

T. C.
SÜLEYMAN DEMİREL ÜNİVERSİTESİ
BİLİMSEL ARAŞTIRMA PROJELERİ YÖNETİM BİRİMİ
ARAŞTIRMA PROJESİ RAPORU
(Proje numarası: 1346-M-06)

**Büyük Menderes kıtasal rift zonunda bulunan jeotermal suların
nehir sularında meydana getirdiği bor kirlenmesi**

Proje Yöneticisi
Doç. Dr. Mehmet Kitiş
Yardımcı Araştırmacılar
Prof. Dr. Nevzat Özgür
Ata Utku Akçıl
Arş. Gör. Dr. Dilek Yaman

Süleyman Demirel Üniversitesi
Jeotermal Enerji, Yeraltısuyu ve Mineral Kaynakları Araştırma ve Uygulama Merkezi

Isparta, Nisan 2008

ÖNSÖZ

“Büyük Menderes kıtasal rift zonunda bulunan jeotermal suların nehir sularında meydana getirdiği bor kirlenmesi ” adlı 1346 numaralı araştırma projesi Süleyman Demirel Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Yönetim Birimi Komisyonu Başkanlığı tarafından parasal desteklenmiştir.

Bu araştırma projesinde kullanılan hidrojeokimyasal analiz sonuçlarının önemli bir kısmı SDÜ-BAPYB Komisyonu Başkanlığı tarafından desteklenen (1) “Menderes Masifi kıtasal rift zonlarında yeralan jeotermal sulardaki yüksek bor değerlerinin kökeni” (proje no: 423) ve (2) “Büyük Menderes kıtasal rift zonunda bulunan Kızıldere jeotermal sisteminin hidrojeokimyasal incelenmesi” (proje no: 509) adlı projeler kapsamında elde edilmiş ve bu çalışmada kullanılmıştır.

Bu proje kapsamında Jeo. Müh. Tuğba Arife Çalışkan Denizli ve Söke arasında arazide farklı lokasyonlarda yapılan in-situ ölçümleri ile su örnekleri alımında ve Öğr. Gör. Dr. Selma Demer (Altunkale) ile Jeo. Müh. Ümit Memiş su örneklerinde anyon, katyon ve eser element analizlerinde görev almışlardır. Burada kendilerine bu yüzden teşekkür ederiz.

Proje Yöneticisi ve Yardımcı Araştırmacıları

ÖZET

Büyük Menderes kıtasal rift zonunda su-kayaç etkileşimi içinde bor içeren minerallerin çözünürlüğü Kızıldere ve yakın çevresinde bulunan jeotermal sular içindeki bor miktarlarını ortalama 30 mg/l olacak şekilde arttırmaktadır. Metamorfik kayalar içinde bulunan biyotit, muskovit, turmalin, feldspat ve hornblend gibi mineral fazları yörede bor içeren kayaç bileşenleri olmaktadır. Burada yapılan çeşitli çalışmalar gnays ve mikaşistlerin önemli bor kaynağı olabileceğini ortaya çıkarmıştır. Bor normal feldspatların kristal kafeslerinde doğrudan Al ve Si elementleri yerine geçebilmektedir. Ayrıca Büyük Menderes rift zonunda bulunan sular bikarbonat tipinde ve gaz olarak sıvı fazda çözünen CO₂ içermektedirler. Jeotermal sular içinde artan CO₂ miktarına bağlı olarak su-kayaç etkileşimi esnasında bor içeren mineral fazlarının da çözünürlüğü artmaktadır.

Ayrıca magmatik kökenli getirimlerin de meteorik orijinli jeotermal sular içindeki bor değerlerini arttırabileceği $\delta^{11}\text{B}$ vasıtasıyla ortaya çıkarılmıştır. Kızıldere jeotermal suları -4,7 ile -1,5 (‰) arasında değişen ^{11}B değer aralığı göstermektedir. Bu değerler bir kıtasal bo kaynağına işaret etmektedir.

Burada Büyük Menderes nehrine dökülen atık jeotermal suların nehir sularında çözeltilmelerine karşın nehir suyu debisinin az olduğu ekim aylarında 1,3 mg/l bor değerine ulaşması özellikle yörede bulunan turuncgiller için toksik etki yaratmaktadır. Bu etkiyi uzaklaştırmak için jeotermal sistemden çıkan atık suların geri basma yöntemiyle tekrar jeotermal sistem rezervuarına bırakılması gerekmektedir.

İÇİNDEKİLER

	Sayfa
ÖNSÖZ.....	2
ÖZET.....	3
İÇİNDEKİLER.....	4
ŞEKİLLER DİZİNİ.....	5
ÇİZELGELER DİZİNİ.....	6
1.GİRİŞ.....	7
2.ÇALIŞMANIN AMACI.....	18
3.MENDERES MASİFİ KITASAL RİFT ZONLARININ JEOTEKTONİK GELİŞİMİ.....	19
4. BÜYÜK MENDERES NEHRİ SULARINDA BOR DEĞERLERİ	33
5. SONUÇLAR.....	39
6. FAYDALANILAN KAYNAKLAR.....	40

ŞEKİLLER DİZİNİ

	Sayfa
Şekil 1. Bor elementinin farklı jeolojik ortamlar içindeki döngüsü ve konsantrasyonu	9
Şekil 2. Filosilikat minerallerinde bor dağılımı.....	11
Şekil 3. Kayaçlarda bor dağılımı.....	14
Şekil 4. Menderes Masifinin jeolojik haritası ve örnek noktaları.....	21
Şekil 5. Menderes Masifinin genelleştirilmiş sütun kesiti.....	23
Şekil 6. Batı Anadolu’da bulunan grabenlerin Erken Miyosen’den günümüze kadar gelişim evrelerini gösteren şematik blok diyagram.....	27
Şekil 7. Alpin sıkışma izleyen gerilme deformasyonları ile ilişkili K-G yönlü şematik enine kesit.....	28
Şekil 8. Büyük Menderes kıtasal rift zonu içinde bulunan jeotermal lokasyonlar.....	36
Şekil 9. Büyük Menderes nehri ve Kızıldere jeotermal sistemi içerisindeki lokasyonlardan alınan su örneklerine ait Piper diyagramı.....	36
Şekil 9. Kızıldere ve çevresinde bulunan yeraltısuları, termal sular ve Büyük Menderes nehri sularının bor değerleri.....	37
Şekil 10. Kızıldere ve çevresinde bulunan yeraltısuları, termal sular ve Büyük Menderes nehri sularının bor değerleri.....	37

ÇİZELGELER DİZİNİ

	Sayfa
Çizelge 1. Jeolojik çevrim içerisinde bor oranları (Smith, 2002).....	8
Çizelge 2. Dünyadaki bor yataklarının rezervleri ve tahmini ömürleri.....	10
Çizelge 3. Farklı kökenli sularda saptanan B konsantrasyon değerleri	16
Çizelge 4. Kızıldere ve yakın çevresindeki jeotermal sular ve menderes nehrinde ölçülen bor değerleri.....	34

1. GİRİŞ

Bor (B) ilk olarak 1808 yılında Sir Humphry Davy ve Gay-Lussac tarafından tanımlanmıştır. Jacques Thenard ise bor trioksidin potasyum ile indirgenmesi ve borik asidin elektrolizi sonucunda bor'u elde etmiştir. Periyodik sistemin 3. grubunda yer alan bor elementi tetragonal-hekzagonal kristal yapısında olup, doğada kristalin ya da amorf bulunur. Atom ağırlığı 10.81, elektron konfigürasyonu $1s^2 2s^2 2p^1$ olan kristalin borun yoğunluğu 2.33 gr/cm^3 , amorf borun ise 2.34 gr/cm^3 'tür. 2300°C sıcaklıkta eriyen ve 2550°C sıcaklıkta kaynayan borun sertliği 9.3 (Mohs ölçeğine göre) düzeyindedir ve elmadan sonra en sert doğal gereçtir. Borun elektrik iletkenliği oda sıcaklığında düşük, yüksek sıcaklıklarda ise daha yüksektir (Bayrak vd., 2001). Aynı zamanda borik asit (H_3BO_3 ya da HBO_2) olarak ifade edilen bor, jeotermal çalışmalarda su jenezinin tanımlanmasında kullanılan önemli bir iyonudur (Nicholson, 1993).

Üç değerli bor (B^{+3}) iyonik potansiyelinin yüksek olmasından ($i = 13.0$) dolayısıyla doğada serbest olarak bulunamaz. Bunun yerine volkanik -kökenli- kaynak sularında ortoborik asit veya bor ve kolemanit türünden boratlar olarak yer alır. Silikatlar ya da O_2 ile birleşmiş olarak bor tuzları bileşikler de mevcuttur. Bor elementinin Na^+ , Ca^{+2} ve Mg^{+2} ile oluşturduğu bileşikler ise doğada yaygındır. Na^+ , Ca^{+2} , Mg^{+2} , $\text{Mg}^{+2}-\text{Ca}^{+2}$, Sr^{+2} -borat minerallerinin sayısı ise 100'den fazladır (Bayrak vd., 2001, Kistler ve Helvacı, 1994).

Doğada ender olarak bulunan ve en duraysız elementlerden olan bor, yerkabuğunda 10 ppm 'den daha az oranda bulunur (Wedepohl, 1978). Borun yerküredeki ortalama dağılımı ise 3 ppm 'dir. Bor doğal olarak iki duraylı izotopa sahiptir; ^{10}B (%18,98) ve ^{11}B (%81,02) (Bainbridge ve Nier, 1950). B iz element olarak üst kabukta (sialik kabuk) $15\text{-}36 \text{ ppm}$ (Taylor ve McLennan, 1995; Leeman vd., 1992; Wedepohl, 1995), alt kabukta (simatik kabuk) 2 ppm (Taylor ve McLennan, 1985; Leeman, 1992), ve mantoda $0.1\text{-}0.5 \text{ ppm}$ (Taylor ve McLennan, 1995; Leeman ve Sisson, 1996) olarak bulunur (Çizelge 1).

