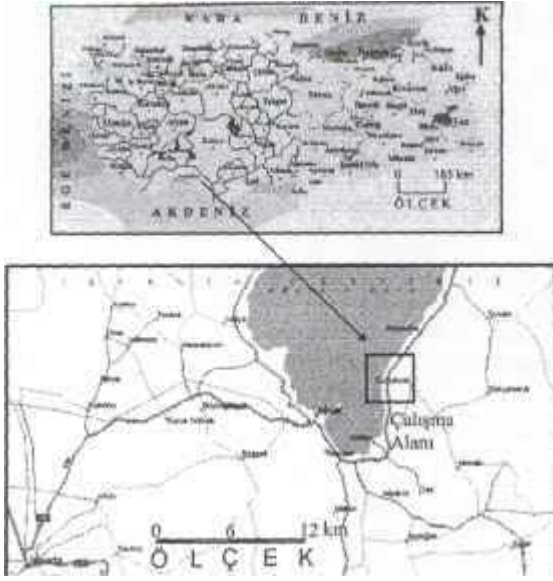
## GİRİŞ

Ülkemizde özellikle kırsal alanlarda içme ve kullanma suyu ihtiyacı bölgede bulunan kaynak sularından karşılanmaktadır. Çoğunlukla suyun varlığı yeterli görülmemekte, kimyasal ve bakteriyolojik bileşimine dikkat edilmeden kullanılmaktadır. Ancak, büyük boyutlu sağlık problemleri ile karşılaşıldığında kullanılan suyun sağlığa zararlı olup olmadığı konusu ön plana çıkmaktadır. Su kirliliğine neden olan etkenlerden en çok rastlanana ise, evsel ve endüstriyel atıkların neden olduğu antropojen kökenli kirliliktir.

Evsel atıklar bütün atıkların üretimi içinde oldukça küçük bir bölüm oluşturmalarına

rağmen, insan sağlığı açısından en önemli etkenlerden birisidir. Büyük kentlerde bile yetersiz kalan altyapı tesisleri, küçük yerleşim yerlerinde hemen hemen hiç bulunmamakta, fosseptiklerden sızan sular yeraltısularına ulaşabilmektedir. Yeraltısuyunun kirlenmesine sebep olan unsurlardan birisi de tarımsal faaliyetlerden ileri gelen pestisit ve gübre kullanımı ile hayvan atıklarının sebep olduğu kirliliktir. Bu etkenlerden dolayı özellikle derin olmayan akifere kolaylıkla ulaşabilen kirleticiler önemli sorunlara yol açmaktadır.

Bu çalışmada İsparta ili Eğirdir ilçesi Sorkuncak köyü ele alınmıştır (Şekil 1). Örnek olarak seçilen Sorkuncak köyünün içme suyu ihtiyacı köy içinde bulunan Ulupınar kaynağından karşılanmaktadır.



Şekil 1. Çalışma alanının yer bulduru haritası

Figure 1. The location map of the investigation area

2002 yılı Mayıs-Haziran aylarında Sorkuncak köyünde salgın hastalık gözlenmiştir. Hastaların sağlık kuruluşlarına başvurmaları sonucu, hastalığın sarılık (Hepatit A) olduğu ve içme suyundan

kaynaklanabileceği belirtilmiştir. Söz konusu kaynakta farklı zamanlarda yapılan bakteriyolojik analizlerde yüksek miktarda (240 adet) koliform tesbit edilmiştir. Hepatit A, özellikle kanalizasyon sistemlerinin yeterince düzenli olmaması ve su temininin uygun şekilde yapılamaması nedenleriyle gözlenmektedir (Medicana, 1993; Çevreye Genç Bakış, 2004). Mağdur vatandaşlar tedavi giderlerinin karşılanması ve işgücü kayıpları nedeniyle tazminat ödenmesi talebiyle davacı olmuşlardır (Eğirdir Asliye Ceza Mahkemesi, 2002). Yapılan araştırmalar neticesinde koliform bakteri bulunduran kaynak suyunun klorlanması da düzenli ve uygun şekilde yapılmadığı belirlenmiştir.

## JEOLJİ VE HİDROJEOLJİ

İnceleme alanında otokton birimler; Pliyo-Kuvaterner yaşlı gösel çökeller, travertenler ve Kuvaterner yaşlı alüvyonlar ile temsil edilir. Allohton birimleri ise farklı litolojilerden oluşan ofiyolitik karmaşık oluşturur (Şekil 2).



Şekil 2. Çalışma alanının jeoloji haritası

Figure 2. The geological map of the investigation are

Gösel çökeller (P); Sorkuncak köyü güneydoğusunda gözlenmektedir. Kalınlığı fazla olmayan, beyaz renkli, killi-karbonatlı, zayıf çimentolu kumtaşı, silttaşı, kiltası ve marn ardalanmasından oluşmaktadır. Bu litolojiler arasında yer yer kalınlığı fazla olmayan traverten seviyeleri gözlenmektedir. Hidrojeolojik açıdan birimi oluşturan litolojilerin su bulundurmamaları nedeniyle geçirimsiz olarak değerlendirilmektedir.

Traverten (Ktr); Sorkuncak köyü kuzeydoğusu ve güneydoğusu başta olmak üzere bölgede geniş alanlarda yüzelemektedir. Bej renkli travertenler, oluşumu ve dokusal özelliklerine göre sıkı dokulu ve masif görünümlü, bitki kökleri içeren boşluklu süngerimsi görünümlü olmak üzere farklı şekillerde gözlenmektedir. Gösel çökeller ile grift olan travertenler inceleme alanı ve civarında ofiyolitik karmaşıklar üzerinde açılabilir uyumsuz olarak gözlenirler. Genellikle yatay konumlu olan travertenler yer yer 80 m kalınlığa ulaşmaktadır. Travertenler karmaşık içerisinde km'lerce boyutlara sahip olan kireçtaşlarından boşalan sular tarafından oluşturulmuşlardır. Daha önce Eğirdir gölü seviyesine yakın alanlarda olduğu tahmin edilen travertenler genç tektonik hareketler sonucu bölgenin yükselmesine bağlı olarak bugünkü konumlarına gelmişlerdir. Bu nedenle travertenler yer yer eğim kazanmış ve birbirinden bağımsız yüzeylemeler şeklinde gözlenmektedir. Günümüzde bölgede herhangi bir traverten oluşumu gözlenmemektedir. Pliyo-Kuvaterner yaşlı travertenler akifer özelliği taşımaktadır. İnceleme alanı ve civarında travertenlerden farklı debilerde

kaynak boşalımları mevcuttur. Ulupınar kaynağı da bunlardan birisidir. Yol Su Elektrik İşleri (Köy Hizmetleri) tarafından traverten akifer içerisinde 1982 yılında açılan 8 m derinliğindeki kuyuda statik seviye 5 m olarak ölçülmüştür. Fakat suyun koli basili bulundurması nedeniyle kullanılamayacağı belirtilmiştir. Ayrıca, Sorkuncak köyü yerleşim alanında traverten içerisinde derinliği fazla olmayan keson kuyular açılmıştır (Halıcı, 1982).

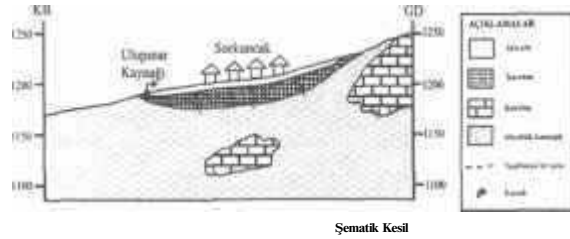
Alüvyon (Kal); başta Sorkuncak yerleşim alanı olmak üzere Sorkuncak köyü kuzey ve güneyindeki düzlük alanda ve vadilerde yüzelemektedir. Çakıl, kum, kil ve silt boyutundaki tutturulmamış malzemelerden oluşmaktadır. Kalınlığı 20m'ye ulaşan alüvyonlar yapısı gereği geçirimsiz özelliktedir. Akifer niteliğindeki alüvyonlarda keson kuyular açılmıştır.

Ofiyolitik Karmaşık (Trj); İnceleme alanı ve civarında görünür temeli oluşturan, farklı yaş ve çeşitli litolojilerden oluşan birim, bölgede Antalya Tektonik Birliği olarak da adlandırılmaktadır. Karmaşık; ultrabazik kayalar, radyolarit, çört, kireçtaşı, kumtaşı, marn ve kiltasından oluşmaktadır. Birimi oluşturan litolojiler genellikle tektonizma etkisi ile karışmış ve ilksel konumlarından uzaklaşmışlardır. Çalışma alanında çoğunlukla radyolarit, çört birimleri ile karakterize edilmektedir. Birim hidrojeolojik olarak genellikle geçirimsiz özelliğe sahiptir. Fakat farklı yaş ve litolojilerdeki karmaşık içerisinde bulunan olistolit konumlu kireçtaşı yayılımları ve boyutları ile orantılı olarak yeraltısuyu bulundurabilmektedir. Bu kireçtaşları bol kırıklı ve çatlaklı, rekristalize, erime boşluklu olup beyaz, gri, siyah renklerde görülmektedir.

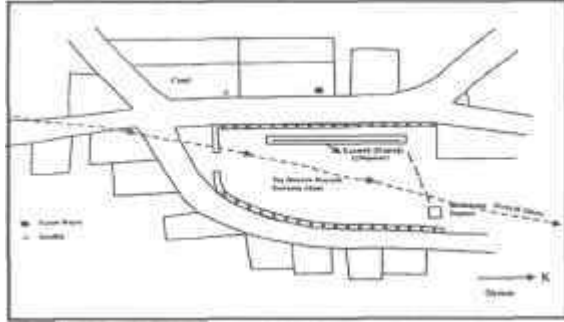
Kireçtaşları ile geçirimsiz litolojilerin dokanakları boyunca sızıntı ve küçük debili kaynaklar şeklinde mevsimlik boşalmalar gözlenmektedir.

### Ulupınar Kaynağı'nın Konumu ve Hidrojeokimyasal Özellikleri

Ulupınar Kaynağı, Sorkuncak köyü içerisindeki vadide 1190 kotunda bulunmaktadır (Şekil 2-3).



Şekil 3. Ulupınar kaynağının jeoloji kesiti  
Figure 3. The geological cross section of Ulupınar spring



Şekil 4. Ulupınar kaynağı kaptajının krokisi  
Figure 4. The drawing of Ulupınar spring sanitary protection

Traverten akiferden beslenen kaynak yaklaşık 20 m'lik bir zonda birkaç göze ve sızıntı şeklinde alüvyon - traverten dokanağından boşalmaktadır. Yağışlı mevsimlerde debisi 20 l/sn'ye kadar ulaşmaktadır (Halıcı, 1982). Travertenler Ulupınar kaynağı civarında kalınlığı fazla olmayan alüvyon örtü altında bulunmaktadır.

İçme ve kullanma suyu amaçlı olarak kullanılan kaynakta Köy Hizmetleri tarafından 2001 yılında kaptaj yapılmıştır. Bu dönemde kaynağın debisi 6 l/sn olarak ölçülmüştür (Şekil 4-5). Toplanan kaynak suları depoda dinlendirilerek köy içme suyu şebekesine verilmektedir. Söz konusu kaptaj yerleşim alanı içerisinde ve daha düşük kotta bulunmaktadır (Şekil 5).



Şekil 5. Ulupınar kaynağı kaptajının genel görünümü

Figure 5. The appearance of Ulupınar spring sanitary protection

Karlıcak Dere içerisinde bulunan Ulupınar kaynağının beslenme havzası yaklaşık 3 km<sup>2</sup> civarındadır (Şekil 2). Kaynak beslenme havzasında vadi içerisinde ve vadi yamaçlarında Sorkuncak Köyü yerleşim alanında bulunmaktadır. Kaynağın maksimum beslenme kotu yaklaşık 1250 m civarındadır. Havzada yeraltı ve yüzey sularının akış yönü güneyden kuzeye doğrudur. Sorkuncak yerleşim biriminde kanalizasyon 1993 yılında yapılmıştır. Kaynağın beslenme havzasında tarım yapılmaktadır. Ayrıca, yerleşim alanındaki evsel ve hayvansal katı atıklar evlerin bahçesinde gelişigüzel depolanmaktadır.

Havzada yerleşim birimlerine ait eski fosseptikler, tarımda kullanılan gübre, zirai ilaç atıkları, evsel atıklar ve kanalizasyona

girmeyen diğer hayvansal atıklar kirletici unsurlar oluşturmaktadır. Kaynağın beslenme alanında gözlenen birimler gözenekli ve geçirimli bir yapıya sahip olduğu için, özellikle yağışlı mevsimlerde bu kirleticiler yeraltısuyuna karışmakta akiferin kirlenmesine neden olmaktadır. Kirlenen bu tür sulu ortamlar mikroorganizmaların gelişip çoğalması ve yayılması için uygun ortamı teşkil etmektedir. Pek çok organizmanın yaşama süresi organizmanın cinsine ve ortamın sıcaklık, pH, organik madde içeriği gibi özelliklere bağlı olarak gelişir. Su kaynaklarının sağlık açısından emniyetli olabilmesi için suyun kirlenmeye maruz kalıp kalmadığının belirlenmesi gerekmektedir. İndikatör organizmaların varlığının belirlenmesi ile suyun kirlilik durumu tesbit edilebilmektedir. En çok kullanılan indikatör organizmalar koliform bakterilerdir.

Ulupınar kaynağı ve kaynaktan köye verilen çeşme sularında İsparta Halk Sağlığı Laboratuvarında koliform bakteri analizi yapılmıştır (Çizelge 1).

Tarih	Örnek alım yeri	Koliform bakteri
12.05.1999	Ulupınar kaynağı	00
13.09.1999	Ulupınar kaynağı	240
02.06.2000	Ulupınar kaynağı	95
14.06.2000	Ulupınar kaynağı	240
21.06.2000	Ulupınar kaynağı	240
26.04.2002	Ulupınar kaynağı	23
29.04.2002	İlköğretim okulu	240
28.05.2002	İlköğretim okulu	23
30.09.2002	İlköğretim okulu	00
16.10.2002	İlköğretim okulu	00
16.10.2002	Ulupınar Kaynağı	240
04.11.2002	İlköğretim okulu	00
04.11.2002	Ulupınar Kaynağı	240

**Çizelge T.** Ulupınar Kaynağı ve Sorkuncak köyü içme sularına ait koliform bakteri analizi sonuçları

**Table 1.** The results of analyses coliform bacteria belongs to Ulupınar spring and Sorkuncak village drinking water

Farklı zamanlarda yapılan analizlerde yüksek miktarda koliform bakteri saptanmıştır. Koliform bakteri miktarının özellikle yağışlı mevsimlerde arttığı görülmektedir. Suda koliform bakterilerin varlığı insan ve hayvan dışkı yoluyla kirlenmenin belirtisidir. Çünkü koliform bakteriler insanlar ve bütün sıcak kanlı hayvanların bağırsaklarında bulunmaktadır (Uslu ve Türkman, 1987).

Yeraltısularında çok rastlanan kirletici maddeler; azot bileşikler (nitrat, nitrit, amonyak), fosfatlar, ağır metaller, zehirli bileşikler, organik maddeler ve mikroorganizmalardır. Yeraltısularında nitrat derişimi, tarımsal faaliyetler ve evsel atıkların toprağa yada toprağın altındaki boşluklara verilmesi gibi nedenlerle giderek artmaktadır. Sularda 5-10 mg/l'tin üzerinde nitratın bulunması bu suyun dışarıdan kirlendiğini gösterir. İçme sularında nitrat konsantrasyonunun TSE'nin içme suyu standartlarına göre 45 mg/l'ti aşmaması istenmektedir. Nitratın içme sularında 45 mg/l'ten fazla bulunması durumunda çocuklarda metemoglobinemia (karbondioksit zehirlenmesi) hastalığına sebep olduğu tesbit edilmiştir (Uslu ve Türkman, 1987). İçme suyunda nitritin yüksek konsantrasyonlarda bulunması zehirlilik etkisi yapmaktadır. Genel olarak yeraltısularında azot olarak 0.1 mg/l'ten fazla nitrit bulunmaz. Ayrıca, sularda serbest amonyakın bulunması sudaki yakın kirlenmenin göstergesidir. Serbest amonyak ve nitrit düşük miktarlarda bile yüksek toksik etki yapmaktadır. TS 266'ya göre içme sularında amonyak ve nitritin hiç bulunmaması istenmektedir (Erguvanlı ve Yüzer, 1987).

Ulupınar Kaynağında 02.10.2003 tarihinde nitrat, nitrit ve amonyak analizi Süleyman Demirel Üniversitesi Çevre Mühendisliği Laboratuvarında yaptırılmıştır (Çizelge 2). Bu analiz sonuçları Ulupınar Kaynağının antropojen kökenli kirleticilerin etkisinde olduğunu göstermektedir.

Tarih	mg/l	
02.10.2003	Nitrat	10
	Nitrit	0,575
	Amonyak	2,26

Çizelge 2. Ulupınar Kaynağının kimyasal analiz sonuçları

Table 2. The results of chemical analyses of Ulupınar spring

### SONUÇLAR VE ÖNERİLER

İnceleme alanında yüzeyleyen birimlerin kalınlık ve litolojisi incelendiğinde, traverten ve alüvyonların akifer özelliğine sahip olduğu belirlenmiştir. Ulupınar kaynağının, dere alüvyonu ile bölgede yüzeyleyen yeraltısuyuna doygun travertenlerden boşaldığı tespit edilmiştir. Kaynağın beslenme alanında yüzeyleyen litolojiler (traverten, alüvyon), gözenekli ve geçirgen bir yapıya sahip olduğundan, yağış ve akış esnasında daha önce anlatılan tüm kirletici unsurlar yeraltısularına karışmaktadır. Bunun sonucunda havzadaki akiferler ve havzanın önemli boşalmasını oluşturan Ulupınar kaynağının suları da kirlenmiştir. Isparta Halk Sağlığı laboratuvarında farklı tarihlerde yapılan bakteriyolojik analizler ve SDÜ Çevre Müh. Bölümü laboratuvarında 02.10.2003 tarihinde yapılan analiz sonuçları (Çizelge 1-2) bu kirliliğin boyutlarını göstermektedir.