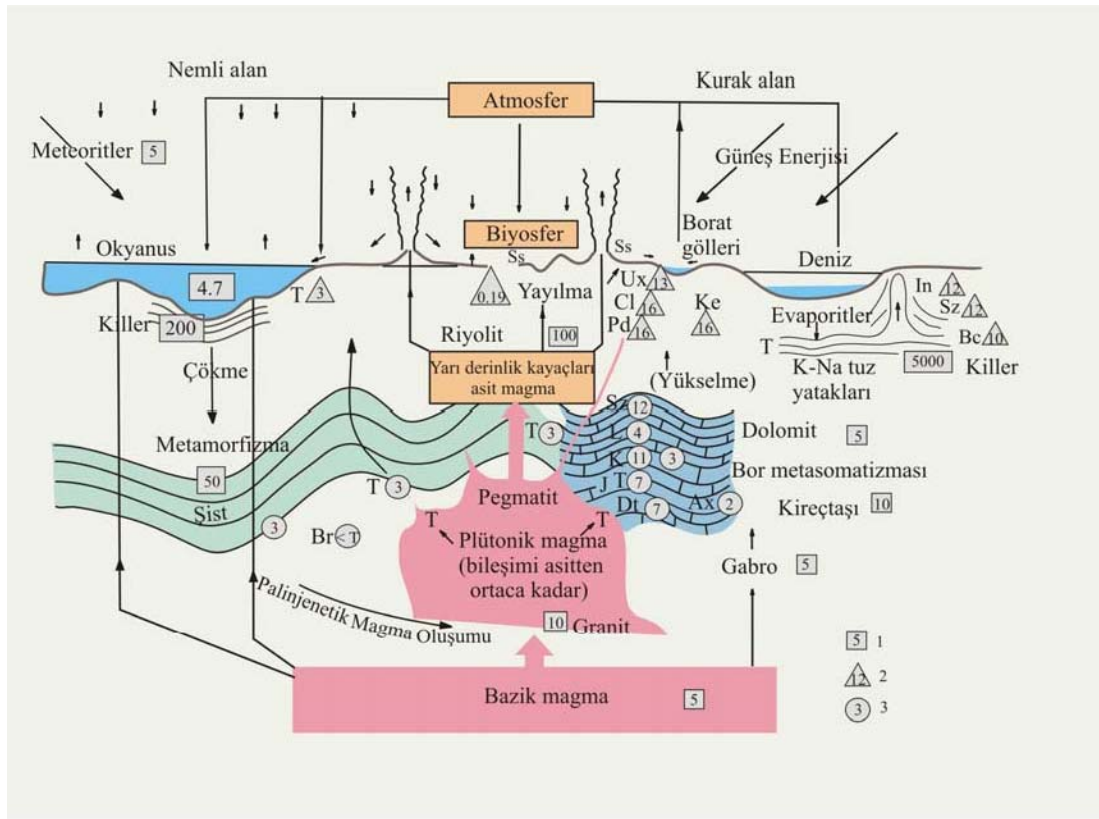
Çizelge 1. Jeolojik çevrim içerisinde bor oranları (Smith, 2002)

Rezerv	Bor (ppm)
Atmosfer	
Hava	10
Yağmur	0.3 - 15
Hidrosfer	
Okyanus	4.5
Nehir	0.015
Litosfer	
Kıtasal kabuk	
Üst kabuk	17
Alt kabuk	2
Okyanussal kabuk	
Üst kabuk	32
Alt kabuk	3
Manto (magma)	0.08

Boratlar %57 oranında cam (izolasyon ürünü, cam yünü, tekstil fiberglas, ısıya dayanıklı malzemeler), %18 seramik (cila, sır), %17 deterjan ve sabun ve %8 oranında tarımsal gübre olarak kullanım alanı bulmaktadır (Helvacı, 2004). Bor kimyasının özellikle 2. Dünya Savaşı'ndan sonra hızla gelişmesi bugün konsantre, rafine ürün ve nihai ürün şeklinde borun en az 250'yi aşkın kullanım alanının oluşmasına neden olmuştur. Bor ilave edildiği malzemelerin katma değerlerini yükseltmekte, bu nedenle bugün sanayinin tuzu olarak adlandırılmaktadır. Gelişen teknolojiler, bor kullanımını ve bora bağımlılığı artırmakta, borun stratejik mineral olma özelliği giderek daha da belirginleşmektedir (DPT, 1988).

Kimyasal karakterlerinden dolayı bor; hareketli ve kolay parçalanma özelliğine sahiptir. Hidrosfer özellikle okyanuslar 4.45 ppm değerinde bor içerir (Çizelge 1; Şekil 1). Borca zengin diğer ana kaynaklar üst kabuk ile alt mantodur. Jeolojik zaman içinde bor hareketinin mantodan üst kıtasal kabuğa doğru olduğunu gösterir. Ayrıca bor simektit killer, demir hidroksitler ve diğer kıtasal mineral fazları üzerine deniz sularından absorpsiyonu nedeniyle üst okyanussal kabukta zenginleşir (Smith, 2002). Su borun hareketini arttıran önemli bir faktördür. Yüksek çözünürlüğü ve yüksek sıcaklığa bağlı uçucular nedeniyle üst kıtasal kabukta bor zenginleşmesi gözlenir. Borun yukarı doğru hareketi magmadaki borun tüketilmesini sonuçlar (Bkz. Çizelge 1; Bkz. Şekil 1). Atmosferde bulunan borun varlığı deniz yüzeyinde oluşan uçucular ve havada asılı katı ve sıvı partiküller ile ilişkilidir. Kıtasal kayalarındaki ayrışma ve erozyon biyosferdeki borun ana kaynağıdır (Şekil 1; Smith, 2002).

Kayaç oluşturan minerallerden filosilikatlar (borat ve borosilikatlar dışında) genellikle çok yüksek konsantrasyonlarda bor içerir (London vd., 1996). Bor karakteristik olarak metamorfik (ve magmatik) mikalarda 10-200 ppm'dir; beyaz mikalar biyotitlere göre çok yüksek değerlerde bora sahiptir (Harder, 1975 a; b; Ahmad ve Wilson, 1981; Truscott vd., 1986). Ditsen (kıyanit) ve andalusit 200 ppm'den daha yüksek oranlarda bor içermezken, sillimanitler 2000-3200 ppm bor içerir (Grew ve Hinthorne, 1983; Grew vd., 1990). Feldspat ve kuvarslar <10 ppm, ve amfibol, piroksen gibi diğer silikatlar <5 ppm bor içerir (Truscott vd., 1986). Yüksek dereceli alüminyumlu protolitler içinde bulunan kornerupin yaklaşık % 4.7 B₂O₃ içerir (Grew, 1983). Reedmergrenit (NaBSi₃O₈) borca zengin sedimenter formasyonlarda ve peralkalin pegmatitlerde (Grew vd., 1993) bulunur.



Şekil 1. Bor elementinin farklı jeolojik ortamlar içindeki döngüsü ve konsantrasyonu (Watanabe, 1964). (1) Borun kayalardaki ortalama içeriği (g/t); (2) borun ekzonejik konsantrasyonu (%); (3) borun endojenik konsantrasyonu (%); Ss-sasolit; Ux-üleksit; Cl-kolemanit; Pd-pandermit; Ke-kemit; In-inderit; Bc-borasit; Sz-szibelyit; L-ludvigit; K-kotoit, J-jimboit (Mn₃(BO₃)₂), Dt-datolit; Ax-aksinit; T-turmalin; Br-braunit.

Bor; sedimanlar ve sedimenter kayalarda, filosilikat, borosilikat minerallerinde (turmalin, aksinit, grandidierit vs.), ve borat mineralleri (boraks, kolemanit ve üleksit vb.) içinde oldukça yüksek oranlarda bulunur (Leeman ve Sisson, 1996). Ekonomik olarak işletilen dünya bor rezervinin büyük bir kısmı sedimenter kayalar içerisinde ve denizel olmayan evaporitik yataklarda (non-marine evaporites) gelişmiştir (Palmer ve Swihart, 1996; Palmer vd., 2004, Şekil 1). Bu yataklar özellikle karasal alanlarda ve kapalı-tuzlu-alkalin göl fasiyesinde gelişmiştir ve belirli düzeyde B_2O_3 , Na_2O , CaO , ve MgO doygunluğuna ulaşmış doğal eriyiklerden göllerde çökeltme ile oluştuğu bilinmektedir. Göl ortamında kimyasal çökeltimi denetleyen etmenler çözeltinin bileşimi, pH düzeyi ve sıcaklıktır. Denizel kökenli tuz yataklarında, tuzların yığılma sırası, buharlaşma süreci ertesinde karbonat-sülfat-klorür dizilimini yansıtır (Helvacı, 2003).

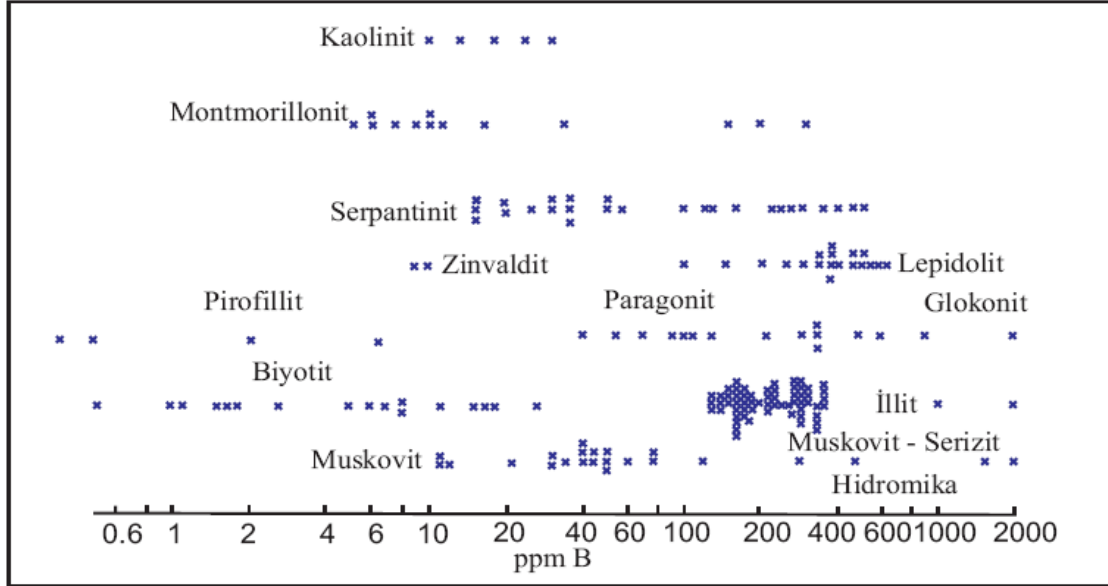
Türkiye'deki borat yatakları dünyanın en büyük bor rezervine sahiptir ancak üretim bakımından Türkiye ABD'den sonra ikinci sırada yer almaktadır. (Çizelge 2). Türkiye Senozoyik yaşlı denizel olmayan evaporit yataklara sahiptir ve borat yataklarının tümü bu alanlarda gelişmiştir (Palmer vd., 2004). Bigadiç ve Sultançayır (Balıkesir), Kestelek (Bursa), Emet (Kütahya) ve Kırka (Eskişehir) borat yatakları Batı Anadolu'da Miyosen volkanizması sırasında playa-göl volkanosedimenter tortullar içinde bulunur (Helvacı, 2004). Dünyanın en büyük bor rezervine sahip olan Türkiye bu liderliğini dünya pazarına taşımalıdır.

Çizelge 2. Dünyadaki bor yataklarının rezervleri ve tahmini ömürleri (Helvacı, 2004)

Ülke	Bilinen Ekonomik Rezerv (milyon ton)	Toplam Rezerv (milyon ton)	Bilinen Rezervin Ömrü (yıl)	Toplam Rezervin Ömrü (yıl)
Türkiye	244.000	563.000	155	389
ABD	40.000	80.000	28	55
Rusya	40.000	60.000	28	69
Çin	27.000	36.000	19	25
Şili	8.000	41.000	6	28
Bolivya	4.000	19.000	3	13
Peru	4.000	22.000	3	15
Arjantin	2.000	9.000	1	6
Kazakistan	14.000	15.000	10	10
Toplam	363.000	885.000	253	610

Bor pelitik ve psamitik sedimenter kayalarda detritik ve diyajenetik turmalin olarak da yoğunlaşabilir. Ancak bu kayalarda bor genellikle hacimsel baskınlıkları ve güçlü olarak

parçalanmalarından dolayı kil mineralleri içinde yerleşir. Sonuç olarak, güncel pelajik sedimenter kayaçlar ve şeyller nispeten 13-300 ppm aralığında yüksek konsantrasyonda bor içerir (Harder, 1970; Vengosh vd., 1991; Moran vd., 1992). Bor elementini etkin bir şekilde adsorbe ettiğinden illit, serizit gibi bazı kil minerallerinde bor konsantrasyon değeri yüksektir (Şekil 2.).



Şekil 2. Filosilikat minerallerinde bor dağılımı (Faust vd., 1956; Stavrov ve Khitrov, 1960; Moxham, 1965)

60 °C'nin üzerindeki sıcaklıklarda diyajenez sonucunda oluşan (Spivack vd., 1987) bazı denizel istiflerle ilişkili killer 1000-2000 ppm arasında bor içerirler (Eugster ve Wright, 1960; Stubican ve Roy, 1962; Harder, 1975; Şekil 2). Bor kil minerallerine ek olarak bazı organik maddelerce adsorbe edilir (Parks ve White, 1952).

Floyd vd (1998) borat yataklarındaki borun iki ana kaynağı olduğunu belirtir (i) B (ve Li) zenginleşmesine neden olan denizaltı alterasyonuna uğramış okyanussal kabuk, (ii) deniz sularından adsorbe olan pelajik sedimentler. Her iki durumda da bor ikincil filozilikatlar içinde bulunur. Çalışmaya göre okyanussal malzemenin dalma batma ile ilerleyen metamorfizmaya uğrayarak dehidrasyon sonucunda mantodan borca zengin hidrotermal akışkan serbest kalmaktadır.

Metamorfik kayaçlarda, metamorfik akışkandan bor azalışı veya artışına bağlı olarak yeni mineral topluluğu meydana gelir (Leeman ve Session, 1996). Düşük dereceli

metamorfizmalarda turmalin, yüksek bor konsantrasyonuna sahipken düşük ve orta derecelerde muskovit önemli miktarlarda bor içerir (Henry ve Dutrow, 1996). Sperlich (1990)'a göre ilerleyen metamorfizma şartlarıyla birlikte metapelitler içindeki turmalin önemli bir bor kaynağıdır. Ayrıca yüksek dereceli metamorfizma koşulları altında gelişen sillimanit minerali de önemli oranlarda bor içerdiği Grew ve Hinthorne (1983) tarafından iddia edilmiştir. Grew vd. (1990) ise granulit fasiyesinde sillimanit içindeki bor seviyesinin sıcaklığın fonksiyonu olarak arttığını ortaya koymuştur. Bunun yanı sıra kornepirin, dumordiyerit, grandiderit ve safirin minerallerin de yüksek miktarlarda bor içerdiği Grew vd. (1990) tarafından belirtilir. Gerileyen metamorfizma esnasında ise borosilikatlar açısından turmaline dönüşümün olağan olduğu Ackermann vd. (1984) ve Visser (1995) tarafından saptanmıştır. Metapelitik kayalarda ise bor içeriği 100-1000 ppm arasında değişim gösterir (Grew vd., 1990; Hounslow, 1995). Bor; özellikle kuvars damarlarında, turmalin içeren gnayslarda, illit-klorit-feldspat ve kuvars-klotitçe zengin şistlerde zenginleşirken mermer ve gabroyik kayalarda belirgin bir fakirleşme gösterir (Vengosh vd., 2002). Sedimenter şeyller ve kumtaşları ilerleyen metamorfizmaya uğradıklarında, farklı bor içeriğine sahip muskovit, paragonit, kordiyorit ve montmorillonit gibi mineraller oluşur (Henry ve Dutrow, 1996).

Bor tipik olarak oldukça dayanıklı turmalin mineralinin ana bileşenidir. Turmalin, kimyasal ayrışma sırasında çok nadir bozunur ve genel olarak kumtaşı içinde ayrışmamış mineral olarak yer alır (Hounslow, 1995). Sıcak sularda turmalin minerallerinin duraylılığı basınç ve sıcaklıktan çok akışkanın bileşimi ile ilgilidir. Turmalin minerali pH değeri asidik-nötr arasında olan akışkanlar ile etkileşim sonucu duraylı olmasına rağmen, alkali akışkanlarda duraysız hale geçer (Frondele vd., 1947; Frondele ve Collette, 1957; Morgan ve London, 1989; London vd., 1996). Morgan ve London (1989) adlı araştırmacıların yaptıkları deneylerde pH=5.5-6 durumunda turmalin-plajiyoklas-hornblend veya turmalin-biyotit-albit mineralleri arasında dengelenme vardır. pH değerinin daha yüksek olduğu durumlarda turmalinler duraysız hale geçer (çözünür veya mineral büyümesi durur). Bu deneylerde kullanılan kayalarda toplam B₂O₃ değeri %25 oranındadır. Düşük dereceli metamorfizma gösteren metapelitik kayalarda yer alan turmalinlerin birçoğu anateksiye kadar duraylı kalabilir (London vd., 1996).

Mittweide vd. (1992), çalışmalarında Menderes Masifi kayalarında farklı petrojenik koşullarda oluşan turmalinler oldukça yaygın olduğunu belirtir.. Masifte turmalinitler özellikle çok yüksek konsantrasyonlarda bor içerir. Turmalin sedimentler ve magma içinde

bor normal bollukta bulunurken bazı kayaçlarda metamorfik ve metasomatik prosesleri yansıtır. Ayrıca ileri-geç magmatik evrede veya hidrotermal akışkanlarla ilgili olarak granitik kayaçlarla yer değiştirme sonucu ortaya çıkar.

Karasal sedimanlar yaklaşık 100 ppm bor içerirken pelajik denizel killere çoğunlukla 100-1000 ppm bor içerir. Sedimentlerdeki bor konsantrasyonu artışı; kil mineralleri ve filosilikat minerallerinin ayrışması ile ilgilidir (Henry ve Dutrow, 1996; Bkz. Şekil 2).

Kalkerli sedimentler kayaçlarda, kil mineralleri genellikle bor elementinin taşıyıcısıdır (Harder, 1970). Sedimentler kayaçları oluşturan diğer mineraller de az oranda bor içerir. Karbonatlı sahalarda, özellikle yüksek basıncın etkin olduğu alanlarda gelişen aragonit minerali- bor konsantrasyonu yaklaşık 1.5-2 kat daha fazla zenginleşme gösterir. Az olgunlaşma gösteren sedimentler kayaçlarda (kumtaşı, arkoz) ve denizel karbonatlı kayaçlarda ise bor konsantrasyonu belirgin oranda düşer (Watanabe, 1964; Harder, 1975; Leeman ve Sisson, 1996). Henry ve Dutrow (1996)'a göre kalkerli metasedimentler kayaçlarda ve skarn zonlarında turmalin, serendibit, danburit, datolit, aksinit ve vezüvyanit gibi mineraller önemli miktarlarda B içerebilir (Henry ve Dutrow, 1996).

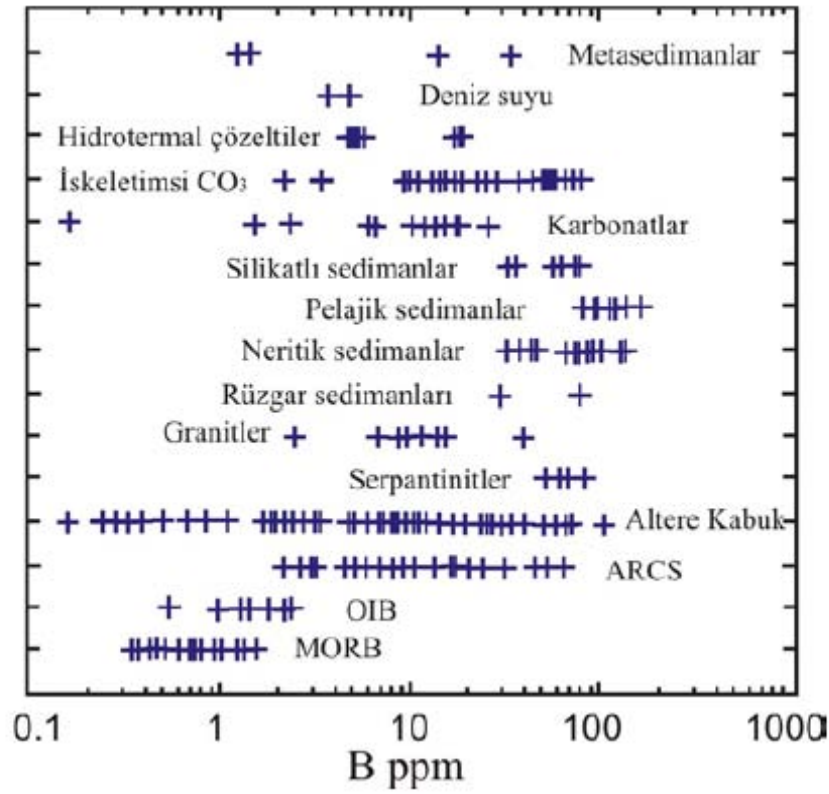
Mafik ve ultramafik kayaçlar içindeki birincil magmatik minerallerin bor içerikleri oldukça düşüktür (Henry ve Dutrow, 1996). Altere olmamış mafik kayaçlarda ise bor içeriği 10 ppm den daha düşüktür. (Spivack ve Edmond, 1987; Spivack vd., 1987; Chaussidon ve Jambon, 1994). Bununla birlikte bu kayaçlarda metamorfizma ve alterasyon sonucunda yeni oluşan neo-mineraller (olasılıkla mika mineralleri) önemli miktarlarda bor içerebilir (Henry ve Dutrow, 1996). Örneğin, altere olmamış MORB'da gelişen volkanik camlar 0.5-1 ppm, altere olmamış MORB bazaltları (Mid-ocean ridge basalts) 0.5-2.2 ppm bor içerirken, düşük sıcaklıktaki alterasyon sonucunda bu kayaçlarda bor zenginleşmesi gelişebilir (>200 ppm; Bergeron, 1989; Moran vd., 1992). Ayrışmış okyanusal kabukta ortalama 25 ppm bor gözlenir (Moran vd., 1992). 150 °C'nin üzerindeki sıcaklıklarda, bor dolaşım yapan sularla ya da hidrotermal akışkanlar yoluyla okyanusal kabuktan yıkanarak gelebilir (Seyfried vd., 1984; Bergeron, 1989; Berndt ve Seyfried, 1990; Şekil 3).