Dolayısıyla Ulupınar kaynağında gözlenen kirlenme lokal olmayıp, havzanın tamamını kapsayan genel bir kirliliktir.

Ulupınar kaynağı ve kaynağın beslendiği alanlardaki akiferlerde oluşan kirliliğin giderilebilmesi için; beslenme alanındaki tüm katı atıkların havza dışında depolanması, yerleşim birimlerine ait tüm eski fosseptiklerin dezenfekte edilerek kapatılması, beslenme alanı içerisinde yapılan tarımda gübre ve ilaç kullanımının asgari düzeye indirilmesi gerekmektedir.

Yeni yerleşim alanları belirlenirken veya mevcut yerleşim alanlarının sınırları genişletilirken, bölgedeki jeolojik yapı ve birimlerin litolojik özellikleri çok iyi araştırılmalıdır. Akifer özelliği bulunan alanlardaki yeraltısularının akış yönleri belirlenmelidir. Günümüzde ve gelecekte hayati öneme sahip olan yeraltısularının kirlenmesi önlenmelidir. Başlangıçta gerekli önlemler alınmadığı zaman küçük ölçekli bir yerleşim birimindeki örnekte olduğu gibi, sağlık ve bunun sonucunda hukuki sorunlar da ortaya çıkmaktadır. Ayrıca, yerleşim birimlerine temiz içme ve kullanma suyu temin etmenin maliyeti daha yüksek olacaktır.

### EXTENDED SUMMARY

Water is the most important substance for human life. So, settings occur generally near surface waters or springs. Depending on development of technology, consumption of water and pollution of groundwater and surface waters increase.



in our country, in many places especially in countryside, settlements have been founded near springs or in recharge areas. Due to waste of these settings, groundwater is polluted in terms of physical, chemical and bacteriologic parameters. So health problems arise due to the pollution of groundwater. in small settlement areas, drinking water is provided from springs. These waters are used without taking into consideration chemical and bacteriologic compositions. But, when faced into important health problems, the quality of waters in terms of health became the subject of discussion. The most important factor giving rise to water pollution is pollution caused by domestic and industrial wastes.

Despite domestic wastes form a little amount in all waste types, they are the most dangerous factors in terms of human health. Sewerages, even insufficient in greater cities, rarely occur in small cities. Polluted waters leaking from septic tanks can reach the groundwaters. Some of the factors giving rise to groundwater pollution are pesticides, usage of chemical fertilizers in agricultural activities and animal excrement. For these reasons, pollutants entering into especially shallow aquifers cause important health problems in a short time.

Sorkuncak village, Eğirdir-Isparta, is an example for similar settlement areas of this kind. Flow direction of surface and groundwater in Sorkuncak village founded in a valley, is south to north. Contact type Ulupınar spring occurring in the lower level of the village

has been used to supply the water demand of the village. The spring is recharged from, travertines cropping out or located near surface. in some areas, these travertines are covered with thin alluvium deposits. Aquifer is polluted by the domestic and agriculture wastes. So, health or juridical problems arise. Bacteria, viruses and other disease-causing organism may be found wherever human or animal wastes are among the substances contained in effluents. Measurements of the level of harmful microorganisms in water are usually based on the abundance of a particular fecal coliform bacterium, *E. coli* (or *E. coli*), which lives in the intestines of humans and some animals. High colibacillus concentration were detected within the Ulupınar spring water. Pollution and colibacillus concentration increases during rainy seasons.

in addition to; nitrite, nitrate and ammonia have been analyzed in the samples from Ulupınar spring water. Analyses results show that antropogene origin pollution effects Ulupınar springs. Free ammonia indicates that pollutant source is near the spring. Ammonia and nitrite should not be present in drinking waters according to Turkish Drinking Water Standards (TS- 266). Because, in low concentrations free ammonia and nitrite have toxic effect. Very high concentrations of nitrite has poisonous effect. in new settlement areas, considering negative effects of water pollution, settlement areas should be founded out of recharge area of the springs.

## DEĞİNİLEN BELGELER

- Çevreye Genç Bakış Dergisi, 2004. Gazi Üniv. Çorum Fen Edebiyat Fak., Sayı 4
- Erguvanlı, K. ve Yüzer, E., 1987. Yeraltı suları Jeolojisi, İTÜ yayın no: 23, İstanbul, 339s.
- Eğirdir Asliye Ceza Mahkemesi, 2002. Eğirdir-Sorkuncak köyünde tedbirsizlik, dikkatsizlik, nizam ve emirlere riayetsizlik sonucu hastalanmaya sebep olmak, İsparta
- Halıcı, N., 1982. Isparta-Eğirdir-Sorkuncak-Gökçe höyük-Çayköy-Yılgıncık ve Havutlu köylerinin Hidrojeoloji Etüd Raporu, DSİ 18. Bölge Müdürlüğü (yayınlanmamış)
- Medicana, 1993. Genel sağlık ansiklopedisi, cilt:2, Ana yayıncılık A.Ş., İstanbul
- TSE, 1997. İçmesuyu Standartları, TS-266. Türk Standartları Enstitüsü, Ankara.
- Uslu, O. ve Türkman A., 1987. Su Kirliliği ve Kontrolü, T.C. Başbakanlık Çevre Genel Müdürlüğü Yayınları Eğitim Dizisi, Ankara, 364s.

## Güney Marmara Bölgesi Kömürleri *Coals Of The Southern Marmara Region*

**İlker ŞENGÜLER**

*MTA Genel Müdürlüğü Enerji Dairesi, 06520 Ankara*

### ÖZ

Güney Marmara Bölgesi ülkemizde kömür potansiyeli açısından büyük önem taşımaktadır. Bölge batıdan doğuya doğru Ulubat, Bursa ve İnegöl faylarının oluşturduğu hat ile ikiye ayrılmaktadır. Fay kuşağının kuzeyinde kalan bölgede Üst Miyosen-Pliyosen çökellerinin oluşturduğu Mudanya, Yenişehir ve İnegöl havzaları; güneyinde ise Alt Miyosen-Pliyosen çökellerinin oluşturduğu Mustafakemalpaşa, Orhaneli, Keleş ve Domaniç havzaları yer almaktadır.

Güney Marmara Bölgesi'nde yer alan Neojen havzalarında Erken-Geç Miyosen'de kömürleşme süreçleri tamamlanmıştır. Kömür havzaları aynı yaşlarda olmalarına rağmen havzalarda kömür çökeli birbirlerinden bağımsız gelişmiştir. Pliyosen'de göller kırıntılıların egemen olduğu çökeller ile dolduğundan ve kömür çökeli için uygun koşullar kaybolduğundan ekonomik kömür oluşumu gerçekleşmemiştir.

Vitrinit yansıma değerlerine göre kömürler, alt bitümlü kömür (ASTM) ve kahverengi kömür (DIN) sınıflamasına girmektedir.

**Anahtar kelimeler:** Güney Marmara Bölgesi, kömür (linyit)

### ABSTRACT

*Southern Marmara Region is important in terms of coal in Turkey. Ulubat, Bursa and İnegöl faults divided the region into two parts. Northern part of the region Upper Miocene-Pliocene aged Mudanya, Yenişehir and İnegöl, southern part of the region Lower Miocene-Pliocene aged Mustafakemalpaşa, Orhaneli and Domaniç basins were formed.*

*Coalification was completed in the Neogene basins locating in the southern Marmara region in the Early-Late Miocene. in spite of these the same age period coal are formed from each other independently. Neither economic coal occurrences nor suitable basin conditions were realized during the Pliocene.*

*From the vitrinite reflection values, the coals seem to be classified as sub bituminous coal (ASTM) and brown coal (DIN) in rank.*

*Key words: Southern Marmara Region, coal (lignite)*

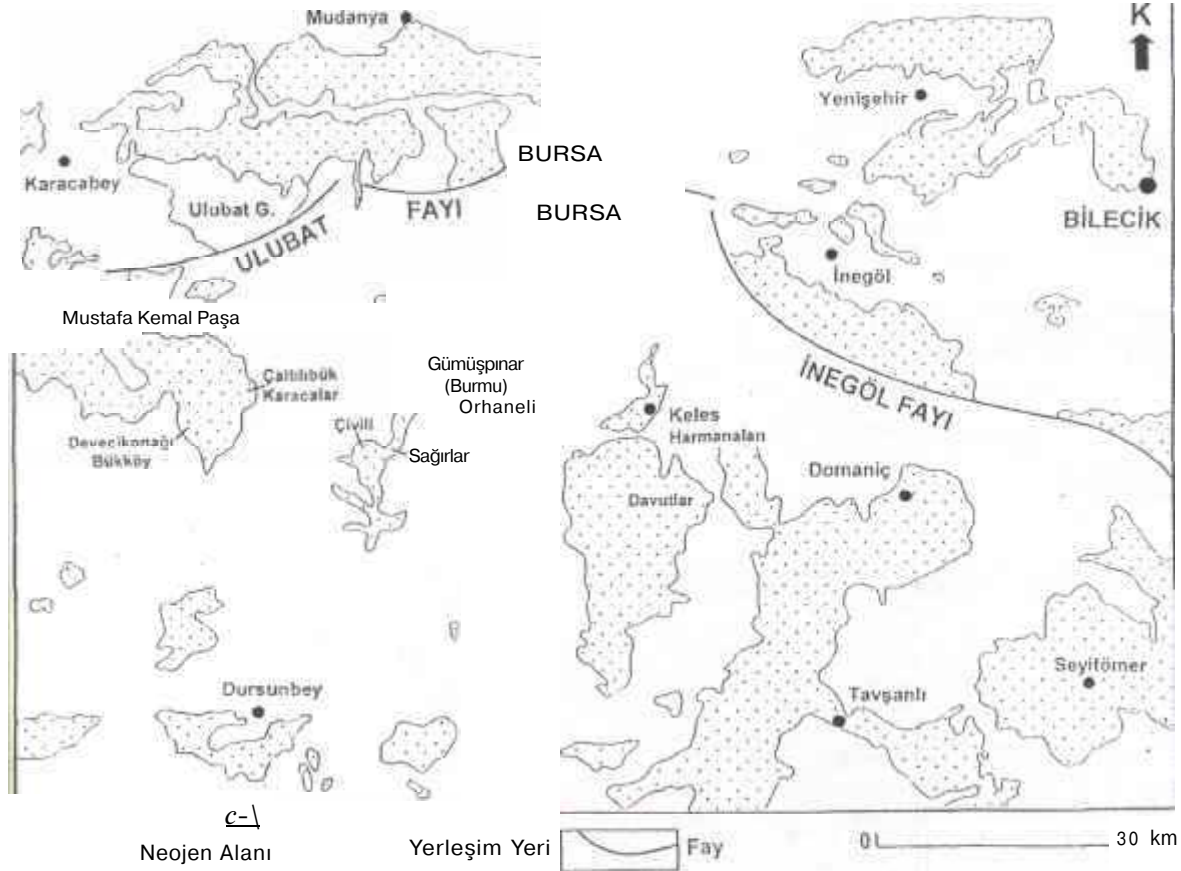
## GİRİŞ

Kuzeybatı Anadolu Neojen havzaları kömür açısından önemli olup, Trakya ve Çan havzaları yanında *Güney Marmara Bölgesi* de önemli kömür potansiyeline sahiptir. Bölge batıdan doğuya doğru Ulubat, Bursa ve İnegöl faylarının oluşturduğu hat ile ikiye ayrılmaktadır (Şekil 1). Fay kuşağının kuzeyinde kalan bölgede Mudanya, Yenişehir ve İnegöl havzaları; güneyinde ise Mustafakemalpaşa, Orhaneli, Keleş ve Domaniç havzaları yer almaktadır.

Orta Miyosen' de Tetis Okyanusunun kapanması ile gerçekleşen rejim değişikliği

Anadolu' da neotektomik dönemi başlamıştır. Bu dönemde Batı Anadolu' da meydana gelen *şekil değişikliğinin nedeni Doğu Anadolu' da kıta-kıta çarpışması ile Anadolu levhacığının batıya kaçışı*, Yunan makaslama zonu, Isparta dirseği ve Girit dalma zonu olarak düşünülmektedir.

Neotektonik dönemde Batı Anadolu' da konumları yaklaşık K-G doğrultulu olan grabenler gelişmiştir. Bu grabenlerden biri Tunçbilek havzası olup, havzanın doğusunun büyük bir fay ile sınırlı olduğu kömür işletmesi sırasında ortaya çıkmıştır. Bu sınır uydu görüntülerinde de açık olarak görülmekte olup,



Şekil 1. Güney Marmara Bölgesi Neojen Havzaları

Figure 1. Neogene fields at South Marmara Region

muhtemelen havza gelişimini de kontrol etmiştir.

Bölgede yer alan bazı havzalar ise yan graben özelliğinde olup yer yer K-G uzanımlıdır. Bunların en güzel örneği ise Kütahya yarı grabenidir (Beyhan ve Koçyiğit 1996). Farklı tektonik stile sahip bu havzalarda gerilmenin ne zaman ve neden başladığı tartışmalı olup bu konuda değişik görüşler ileri sürülmektedir. Bunlar özetle;

1. Batı Anadolu Orta Miyosen sonlarında neotektonik dönemde K-G yönünde önemli ölçüde gerilmiş ve grabenler oluşmaya başlamıştır. Graben sisteminin oluşumu ise doğudaki Anadolu Kıtası ile Arap Kıtasının çarpışmasına dayandırılarak açıklanmaktadır (Dewey ve Şengör, 1979; Şengör vd., 1985; Görür vd., 1997). Araştırmacılar, Anadolu Kıtasının batıya kaçışını çarpışma ile başlatmaktadır. Şaroğlu ve Yılmaz' a (1990) göre ise, Anadolu Levhasının batıya kaçışı Üst Pliyosen' de (?) Kuzey Anadolu Fayı (KAF) ile Doğu Anadolu Fayının (DAF) transform fay niteliği kazanmasıyla başlamıştır.

2. Gerilme Orta Miyosen' de olmuştur ve nedeni Akdeniz tabanının Hellenik-Kıbrıs Hendekleri boyunca Anadolu' nun altına dalmasıdır (Berckhemer, 1977; Le Pichon ve Angelier, 1981).

3. Gerilme Eosen döneminde Ege'de aşırı biçimde kalınlaşmış olan kabuğun gravitasyonel olarak yayılmasından kaynaklanmaktadır (Le Pichon ve Angelier 1979, Seyitoğlu ve Scott 1991).

Bu görüşlerin dışında Şaroğlu ve Yılmaz

(1990) Batı Anadolu da Alt Miyosen' de Türkiye' nin geniş bölümünü kaplayan peneplenleşmenin aksine bölgede aşınmanın etkin olduğu yüksek bir rölyeften söz etmekte ve kireçtaşlarının yüzeylediği alanlarda aşınma yanında erimenin de oluştuğunu ve sonuçta karstik kökenli havzaların meydana geldiğini ileri sürmektedir.

### KÖMÜR HAVZALARI

Ulubat, Bursa ve İnegöl faylarının kuzeyinde genellikle doğu-batı doğrultulu havzaların, güneyinde ise çekme rejimi etkisinde graben havzalarının geliştiği gözlenmektedir.

Neotektonik dönem çökelleri havza ortalarında üzerine geldiği birimleri genellikle uyumlu olarak, havza kenarlarında ise aşmalı olarak örtmektedir. Ancak bu havzaların D-B yönlü ve fay kontrollü olmaları nedeniyle K-G yönlü havzalar ile üst üste geldiği alanlarda yersel açısal uyumsuzluk söz konusudur (Şengülervd., 2003).

İnceleme alanında yer alan kömürlü Neojen havzalarının (batıdan doğuya doğru) genel jeolojik ve linyit özellikleri özetle şöyledir:

#### Mustafakemalpaşa Havzası

Havzanın temeli Karakaya Kompleksi, kireçtaşları ve ofiyolitlerden oluşmaktadır. Karakaya Kompleksi; grovak, metamorfik kumtaşı, şist ve Permiyen yaşlı mermerlerdir. Jura yaşlı kireçtaşları uyumsuz olarak Karakaya Kompleksi üzerine gelmektedir. Bu kireçtaşları literatürde Bilecik kireçtaşları olarak geçen birimin havzadaki eşdeğeri. Kireçtaşları üzerine ofiyolitler gelmektedir.

Temel kayaçları uyumsuz olarak örten

Miyosen çökelleri, temel kayalardan türeyen değişik boyutlardaki çakılları içeren kırmızı renkli çamur destekli tam pekişmemiş konglomeratik düzey ile başlamaktadır. Üste doğru birimde tane boyu incelmekte ve gri renkli kiltası, siltaşı düzeyleri yer almaktadır (Şekil 2). Hemen üzerinde ise linyit içeren ve kalınlığı 0.50-10.00 m arasında değişen linyit horizonu yer almaktadır. Linyit horizonu üzerine killi kireçtaşı ve yer yer tuf arakatlı marn, kiltası istifi gelmektedir. Daha üstte yer yer çakıltaşı düzeyleri içeren marn, kiltası, kumtaşı ardalanması ile devam ederek tuf arakatlı marn ile son bulmaktadır.