Borun ilksel kaynağı ve daha sonra zenginleşmesi yitim ile ilişkili ortamlardır. İlerleyen dehidrasyon sonucunda altere olmuş okyanusal kabuk ve sedimentlerden borca zengin akışkanlar serbest kalır (Floyd vd., 1998). Yay alkali volkanizması borun ana taşıyıcısıdır.

Daha sonra bor hidrotermal aktivitelerle ilişkili olarak borat şeklinde yataklanır. Güncel yitimle ilişkili olmayan ve bor içeren volkanizma daha önceden kıta kabuğu içinde yer alan yay kökenli silisik magmatik kayaçları kısmi ergimeye uğratarak boru açığa çıkarır (Floyd vd., 1998). Yitim zonu üzerinde yer alan aktif kıta kenarındaki borun yanal dağılımı pelajik sedimentlerin varlığı ve/veya dalmış olan altere okyanussal kabuğun neden olduğu yersel tektonik ve volkanik koşullarla kontrol edilir (Floyd vd., 1998).

Bor yataklarının birçoğu kıtasal rift zonlarında bulunur. Volkaniklerin püskürme ortamları (a) eş zamanlı olarak yitimle ilişkili kıta kenarları ya da (b) kıtasal çarpışma sıkışma rejimi sonucu oluşabilir (Floyd vd., 1998). Örneğin Batı Anadolu'da Miyosen kalk-alkali volkanizması okyanusun kapanmasından sonra kıta çarpışması ve buna bağlı olarak kabuk kalınlaşması sonucu ortaya çıktığı düşünülmektedir. Bu volkanizma yitimle ilişkili olaylar sonucunda zenginleşmiş alt kıta litosferinden türemiştir (Yılmaz, 1990).

Borca zengin granitik kayaçlar genellikle silisli ve peralüminyum karakterlidir. Peralüminyumlu magmaların tektonik yapısı Prekambriyen yaşlı temel olabilir. Fanerozoik'te S- tipli granit ve pegmatitler; tipik olarak kıta çarpışması (çarpışma tektoniği) ile şekillenen dağ kuşaklarındaki anateksinin post-tektonik ürünleridir. Bu gibi kayaçların çoğundaki Sr izotop oranı tam olarak kesin olmasa da baskın olarak kıtasal kökeni yansıtır. Bor içeren uçucu elementler juvenil metasedimenter kaynaklardan magmanın derivasyonu ile ilişkilidir. Li, Be, Cs ve B elementlerinin yüksek seviyeleri; çoğu magmanın olası kaynağının beyaz ve siyah mikalar ve kuvars ve plajiyoklas minerallerini bol olarak içeren metasedimantler olduğunu işaret eder (Grew, 1996; London ve Morgan, 1996). Bor içeren uçucu elementlerin bol oranda gözlenmesi, juvenil bir metasedimenter kaynaktan türemiş magmalarla ilişkili olmalıdır (Pearce, 1996).



Şekil 3. Kayaçlarda bor dağılımı (Leeman ve Sisson, 1996) ARCS: volkanik ada yayları, OIB: okyanus ada bazaltları, MORB: Okyanus ortası sırt bazaltları

Borca zengin meta-alüminyumlu granitlere doğada daha az oranda rastlanır. Dolayısıyla alkali magmatizma sonucu bor zenginleşmesi ile ilgili veri bugüne kadar gözlenmemiştir (Leeman ve Sisson, 1996). Buna karşın bor, peralüminyum'lu kayaçlarda daha zengindir (Leeman ve Sisson, 1996). Buna ek olarak borca zengin alkali magmalar, su içermeyen peralüminyum özellikli sıvıların, fraksiyonel kristalleşme ile oluşabileceği Grew (1996) tarafından iddia edilir.

Bor volkanik sistemlerde uyumsuz olarak davranır ve kristal parçalanması yolu ile eriyikte zenginleşir. Bu nedenle bor magmatizmanın feslik ve silisli ayrışmasında zenginleşme eğilimindedir (örn; granitlerde). Magmada B olarak korunur (London vd., 1996). Riyolitik tüflerden oluşan derivitifikasyon ürünü olarak oluşan Kfeldspat minarallerinde ise %1 oranında bor gözlenir (Martin, 1971). Bu oran Al^{+3} ile B mineralinin magmatik kökenli feldspatlarda yer değişimi ile ilgili olduğu Grew ve Anovitz (1996) tarafından belirtilir.

Bor kaynağı, bor taşıyan mineraller olduğu kadar akışkanlarda olabilir (Çizelge 3). Yeryüzündeki sular su-kayaç etkileşimine bağlı olarak çok geniş aralıklarda bor değerleri sunarlar (Henry ve Dutrow, 1996). Bor, genellikle sularda $B(OH)_3$ [veya $H_3BO_3(aq)$] ve $B(OH)_4$ [veya $H_2BO_3^-$ (aq)] olarak bulunur. pH değerinin 8,7 den küçük olması halinde, sularda $B(OH)_3$ baskındır ve bor killer tarafından yüksek oranlarda adsorbe edilemez. pH değerinin 8,7 den büyük olması durumunda ise bu sularda $B(OH)_4$ baskındır ve bor kil mineralleri tarafından kolayca adsorbe edilebilir (Spivack vd., 1987).

Çizelge 3. Farklı kökenli sularda saptanan B konsantrasyon değerleri

Akışkan	B range (ppm)	Referans
Deniz suyu	4.52	Spivack ve Edmond, 1987
Tatlı sular	0.01	Arnorrson vd., 1989, Aggarwal vd., 1992
Nehir ve akarsular	0.01-0.02	Drever, 1981
Sedimenter sular	0.2-1.9	Arnorrson vd., 1989, Aggarwal vd., 1992
Tuzlu sular	0.6-2160	Arnorrson vd., 1989, Aggarwal vd., 1992
Sıcak sular ve fumeroller	0.005--2000	Arnorrson vd., 1989, Aggarwal vd., 1992
Tuz gölleri ve boraks gölleri	0.5-9000	Christ ve Harder, 1978

Borun açık denizlerdeki ortalama konsantrasyonu yaklaşık 4.52 ppm (Spivack vd., 1987) olup, nehir ve akarsulara göre (yaklaşık 0.01-0.02 ppm) çok daha yüksektir. Bor okyanus sularında Cl^- ve diğer halojenlerle birlikte yaklaşık benzer oranlarda bulunur. Borik asit (H_3BO_3 veya HBO_3) olarak da tanımlanan bor, jeotermal çalışmalarda önemli bir yer tutar. Cl^-/B^{+3} oranı ise ana rezervuar kaynağının oluşum koşullarının belirlenmesi açısından önemlidir. Ancak bu oran kullanılırken dikkat edilmesi gerekir, nitekim aynı rezervuar kaynaklar farklı Cl^-/B^{+3} oranına sahip olabilirler. Bu farklılıklar daha derinlere gidildikçe litolojinin farklılaşmasını işaret edebilir (örneğin yatay bir sedimenter tabaka veya yanal akışboyunca kil minerallerinin boru absorbe etmesi gibi). Sedimenter kaynaklı bazı rezervuarlarda bor, evaporitlerin ayrışması sonucunda ortaya çıkabilir (Nicholson, 1993).

Bor levha tektoniği ile ilişkili dalma-batma zonlarındaki sıcak kayaçlar (hot rocks) ile jeotermal suların etkileşimi sonucu kayaçlardan yıkanarak zenginleşir (Smith, 2002). Jeotermal sulardaki yüksek bor konsantrasyonu Wildbad (Almanya) ve Lardello (İtalya)'da olduğu gibi turmalin ve datolit gibi diğer borat minerallerinin kristalleşmesi ile ilgili olabilir. (Cavarretta ve Puxeddu, 1990). Kimyasal ve izotopik çalışmalar, jeotermal sulardaki borun

büyük bir kısmının kayaçlardan yıkanarak geldiğini göstermiştir (Palmer ve Sturchio, 1990). Başka bir ifadeyle, jeotermal sular içindeki bor konsantrasyonu, rezervuar kayaçlarla çözeltilerin ilişkisine bağlı olarak gelişmiştir. Örneğin, Giggenbach (1995), Taupo jeotermal alanının (i) düşük B^{+3}/Cl oranına sahip riyolitik kaynaklardan gelen jeotermal suların ve (ii) yüksek B^{+3}/Cl oranına sahip andezitik kaynaktan gelen jeotermal suların iki farklı rezervuara sahip olduğunu belirtir. Leeman ve Sesson (1996) ise, çalışmalarında çözeltiler içindeki çok yüksek bor konsantrasyonu denizel kökenli sedimenter kayaçlardan veya evaporit katmanlarını işaret ederken, düşük bor konsantrasyonunun volkanik kayaçlardan oluşan bir rezervuarı belirtebileceğini iddia ederler. Jeotermal sular ayrıca hidrokimyasal özellikleri ile birbirinden ayrılırlar. HCO_3^- - SO_4^{2-} ya da asitsülfatlı sular olarak karakterize olan buhar baskın sistemler, genellikle su baskın sistemlerden -borun buharda düşük çözünürlüğü nedeniyle- daha düşük bor konsantrasyonuna sahiptir (Leeman ve Sisson, 1996).

Hidrotermal sistemlerde bor artışının magmatik kökenli olabileceği Wedepohl (1978) tarafından iddia edilir. Yüksek sıcaklıklarda bor magmadan direkt olarak atmosfere karışırken, düşük sıcaklıklarda hidrotermal çözeltiler borun ana kaynağını oluşturabilir ve hidrotermal çözeltilerle karışan yüzey sularında bor konsantrasyonu biraz artabilir (Wedepohl, 1978). Magmatik kayaçlardaki minerallerdeki birincil sıvı kapanımlar, tipik olarak yüksek bor mineralizasyonu (10^2 - 10^3 ppm) ile ilgili olabilir (Bottrell ve Yardley, 1988; Campbell vd., 1995). Yitimle ilişkili orta ç bileşimli kayaçlarda bor içerikleri genellikle <50 ppm olmak üzere çoğunlukla <20 ppm'den azdır (Watanabe, 1964; Seyfried vd., 1984; Leeman ve Sisson, 1996).