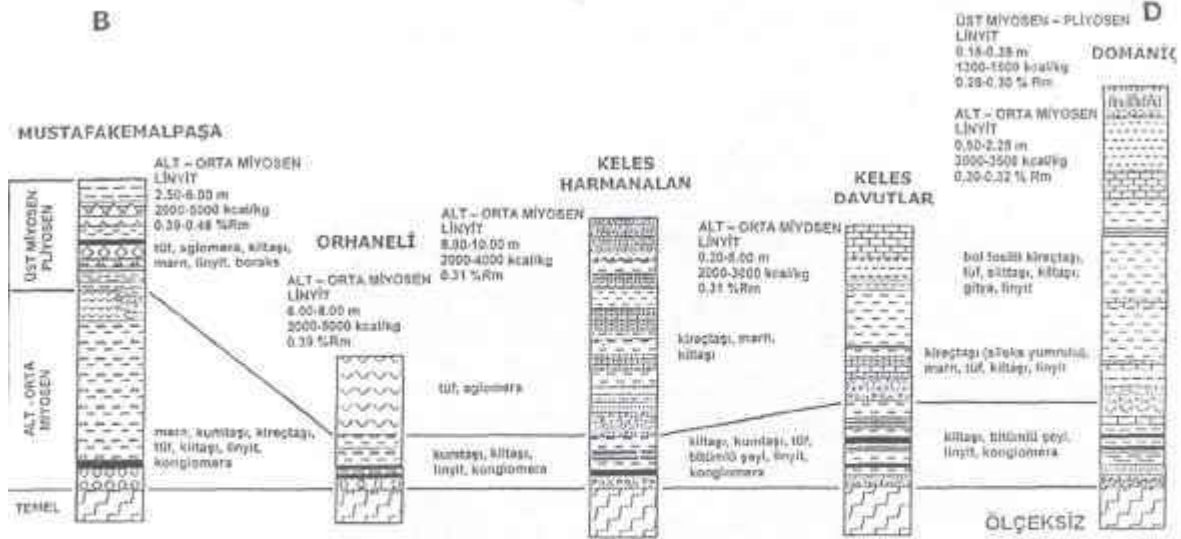
Havzada 1959-61 yıllarında 12 adet, 1981-82 yıllarında 6 adet olmak üzere toplam derinliği 6.020.30 m olan 18 adet sondaj yapılmıştır. Havzanın toplam rezervi 15.415.000 tondur. Devecikonağı-Bükköy sahasında linyitin damar kalınlığı 2.50-6.00 m arasında, ısıl değeri 2000-5000 kcal/kg arasında değişmektedir. Çaltılıbük-Karacalar'

da linyitin damar kalınlığı 1.20 m, ısıl değeri ise 5400 kcal/kg dır. Havzadaki kömürlerin vitrinit yansıma değerleri 0.39-0.46(%Rm) arasında değişim göstermektedir.

Pliyosen çökelleri; tabanda gevşek tutturulmuş çakıltaşı, çakıllı çamurtaşı ve siltaşı ile başlar. Üzerinde kiltası, marn, kireçtaşı ve yer yer jips ve linyit arakatlı seviye yer alır. Birim Mustafakemalpaşa' nın batısında Kestelek ve Susurluk yörelerinde kolemanit içermektedir (Şekil 2). Pliyosen çökelleri killi kireçtaşı düzeyleri ile son bulmaktadır. Havzada en genç çökelleri Kuvaterner yaşlı alüvyonlar oluşturmaktadır.

### Orhaneli Havzası

Havzada temel kayaları metamorfik şistler, mermerler ve ofiyolitler oluşturmaktadır. Metamorfik şistler genellikle kuvarşist, yeşilşist ve fillitlerdir. Mermerler yer yer kristalize kireçtaşı şeklinde olup gri-mavi renklidir.



Şekil 2. Güney Marmara Bölgesi kömür havzaları stratigrafik korelasyonu.

Figure 2. Stratigraphic correlation of Lignite deposit, at South Marmara Region

Miyosen çökelleri temel üzerinde transgresif olarak gelen konglomeralar ile başlar (Şekil 2). Temel kayalara ait parçalardan oluşan tanelerin boyları yukarı doğru küçülür. Çimentolanma genellikle gevşek olup 5-60 m arasında değişen kalınlığı havzanın ortalarında 120 m ye ulaşmaktadır. Konglomera üzerinde linyitli marn ve tuf birimi yer almaktadır. Marnlar açık yeşil renkli, kiltası arakatlı olup yapraklanma göstermektedir. Üzerinde yer alan linyit kahverengi-siyah, orta-kalm katmanlı, yer yer şisti yapılı olup kalınlığı 2-17 m arasında değişen zon içerisindedir. Linyitin damar kalınlığı 6.00-8.00 m olup ısı değeri 2000-5000 kcal/kg arasında değişmektedir. Havzadaki kömürlerin ortalama vitrinit yansıma değeri 0.39 (%Rm) dur. Linyit damarı üzerinde 5-30 m arasında değişen bir kalınlığa sahip marn, kiltası araldanması yer almaktadır. Kiltaları sarı-bej renkli, orta-kalm katmanlı, blok yarılmalı ve gastropod fosillidir. Hemen üzerine 10-35 m kalınlıkta kumtaşı, çakıltaşı araldanması gelmektedir. Kumtaşları sarı-yeşil renkli, sert, pekişmiş, düzgün katmanlı çakıltaşı düzeyleri ile araldanmalıdır.

Havzada linyit üç ayrı sektörde yer almaktadır. 1968-70 ve 1975-76 yıllarında yapılan 191 adet sondajın toplam derinliği 28.152.96 m dir. Günümüzde sadece Gümüşpınar (Burm) sektörü işletilmekte olup bu sektörün rezervi 29.400.000 tondur. Sağırlar ve Çivili sektörleri ile birlikte havzanın linyit rezervi 38.700.000 tona ulaşmaktadır.

Havzada Pliyosen çökellerini 10-40 m arasında değişen kalınlıklara sahip olan tuf ve tüfitler oluşturmaktadır. Tüfler beyaz-sarı renkli, bol mikalıdır. Kuvaterner çökelleri tüm

birimleri örtmektedir.

### Keles-Harmanalan Havzası

Havzada temel kayaları metamorfik şistler ve kristalize kireçtaşları oluşturmaktadır. Temel kayaları üzerine Miyosen çökelleri uyumsuz olarak gelmektedir. Miyosen çökellerinin tabanında konglomera, kumtaşı, kiltası ve silttaşı araldanması yer almaktadır (Şekil 2). Temel kayalardan türeyen çakıllardan oluşan taban konglomerası üzerindeki kiltaları gri-yeşil renkli, kumtaşları ise boz renklidir. Bu seviyelerde linyit izleri, organik madde içeren silttaşı ve kiltası düzeyleri olağandır. Hemen üzerinde yer alan linyitli horizonun kalınlığı 3-50 m arasında değişmektedir. Bu horizonun kalınlığındaki büyük değişim doğal olarak linyitin damar kalınlığında da büyük değişime neden olmaktadır ancak linyit damarının yaygın olan kalınlığı 8.00-10.00 m dir. Isıl değeri 2000-4000 kcal/kg arasında değişen kömürün ortalama vitrinit yansıma değeri ise 0.31 (%Rm) dir. Linyit üzerinde bitümlü şeyller yer almakta olup sahada yer yer yanarak tuğla rengi ve görünümü kazanmıştır. Kömürün içerdiği metan gazının atmosferde belirli oranlarda oksijen ile karışmasıyla gerçekleşen yanma olayı sonucu bu düzeyler yanık seri olarak adlandırılmaktadır. Bitümlü şeyllerin kalınlığı havzada 1-5 m arasında değişmektedir.

Havzada 1977-87 yıllarında yapılan 30 adet sondajın toplamı 2.792.10 m dir. Ortalama 50 m derinlikte yer alan linyitin ısı değeri 2000 kcal/kg olup açık ve kapalı işletme toplam rezervi 29.900.000 tondur.

Alt seviyeleri marnlardan üst seviyeleri ise



kireçtaşlarından oluşan Pliyosen çökellerinin kalınlığı havzada 300 m ye ulaşmaktadır.

#### **Keles-Davurlar Havzası**

Havzada temel kayaları metamorfik şistler, kristalize kireçtaşları ve serpantinitle oluşmaktadır. Miyosen çökelleri temel kayaları üzerine uyumsuz olarak gelmekte olup tabanında kuzeydeki Harmanalan sahasında olduğu gibi konglomera yer almaktadır (Şekil 2). Konglomera üzerine kalınlığı 40 m ye ulaşan, planorbis ve gastropod fosilleri içeren gri renkli marn, kiltası, silttaşı ar dalanması gelmektedir. Mostrada izlenemeyen ancak sondajlar ile varlığı belirlenen linyitli zon bu ar dalanma üzerinde yer almaktadır. Linyitin damar kalınlığı 0.20-5.00 m arasında değişmekte olup önceki çalışmalarda "alt kömür damarı" olarak adlandırılmıştır. Isıl değeri 2000-3000 kcal/kg arasında değişen kömürün ortalama vitrinit yansıma değeri 0.31 (%Rm) dir. Üzerine havzanın orta kesiminde kalınlığı 70 m ye varan kumtaşı, kiltası, silttaşı ar dalanması gelmektedir. Bunun üzerine ise ikinci bir linyit horizonu gelmektedir. Bu horizontdaki linyitin damar kalınlıkları ve kalitesi çok değişikdir ve önceki çalışmalarda "orta kömür damarı" olarak adlandırılmıştır. İstifin en üst seviyelerini bitümlü şeyller ile başlayan ve Harmanalan sahasındaki bitümlü şeyller ile eş zamanlı olarak çökelmiş olan düzeyler yer almaktadır. Bitümlü şeyllerin üzerine kiltası, kumtaşı ve çakiltası ar dalanması gelmektedir.

Davutlar havzasında 1978, 1984 ve 1986 yıllarında yapılan 60 adet sondajın toplam derinliği 6.060.80 m dir. Havzanın açık ve

kapalı işletme olarak toplam rezervi 33.748.000 tondur.

Pliyosen çökelleri havzada kireçtaşı ve marndan oluşmaktadır. Kalınlığı yaklaşık 200 m olan istif yer yer ekonomik olmayan linyit içermektedir. Bu zon içerisinde yer alan linyit oluşumu önceki çalışmalarda "üst linyit damarı" olarak adlandırılmıştır. Daha üst seviyelerde orta-kalın katmanlı, beyaz-sarı renkli, sileks yumruları içeren ve kalınlığı 75-100 m arasında değişen kireçtaşları yer almaktadır. Kuvaterner çökellerini ise havzada tüm birimleri örtmekte olan alüvyon ve yamaç molozları oluşturmaktadır.

#### **Domanıç Havzası**

Havzada temel kayaları Paleozoyik yaşlı metamorfik şistler ile kristalize kireçtaşları ve mermerler oluşturmaktadır. Üzerinde ise Kretase yaşlı ultrabazikler ve radyolaritler yer almaktadır. Baş' a (1983) göre Paleosen yaşlı granit intrüzyonu tüm eski kayaları kesmektedir.

Domanıç havzasında temel kayaları üzerine uyumsuz olarak Miyosen çökelleri gelmektedir. Miyosen istifi alttan üste doğru; konglomera, kumtaşı, marn, kireçtaşı ve tekrar konglomera, kumtaşı şeklindedir (Şekil 2). Tabanda yer alan konglomera ve kumtaşı temel kayalardan türemiş olup yer yer gevşek, yer yer de sıkı tutturulmuştur (Gümüştü vd., 2004). Üzerinde marn, kiltası ve silttaşı ar dalanması yer alır ve alttaki konglomeratik düzeyler ile yanal ve düşey geçişlidir. Bunun üzerinde 5-20 m lik kalınlığa sahip linyit horizonu gelmektedir. Linyitin damar kalınlığı 0.50-2.25 m arasında, ısı değeri 3000-3500 kcal/kg

arasında, ortalama vitrinit yansıma değeri ise 0.30-0.32 (%Rm) arasında değişmektedir. Daha üstte kireçtaşı, kumtaşı ve konglomeralar yer almaktadır. Miyosen çökelleri tüfler ile son bulmaktadır.

Pliyosen çökelleri uyumlu olarak Miyosen çökellerini örtmektedir. Tabanda yaklaşık 40-50 m kalınlıkta konglomera, çakıltaşı ve iri taneli kumtaşı ile başlamaktadır. Üzerine yine 40-50 m kalınlıkta gri-yeşil renkli siltaşı, marn, kiltası araldanması gelmektedir. Bu birim üzerinde yaklaşık 65 m kalınlıkta kireçtaşı arabantlı kiltası, marn araldanması yer almaktadır. Havzanın önemli bir bölümünde yayılım gösteren bol fosilli kireçtaşı düzeyleri kılavuz seviye özelliğindedir. Bu kireçtaşı düzeyleri altında 0.80 m lik bir zon içerisinde 0.15-0.35 m arasında değişen kalınlıkta linyit damarı yer almaktadır. Linyitin ısı değeri 1300-1500 kcal/kg arasında, vitrinit yansıma değeri ise 0.28-0.30 (%Rm) arasında değişmektedir.

## SONUÇLAR

Batı Anadolu Bölgesi linyit havzalarında neotektonik dönem öncesi ve neotektonik dönem sonrası olarak ayrılan ve farklı iki evreyi ifade eden linyit oluşum süreçleri Güney Marmara Bölgesi linyit havzaları için de geçerlidir. Ülkemizin en önemli kömür havzalarından olan Soma' da neotektonik dönem öncesi Alt Miyosen' de ve neotektonik dönem sonrası Üst Miyosen' de kömür çökelişi gerçekleşmiştir.

Güney Marmara Bölgesinde yer alan Neojen havzalarında ekonomik kömür oluşumunu gerçekleştiren kömürleşme

süreçleri Miyosen' de tamamlanmıştır. Kömür havzaları aynı yaşlarda olmalarına rağmen havzalarda kömür çökelişi birbirinden bağımsız olarak gelişmiştir. Bölgede oldukça geniş alanlarda yayılım gösteren Neojen çökellerinin önemli bir bölümü aşındığından kömürün yayılımı da sınırlı kalmıştır.

Vitrinit yansıma değerlerine göre kömürler, alt bitümlü kömür (ASTM) ve kahverengi kömür (DİN) sınıflamasına girmektedir.

## DEĞİNİLEN BELGELER

- Baş, H. (1983) Domaniç, Tavşanlı, Gediz, Kütahya yörelerinin Tersiyer jeolojisi ve volkanitlerinin petrolojisi. MTA Raporu, No. 7293 (yayınlanmamış), Ankara.
- Berckhemer, H (1977) Some aspects of the evolution of marginal seas deduced from observations in the Aegean region. International Symposium on the Structural History of the Mediterranean Basins, 303-314, Paris.
- Beyhan, A. ve Koçyiğit, A. (1996) Neotectonic Characteristics of the Southern Margin Boundary Fault of Kütahya Half Graben. National Marine Geological and Geophysical Programme, Workshop-1, İ.Ü. Deniz Bilimleri ve İşletmeciliği Enstitüsü, İstanbul.
- Dewey, J.F. ve Şengör, A.M.C. (1979) Aegean and surrounding regions: Complex multiplate and continuum tectonics in a convergent zone. Geological Society of America Bulletin, 90,84-92, USA.
- Görür, N., Çağatay, N.M., Sümengen, M., Şentürk, K, Yaltırak, C. (1997) Origin of the Sea of Marmara as deduced from the Neogene to Quaternary paleogeographic

- evolution of its frame. *International Geology Review*, 39,342-352.
- Gümüüşü, M., Özdemir, İ. ve Coşar, Y.Z., (2004) Kütahya ili linyit sahalarının yeniden değerlendirilme raporu. MTA Raporu, No. 10663 (yayınlanmamış), Ankara.
- Le Pichon, X. ve Angelier, J. (1979) The Hellenic arc and trench system: A key to the neotectonic evolution of the eastern Mediterranean area. *Tectonophysics*, 60, 1-42
- Le Pichon, X. ve Angelier, J. (1981) The Aegean Sea. *Phil. Trans. R. Soc. A* 300, 357-372, London
- Seyitoğlu, G. ve Scott, B. (1991) Late Cenozoic crustal extension and basin formation in west Turkey. *Geological Magazine*, 128 (2), 155-166.
- Şaroğlu, F. ve Yılmaz, Y. (1990) Batı Anadolu' da Neojen de formasyonunun tipleri ve havza gelişimi üzerine bazı görüşler. Türkiye 8. Petrol Kongresi, Ankara.
- Şengör, A.M.C., Görür, N. ve Şaroğlu, F. (1985) Strike-slip deformation basin formation and sedimentation: Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study. in *Strike-slip Faulting and Basin Formation* (Biddle K.T. and Christie-Blick N., Eds.). Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 37,227-264.
- Şengüler, L, Akman, Ü., Taka, M., Dümenci, S., Kalkan, t., Kır, N. ve Sulu, K, (2003) Güney Marmara Neojen havzalarının kömür potansiyeli. 56. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri Kitabı, 212-213, Ankara.