2. ÇALIŞMANIN AMACI

Büyük Menderes kıtasal rift zonunda doğuda Denizli yöresinden başlayarak batıda Söke-Kuşadası yörelerine kadar devam eden jeotermal su çıkışları bulunmaktadır. Bu jeotermal suların en ekonomik olarak değerlendirilebilenleri Kızıldere, Salavatlı ve Germencik-Ömerbeyli jeotermal alanlarıdır ve bunların bir kısmı (Kızıldere ve Salavatlı) elektrik enerjisi elde edilmesinde ve başka amaçlarla işletilmekte ve diğer kısmı da (Germencik) kısa zaman içinde aynı amaçlar için işletilmek üzere devreye sokulacaktır. Bu işletme sürecine yeni jeotermal alanların eklenmesiyle genişletilerek devam edildiğinde daha önce Kızıldere atık sularından meydana gelen Büyük Menderes nehri sularındaki bor kirlenmesi daha da artacaktır. Bu artmayla nehir suları ile sulaması yapılan tarımsal ürünlerde, özellikle turunçgillerde zehirlenme tehlikesi ortaya çıkacaktır. Bu yüzden öngörülen proje kapsamında (1) Büyük Menderes kıtasal rift zonlarında bulunan sıcak su kaynaklarının lokasyonlarının belirlenmesi, (2) bu sıcak sulardaki bor değerlerinin belirlenmesi, (3) nehir suları ile karıştıktan sonraki nehir suyu bor değerleri ve (4) bu sulardaki yüksek bor değerlerinin tarımsal bitkiler üzerindeki gözlemsel etkileri amaçlanmış bulunmaktadır.

3. MENDERES MASİFİ KITASAL RİFT ZONLARININ JEOTEKTONİK GELİŞİMİ

Türkiye Alp-Himalaya deprem kuşağı üzerinde yer alır. Orta-Geç Miyosende Arabistan-Afrika levhalarının Avrasya levhası ile Helen Yayı ve Bitlis-Zagros suture kuşağı boyunca çarpışması Türkiye’de Neotektonik dönemi başlatmış ve Anadolu levhasında sıkışma ve kabuk kalınlaşması meydana gelmiştir (Şengör, 1980; Şengör ve Yılmaz 1981; Yılmaz, 1990). Avrasya ile Afrika levhaları arasında sıkışan Anadolu levhası doğrultu atım karakterli Kuzey Anadolu Fayı (KAF) ve Doğu Anadolu Fayları(DAF) boyunca batıya doğru hareketlenmiştir (Şengör, 1980; Barka vd., 1995). Bu hareketin GB’ya doğru yön değiştirmesiyle batı Anadolu’da K-G yönlü gerilme rejimine bağlı olarak D-B ve BKB-DGD doğrultulu Ege Graben sistemi gelişmiştir (Barka vd., 1995). Menderes Masifinde gelişen grabenler bölgesel büyüklükte olduğundan bu çalışmada bunlara “kıtasal rift zonları” denilmesi uygun görülmüştür.

Helen Yayı boyunca olan yitim mekanizmasındaki farklılıklar Orta ve Batı Anadolu’da farklı tektonik rejimlerin ortaya çıkmasına neden olmuştur (Şengör, 1984; Seyitoğlu ve Scott, 1991; Barka vd.,1994). Arabistan-Afrika ile Avrasya levhaları arasında gelişen bu hareketler Anadolu'nun farklı kesimlerinde tektonizma kontrolünde gelişen Neojen ve Kuvaterner volkanizmalarının etkinliğine yol açmıştır.

Menderes Masifi genel olarak Batı Anadolu’nun otokton kristalin temel yapısını oluşturur. Masif Alp-Himalaya orojenezinin geniş bir parçasını meydana getirir (300x200 km; Bozkurt ve Oberhänsli, 2001). Masif tektonik olarak; (i) KB’da Bornova Filiş Zonu’nu içine alan İzmir-Ankara Neotetis Suture Zonu (Şengör ve Yılmaz, 1981), (ii) KD’da Afyon Zonu ve (iii) G’de Likya Napları (Graciansky, 1972; Collins ve Robertson, 1997; 1998; 1999) tarafından üstlenir (Şekil 4).

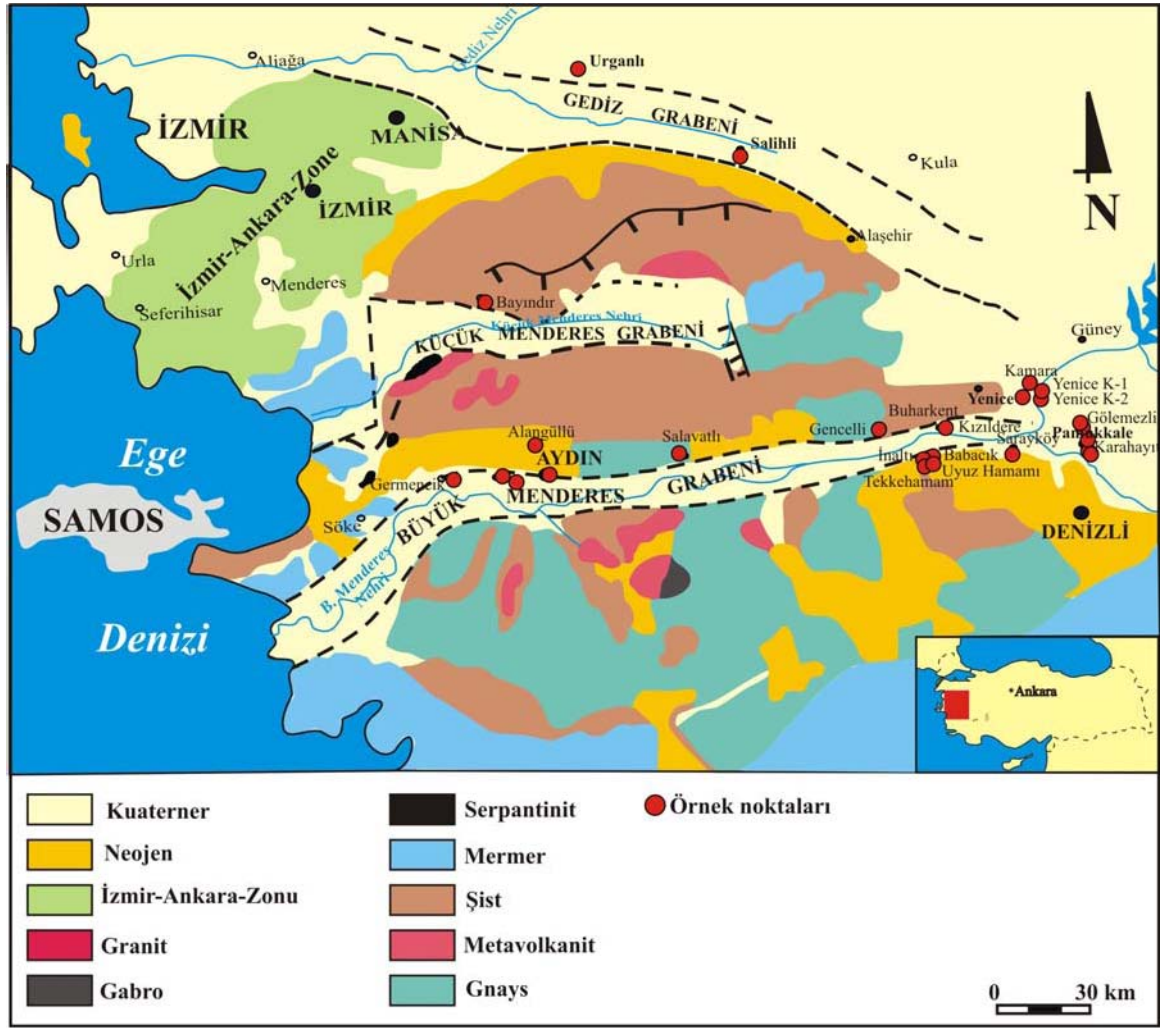
Menderes Masifi Anadolu levhasının en yaşlı kayaç gruplarından oluşur. Masifin çekirdek bölümünde gözlü gnayslar, metagranitler ve yüksek dereceli şistler paragneyslar ve metagabrolar (Şengör vd., 1984; Satır ve Friedrichsen, 1986; Candan, 1995, 1996; Candan vd. 1998, 2001; Oberhänsli vd. 1997, 1998) örtü serilerinde ise alçak dereceli şist, mermer, fillit ve rekristallize kireçtaşları ile metasedimanter kayaçlar yer alır (Dürr, 1975; Başarır, 1970,

1975; Evirgen ve Ataman, 1982; Akkök, 1983; Öztürk ve Koçyiğit, 1983; Şengör vd., 1984; Ashworth ve Evirgen 1985a, 1985b; Satır ve Friedrichsen, 1986; Konak vd., 1987; Kun vd., 1988; Bozkurt, 1996; Hetzel vd., 1998; Bozkurt ve Oberhänsli, 2001). Önceki araştırmalarda basit soğan-kabuğu yapısıyla tanımlanan (Dürr, 1975) Menderes Masifi; yakın zamandaki çalışmalarla Geç Alpin sıkışma deformasyonu ile sonuçlanan kompleks nap-yığışım (nap-pile) yapısı ile açıklanır (Dora vd., 1995; Partzsch vd., 1998; Gessner vd., 1998). Masif; sıkışma deformasyonunu izleyen dönemde, Erken Miyosen genleşme tektoniği sonucu ortaya çıkan makaslama zonları ve düşük açılı normal faylar boyunca ortaya çıkmış ve yaklaşık olarak bugünkü konumunu almıştır (Bozkurt ve Park, 1997; Hetzel vd., 1995a; 1995b).

Menderes Masifi içindeki litostratigrafik birimler; Candan vd. (2001) tarafından; (i) Pan-Afrikan temeldeki çekirdek serisi ve (ii) Paleozoyik-Erken Tersiyer metasedimentlerini içeren örtü serisi olmak üzere iki tektono-metamorfik birime ayrılırlar.

Prekambriyen-Kambriyen yaşlı olan Pan-Afrikan orojenezi ile ilişkili çok fazlı deformasyon ve metamorfizmaya sahip “çekirdek serisi” (Oberhänsli vd., 1997; Candan ve Dora 1998; Dora vd., 2001); gözlü gnayslar, metagranitler, yüksek dereceli şistler, paragneyslar, ve eklojit kalıntıları içeren meta gabrolardan oluşur (Şengör vd., 1984; Satır ve Friedrichsen, 1986; Candan, 1995; 1996; Candan vd., 1998; 2001; Oberhänsli vd., 1997; 1998). Masifin çekirdeğinde en fazla egemen olan ve en geniş yayılıma sahip litolojiyi oluşturan gözlü gnayslar; iyi gelişmiş milonitik foliasyon ve K-G yönlü mineral uzaması ile karakterize edilen blastomilonitlerden meydana gelir (Bozkurt ve Oberhänsli, 2001).

Paleozoyik-Erken Tersiyer yaşlı örtü kayaçları altta Ordovisiyen (?) - Permo-Karbonifer yaşlı düşük-orta metamorfizma dereceli fillitler, kuvarsitler ve mermerlerden oluşur (Candan vd., 2001). Erken Triyas yaşlı lökogradik granitlerin bu kayaçlara sokulum yaptığı bir çok araştırmacı tarafından belirtilmiştir (Şengör vd., 1984; Reischmann vd., 1991; Dannat ve Reischmann, 1998; Koralay vd., 1998). Bu birimlerin üzerine gelen Geç Triyas-Erken Tersiyer yaşlı kayaçlar, metaboksit içeren platform tipi mermerler ve metaolistosromlardan oluşur (Candan vd., 2001).



Şekil 4. Menderes Masifinin jeolojik haritası ve örnek noktaları (Şengör, 1982 ve Dora vd., 1995; Özgür, 1998)

Menderes Masifinin genelleştirilmiş sütun kesiti (Dora vd., 2001), Şekil 5’de verilmiştir. Bu istifte gözlenen platform tipi karbonatlar 2-3 km. kalınlık sunar (Dürr, 1975). Mavi şist ve eklojit kalıntıları içeren (Candan vd., 1998) pelajik killi kireçtaşları Ar-Ar metodu ile yaklaşık olarak 40 My (Eosen) yaş verirler (Oberhänsli vd., 1998).

Menderes Masifinde gözlü gnaysların kökeni araştırmacılar için yıllarca tartışma konusu olmuştur. Bu konuda çalışan birçok araştırmacı gözlü gnaysların sedimanter kökenli (Schuiling, 1962; Başarır, 1970; 1975; Çağlayan vd., 1980; Öztürk ve Koçyiğit, 1983; Meşhur ve Akpınar, 1984; Şengör vd., 1984; Satır ve Friedrichsen, 1986), bazıları da granitik kökenli olduğunu savunmuştur (Graciansky, 1965; Konak, 1985; Konak vd., 1987; Bozkurt vd., 1992; 1993; 1995; Erdoğan 1992; 1993; Koralay vd., 2004; Erdoğan ve Güngör, 2004). Satır ve

Friedrichsen (1986), Rb/Sr tüm kaya-izokron (whole rock isochron) yöntemi ile yapılan yaşlandırmaya dayanarak gözlü gnaysların köken kayalarının çökeliminin ~750 My önce başlamış olduğuna işaret etmiştir.

Candan vd. (2001)'e göre Pan-Afrikan temelin en yaşlı birimini oluşturan çekirdek kayaçları, yerel olarak migmatize olmuş ve paragnayslar ve orta-yüksek dereceli şistlerden oluşur. Dora vd. (2001) ise, önceki çalışmalarda volkanik kökenli olarak tanımlanan paragnaysların, baskın olarak litarenitik bileşimli sedimentler kayaçlardan olduğunu belirtir. Geç Proterozoyik yaşlı bu metasedimenter kayaçlar, polimetamorfik deformasyon gösteren Prekambriyen yaşlı gabrolar ve postmetamorfik Pan-Afrikan metagranit /ortognayslar tarafından sıklıkla kesilmiştir (Dora vd., 1995; Hetzel ve Reischmann, 1996).

Bozkurt vd. (1995), Menderes Masifindeki gözlü gnaysların metasedimenter kayaçlarla örtülmediğini, aksine bu kayaların Miyosen yaşlı granitler olduğunu ve metasedimenter kayaçlarla kesme ilişkisi gösterdiğini, jeokimyasal analizlere bağlı olarak gözlü gnaysların kökenini granitoid olarak açıklarlar. Bozkurt ve Oberhänsli (2001) ise saha verileri, petrolojik ve radyometrik çalışmalara dayanılarak gözlü gnaysların farklı magmatik evrelerde oluşmuş farklı intruzyonları temsil ettiğini belirtir. Gözlü gnaysların kökeni kalk-alkalin, peralüminyumlu, S-tipi, geç-post tektonik, turmalinli ve iki mikalı lökograditlerdir (Bozkurt vd., 1995). Benzer şekilde Erdoğan ve Güngör (2004), Bafa Gölü ve çevresindeki gözlü gnays-metamorfik kaya ilişkisinin, önceden belirtildiğinin aksine intrüzif olduğunu saptamıştır.

Dolayısıyla “Menderes Masifi”ndeki gözlü gnaysların köken kayaçların sadece dokanak ilişkileri değil aynı zamanda yaşları da tartışmalıdır. Daha önceki birçok araştırmacı gözlü gnaysları Prekambriyen yaşlı olarak öngörmektedir (Schuiling, 1962; Graciansky, 1965; Başarır, 1970; 1975; Öztürk ve Koçyiğit, 1983; Şengör vd., 1984; Konak, 1985; Satır ve Friedrichsen, 1986; Konak vd., 1987; Reischmann vd., 1991). Şengör vd. (1984) gözlü gnaysların, Batı Türkiye’de Pan-Afrikan temeli temsil ettiğini belirtir. Son zamanlarda tek zirkon $Pb^{206}-Pb^{207}$ yaşı ile Geç Prekambriyen-Erken Kambriyen boyunca granitik (precursor) bir sokulumun varlığı sonucuna varılmıştır (521-572 M.Y, ortalama 550 M.Y: Hetzel ve Reischmann, 1996; Dannat, 1997; Hetzel vd., 1998; Loos ve Reischmann, 1999). Diğer yandan bazı araştırmacılar (i) daha önce oluşan gözlü gnaysların yapısal olarak onları üstleyen şistleri lokal olarak kesmeleri, (ii) en yaşlı uyumsuz olarak üzerlenen sedimanter kayaçların yaşına dayanarak (21 ± 0.4 M.Y; Becker-Platen vd., 1977) gözlü gnaysların köken kayacının Tersiyer (olasılıkla Oligosen) yaşlı olduğu ileri sürülmektedir (Bozkurt vd., 1992; 1993; 1995; Erdoğan, 1992; 1993; Bozkurt ve Park, 1997). Bozkurt vd. (1995) yaşların geniş bir dağılım göstermesinden dolayı (2.555-1.740 M.Y.-Reischmann vd., 1991) zirkonun çeşitli kaynaklardan gelebileceğini tartışırlar. Bozkurt ve Oberhänsli (2001)’e göre, Tersiyer yaşı için diğer bir delil, Bafa Gölünün doğu kenarı boyunca gözlenen arazi verilerinden gözlü gnaysların şistler içinde intrüzif olarak bulunması ve mermer zarfının (Geç Triyas-Erken Eosen) karbonatlarının bu intrüzyondan etkilenmesi nedeni ile tüm intrüzif yapılar “Erken Eosen sonrası” yaşlı olmalıdır. Bozkurt ve Park (1997)’ye göre, Prekambriyen radyometrik yaşları doğru bile olsa, Eosendeki Ana Menderes Metamorfizması sırasında Pan-Afrikan temel remobilize olmuş ve çevre kayaları kesmiştir. Ancak Oligosen yaşlı oldukları iddia edilen gözlü gnaysların (Bozkurt ve Oberhänsli, 2001), Kretase yaşlı meta-karbonatlarla intrüzif dokanağının gözlenmemesi, gözlü-gnayslar için oluşum yaşı olarak önerilen Oligosen yaşının oldukça tartışmalı olduğunu arazi verileri ile ortaya koyar.

Batı Anadolu stratigrafik, yapısal ve metamorfik özellikleri ile birbirinden ayrılan birçok kaya topluluklarından meydana gelmiştir. Bu kaya topluluklarının bir araya gelmesi Erken Tersiyer’de, Neotetis boyunca kıta-kıta çarpışması sonucunda gerçekleşmiştir (Şengör ve Yılmaz, 1983; Okay, 2001). Orta Miyosen’den sonra tüm Anadolu’da Neotektonik rejim başlar (Şengör, 1980). Bu sistemde Menderes Masifi K-G yönlü genişleme kuvvetlerinin etkisinde kalır. Söz konusu döneme kadar tümüyle rijitleşmiş (katılaştı) olan Menderes Masifi D-B doğrultulu derin hatlar boyunca kırılarak masifte aktif kıtasal rift zonlarının

gelişmesine yol açmıştır (Şengör, 1980). Böylece D-B uzanımlı Büyük Menderes, Küçük Menderes ve Gediz Grabenleri gelişmiştir (Dora vd., 1992, Şekil 6). DB uzanımlı yapılar KD-GB ve KB-GD uzanımlı faylarla biçimlenir. Neojen yaşlı bu grabenler Menderes Masifini kuzey’de Gördes ve Eğrigöz, merkezde Ödemiş-Kiraz ve güneyde Çine olmak üzere üç as masife ayırmıştır (Dora vd., 1992; Dora vd, 2001; Şekil 6). Batı Anadolu’da jeotermal sistemlerin çoğu D-B uzanımlı grabenler ile KB-GD ve KD-GB yönlü fayların kesiştiği alanlarda bulunur (Möller vd., 2004). Menderes Masifinde aktif rift zonlarda bulunan fay sistemleri meteorik suların derin dolaşımını sağlar.