## Güney Marmara Bölgesi Kömürleri *Coals Of The Southern Marmara Region*

**İlker ŞENGÜLER**

*MTA Genel Müdürlüğü Enerji Dairesi, 06520 Ankara*

### ÖZ

Güney Marmara Bölgesi ülkemizde kömür potansiyeli açısından büyük önem taşımaktadır. Bölge batıdan doğuya doğru Ulubat, Bursa ve İnegöl faylarının oluşturduğu hat ile ikiye ayrılmaktadır. Fay kuşağının kuzeyinde kalan bölgede Üst Miyosen-Pliyosen çökellerinin oluşturduğu Mudanya, Yenişehir ve İnegöl havzaları; güneyinde ise Alt Miyosen-Pliyosen çökellerinin oluşturduğu Mustafakemalpaşa, Orhaneli, Keleş ve Domaniç havzaları yer almaktadır.

Güney Marmara Bölgesi'nde yer alan Neojen havzalarında Erken-Geç Miyosen'de kömürleşme süreçleri tamamlanmıştır. Kömür havzaları aynı yaşlarda olmalarına rağmen havzalarda kömür çökeli birbirlerinden bağımsız gelişmiştir. Pliyosen'de göller kırıntılıların egemen olduğu çökeller ile dolduğundan ve kömür çökeli için uygun koşullar kaybolduğundan ekonomik kömür oluşumu gerçekleşmemiştir.

Vitrinit yansıma değerlerine göre kömürler, alt bitümlü kömür (ASTM) ve kahverengi kömür (DIN) sınıflamasına girmektedir.

**Anahtar kelimeler:** Güney Marmara Bölgesi, kömür (linyit)

### ABSTRACT

*Southern Marmara Region is important in terms of coal in Turkey. Ulubat, Bursa and İnegöl faults divided the region into two parts. Northern part of the region Upper Miocene-Pliocene aged Mudanya, Yenişehir and İnegöl, southern part of the region Lower Miocene-Pliocene aged Mustafakemalpaşa, Orhaneli and Domaniç basins were formed.*

*Coalification was completed in the Neogene basins locating in the southern Marmara region in the Early-Late Miocene. in spite of these the same age period coal are formed from each other independently. Neither economic coal occurrences nor suitable basin conditions were realized during the Pliocene.*

*From the vitrinite reflection values, the coals seem to be classified as sub bituminous coal (ASTM) and brown coal (DIN) in rank.*

*Key words: Southern Marmara Region, coal (lignite)*

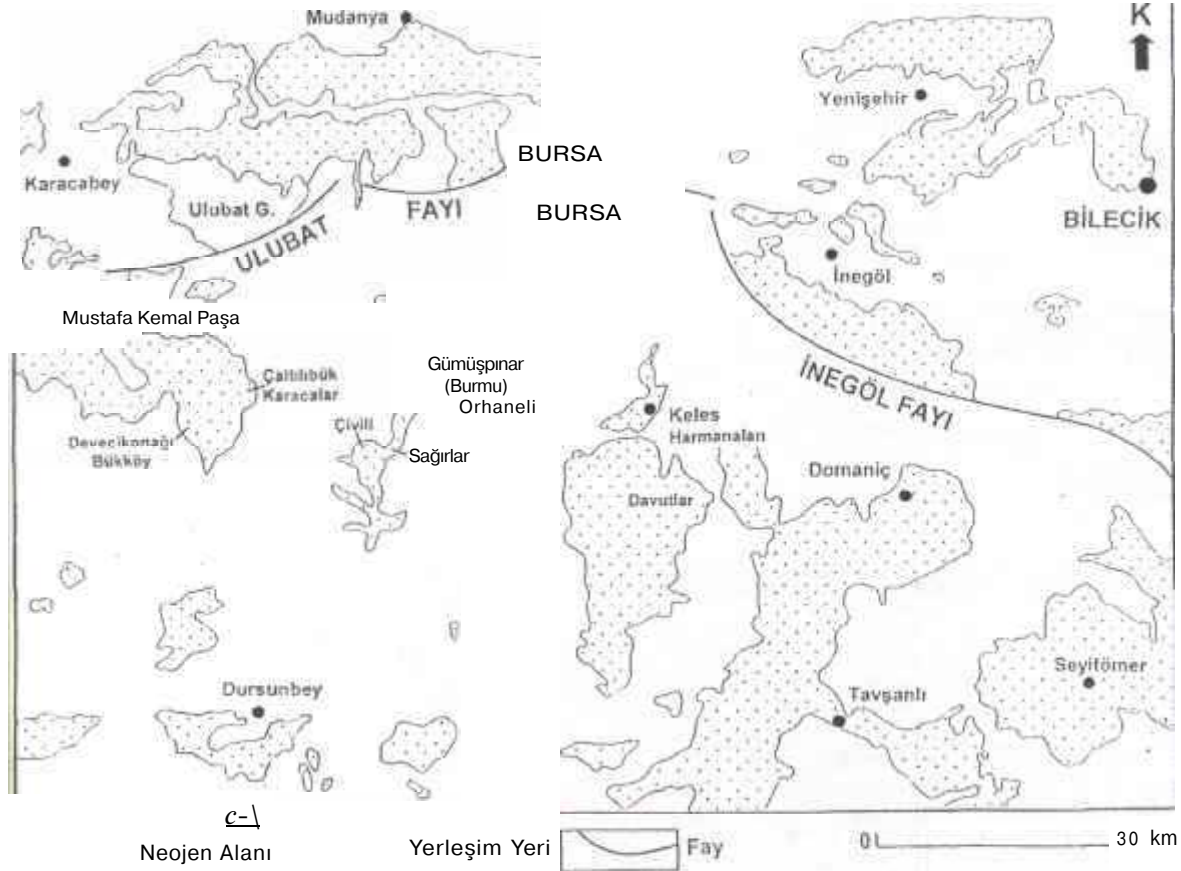
## GİRİŞ

Kuzeybatı Anadolu Neojen havzaları kömür açısından önemli olup, Trakya ve Çan havzaları yanında *Güney Marmara Bölgesi* de önemli kömür potansiyeline sahiptir. Bölge batıdan doğuya doğru Ulubat, Bursa ve İnegöl faylarının oluşturduğu hat ile ikiye ayrılmaktadır (Şekil 1). Fay kuşağının kuzeyinde kalan bölgede Mudanya, Yenişehir ve İnegöl havzaları; güneyinde ise Mustafakemalpaşa, Orhaneli, Keleş ve Domaniç havzaları yer almaktadır.

Orta Miyosen' de Tetis Okyanusunun kapanması ile gerçekleşen rejim değişikliği

Anadolu' da neotektomik dönemi başlamıştır. Bu dönemde Batı Anadolu' da meydana gelen *şekil değişikliğinin nedeni Doğu Anadolu' da kıta-kıta çarpışması ile Anadolu levhacığının batıya kaçışı*, Yunan makaslama zonu, Isparta dirseği ve Girit dalma zonu olarak düşünülmektedir.

Neotektonik dönemde Batı Anadolu' da konumları yaklaşık K-G doğrultulu olan grabenler gelişmiştir. Bu grabenlerden biri Tunçbilek havzası olup, havzanın doğusunun büyük bir fay ile sınırlı olduğu kömür işletmesi sırasında ortaya çıkmıştır. Bu sınır uydu görüntülerinde de açık olarak görülmekte olup,



Şekil 1. Güney Marmara Bölgesi Neojen Havzaları  
Figure 1. Neogene fields at South Marmara Region

muhtemelen havza gelişimini de kontrol etmiştir.

Bölgede yer alan bazı havzalar ise yan graben özelliğinde olup yer yer K-G uzanımlıdır. Bunların en güzel örneği ise Kütahya yarı grabenidir (Beyhan ve Koçyiğit 1996). Farklı tektonik stile sahip bu havzalarda gerilmenin ne zaman ve neden başladığı tartışmalı olup bu konuda değişik görüşler ileri sürülmektedir. Bunlar özetle;

1. Batı Anadolu Orta Miyosen sonlarında neotektonik dönemde K-G yönünde önemli ölçüde gerilmiş ve grabenler oluşmaya başlamıştır. Graben sisteminin oluşumu ise doğudaki Anadolu Kıtası ile Arap Kıtasının çarpışmasına dayandırılarak açıklanmaktadır (Dewey ve Şengör, 1979; Şengör vd., 1985; Görür vd., 1997). Araştırmacılar, Anadolu Kıtasının batıya kaçışını çarpışma ile başlatmaktadır. Şaroğlu ve Yılmaz' a (1990) göre ise, Anadolu Levhasının batıya kaçışı Üst Pliyosen' de (?) Kuzey Anadolu Fayı (KAF) ile Doğu Anadolu Fayının (DAF) transform fay niteliği kazanmasıyla başlamıştır.

2. Gerilme Orta Miyosen' de olmuştur ve nedeni Akdeniz tabanının Hellenik-Kıbrıs Hendekleri boyunca Anadolu' nun altına dalmasıdır (Berckhemer, 1977; Le Pichon ve Angelier, 1981).

3. Gerilme Eosen döneminde Ege'de aşırı biçimde kalınlaşmış olan kabuğun gravitasyonel olarak yayılmasından kaynaklanmaktadır (Le Pichon ve Angelier 1979, Seyitoğlu ve Scott 1991).

Bu görüşlerin dışında Şaroğlu ve Yılmaz

(1990) Batı Anadolu da Alt Miyosen' de Türkiye' nin geniş bölümünü kaplayan peneplenleşmenin aksine bölgede aşınmanın etkin olduğu yüksek bir rölyeften söz etmekte ve kireçtaşlarının yüzeylediği alanlarda aşınma yanında erimenin de oluştuğunu ve sonuçta karstik kökenli havzaların meydana geldiğini ileri sürmektedir.

### KÖMÜR HAVZALARI

Ulubat, Bursa ve İnegöl faylarının kuzeyinde genellikle doğu-batı doğrultulu havzaların, güneyinde ise çekme rejimi etkisinde graben havzalarının geliştiği gözlenmektedir.

Neotektonik dönem çökelleri havza ortalarında üzerine geldiği birimleri genellikle uyumlu olarak, havza kenarlarında ise aşmalı olarak örtmektedir. Ancak bu havzaların D-B yönlü ve fay kontrollü olmaları nedeniyle K-G yönlü havzalar ile üst üste geldiği alanlarda yersel açısal uyumsuzluk söz konusudur (Şengülervd., 2003).

İnceleme alanında yer alan kömürlü Neojen havzalarının (batıdan doğuya doğru) genel jeolojik ve linyit özellikleri özetle şöyledir:

#### Mustafakemalpaşa Havzası

Havzanın temeli Karakaya Kompleksi, kireçtaşları ve ofiyolitlerden oluşmaktadır. Karakaya Kompleksi; grovak, metamorfik kumtaşı, şist ve Permiyen yaşlı mermerlerdir. Jura yaşlı kireçtaşları uyumsuz olarak Karakaya Kompleksi üzerine gelmektedir. Bu kireçtaşları literatürde Bilecik kireçtaşları olarak geçen birimin havzadaki eşdeğeridir. Kireçtaşları üzerine ofiyolitler gelmektedir.

Temel kayaçları uyumsuz olarak örten

Miyosen çökelleri, temel kayalardan türeyen değişik boyutlardaki çakılları içeren kırmızı renkli çamur destekli tam pekişmemiş konglomeratik düzey ile başlamaktadır. Üste doğru birimde tane boyu incelmekte ve gri renkli kiltası, siltaşı düzeyleri yer almaktadır (Şekil 2). Hemen üzerinde ise linyit içeren ve kalınlığı 0.50-10.00 m arasında değişen linyit horizonu yer almaktadır. Linyit horizonu üzerine killi kireçtaşı ve yer yer tuf arakatlı marn, kiltası istifi gelmektedir. Daha üstte yer yer çakıltaşı düzeyleri içeren marn, kiltası, kumtaşı ardalanması ile devam ederek tuf arakatlı marn ile son bulmaktadır.

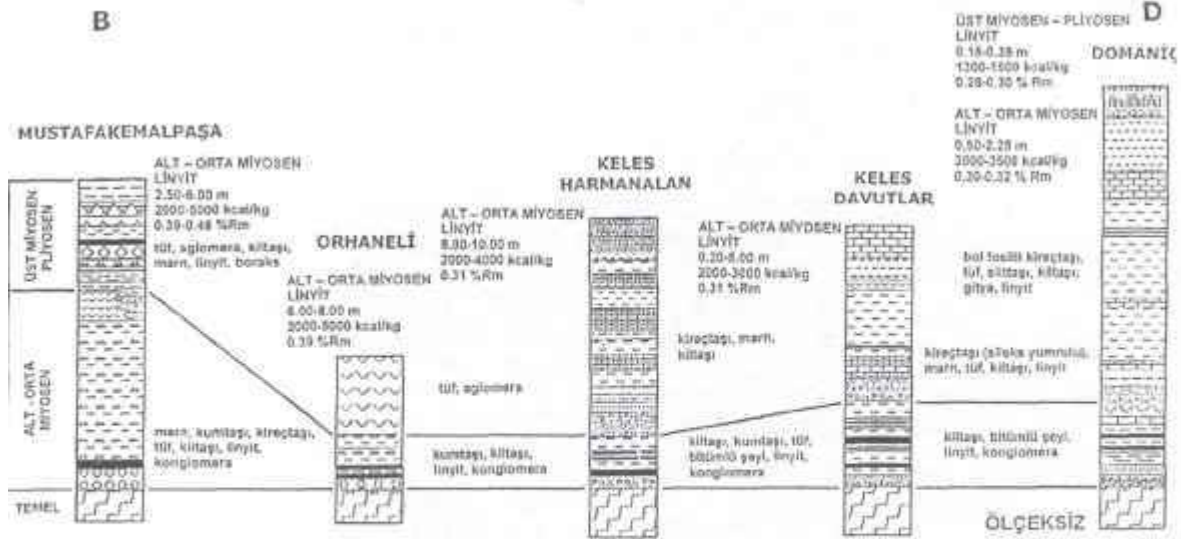
Havzada 1959-61 yıllarında 12 adet, 1981-82 yıllarında 6 adet olmak üzere toplam derinliği 6.020.30 m olan 18 adet sondaj yapılmıştır. Havzanın toplam rezervi 15.415.000 tondur. Devecikonağı-Bükköy sahasında linyitin damar kalınlığı 2.50-6.00 m arasında, ısıl değeri 2000-5000 kcal/kg arasında değişmektedir. Çaltılıbük-Karacalar'

da linyitin damar kalınlığı 1.20 m, ısıl değeri ise 5400 kcal/kg dır. Havzadaki kömürlerin vitrinit yansıma değerleri 0.39-0.46(%R<sub>m</sub>) arasında değişim göstermektedir.

Pliyosen çökelleri; tabanda gevşek tutturulmuş çakıltaşı, çakıllı çamurtaşı ve siltaşı ile başlar. Üzerinde kiltası, marn, kireçtaşı ve yer yer jips ve linyit arakatlı seviye yer alır. Birim Mustafakemalpaşa' nın batısında Kestelek ve Susurluk yörelerinde kolemanit içermektedir (Şekil 2). Pliyosen çökelleri killi kireçtaşı düzeyleri ile son bulmaktadır. Havzada en genç çökelleri Kuvaterner yaşlı alüvyonlar oluşturmaktadır.

### Orhaneli Havzası

Havzada temel kayaları metamorfik şistler, mermerler ve ofiyolitler oluşturmaktadır. Metamorfik şistler genellikle kuvarşist, yeşilşist ve fillitlerdir. Mermerler yer yer kristalize kireçtaşı şeklinde olup gri-mavi renklidir.



Şekil 2. Güney Marmara Bölgesi kömür havzaları stratigrafik korelasyonu.

Figure 2. Stratigraphic correlation of Lignite deposit, at South Marmara Region

Miyosen çökelleri temel üzerinde transgresif olarak gelen konglomeralar ile başlar (Şekil 2). Temel kayalara ait parçalardan oluşan tanelerin boyları yukarı doğru küçülür. Çimentolanma genellikle gevşek olup 5-60 m arasında değişen kalınlığı havzanın ortalarında 120 m ye ulaşmaktadır. Konglomera üzerinde linyitli marn ve tuf birimi yer almaktadır. Marnlar açık yeşil renkli, kilaşlı arakatlı olup yapraklanma göstermektedir. Üzerinde yer alan linyit kahverengi-siyah, orta-kalm katmanlı, yer yer şisti yapılı olup kalınlığı 2-17 m arasında değişen zon içerisindedir. Linyitin damar kalınlığı 6.00-8.00 m olup ısı değeri 2000-5000 kcal/kg arasında değişmektedir. Havzadaki kömürlerin ortalama vitrinit yansıma değeri 0.39 (%Rm) dur. Linyit damarı üzerinde 5-30 m arasında değişen bir kalınlığa sahip marn, kilaşlı aradalanması yer almaktadır. Kilaşları sarı-bej renkli, orta-kalm katmanlı, blok yarılmalı ve gastropod fosillidir. Hemen üzerine 10-35 m kalınlıkta kumtaşı, çakıltası aradalanması gelmektedir. Kumtaşları sarı-yeşil renkli, sert, pekişmiş, düzgün katmanlı çakıltası düzeyleri ile aradalanmalıdır.

Havzada linyit üç ayrı sektörde yer almaktadır. 1968-70 ve 1975-76 yıllarında yapılan 191 adet sondajın toplam derinliği 28.152.96 m dir. Günümüzde sadece Gümüşpınar (Burm) sektörü işletilmekte olup bu sektörün rezervi 29.400.000 tondur. Sağırlar ve Çivili sektörleri ile birlikte havzanın linyit rezervi 38.700.000 tona ulaşmaktadır.