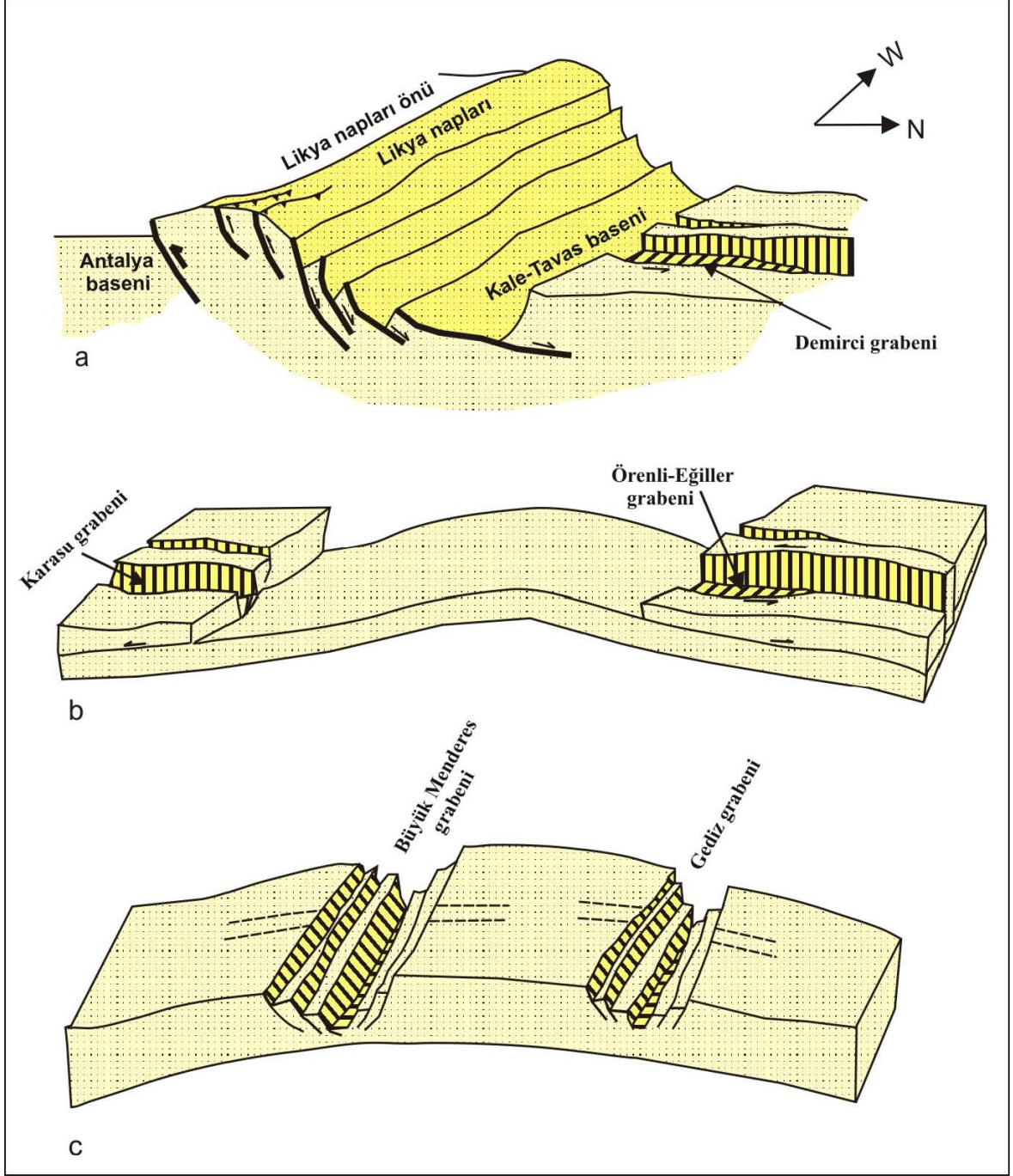
Menderes Masifinin sıkışmalı deformasyonun etkisi altında kaldığı ve sismik olarak dünyanın en aktif/hızlı deformasyon gösteren bölgelerinden birini oluşturduğu bir çok araştırmacı tarafından belirtilir (Jackson ve McKenzie, 1984; Eyidoğan ve Jackson 1985; Ambraseys ve Jackson, 1998). Masifte Bozdağ horstunun hızlı yükselmesi, yüksek sismik aktivite ve erozyon ile Pliyosen-Kuvaterner yaşlı çok kalın, iri taneli alüvyal ve flüvyal sedimentler Büyük Menderes, Küçük Menderes ve Gediz grabeninde birikmişlerdir (Möller, 2004).

Saros körfezinin batısında Kuzey Anadolu fayının GB-KD doğrultulu Yunan makaslama zonuna dönüşmesi Anadolu levhasının batıya doğru hareketine engel olduğundan tüm Ege ve Batı Anadolu’da D-B yönlü sıkışma rejimi ortaya çıkmıştır. Bu hareketlere paralel olarak aynı zamanda Doğu Akdeniz litosferinin Anadolu levhası altına dalması Menderes Masifinin yükselmesine ve masifte magma intrüzyonlarına neden olmuştur (Şengör ve Yılmaz, 1981). Menderes Masifindeki bu hareketler Ege graben sisteminin oluşmasına neden olmuştur. Yılmaz vd., (2000)’e göre yapılan şematik blok diyagram Batı Anadolu’da bulunan grabenlerin gelişim evrelerini göstermektedir (Şekil 6 ve 7). Buna göre; (a) Geç Oligosen boyunca Likya Naplarının güneye doğru hareketi ile Kale-Tavas Baseni oluşmuştur. Bu hareketle ilgili olarak KB-GD uzanımlı (Ören ve Yatağan gibi) grabenler gelişmiştir. Daha kuzeyde, K-G yönlü kompresiyon kuvvetleri sonucunda oluşan, D-B yönlü gerilme kuvvetlerinin etkisi altında yaklaşık K-G uzanımlı grabenler gelişmeye başlamıştır. (b) Geç Miyosen boyunca K-G yönlü gerilmeler başlamıştır. Bozdağ horstunun yükselmesi ve ana kırılma fayları bu zamanda oluşmuştur. Sıyrılma (detachment) yüzeyinin üzerinde yaklaşık olarak K-G uzanımlı grabenler oluşmaya başlamıştır. (c) Geç Miyosen-Erken Pliyosenden(?) sonra, kısa süreli erozyon ile birlikte harekete geçen K-G gerilmeleri altında, D-B uzanımlı graben basenleri oluşmaya başlamıştır. D-B uzanımlı grabenler üst Miyosen-Alt Pliyosen (?)

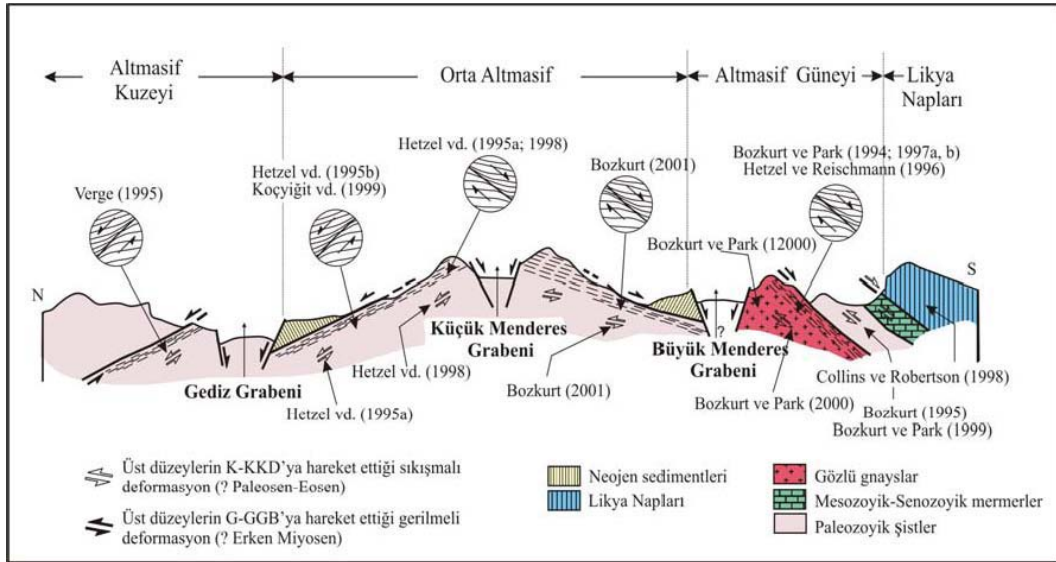
seviyeleri içeren kayaç birlikleri ve daha eski yapılar ile kesilmiştir (Yılmaz vd., 2000).

Batı Anadolu K-G yönlü gerilmeler sonucu yılda 3-6 cm genişlemektedir. Bunun sonucunda, bölgenin jeolojisinde egemen yapı unsurları olarak D-B gidişli grabenler gelişmektedir. Bu grabenler, kenarlarından normal faylarla sınırlıdır. Grabenlerin kenar fay zonları 100-150 km devamlılık göstermektedir ve bu zon, uzunlukları çoğun 8-10 km'yi geçmeyen kısa faylardan oluşmuş bir fay demeti halindedir. Bu fayların üzerinde, sürekli bir sismik aktivite kaydedilmektedir (Yılmaz, 2000).

Alpin metamorfizması, şist kuşağından çekirdeğe doğru artan dereceli ilerleyen (progresif) metamorfizmayı gösterir (Başarır 1970; 1975; Dürr 1975; Çağlayan vd. 1980; Akkök, 1983; Ashworth ve Evirgen, 1984; 1985a; Şengör vd., 1984; Satır ve Friedrichsen, 1986; Bozkurt, 1996). Bu metamorfizmayı çekirdek ve şist kuşağını içine alan Geç Alpin gerileyen (retrograd) metamorfizma izler. Bu olayı Paleosen çarpışması sırasında (35 ± 5 M.Y; biyotit ve muskovit Rb-Sr yaşı; Satır ve Friedrichsen, 1986) “Menderes Masifi”nin Likya Napları altına gömülür ve Ana Menderes Metamorfizması gelişir. Candan vd. (1998)’e göre yüksek-basınç/alçak-sıcaklık eklojit kalıntıları, Neotetisin kapanması ile ilgili olmalıdır. Güneyde bulunan makaslama zonları muskovit-pegmatitler içerir ve bunların Rb-Sr yaşları 56-52 M.Y. yaş aralığını verirler (Bozkurt ve Satır, 2000). Araştırmacılar, bu yaşın Geç Alpin hareketini işaret ettiğini belirtir (Satır ve Taubald, 2001).



Şekil 6. Batı Anadolu’da bulunan grabenlerin Erken Miyosen’den günümüze kadar gelişim evrelerini gösteren şematik blok diyagram (Yılmaz vd., 2000)



Şekil 7. Alpin sıkışma izleyen gerilme deformasyonları ile ilişkili K-G yönlü şematik enine kesit (Bozkurt, 2001)

Menderes Masifi için birbirinden farklı jeolojik olayların sayısı ve bu olayların oluşma yaşı konusunda birçok tartışma olmasına rağmen masifin kompleks ve polifazlı metamorfik geçmişi sahip olduğu sonuçlarla ortaya konmuştur (Dora vd., 1995; Dora vd., 2001; Bozkurt, 2001). Menderes Masifinin metamorfik geçmişi kısaca özetlenirse;

(i) Leptit-gnays ve çekirdek şistlerin sedimentasyonu , metamorfizma (M1) ve bazik ve asidik pütonların sokulumu: Çekirdek serisine ait temel birimler, Pan-Afrikan kıta-kıta çarpışması ile Prekambriyen-Kambriyen sınırında üst amfibolit granulit fasiyesi koşullarında metamorfizmaya uğrarlar (M1). Bu metamorfizmaya sin ve/veya post metamorfik olan ve yaklaşık 550 M.Y. olarak yaşlandırılan granitoid (Loos ve Reischmann, 1999) ve gabrolar eşlik ederler (Dora vd., 1995).

(ii) Örtü serilerin Paleozoyik birimlerinin birikimi, Variscan metamorfizması (M2), Triyas yaşlı löko-granitlerin sokulumu: Paleozoyik örtü birimleri yukarı doğru sırasıyla kuvars arenit, Pan Afrika temelden gelen granit çakıllı ve kireçtaşı arakatlı metakonglomeralar, Ordovisiyen(?)-Permo-Karbonifer boyunca aşındırılmış, Pan-Afrikan temelde biriken şeyl ve kuvars arenitlerden oluşur. Bu seriler çekirdekteki birimler gibi Variscan Orojenezinin geç fazları boyunca metamorfizmaya uğramışlar (M2), ve Erken Orta Triyas lökokratik granitler bu birimler arasına sokulmuşlardır. Yaklaşık olarak 240-130 M.Y. yaşlı bu kayalar Menderes Masifinde Variscan orojenezini kanıtlar (Dora vd., 1995).