Havzada Pliyosen çökellerini 10-40 m arasında değişen kalınlıklara sahip olan tuf ve tüfitler oluşturmaktadır. Tüfler beyaz-sarı renkli, bol mikalıdır. Kuvaterner çökelleri tüm

birimleri örtmektedir.

### Keles-Harmanalan Havzası

Havzada temel kayaları metamorfik şistler ve kristalize kireçtaşları oluşturmaktadır. Temel kayaları üzerine Miyosen çökelleri uyumsuz olarak gelmektedir. Miyosen çökellerinin tabanında konglomera, kumtaşı, kilaşlı ve silttaşı aradalanması yer almaktadır (Şekil 2). Temel kayalardan türeyen çakıllardan oluşan taban konglomerası üzerindeki kilaşları gri-yeşil renkli, kumtaşları ise boz renklidir. Bu seviyelerde linyit izleri, organik madde içeren silttaşı ve kilaşlı düzeyleri olağandır. Hemen üzerinde yer alan linyitli horizonun kalınlığı 3-50 m arasında değişmektedir. Bu horizonun kalınlığındaki büyük değişim doğal olarak linyitin damar kalınlığında da büyük değişime neden olmaktadır ancak linyit damarının yaygın olan kalınlığı 8.00-10.00 m dir. Isıl değeri 2000-4000 kcal/kg arasında değişen kömürün ortalama vitrinit yansıma değeri ise 0.31 (%Rm) dir. Linyit üzerinde bitümlü şeyller yer almakta olup sahada yer yer yanarak tuğla rengi ve görünümü kazanmıştır. Kömürün içerdiği metan gazının atmosferde belirli oranlarda oksijen ile karışmasıyla gerçekleşen yanma olayı sonucu bu düzeyler yanık seri olarak adlandırılmaktadır. Bitümlü şeyllerin kalınlığı havzada 1-5 m arasında değişmektedir.

Havzada 1977-87 yıllarında yapılan 30 adet sondajın toplamı 2.792.10 m dir. Ortalama 50 m derinlikte yer alan linyitin ısı değeri 2000 kcal/kg olup açık ve kapalı işletme toplam rezervi 29.900.000 tondur.

Alt seviyeleri marnlardan üst seviyeleri ise



kireçtaşlarından oluşan Pliyosen çökellerinin kalınlığı havzada 300 m ye ulaşmaktadır.

#### **Keles-Davurlar Havzası**

Havzada temel kayaları metamorfik şistler, kristalize kireçtaşları ve serpantinitle oluşmaktadır. Miyosen çökelleri temel kayaları üzerine uyumsuz olarak gelmekte olup tabanında kuzeydeki Harmanalan sahasında olduğu gibi konglomera yer almaktadır (Şekil 2). Konglomera üzerine kalınlığı 40 m ye ulaşan, planorbis ve gastropod fosilleri içeren gri renkli marn, kiltası, silttaşı ar dalanması gelmektedir. Mostrada izlenemeyen ancak sondajlar ile varlığı belirlenen linyitli zon bu ar dalanma üzerinde yer almaktadır. Linyitin damar kalınlığı 0.20-5.00 m arasında değişmekte olup önceki çalışmalarda "alt kömür damarı" olarak adlandırılmıştır. Isıl değeri 2000-3000 kcal/kg arasında değişen kömürün ortalama vitrinit yansıma değeri 0.31 (%R<sub>m</sub>) dir. Üzerine havzanın orta kesiminde kalınlığı 70 m ye varan kumtaşı, kiltası, silttaşı ar dalanması gelmektedir. Bunun üzerine ise ikinci bir linyit horizonu gelmektedir. Bu horizontdaki linyitin damar kalınlıkları ve kalitesi çok değişikendir ve önceki çalışmalarda "orta kömür damarı" olarak adlandırılmıştır. İstifin en üst seviyelerini bitümlü şeyller ile başlayan ve Harmanalan sahasındaki bitümlü şeyller ile eş zamanlı olarak çökelmiş olan düzeyler yer almaktadır. Bitümlü şeyllerin üzerine kiltası, kumtaşı ve çakiltası ar dalanması gelmektedir.

Davutlar havzasında 1978, 1984 ve 1986 yıllarında yapılan 60 adet sondajın toplam derinliği 6.060.80 m dir. Havzanın açık ve

kapalı işletme olarak toplam rezervi 33.748.000 tondur.

Pliyosen çökelleri havzada kireçtaşı ve marndan oluşmaktadır. Kalınlığı yaklaşık 200 m olan istif yer yer ekonomik olmayan linyit içermektedir. Bu zon içerisinde yer alan linyit oluşumu önceki çalışmalarda "üst linyit damarı" olarak adlandırılmıştır. Daha üst seviyelerde orta-kalın katmanlı, beyaz-sarı renkli, sileks yumruları içeren ve kalınlığı 75-100 m arasında değişen kireçtaşları yer almaktadır. Kuvaterner çökellerini ise havzada tüm birimleri örtmekte olan alüvyon ve yamaç molozları oluşturmaktadır.

#### **Domaniç Havzası**

Havzada temel kayaları Paleozoyik yaşlı metamorfik şistler ile kristalize kireçtaşları ve mermerler oluşturmaktadır. Üzerinde ise Kretase yaşlı ultrabazikler ve radyolaritler yer almaktadır. Baş' a (1983) göre Paleosen yaşlı granit intrüzyonu tüm eski kayaları kesmektedir.

Domaniç havzasında temel kayaları üzerine uyumsuz olarak Miyosen çökelleri gelmektedir. Miyosen istifi alttan üste doğru; konglomera, kumtaşı, marn, kireçtaşı ve tekrar konglomera, kumtaşı şeklindedir (Şekil 2). Tabanda yer alan konglomera ve kumtaşı temel kayalardan türemiş olup yer yer gevşek, yer yer de sıkı tutturulmuştur (Gümüştü vd., 2004). Üzerinde marn, kiltası ve silttaşı ar dalanması yer alır ve alttaki konglomeratik düzeyler ile yanal ve düşey geçişlidir. Bunun üzerinde 5-20 m lik kalınlığa sahip linyit horizonu gelmektedir. Linyitin damar kalınlığı 0.50-2.25 m arasında, ısıl değeri 3000-3500 kcal/kg

arasında, ortalama vitrinit yansıma değeri ise 0.30-0.32 (%Rm) arasında değişmektedir. Daha üstte kireçtaşı, kumtaşı ve konglomeralar yer almaktadır. Miyosen çökelleri tüfler ile son bulmaktadır.

Pliyosen çökelleri uyumlu olarak Miyosen çökellerini örtmektedir. Tabanda yaklaşık 40-50 m kalınlıkta konglomera, çakıltası ve iri taneli kumtaşı ile başlamaktadır. Üzerine yine 40-50 m kalınlıkta gri-yeşil renkli siltaşı, marn, kıltaşı araldanması gelmektedir. Bu birim üzerinde yaklaşık 65 m kalınlıkta kireçtaşı arabantlı kıltaşı, marn araldanması yer almaktadır. Havzanın önemli bir bölümünde yayılım gösteren bol fosilli kireçtaşı düzeyleri kılavuz seviye özelliğindedir. Bu kireçtaşı düzeyleri altında 0.80 m lik bir zon içerisinde 0.15-0.35 m arasında değişen kalınlıkta linyit damarı yer almaktadır. Linyitin ısı değeri 1300-1500 kcal/kg arasında, vitrinit yansıma değeri ise 0.28-0.30 (%Rm) arasında değişmektedir.

## SONUÇLAR

Batı Anadolu Bölgesi linyit havzalarında neotektonik dönem öncesi ve neotektonik dönem sonrası olarak ayrılan ve farklı iki evreyi ifade eden linyit oluşum süreçleri Güney Marmara Bölgesi linyit havzaları için de geçerlidir. Ülkemizin en önemli kömür havzalarından olan Soma' da neotektonik dönem öncesi Alt Miyosen' de ve neotektonik dönem sonrası Üst Miyosen' de kömür çökelişi gerçekleşmiştir.

Güney Marmara Bölgesinde yer alan Neojen havzalarında ekonomik kömür oluşumunu gerçekleştiren kömürleşme

süreçleri Miyosen' de tamamlanmıştır. Kömür havzaları aynı yaşlarda olmalarına rağmen havzalarda kömür çökelişi birbirinden bağımsız olarak gelişmiştir. Bölgede oldukça geniş alanlarda yayılım gösteren Neojen çökellerinin önemli bir bölümü aşındığından kömürün yayılımı da sınırlı kalmıştır.

Vitrinit yansıma değerlerine göre kömürler, alt bitümlü kömür (ASTM) ve kahverengi kömür (DİN) sınıflamasına girmektedir.

## DEĞİNİLEN BELGELER

- Baş, H. (1983) Domaniç, Tavşanlı, Gediz, Kütahya yörelerinin Tersiyer jeolojisi ve volkanitlerinin petrolojisi. MTA Raporu, No. 7293 (yayınlanmamış), Ankara.
- Berckhemer, H (1977) Some aspects of the evolution of marginal seas deduced from observations in the Aegean region. International Symposium on the Structural History of the Mediterranean Basins, 303-314, Paris.
- Beyhan, A. ve Koçyiğit, A. (1996) Neotectonic Characteristics of the Southern Margin Boundary Fault of Kütahya Half Graben. National Marine Geological and Geophysical Programme, Workshop-1, İ.Ü. Deniz Bilimleri ve İşletmeciliği Enstitüsü, İstanbul.
- Dewey, J.F. ve Şengör, A.M.C. (1979) Aegean and surrounding regions: Complex multiplate and continuum tectonics in a convergent zone. Geological Society of America Bulletin, 90,84-92, USA.
- Görür, N., Çağatay, N.M., Sümengen, M., Şentürk, K, Yaltırak, C. (1997) Origin of the Sea of Marmara as deduced from the Neogene to Quaternary paleogeographic

- evolution of its frame. *International Geology Review*, 39,342-352.
- Gümüüşü, M., Özdemir, İ. ve Coşar, Y.Z., (2004) Kütahya ili linyit sahalarının yeniden değerlendirilme raporu. MTA Raporu, No. 10663 (yayınlanmamış), Ankara.
- Le Pichon, X. ve Angelier, J. (1979) The Hellenic arc and trench system: A key to the neotectonic evolution of the eastern Mediterranean area. *Tectonophysics*, 60, 1-42
- Le Pichon, X. ve Angelier, J. (1981) The Aegean Sea. *Phil. Trans. R. Soc, A* 300, 357-372, London
- Seyitoğlu, G. ve Scott, B. (1991) Late Cenozoic crustal extension and basin formation in west Turkey. *Geological Magazine*, 128 (2), 155-166.
- Şaroğlu, F. ve Yılmaz, Y. (1990) Batı Anadolu' da Neojen de formasyonunun tipleri ve havza gelişimi üzerine bazı görüşler. Türkiye 8. Petrol Kongresi, Ankara.
- Şengör, A.M.C., Görür, N. ve Şaroğlu, F. (1985) Strike-slip deformation basin formation and sedimentation: Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study. in *Strike-slip Faulting and Basin Formation* (Biddle K.T. and Christie-Blick N., Eds.). Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 37,227-264.
- Şengüler, L, Akman, Ü., Taka, M., Dümenci, S., Kalkan, t., Kır, N. ve Sulu, K, (2003) Güney Marmara Neojen havzalarının kömür potansiyeli. 56. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri Kitabı, 212-213, Ankara.

## **Rapakivi Granitlerinin Jeolojisi, Petrografisi ve Petrolojisi; Finlandiya Rapakivi Granitleri**

*Geology, Petrography and Petrology of the Rapakivi Granites; The Rapakivi Granites of Finland*

**'Mehmet ARSLAN,<sup>2</sup>Zafer ASLAN**

*'KTÜMüh. Mim. Fak. Jeoloji Müh. Böl, 61080 Trabzon, (e-posta: [marslan@ktu.edu.tr](mailto:marslan@ktu.edu.tr))*

*<sup>2</sup>KTÜ Gümüşhane Müh. Fak. Jeoloji Müh. Böl, 29020 Gümüşhane, (e~posta: [aslan@ktu.edu.tr](mailto:aslan@ktu.edu.tr))*

### **ÖZ**

İri alkali feldispatm plajiyoklas tarafından çevrelenmesiyle oluşan dokuyu gösteren granitler "Rapakivi Granitleri" olarak adlandırılmaktadır. Çoğunlukla Proterozoyik (1.8-1.0 milyar yıl) yaşlı olan rapakivi granitleri, Ukrayna, Baltık ülkeleri, güney Grönland, orta-kıtasa ve batı ABD, Venezüella, Brezilya, Bostwana ve diğer birçok Prekambriyen kalkanında bulunmakla birlikte Güney Finlandiya tip bölge olarak kabul edilmektedir. Rapakivi granitleri sığ seviye, çok fazlı batolitleri ve stokları şeklinde olup, 10 km'den daha az kalınlıkta yatay levhasal kütleler şeklindedir. Rapakivi granitlerinin magmatik birlikteliği bimodal olup mafik üyeler; diyabaz daykları, gabroyidler ve anortozitler; felsik üyeler ise A-tipi granitler, siyenitler ve riyolitlerdir. En yaşlı rapakivi granitleri genelde hornblend-biyotit granitlerden, daha genç olanlar ise topazlı alkali feldispat granitlerden oluşmaktadır. Plajiyoklas (andezin veya oligoklas), ortoklas, mikroklin, kuvars, hornblend ve biyotit gibi ana minerallerin yanında flüorit, anataz, zirkon ve ilmenit aksesuar mineral olarak bulunur.

Rapakivi granitler, genellikle metalümin veya kenar zonlarında az derecede peralümin kayaçlar olup, yüksek Fe/(Fe+Mg) oranına sahiptirler. Levha içi granitleri ve A-tipi granitlerinin kimyasal özelliklerini gösteren rapakivi granitleri yüksek K ve Na içermektedir. Ayrıca Si, K, F, Rb, Ga, Zr, Hf, Th, U, Zn ve NTE içerikleri ile K/Na, Ga/Al, Fe/Mg oranları granitik kayaçlardan daha yüksek, Ca, Mg, Al, P ve Sr içerikleri ise daha düşüktür. Finlandiya'daki rapakivi granitlerinin oluşumu mafik magmanın kıta kabuğu altına yerleşmesi (underplating) modeliyle açıklanmaktadır. Buna göre, mantodan türeyen mafik magmalar manto-kabuk sınırında alt kabuğa yerleşerek kabuğun yoğun bir şekilde kısmi ergimesine neden olarak rapakivi granitlerini oluşmaktadır. Rapakivi granitlerinin tektonik ortamları, bimodal magmatik birliktelikleri, jeokimya ve izotop bileşimleri mafik magmanın kıta kabuğu altına yerleşmesi modeli ile çok iyi açıklanabilmesine rağmen mantonun kısmi ergimesinin nedeni büyük ölçüde tartışmalıdır.

**Anahtar Sözcükler:** A-tipi granit, Finlandiya, Jeokimya, Magma karışımı, Metalümin, Rapakivi graniti.

### **ABSTRACT**

*The granites showing textures of plagioclase-mantled alkali feldspar megacryst are known as "Rapakivi Granites". Rapakivi granites are generally Proterozoic (1.8 to 1.0 Ga) in age, and*

*Southern Finland is the type area of the rapakivi granites although they are present in Ukraine, the Baltic countries, South Greenland, mid-continental and western USA, Venezuela, Brazil, Botswana and several other Precambrian shield areas. Rapakivi granites are shallow level, multi-phased batholiths and stocks, having less than 10 km thick horizontal sheet-like bodies. The magmatic association of rapakivi granites is bimodal. The mafic members are represented by diabase dykes, gabbroids and anorthosites and the felsic members by A-type granites, syenites and rhyolites. The oldest rapakivi granites are generally hornblende-biotite granites whereas the youngest ones are topaz-bearing alkali feldspar granites. In these rocks, plagioclase (andesine or oligoclase), orthoclase, microcline, quartz, hornblende and biotite are present as well as accessory fluorite, anatase, zircon and ilmenite.*

*The rapakivi granites are generally metaluminous or marginally peraluminous rocks, and have high Fe/(Fe+Mg). They show chemical characteristics of within-plate granites and A-type granites, and have high K and Na contents. Furthermore, they have higher Si, K, Rb, Ga, Zr, Hf, Th, U, Zn and REE contents and K/Na, Ga/Al, Fe/Mg ratios, and lower Ca, Mg, Al, P and Sr abundances than granite rocks in general. The formation of rapakivi granites of Finland can best be interpreted by the mafic under-plate model. Mantle-derived mafic magmas intruded at the mantle-crust boundary and into lower crust, and caused extensive partial melting of the deep crust, thus forming the rapakivi granites. The tectonic settings, bimodal magmatic association, geochemistry and isotope geology of the rapakivi granites can best be explained by mafic underplating, but the reason for the mantle melting remains largely open.*

**Key Words:** *A-type granite, Finland, Geochemistry, Magma mixing, Metaluminous, Rapakivi granite.*

## GİRİŞ

K"Rapakivi graniti" ve rapakivi dokusu" terimleri uluslararası jeoloji literatürüne J.J. Sederholm (1891) tarafından tanıtılmıştır. O zamandan beri benzer granitler farklı kıtalarda çok sayıda Prekambriyen kratonik alanda tanımlanmakla beraber güney Finlandiya'daki rapakivi granitleri tip bölge olarak kabul edilmektedir. Granitik kayaçların tanımlanmasında ve sınıflandırılmasında önemli bir yer tutan rapakivi granitleri dünyada oldukça geniş bir yayılım alanına sahiptir. Türkiye'de ise rapakivi graniti bulunmamasına

rağmen rapakivi dokusu gösteren granitik kayaçlar (örneğin, Akdağmadeni Ortaköy, Sivrihisar Kaymaz granitleri gibi) mevcuttur. Dolayısıyla rapakivi granitlerinin petrografisi, petrolojisi ve oluşum mekanizmasının ayrıntılı olarak bilinmesi ülkemizdeki granitik kayaçlarla ilgili jeolojik problemlerin irdelenmesi bakımından önemlidir.

Rapakivi granitleri ve ilişkili kayaçların araştırılması ve korelasyonu amacıyla 1991 yılında "International Geological Correlation Programme" çerçevesinde IGCP-373 projesi başlatılmıştır. Altı yıllık bir faaliyet sonunda

(1991-1996), proje kapsamında yedi uluslararası sempozyum ve altı arazi gezisi düzenlenmiştir, International Geological Correlation Programme önderliğinde 2000 yılında Finlandiya'da yapılan "Rapakivi Granites and Associated Mineralization in Finland" konferansı ve arazi çalışmaları dahilinde elde edilen bilgi ve verilerin değerlendirilmesiyle bu çalışma hazırlanmıştır.

### ADLAMA VE TERMİNOLOJİ

"Rapakivi" terimi, genellikle iri ortoklas kristalinin plajiyoklas tarafından çevrelendiği büyük oval tanelerin (ovoidler) bulunmasıyla karakteristik olan granit türü için kullanılmaktadır (Le Maitre, 1989). Terimin literatürde ilk defa 1694 yılında kullanıldığı bilinmektedir. Fince kökenli olan "rapakivi" kelimesi, parçalanmış (disintegrated) veya ufalanmış (crumbly) kayaç anlamındadır ve bazı rapakivi granit tiplerinin kolayca ayrılması gerçeğinden esinlenmektedir (Şekil 1). Böylece kayaç, yüzey alterasyonu sonucu ince taneli matriksten ovoidlerin kolayca ayrılması ve ortaya çıkmasıyla parçalı-ufalanmış bir görünüm kazanır.



**Şekil 1.** Rapakivi graniti'nin ismini de aldığı Kotka (Finlandiya) yöresindeki parçalanmış görüntüsü.

**Figure 1.** Disintegrated view of the rapakivi granite from the Kokta (Finland) area.

Günümüzde "rapakivi" terimi, kayaçların yaşıyla sınırlandırılmamakta ve basit bir şekilde büyük batolitlerde rapakivi dokusu gösteren granit türlerinin bulunmasıyla karakteristik olan A-tipi granitler için kullanılmaktadır (Haapala ve Ramo, 1992; Ramo ve Haapala, 1995). A-tipi granit terimi, tipik olarak rift zonlarında ve duraylı kıtasal levhaların iç bölgelerinde oluşan granitik kayaçlar için kullanılan genel bir terimdir (Le Maitre, 1989). Yaygın olarak ön ek A, "anorojenik (orojenik olmayan)" için kullanılmıştır (Loiselle ve Wones, 1979) fakat Bowden (1985) aynı zamanda "anhydrous (susuz), alkalın, anorojenik, alüminli" anlamında da bu terimin kullanılabilirliğine dikkat çekmiştir.

Rapakivi dokusunun kökeni büyük ölçüde tartışmalıdır, çünkü birincil magmatik mekanizma geç-safha magmatik ve subsolidus olaylarının ürünleriyle örtülebilmektedir. Bununla birlikte, ovoidal alkali feldspat megakristallerinin etrafında plajiyoklas zarfının oluşumu (Şekil 2).



**Şekil 2.** İri ovoidal alkali feldispatların etrafını plajiyoklasların sarmasıyla oluşan rapakivi dokusunun makro görüntüsü (Wiborgite batoliti, Finlandiya).

**Figure 2.** Macroscopic view of the rapakivi texture that ovoidal alkaline feldspars megacrysts are surrounded by plagioclase (from Wyborg batholite, Finland).

Magmadaki fizikokimyasal şartlardaki değişimlerle ilişkilidir. Bu değişimler alkali feldispatın yerine plajiyoklasın duraylı olmasına, alkali feldspat kristali üzerinde plajiyoklasın çekirdeklenmesine izin vermektedir. Deneysel çalışmalar ve petrografik gözlemler, bu dokunun gelişimi için iki farklı mekanizmaya işaret etmektedir;

1) Farklı bileşime sahip iki magmanın karışması (Hibbard, 1981; Wark ve Stimac, 1992),

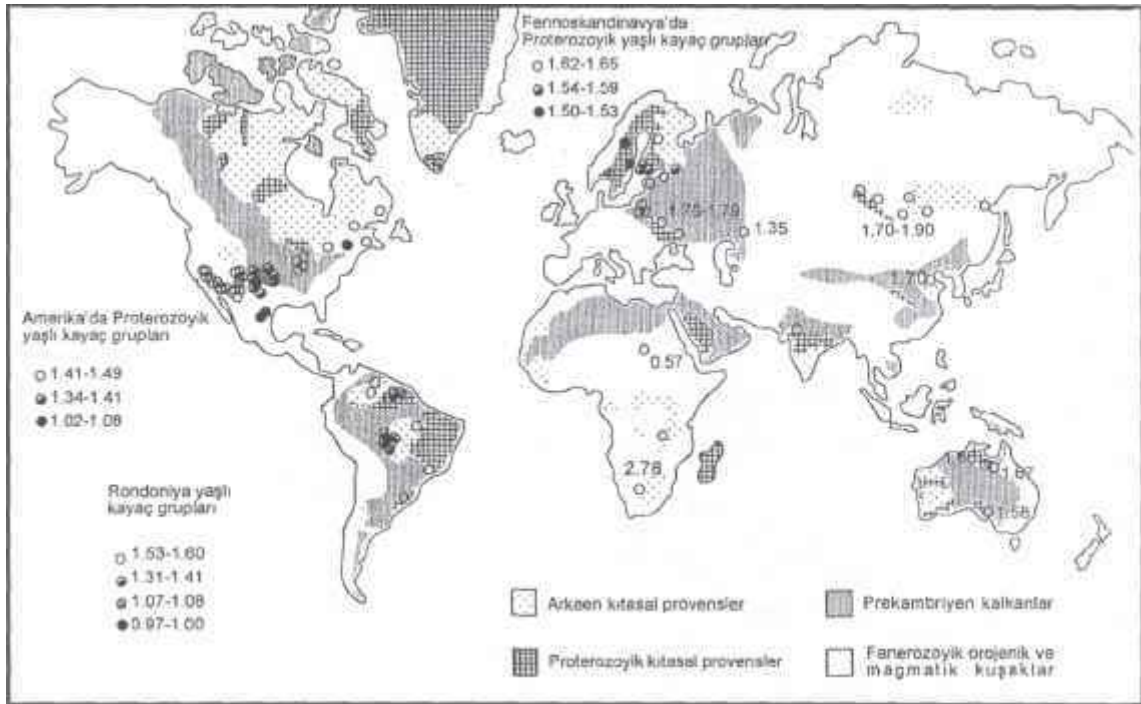
2) Sıcaklıkta küçük değişimlerle birlikte basınçta önemli düşüşlerin olduğu şartlar altında bir granitik ergiyiğin kristallenmesi (Nekvasil, 1991; Eklund ve Shebanov, 1999).

#### GENEL JEOLJİ VE YAYILIMLARI

Rapakivi granitleri 17. yüzyıldan beri İsveç

ve Finlandiya literatüründe yer almaktadır. Sederholm (1891), Finlandiya rapakivi granitlerinin, genellikle porfiritik, kuvars ve feldispatın iki jenerasyonunu içeren, erken evrede oluşan alkali feldispatın sık sık bir oligoklas-andezin zarfı ile çevrelenmiş ovoidal megakristaller şeklinde oluştuğu, potasyumca zengin granitlerin özel bir grubunu oluşturduğunu belirtmiştir.

Rapakivi granitleri, Ukrayna, Baltık ülkeleri, güney Grönland, orta-kıtasal ve batı ABD, Venezüella, Brezilya, Bostwana ve birçok diğer Prekambriyen kalkanında tanımlanmıştır (Şekil 3). Proterozoyik rapakivi granitleri ve ilişkili anortozitlerin oluşumu kıtasal kabuğun gelişiminde önemli bir tektonomagmatik olay veya dönem olarak ileri sürülmüştür (Emslie, 1978; Anderson, 1983).



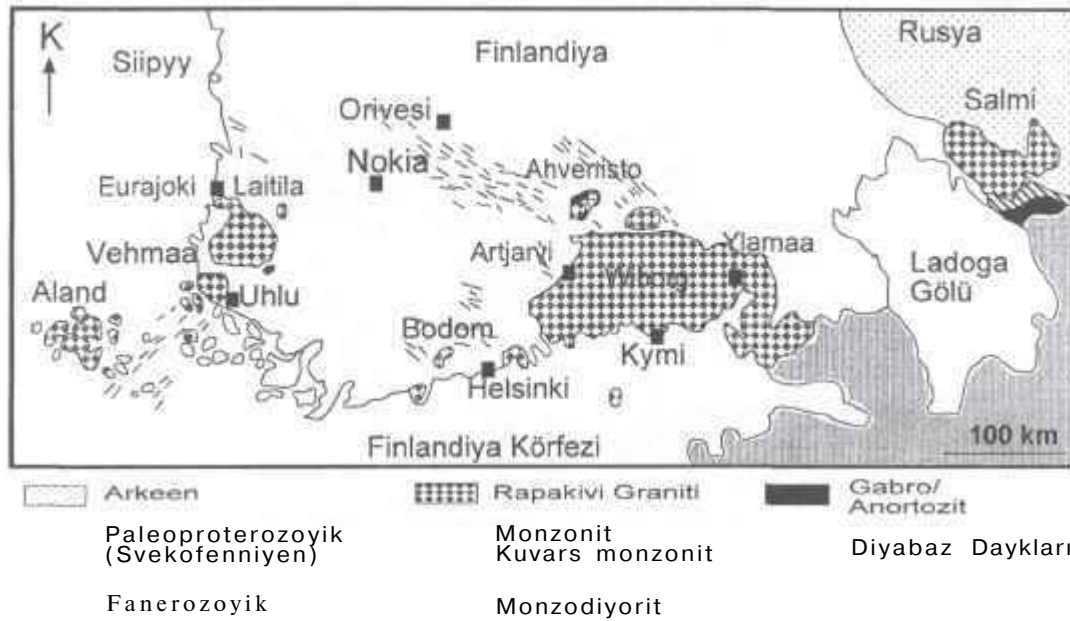
Şekil 3. Rapakivi granitlerinin dünya üzerindeki yayılımı (Ramo ve Haapala, 1996'dan).

Figure 3. Distribution of the rapakivi granites in the earth (from Ramo ve Haapala, 1996).

Rapakivi granitlerin çoğunluğu Proterozoyik (genellikle 1.8-1.0 Ga) yaşlıdır, fakat aynı zamanda bazı Arkeen ve Fanerozoyik yaşlı rapakivi granitler de bulunmaktadır. Farklı kalkanlardaki yaş grupları birbirleri ile kısmen örtüşmektedir. 1.54-1.58 Ga yaş grubu, Fenoskandiya (Salmi, Riga, Aland, Vehmaa, Laitila ve Nordinga batolitleri), Venezüella (Parguaza, Sucucucu ve Mucajai batolitleri) ve Rondonia (Serra da Providencia batoliti ve onun uyduları)'da, 1.31-1.41 milyar yıl ve 1.02-1.08 milyar yıl yaş grupları, Rondonia ve orta kıtasal-batı ABD'de bulunmaktadır. Fenoskandiyan rapakivi granitleri ve bunlarla ilişkili kayalar 1.54-1.65 milyar yıl yaşlı olup, çevresindeki orojenik Svekofenniyan kabuğundan yaklaşık 200-300 milyon yıl daha gençtirler (Haapala ve Ramo, 1992; Ramo ve Haapala, 1995). Güneydoğu

Fennoskandiya rapakivi granitleri, 1.75-1.77 milyar yıl yaşlı Ukrayna kalkını rapakivi granitlerinden daha gençtir. Güneydoğu Fennoskandiya rapakivi granitleri, Ladoga Gölü (Rusya)'ndan güneybatı Finlandiya'ya doğru uzanan yaklaşık doğu-batı uzanımlı bir kuşak boyunca, sığ seviye çok fazla batolitleri ve stokları şeklinde yerleşmişlerdir. Jeofiziksel çalışmalar rapakivi batolitlerinin 10 km'den daha az kalınlığı olan yarı yatay levhasal kütleler şeklinde olduğunu göstermiştir (Haapala ve Ramo, 1992; Ramo ve Haapala, 1995)

Rapakivi komplekslerinin çevresinde Svekofenniyan kabuğunu kesen genelde BKB veya KB doğrultulu (güneybatı Finlandiya'da ise genelde KD doğrultulu) toleyitik diyabaz day toplulukları bulunmaktadır (Şekil 4).



**Şekil 4.** Güney Finlandiya'nın basitleştirilmiş jeolojik haritası ve rapakivi granitlerinin dağılımı (Ramo ve Haapala, 1996'dan).

*Figure 4. Simplified geological map and distribution of the South Finland rapakivi granites (from Ramo and Haapala, 1996).*



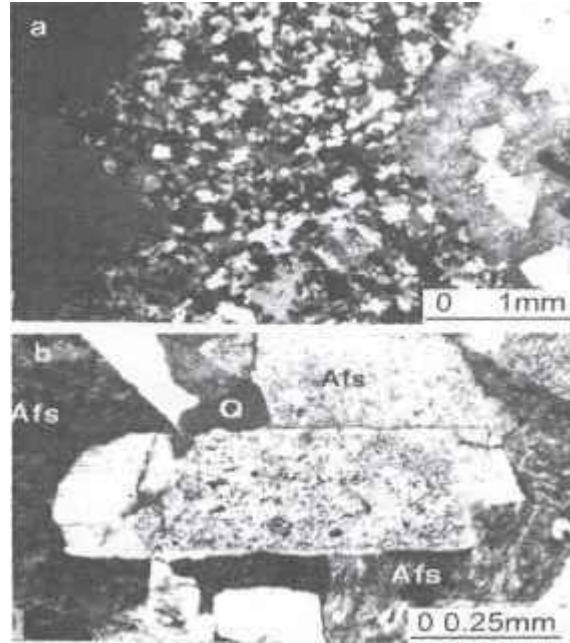
Diyabaz dayklarının radyometrik yaşları rapakivi granitleriyle uyumludur: güneydoğu Finlandiya'da 1.63-1.66 milyar yıl, güneybatı Finlandiya'da 1.58 milyar yıl. Fennoskandiyan rapakivi granitleri, genellikle ekstansiyonel tektonik rejimde yerleşmiş epizonal sokulum kompleksleri şeklinde oluşmuştur. Rapakivi granitlerinin magmatik birlikteliği bimodaldır (mafik-felsik). Mafik üyeler, diyabaz daykları, gabroyidler ve anortozitlerle, felsik üyeler ise A-tipi granitler, siyenitler ve riyolitlerle (kuvars-feldspat porfirler) temsil edilirler. Mafik ve felsik magmalar arasında magma karışımı (mixing) ve karışığı (mingling) bir çok yörede tanımlanmakta ve lokal olarak hibrid rtaç (ör: monzodiyorit) üyeler üretmektedir Eklundvedig., 1994; Salonsaari, 1995). Mafik lutonik kayaların, rapakivi komplekslerinin aha alt bölümlerinde bol olduğu gözlenmektedir. Finlandiya'da rapakivi j granitler, beş büyük batolit (Salmi, Wiborg, Aland, Vehmaa ve Laitila) ve bir çok daha küçük batolit veya stok oluştururlar (Şekil 1). 15u batolitler, sıg seviye, sub-kaldera i ompleksleri şeklinedirler.

Geniş hacimli, 1.64-1.65milyar yıl yaşlı mpakivi granitlerinin yerleşiminden sonra, güneydoğu Fennoskandiyanın temeli metamorfik olaylardan etkilenmemiştir. Az rriktardaki geç safha magmatik aktivite; Rusya'da Ladoga Gölü'nün kuzeydoğu kıyısında bulunan Jotnian kumtaşlarını kesen diyabaz daykları ve porfirleri ile, güneybatı Finlandiya'da ise Jotnian kumtaşıyla doldurulmuş grabenle ilişkili olan 1.26 milyar yıl yaşlı diyabaz dayklarını üreten Jotnian toleyitik bazaltlarının sokulumu ve lavlarıyla temsil edilmektedir. Son yıllardaki sismik

çalışmalar, rapakivi granitleri ve diyabaz dayk kümelerinin, göreceli olarak düşük kıtasal kabuğun doğu-batı uzanımlı kuşağında yerleştiğini ortaya koymuştur (Haapala ve Ramo, 1992; Ramo ve Haapala, 1995).

#### PETROGRAFI VE JEOKİMYA

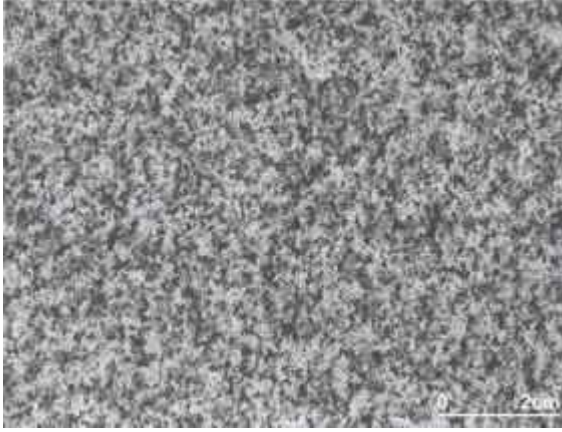
Geleneksel olarak hala yaygın biçimde kullanılan terminoloji, rapakivi granitlerinin çeşitli petrografik türlerini ayırt etmektedir. Rapakivi komplekslerinin en mafik (ve genellikle en erken oluşan) granitik kayaları fayalit içeren hornblend-biyotit granitler olup, bunlar eş-taneli (Trilit, Tarkki graniti) veya ovoidal alkali feldspat mega kristallerinin plajiyoklasla çevrelendiği porfiritik dokuda olabilmektedir (Şekil 5a ve b).



**Şekil 5.** Porfiritik topaz granit (a), albiti çevreleyen alkali feldispatlar(b) (Afs: Alkali feldispat, Q: Kuvars) (Haapala, 1997'den).

**Figure 5.** Porphyritic topaz granite (a), albite surrounded by alkaline feldspars (b) (Afs: Alkaline feldspar, Q: Quartz) (from Haapala, 1997).

Wiborgite (alkali feldispat ovoidleri plajiyoklasla çevrelenmiş hornblend-biyotit granit) ve Pyterlíte (çoğu alkali feldispat ovoidlerin plajiyoklasla çevrelenmediği biyotit veya biyotit-hornblend granit) büyük batolitlerde hakim olan granit türleridir, fakat çok sayıda küçük plütonlarda bunlar ikinci derecede bulunurlar veya yoktur. Eş taneli veya porfiritik biyotit granitler genellikle hornblendli granitleri kesmektedir. Çoğu rapakivi komplekslerinde son sokulum fazı, koyu renkli bileşen olarak sadece siderofillit (< %5) içeren topazlı alkali feldspat granittir (Reidervediğ., 1996) (Şekil 6).



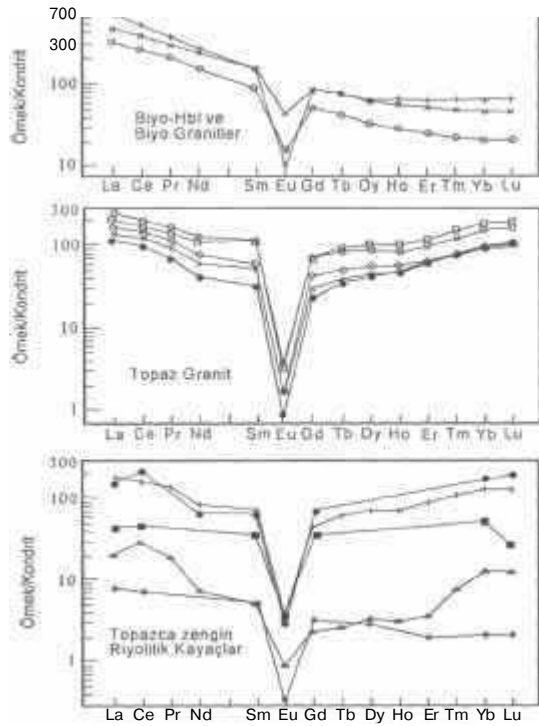
**Şekil 6.** Topaz granitin makro görüntüsü.  
**Figure 6.** Macroscopic view of topaz granite.

Ferromagnezyen silikatlar (biyotit, hornblend, fayalit) oldukça yüksek Fe/(Fe+Mg) içerirler. Plajiyoklas, rapakivi granitlerinde genellikle andezin veya oligoklas, topaz granitlerde ise albitbileşimindedir. Alkali feldispat, erken ve ana sokulum fazlarında kötü düzenlenmiş olmasına rağmen geç safha granitlerinde mikrokline yakındır (Vorma, 1971; Haapala, 1977). Tüm rapakivi granitlerinde flüorit, anataz, zirkon ve ilmenit tipik aksesuar minerallerdir. Daha mafik

granitlerde apatit yaygın aksesuar mineral olup, bunlarda kuvars, fayalit ve magnetitin bulunması granitlerin oluşumu esnasında düşük oksijen iügasitesine işaret etmektedir. Finlandiya rapakivi granitlerinde ilmenit magnetitten daha yaygın olarak bulunduğundan, bunlar Ishihara'nın ilmenit serisine aittirler. Miarolitik boşluklar, zayıf subsolidus reaksiyonlar, hornblend ve biyotitin geç kristalleşmesinin nadir oluşu, rapakivi granitlerin genel olarak su açığı olan magmalardan kristallendiğine işaret etmektedir. Sadece geç-safha granit magmaları suya doygunur. Topaz granitler, tipik aksesuar mineral olarak monazit, bastnasit, ksenotim, Nb ve Ta'ca zengin kasiterit, kolumbit ve torit içermektedir (Haapala ve Ramo, 1990; Ramo, 1991).

Eurajoki rapakivi graniti ve riyolitik dayklarına ait tüm-kayaç kimyasal analizleri Çizelge 1 ve 2'de verilmiştir. Rapakivi granitler, genellikle metalümin veya kenar zonlarında, özellikle geç safha rapakivi granitlerinde az derecede peralümin karakterli ve yüksek Fe/(Fe+Mg) içeriğine sahip olup, A-tipi granitler ve levha içi granitlerinin kimyasal karakteristiklerini yansıtırlar. Rapakivi granitler, alkalın granitlere de geçiş göstermekte (yüksek K ve Na içermekte) fakat güneydoğu Fennoskandiyan sokulumlarında alkalın granitlere rastlanılmamaktadır. Bununla beraber, Suomenniemi batolitinde az yayımlı peralkalinhipersolvus sokulum fazı (egirin-ojit alkali feldspat siyenit) bulunmaktadır (Ramo, 1991). Pearce ve diğ. (1984)'nin tektonomagmatik diyagramlarında, güneydoğu Fennoskandiyan rapakivi granitleri, bunlarla ilişkili felsik dayklar ve alkali feldispat

siyenitler, hemen hemen bütünüyle levha-içi granitleri alanında yer almaktadırlar (Haapala ve Ramo, 1990; Ramo, 1991). Yüksek Ga/Al oranları (10.000\*Ga/Al değeri genellikle 3 den 4 kadar değişmekte) ile Whalen ve diğ. (1987)'nin ayırtman diyagramında A-tipi granitler olarak ayrılmaktadır. Bunlar, genel granitik kayalardan daha yüksek Si, K, F, Rb, Ga, Zr, Hf, Th, U, Zn ve NTE (Eu hariç) içerikleri, K/Na, Ga/Al, Fe/Mg oranları ve daha düşük Ca, Mg, Al, P ve Sr içeriklerine sahiptirler (Vorma, 1976; Haapala, 1977; Ramo, 1991) (Şekil 7). Wiborgitik granit türleri, %65-70 SiO<sub>2</sub> ve %1.7-3.1 CaO içeren biyotit-hornblend granitler, tipik pyterlitler ise %75-77 SiO<sub>2</sub> ve %0.8-1.0 CaO içeren biyotit granitlerdir.



Şekil 7. Eurajoki stoğundaki granit ve riyolitik dayklara ait nadir toprak element dağılımları (Haapala, 1997'den)..

Figure 7. Kare earth element spider diagrams of Eurajoki granite and rhyolite dayks (from Haapala, 1997).

Rapakivi granit komplekslerinin en genç sukulum fazlarını oluşturan topazlı alkali feldspat granitler, normal rapakivi granitlerinden farklılık göstermekte olup, Fanerozoik kalay granitlerinin jeokimyasal özelliklerini gösterirler; anormal derecede yüksek Sn (100 ppm'e kadar), Li, Rb (1000 ppm'e kadar), Ga (60 ppm'e kadar), Nb ve F (%1.5'a kadar), düşük Ba (<100 ppm), Sr (10 ppm), Ti ve Zr içerikleri, K/Na oranı, kuvvetli negatif Eu anomalisi ile temsil olunan düz bir nadir toprak element dağılımı (Haapala, 1977, 1988 ve 1997). Topaz granitleriyle ilişkili, Sn-Be-W-Zn'lu grayzen ve kuvars damarları bulunmaktadır (Eurajoki, Kymi, Ahvenisto, Artjarvi). Skarn tipi Sn-polimetallik yatakları, Salmi batolitinin topaz granitleriyle ilişkilidir (Amelin ve diğ., 1991).

## JEOTEKTONİK ORTAM VE PETROJENEZ

Rapakivi granitleri, tek bir rapakivi olayından ziyade Geç Arkeen'den Tersiyere kadar devam eden çeşitli çok sayıda magmatik olaylarla oluşmuştur. Fakat rapakivi magmatizması, 1.0 ve 1.8 milyar yıl arasında en büyük hacimlerde gelişmiştir. Başarısız riftleşme, çoğu anorojenik granit topluluklarının tektonik ortamı olarak ileri sürülmektedir. Rapakivi magmatizması sırasında ekstansiyonel jeotektonik ortamın varlığına işaret eden deliller; rapakivi-yaşlı genel olarak KB doğrultulu (Aland arhipelago'da KD-doğrultulu) diyabaz ve porfiri daykların yoğun bir şekilde yarı paralel kümelenmeleri (Haapala ve Ramo, 1990), graben yapıları (Haapala, 1988), listrik faylar (Korja ve Heikkinen, 1995) ve rapakivi

granitlerinin bulunduğu yörelerde kabuğun özellikle de alt kabuğun incilmesi (Luosto, 1991, 1997; Haapala ve Ramo, 1992). Aynı zamanda 1.7 milyar yıl yaşlı Shachang rapakivi kompleksleri (Beijing, Çin), düzenli graben yapıları ve incelenmiş kabukla ilişkilidirler (Yu ve diğ., 1996). Fennoskandiya'da olduğu gibi benzer yapısal özellikler ve magmatik birliktelikler, rapakivi granitlerinin Miyosen ekstansiyonuyla ilişkili olduğu güney-batı kuzey Amerikanın Basin ve Range Provensi'nde bilinmektedir (Haapala ve diğ., 1995; Calzia ve Ramo, 1997). İsveç'in 1.68-1.70 milyar yıl yaşlı Dala granitoidleri kompresiyondan ekstansiyonel tektonik rejime geçişi temsil etmektedir. 1.79 milyar yıl yaşındaki Jarna granitoidleri, yitim ilişkili Svekofenniyen magmatizmasının son, post-orojenik ürünlerini, 1.68-1.70 milyar yıl yaşlı Siljan ve Garberg granitleri ise duraylı kraton içinde gelişen ekstansiyonel magmatizmanın ilk ürünlerini temsil ederken, bunları 1.5 milyar yıl yaşlı rapakivi granitlerinin oluşumu takip etmiştir (Ahi ve diğ., 1999). Yaş, magmatik birliktelik, petrografi ve jeokimya açısından Jarna granitoidleri güney Finlandiya'nın post-orojenik (post-kinematik) granitoidlerine benzemektedir (Nurmi ve Haapala, 1986).

Fennoskandiyan rapakivi granitleri ve bunlarla ilişkili kayalar (diyabaz ve porfiri dayklar, grabroyidler, anortozitler) üç yaş grubuna bölünmektedir (Lindh ve Johansson, 1996; Ahi ve diğ., 1997).

1.62-1.65 milyar yıl, Finlandiya ve Estonya'da Wiborg batoliti ve onun uyduları,

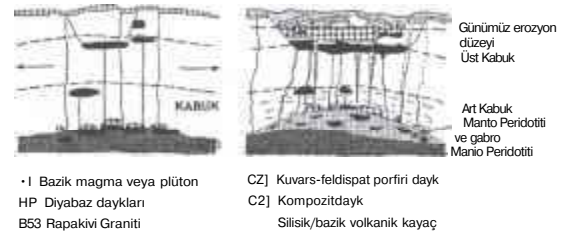
1.54-1.59 milyar yıl, Rusya Karelia'sında Salmi batoliti ve onun uyduları,

1.5-1.53 milyar yıl, Orta İsveç'in Ragunda

ve diğer rapakivi kompleksleri.

Bimodal rapakivi magmatizması, hem manto kökenli mafik ve hem de kabuk kökenli felsik magmaları içermektedir. Ramo (1991)'nin izotopik ve jeokimyasal modellemelerine göre Finlandiya rapakivi granitlerinin kaynağı Svekofenniyen Palaeoproterozoyik felsik-ortaç bileşimli kabuktur. Salmi rapakivi granitinin ana magma kökeni Arkeen kaynak bileşenine sahiptir.

Finlandiya rapakivi granitlerinin oluşumu en iyi mafik magmanın kabuk altına yerleşim modeliyle açıklanmaktadır. Buna göre, mantodan türeyen mafik magmalar manto-kabuk sınırında ve alt kabuğa yakın yerleşerek kabuğun yoğun bir şekilde kısmi ergimesine neden olmuş ve rapakivi granitlerinin ana magmasını oluşturmuştur. Bu olaylar, ekstansiyonel levha-içi tektonik ortamda gerçekleşmiştir (Şekil 8).



**Şekil 8.** Finlandiya'daki bimodal rapakivi granit komplekslerinin kökeni ve yerleşimini gösteren şematik model (Ramo ve Haapala, 1996).

**Figure 8.** Schematic model of source and emplacement of the bimodal rapakivi granite complexes in Finland (Ramo and Haapala, 1996).

Finlandiya rapakivi granitlerinin kökeni için iki safhalı bir model önerilmiştir. Manto yükselimi (upwelling) ve mafik magmanın kabuk altına yerleşimi (underplating)

Fennoscandiyan kalkanının farklı bölgelerinde farklı Zamanlarda yer alarak, 150 milyon yıla varan yaş farklılıkları sunan rapakivi granitlerini üretmiştir. Rapakivi granit magmatizması esnek-kırılgan sınır düzeyinde (0.3-0.5 GPa) gelişmiş, eski magma odalarının yenilenmesiyle önceden kristallenmiş olan iri alkali feldispatların yeni ergiyiklerle karışmasına neden olmuştur (Bonin, 1996).

Son yıllardaki çalışmalar, rapakivi granitlerinin oluşum modeli ve magmatik birlikteliği kadar kimyasal ve mineralojik özelliklerinin subalkalin A-tipi granitlerin özelliklerine uyduğunu ve ayrıca rapakivi granitlerinin dünya üzerindeki flüor içeren A-tipi granitlerle benzerliğini ortaya koymuştur. Pb ve Sm izotopik verileriyle birlikte iz element içerikleri bunları desteklemesine rağmen bazı araştırmacılar rapakivi-granit-anortozit birlikteliğinin A-tipi granitlerin farklı bir alt grubu olduğunu kabul etmektedir (Pitcher, 1993). Özellikle Sm/Nd izotopik oranları kabuk ergimesini içine alan bir gelişimi ortaya çıkarmasına rağmen rapakivi granitleri levha-içi alanına yerleştirilmektedir (Pitcher, 1993). Bu bütünüyle Wiborg ve Laitila batolitlerinin, Proterozoyik Svekofenniyen kabuk ayaçlarıyla temsil edildiği düşük Sm/Nd'lu abuk kaynağının kısmi ergimesiyle oluşan bir jnodelle uyumludur. Buna karşın, Salmi atolitinin izotopik bileşimi, Proterozoyik alzemeye Arkeen kökenli bir kaynağın arştığını göstermektedir. Bu da Salmi ompleksinin doğu Fennonskandiya'da roterozoyik ve Arkeen temellerinin tektonik dYanağında yerleşmesiyle bütünlük teşkil e:mektedir. Ergimenin (muhtemelen

*granodiyorit protolit*) izotonik olarak primitif gabrolarla temsil olunan manto kökenli magmaların kabuğu *ısıtmasıyla olduğu* düşünülmektedir.

Grönland'da erken Proterozoyik yaşlı alanlarda rapakivi dokulu kristal yığınları, elastik ekstansiyonel yırtılma zonları boyunca levhasal kütleler şeklinde yükselmişlerdir. Buna ilaveten, bunların ısısal dengede oldukları sedimanter kökenli migmatitlerin yüksek sıcaklık metamorfik ortamları olan derinlerdeki yerlerinden, kontak zonlarının geliştiği sıg kabuk düzeylerine yükseldikleri görülebilmektedir.

Haapala (1988)'nın ana ve iz element modellemesi, metasedimanter bir kaynağa işaret etmektedir. Bununla beraber, metasedimanter kaynak geçerli olsa bile hacimsel olarak büyük miktarlarda ergimenin verileri doğrudan gözlenmemektedir. Bu nedenle, gerekli sıcaklık koşulları (850-870°C) biyotitin parçalanmasını kapsayan susuz ergime oluşumu için gereken şartlara yakın ve hatta içinde yer almaktadır. Böyle sıcaklıklara kabukta, sadece mafik magmaların sinorojenik yerleşimiyle ulaşılır ve rapakivi granitleri kaynak magmalarını temsil edecek noritleriyle birlikte bulunur (Pitcher, 1993).

Rapakivi komplekslerinin felsik ve mafik kayaçlarındaki izotopik veriler, kabuğun ortalama bileşimiyle uyumluluk göstermektedir (Ramo ve Haapala, 1995). Felsik kayaçlar, genel olarak alt kıtasal kabuğun suca fakir, yüksek-sıcaklık kısmi ergiyiklerini temsil eder. Bunlar restitee fakir olup, düşük basınçta, düşük su ve oksijen

**Çizelge 1.** Eurajoki rapakivi graniti ve riyolitik dayklarına ait tüm-kayaç ana (% ağırlık) ve iz (ppm) element analizleri (Haapala, 1997'den).

**Table 1.** Whole-rock major (wt. %) and trace element (ppm) analysis of Eurajoki rapakivi granite and rhyolitic days (from Haapala, 1997).

	Biyo- hbl granit	Biyo- hbl granit	Biyo- hbl granit	Topaz granit	Topaz granit	Topaz granit	Topaz granit	Topaz granit	Riyolit daykı	Riyolit daykı
SiO <sub>2</sub>	66.00	72.92	74.5	75.4	73.9	74.0	74.94	74.83	73.1	75.46
TiO <sub>2</sub>	0.74	0.33	0.20	0.02	0.02	0.04	0.02	0.02	0.016	0.02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.10	19.93	11.8	13.1	14.3	13.5	13.77	14.06	14.9	13.77
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.87	3.03	0.95	0.37	0.44	0.62	1.07	1.17	0.61	1.21
FeO	5.20		0.8	0.1	0.6	0.40	-	-	-	-
MnO	0.08	0.04	0.01	0.01	0.05	0.01	0.05	0.04	0.03	0.02
MgO	0.43	0.38	0.06	0.01	0.01	0.01	0.09	0.06	0.01	0.12
CaO	2.21	0.74	0.75	0.82	0.70	0.76	0.68	0.64	0.02	0.60
Na <sub>2</sub> O	2.37	2.64	1.81	3.45	3.31	3.44	3.65	3.67	5.20	4.19
K <sub>2</sub> O	5.17	5.60	6.84	5.61	4.66	4.97	4.78	4.34	4.54	4.41
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.26	0.13	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01
F <sup>2-</sup>	0.18	-	0.40	0.60	1.40	0.96	1.06	0.90	0.33	-
S <sup>1-</sup>	0.06	0.01	0.009	0.01	0.08	0.009	0.01	0.00	0.009	-
H <sub>2</sub> O <sup>w</sup>	1.1	-	0.7	0.4	0.50	.050	0.40	0.5	0.4	-
-Ö=2F	-0.08	-	-0.17	-0.25	-0.59	-0.40	-0.45	-0.38	-0.14	-
Toplam	98.689	98.75	98.68	99.66	99.39	98.83	100.08	99.86	99.05	99.81
Be	4	.	7	4	4	13	-	-	4	-
Li	22	-	18	42	375	153	240	480	235	-
Rb	205	336	365	894	1050	756	1058	963	1050	-
Cs	4	3.4	2	3	7	5	7.6	5.5	6	4.6
Sr	178	86	80	17	13	12	28	5	12	28
Ba	1290	521	356	60	50	56	155	129	104	174
Ga	27	-	26	45	55	48	-	-	79	-
Y	90	65	97	130	76	132	71	63	4	81
Sc	19	8.4	8	5	8	9	10	8.9	8	9.9
<b>Zr</b>	619	260	328	467	93	113	58	30	76	52
Sn	8	.	32	28	93	41	36	100	182	-
Nb	26	11	22	53	57	42	60	61	70	53
Ta	2.5	2.7	1	9.8	14	8.4	23	28	49	14.6
W	3	-	0.8	15	22	5	-	-	7	6.6
Th	17	32	51	24	21	28	28	19	13	28
U	3.8	3.4	8.8	6.4	8.4	7.5	7.6	3.6	7.8	12
Hf	14	9.2	11	7	6.2	7	6.2	5	6.8	6.4
Ni	7	-	6	6	3	6	-	-	6	-
Cu	13	-	2.5	8.6	3.3	1.1	-	-	14	-
Zn	184	85	138	34.6	184	102	159	175	65	65
Cd	0.6	-	1.5	1	2.9	1.5	-	-	5	-
Cr	22	-	18	44	24	12	-	-	20	-
V	13	-	2	2	2	2	-	-	2	-
Mo	15	-	1	1	1	4	-	-	2	-
Pb	27	-	68	31	13	65	-	-	27	-

aktivitelerinde kristallenmişlerdir (Ramo, 1991; Frost ve Frost, 1997). Rapakivi birliklerinin mafik kayaçları mantodan türemiştir. Nd izotopik bileşimleri, bunların kondritik veya az derecede tüketilmişden (Finlandiya, Grenville Provensi) zenginleşmiş (orta İsveç, Rus Karelia, Nain Provensi) kadar değişen kıta altı mantodan türediklerini göstermektedir. Bununla beraber bu izotopik bileşimler, manto kökenli magmanın kabuk kontaminasyonu da açıklanabilir.

Proterozoyik rapakivi kompleksleri, tipik olarak rapakivi magmatizmasından birkaç yüz milyon yıl önce oluşan metamorfik alanlara yerleşmiştir (Ramo ve Haapala, 1996). Bununla beraber, rapakivi granitleri ve çevreleyen kabuk arasındaki yaş aralığı önemli ölçüde değişmektedir. Güney Grönland'ın 1.75 milyar yıl yaşlı rapakivi-dokulu monzonitleri bölgesel metamorfizmanın en genç doruk noktasından sonra 50 milyon yıldan daha fazla olmayan zamanda yerleşmiştir (Brown ve diğ., 1992). Güney Brezilya Itu Provensinin 0.59 milyar yıl yaşlı rapakivi granitleri sinorojenik kalk-alkalin Braziliano magmatizmasıyla çakışmakta veya kısa bir süre sonra gerçekleşmiştir (Wernick ve diğ., 1997).

Rapakivi magmatizmasının orojenik olaylarla ilişkisi bir çok araştırmada tartışılmıştır. İleri sürülen modeller üç ana grupta toplanmaktadır:

Manto kökenli mafik magmalar tarafından kabuğun ergitilmesini içine alan mafik magmanın kıta kabuğu altına yerleşmesi (Bridgwater ve diğ., 1974; Emslie, 1978; Anderson, 1983; Haapala ve Ramo, 1990; Ramo ve Haapala, 1995),

Kalınlaşmış bir orojenik kabuğun ergimesi (Vorma, 1976; Windley, 1991),

Kraton kenarlarında orojenizasyonla ilişkili intrakratonik magmatizma (Teixeira ve diğ., 1989; Bettencourt ve diğ., 1999).

Mafik magmanın kıta kabuğu altına yerleşme modelinde mantonun kısmi ergimesi; aktif veya pasif riftleşmeyle, orojenin ekstansiyonel çökmesiyle, derin manto plumlarıyla veya levha hareketlerine bağlı olarak gelişen mantodaki duraysızlıklarla ilişkili olabilir. Rapakivi granitlerinin tektonik ortamları, bimodal magmatik birliktelikleri, jeokimyasal ve izotopik bileşimleri en iyi "mafik magmanın kıta kabuğu altına yerleşmesiyle" açıklanabilir fakat mantonun kısmi ergime nedeni büyük ölçüde tartışmaya açıktır.

**Çizelge 2.** Eurajoki rapakivi graniti ve riyolitik dayklarla ait tüm-kayac, nadir toprak element (ppm) analizleri (Haapala, 1997'den).

**Table 2.** Whole-rock rare earth element (ppm) analysis of Eurajoki rapakivi granite and rhyolitic dykes (from Haapala, 1997).

	Biyo- hbl granit	Biyo- hbl granit	Biyo- hbl granit	Topaz granit	Topaz granit	Topaz granit	Topaz granit	Topaz granit	Riyolit daykı	Riyolit daykı
La	109	77.1	158	49.2	32.6	59	39	27.8	4.7	41.6
Ce	227	161.2	303	104	76	126	90	60	18.8	100
Pr	27.8	20.3	34.3	14	9	15.8	11	6.6	1.9	13
Nd	111	71.1	119	52	29	59	36	20	3.5	38.6
Sm	23.7	13.5	23.9	18	8.5	18.2	9.6	5	0.8	11.5
Eu	2.64	0.92	0.64	0.1	0.10	0.23	0.20	0.05	0.05	0.23
Gd	17.8	11.1	17.8	15.3	6.4	15.3	9	5	0.5	9.6
Tb	2.8	1.7	2.9	3.6	1.50	3.3	2	1.4	0.1	2.4
Dy	16.4	9.0	17.3	27.5	12.2	23.8	15	11.2	0.9	19
Ho	3.23	1.7	3.64	6	2.83	5	3.4	2.9	0.18	4.3
Er	9	4.5	10.9	20.8	10.5	17.4	12	11	0.6	15.4
Tro	1.3	0.60	1.7	4.2	2.2	3.4	2.1	2.2	0.2	3
Yb	8.2	3.8	11.6	34.5	19.2	28.6	17	18.3	2.3	23
Lu	1.25	0.58	1.72	5.42	3.11	4.67	2.8	3	0.35	3.5

## SONUÇLAR

"Rapakivi" Fince kökenli bir terim olup, parçalanmış veya ufalanmış kayac anlamındadır. Finlandiya'daki bazı granitlerin yüzey alterasyonu ile kolayca ayrılabilmesi özelliğinden esinlenmektedir. "Rapakivi" terimi ön ek olarak, hem doku "rapakivi dokusu" ve hem de kayac tanımlaması "rapakivi graniti" şeklinde kullanılmaktadır. Rapakivi dokusu, iri alkali feldispat kristalinin plajiyoklas kristali ile çevrelenmesiyle oluşmaktadır. Rapakivi dokusunu yaygın olarak gösteren granitlere de genel anlamda rapakivi granitleri denilmektedir. Rapakivi granitlerin A-tipi karakteri jeotektonik ortamını ve magmaların kökenini, buna karşın rapakivi dokusu ise kristallenme şartlarını yansıtmaktadır.

Ülkemizde "rapakivi granit" olmamasına

karşın rapakivi dokusu gösteren ve A-tipi pek çok granitoid bulunmaktadır. Söz konusu ülkemiz granitoidleriyle rapakivi granitlerinin petrografik, jeokimyasal ve oluşum koşullarını aydınlatmaya yönelik çalışmalarla karşılaştırılmasında yarar görülmektedir.

## KATKİ BELİRTME

Yazarlar bu derlemeyi, katıldıkları IGCP Project 373 kapsamında Finlandiya'da düzenlenen "Rapakivi Granites and Associated Mineralization" konferansı ve arazi çalışmalarından esinlenerek hazırlamışlardır. Bu nedenle yazarlar, konferansın gerçekleşmesinde emeği geçen ve rapakivi granitlerine yıllarını veren Helsinki Üniversitesi Jeoloji Bölümü Başkanı Prof. Dr. Ilmari Haapala'ya ve ayrıca Dr. Sari Lukkari'ye teşekkür ederler.



## DEĞİNİLEN BELGELER

- Mİ, M., Andersson, U.B., Landqvist, T. ve Sundblad, K. (Eds.), 1997. Rapakivi granites and related rocks in central Sweden. Sveriges Geologiska Undersökning series Ca 87,99p.
- Ahi, M., Sundblad, K. ve Schöberg, H., 1999. Geology, geochemistry, age and geotectonic evolution of the Dala granitoids, central Sweden. *Precambrian Research*, 95,147-166.
- Amelin, Y., Beljaev, A., Larin, A., Neymark, L. ve Stepanov, K. 1991. Salmi batholith and Pitkaranta ore field in Soviet Karelia. IGCP 315 Symposium rapakivi granites and related rocks, Excursion Guide. Geological Survey of Finland Guide 33, 1-57.
- Anderson, J.L., 1983. Proterozoic anorogenic granite plutonism of North America, in: Medaris, L.G., Jr, Byres, C.W., Mickelson, D.M., Shanks, W.C. (Eds.), *Proterozoic Geology: Selected papers from an International Proterozoic Symposium*. Geol. Soc. Am. Mem., 161, 133-154.
- Bettencourt, J.S., Tosdal, R.W., Leite Jr., W.B. ve Payolla, B.L., 1999. Mesoproterozoic rapakivi granites of the Rondonia Tin Province, southwestern border of the Amazonian craton, Brasil: 1. Reconnaissance U-Pb geochronology and regional implications. *Precambrian Research*, 95,41-67.
- Bonin, B., 1996, A-type granite ring complexes: mantle origin through crustal filters and the anorthosite-rapakivi magmatism connection. in: Demaiffe, D., (Ed.), *Petrology and Geochemistry of Magmatic Suites of Rocks in the Continental and Oceanic Crusts*. A volume dedicated to Professor Jean Michot, Université Libre de Bruxelles-Royal Museum for Central Africa (Tervuren), 201-218.
- Bowden, P., 1985. The geochemistry and mineralization of alkaline ring complexes in Africa (a review). *Journal of African Earth Science*, 3,17-39.
- Bridgwater, D., Sutton, J. ve Watterson, J., 1974. Crustal down-folding associated with igneous activity. *Tectonophysics*, 21,57-77.
- Brown, P.E., Dempster, T.J., Harrison, T.N. ve Hutton, D.H.W., 1992. The rapakivi granites of S. Greenland-crustal melting in response to extensional tectonics and magmatic underplating. *Trans. R. Soc. Edinburgh Earth Sci.*, 83,173-178.
- Calzia, J.P., Ramo, O.T., 1997. The granite of Kingston Peak: petrogenesis of a middle Miocene post-subduction granite in the southern Death Valley region, California. *TerraNova* 9, EUG9 Abstract, 458
- Eklund, O., ve Shebanov, A.D., 1999. Origin of the rapakivi texture by sub-isothermal decompression. *Precambrian Research*, 95,129-146.
- Eklund, O., Fröjdö, S. ve Lindberg, B., 1994. Magma nvbeing, the petrogenetic link between anorthositic suites and rapakivi granites, Åland, SW Finland. *Mineralogy and Petrology*, 50,3-19.
- Emslie, R.F., 1978. Anorthosites, rapakivi granites, and Late Proterozoic rifting of North America. *Precambrian Research*, 7,61-69.
- Frost, C.D. ve Frost, B.R., 1997. Reduced rapakivi-type granites: the tholeiite

**Çizelge 2.** Eurajoki rapakivi graniti ve riyolitik dayklarına ait tüm-kayaç nadir toprak element (ppm) analizleri (Haapala, 1997'den).

**Table 2.** Whole-rock rare earth element (ppm) analysis of Eurajoki rapakivi granite and rhyolitic dikes (from Haapala, 1997).

	Biyo- hbl granit	Biyo- hbl granit	Biyo- hbl granit	Topaz granit	Topaz granit	Topaz granit	Topaz granit	Topaz granit	Riyolit daykı	Riyolit daykı
La	109	77.1	158	49.2	32.6	59	39	27.8	4.7	41.6
Ce	227	161.2	303	104	76	126	90	60	18.8	100
Pr	27.8	20.3	34.3	14	9	15.8	11	6.6	1.9	13
Nd	111	71.1	119	52	29	59	36	20	3.5	38.6
Sm	23.7	13.5	23.9	18	8.5	18.2	9.6	5	0.8	11.5
Eu	2.64	0.92	0.64	0.1	0.10	0.23	0.20	0.05	0.05	0.23
Gd	17.8	11.1	17.8	15.3	6.4	15.3	9	5	0.5	9.6
Tb	2.8	1.7	2.9	3.6	1.50	3.3	2	1.4	0.1	2.4
Dy	16.4	9.0	17.3	27.5	12.2	23.8	15	11.2	0.9	19
Ho	3.23	1.7	3.64	6	2.83	5	3.4	2.9	0.18	4.3
Er	9	4.5	10.9	20.8	10.5	17.4	12	11	0.6	15.4
Tm	1.3	0.60	1.7	4.2	2.2	3.4	2.1	2.2	0.2	3
Yb	8.2	3.8	11.6	34.5	19.2	28.6	17	18.3	2.3	23
Lu	1.25	0.58	1.72	5.42	3.11	4.67	2.8	3	0.35	3.5

## SONUÇLAR

"Rapakivi" Fince kökenli bir terim olup, parçalanmış veya ufalanmış kayaç anlamındadır. Finlandiya'daki bazı granitlerin yüzey alterasyonu ile kolayca ayrılabilmesi özelliğinden esinlenmektedir. "Rapakivi" terimi ön ek olarak, hem doku "rapakivi dokusu" ve hem de kayaç tanımlaması "rapakivi graniti" şeklinde kullanılmaktadır. Rapakivi dokusu, iri alkali feldispat kristalinin plajiyoklas kristali ile çevrelenmesiyle oluşmaktadır. Rapakivi dokusunu yaygın olarak gösteren granitlere de genel anlamda rapakivi granitleri denilmektedir. Rapakivi granitlerin A-tipi karakteri jeotektonik ortamını ve magmaların kökenini, buna karşın rapakivi dokusu ise kristallenme şartlarını yansıtmaktadır.

Ülkemizde "rapakivi granit" olmamasına

karşın rapakivi dokusu gösteren ve A-tipi pek çok granitoid bulunmaktadır. Sözkonusu ülkemiz granitoidleriyle rapakivi granitlerinin petrografik, jeokimyasal ve oluşum koşullarını aydınlatmaya yönelik çalışmalarla karşılaştırılmasında yarar görülmektedir.

## KATKI BELİRTME

Yazarlar bu derlemeyi, katıldıkları IGCP Project 373 kapsamında Finlandiya'da düzenlenen "Rapakivi Granites and Associated Mineralization" konferansı ve araz çalışmalarından esinlenerek hazırlamışlardır. Bu nedenle yazarlar, konferansın gerçekleşmesinde emeği geçen ve rapakivi granitlerine yıllarını veren Helsink Üniversitesi Jeoloji Bölümü Başkanı Prof. Dr. Ilmari Haapala'ya ve ayrıca Dr. Sari Lukkari'ye teşekkür ederler.