(iii) Örtü serilerin Mesozoyik- Tersiyer(?) yaşlı birimlerinin metamorfizması (M3, M4): Platform tipli karbonatların en alt seviyelerde oluşan konglomeralar Paleozoyik ve Mesozoyik serileri arasındaki süreksizliği kanıtlamaktadır. Alttan üste doğru boksit birikimleri içeren platform tipi karbonatlar ve ofiyolit ve karbonat blokları içeren olistosrom biriminden oluşan örtü kayaçların birimlerin üst zarfı Geç Triyas-Paleosen(?) boyunca birikmişlerdir (Dora vd., 1995). Orta basınç koşullarında gelişen metamorfizmanın son fazları boyunca, sıkışmalı tektonik rejim; çekirdek serilerinin örtü serilerinin üzerine bindirmesinin ve kendi içinde ters faylarla itilmesine neden olmuştur (Dora vd., 1995).

(iv) Gerilme tektoniği rejimi, sintektonik granitlerin intrüzyonu, sıyrılma (detachment) faylarının gelişimi ve Menderes Masifinin yükselerek açığa çıkması: Seyitoğlu ve Scott, (1991); Hetzel, (1995); Hetzel vd., (1995) Batı Anadolu'da Erken Miyosen boyunca oluşan gerilme tektoniği rejimi büyük sıyrılma faylar ve kataklastiklere eşlik eden Menderes Masifinin yükselmesine ve açığa çıktığını iddia ederler. Yaklaşık 19.5 ± 1.4 m.y. yaşlı (Hetzel vd., 1995a; 1995b) sintektonik granitler bu rejim boyunca örtü kayaçlar içine sokulum yaparak çevre kayaçlarda kontak metamorfizmanın oluşmasına neden olur. Ödemiş-Kiraz alt-masifinin yükselerek açığa çıkmasıyla, plastik ile kırılğan arasında değişen koşullar altında, büyük sıyrılma (detachment) fayları ve yaklaşık 100 m. kalınlıkta kataklastik kayaçların gelişmesine neden olmuştur (Hetzel ve Dora, 1994). Oldukça kırılğan koşullar altında gelişen D-B uzanımlı normal faylar, temelde izlenen kataklastik kayaçlar ile metamorfik olmayan Neojen tortullarını keserler. Gediz Grabeninde genç normal faylar boyunca, Neojen yaşlı sedimenter kayaçlar kataklastik kayaçların üstünde yer alırlar. Orta Üst Miyosen yaşlı ortaça-bazik bileşimli volkanik kayaçlar (Karaoğlu ve Çalapkulu, 1990) ve Menderes Masifinin orta kesimlerinde yer alan jeotermal kaynaklar grabenleşmeye yol açan gerilmeli sistem ile doğrudan ilişkilidir (Dora vd., 1995; Özgür ve Pekdeğer, 1995).

Türkiye'de Neojen-Kuvaterner volkanizması, Alpin-Akdeniz kuşağının Neotektonik evrimi ile yakından ilişkilidir. Genel olarak bölgedeki volkanik ürünlerin petrojenetik oluşum ve zaman aralığı ilişkileri Arap ve Avrasya levhaları arasında karmaşık ilişkiyi yansıtır (Güleç vd., 2002). Türkiye'de Batı, Orta, Doğu Anadolu ve Galata volkanik provansı olmak üzere dört ana volkanik bölge tanımlanmıştır (Güleç vd., 2002). Batı Anadolu'da iki magmatik faz ayırt edilir (Borsi vd. 1972; Fytikas vd. 1984; Yılmaz 1989; 1990; 1997). İlk magmatik faz Oligosen-Erken Miyosen döneminde oluşmuş, bu dönemde granitik plütonlar sık kabuk seviyelerine sokulum yapmış, ortaça ve felsik bileşimli birlikler (Kozak ve Ezine-Kestanbol

gibi) ortaya çıkmıştır (Yılmaz vd., 2000). Bu fazda oluşan magmatik birlikler genel olarak yüksek potasyumlu, kalk-alkalin ve hibrid petrokimyasal karakteristiğe sahiptir. Bu birliklerde mantodan gelen magma %50'den fazla oranda kabuk malzemesi ile karışmıştır (Borsi vd. 1972; Yılmaz 1989; 1990; 1997; Güleç, 1991). Yüksek orandaki kabuk bileşeni Oligosen-Erken Miyosen'de magmanın kalın bir kabuk içinden geçerek geldiği izlenimini verir. İkinci magmatik faz, alkali bazalt lavların püskürmesi sonucunda Geç Miyosen-Pliyosen döneminde meydana gelmiştir (Fytikas vd., 1984; Ercan vd., 1985; Yılmaz, 1989; 1990; 1997). Geç Miyosen-Pliyosen bazaltları kıtasal rift zonlarında oluşan lavlar ile benzer petrokimyasal özellikler gösterir (Fytikas vd., 1984; Ercan vd., 1985; Yılmaz, 1990; 1997). Bu veri bu zamandaki Batı Anadolu'nun tektonik yapısı ile uyumluluk sağlar. Savaşçın ve Güleç (1990), sıkışma rejimi ile ilişkili gelişen volkaniklerin genellikle kalkalkalen, gerilme rejimi ile ilişkili gelişen volkaniklerinde daha çok alkalin ancak bazen gerilme rejimi içerisinde gelişen volkaniklerinde kalk-alkalin karakter taşıdıklarını belirtmişlerdir. Dolayısıyla Batı Anadolu'da sıkışma rejiminden gerilme rejimine geçişin her zaman kalk-alkalin volkanizmadan alkalin volkanizmaya geçişle temsil edilmediğini, gerilme rejimine geçişte yer yer kalk-alkalin volkanizmanında halen etkinliğini sürdürdüğünü ifade etmişlerdir. Aynı araştırmacılar kalk-alkalin volkanizmanın manto ve kabuksal kaynak etkileşimi, alkalin volkanizmanın gerilme rejimi içerisinde kıtasal kabuğun incelmeye bağlı olarak kabuksal kirlenmenin ihmal edilebilir derecede düşük olduğu ve direkt manto kökenli olduğu üzerinde durmuşlardır. Yine Anadolu'da Geç Miyosen'e kadar devam eden sıkışma rejiminin daha sonra gerilme rejimine dönüşmesinin kalk-alkalin volkanizmadan alkalin volkanizmaya geçişle temsil edildiği görüşü Yılmaz (1990), Güleç (1991), Savaşçın (1991) tarafından iddia edilmiştir. Kıtasal kabuk içerisinde gelişen bu volkanik aktiviteler üzerine yapılan çalışmalarda; genelde volkanizmanın kökeni, karakteri ile bölgesel ölçekteki tektonik yapılar ve tektonik rejimler (sıkışma yada gerilme tektoniği) arasındaki ilişkiler aydınlatılmaya çalışılmış olmakla birlikte tartışmalar halen devam etmektedir.

Batı Anadolu'da gelişen geç volkanizma (Oligo-Miyosen); baskın olarak kalk-alkalin bazaltik andezit ve Geç Miyosen-Kuvaterner döneminde gelişmiş alkalin bazaltlar ile karakterize olur. Bu alanda gelişen volkanizma, bölgede sıkışma tektoniğinden gerilme tektoniğine geçişe yaklaşık olarak paralellik sunar (Innocenti vd., 1975; Yılmaz, 1990; Güleç, 1991; Yılmaz vd., 2000; Güleç vd., 2002).

Francalanci vd. (2000); Batı Anadolu'da Erken-Orta Miyosen kalk-alkalin volkanizmasına eşlik eden şosonitik ultrapotasik-lamproitik birlikteliklerinin, Ege bölgesinde Sakarya ve Anadolu kıtalarının, Kretase-Eosen çarpışmasından sonra gelişen, okyanussal dalma-batma ile ilişkili olduğunu belirtir. İkinci alkalin volkanik faz ise Orta Miyosen'de başlamış zamanla hacimsel olarak genişlemiş ve Üst Miyosenden sonra en etkin hale gelmiştir (Möller, 2004). Genç trakibazaltik-bazaltik volkanik kayalar ve ultrapotasik-lamproitik kayalar ise kıta içi gerilme tektoniği sonucu gelişmiştir (Doglioni vd., 2002; Innocenti vd., 2004). Bu gelişime bağlı olarak önce kalk-alkalin strato-tip volkanizma daha sonra ise alkalin ürünler gelişmiştir (Möller vd., 2004).

Yılmaz vd. (2000) Masifinin orta bölümünde K-G doğrultusunda gelişen grabenleşmenin Erken Miyosen'den itibaren D-B doğrultusunda açıldığını ifade etmişlerdir. Araştırmaya göre K-G doğrultusunda gelişen açılma Geç Miyosen'den itibaren başlar. Batı Anadolu'da orta ve felsik bileşimli ilk granitik plütonlar Oligosen-Erken Miyosen döneminde sığkıtasal kabuğa sokulum yapmışlardır. Bu kayalar yüksek potasyum içerikli kalkalkalen ve hibritik özellik gösterirler ve kıtasal kabukla yüksek oranda kontamine olmuşlardır (Yılmaz, 1990; Güleç, 1991). Menderes Masifi bölgesinde izlenen diğer bir magmatik faz ise Kula yöresinde Geç Miyosen-Pliyosen döneminde gelişmiş olup kırık hatları boyunca alkali bazaltik lavlardan meydana gelmiştir (Fytikas vd., 1984; Ercan vd., 1985). Bu volkanizmanın Geç Miyosen-Erken Pliyosen döneminde gelişen K-G yönlü açılmaya bağlı olarak erozyon sonucunda yüzeylenir. Menderes Masifinde bazik volkanizmaya Kula, Kiraz ve Söke yörelerinde rastlanılmaktadır. Masifin graben zonları içinde saptanan zengin jeotermal kaynaklar, volkanik aktivitenin günümüzde de sürdüğünü göstermektedir (Dora vd., 1992).

KD uzanımlı basenlerin önemli karakteristiği plütonik ve volkanik kayalar üreten geniş yayılımlı magmatizmanın varlığıdır (Erkül vd., 2005). Günümüze kadar verilen radyometrik yaş tayinleri Türkiye'nin batısında Senozoyik yaşlı volkanizmanın zaman zaman oluştuğunu açıkça gösterir. Magmatik fazların kökeni ve nedenleri günümüzde de tartışma konusudur (Erkül vd., 2005). Bu konuda üç tür model ortaya atılmıştır. (i) Doğu Akdeniz okyanussal tabanının Ege hendeği boyunca dalması sonucu K-G sıkışma rejimleri altında gelişen magmatizma (Fytikas vd., 1984; Pe-Piper ve Piper, 1989, 2001). (ii) İkinci model farklı zamanlarda farklı karakterde magmatizma faaliyeti gelişimi ile ilgilidir. Bunlardan birincisi Geç Oligosen-Erken Miyosen boyunca K-G sıkışma rejimi ile oluşan kalk-alkalin, yüksek K'lı şosonitik kayalarla karakterize olur. Daha sonraki magmatizma dönemi Geç Miyosen-

Pliyosen yaşı K-G gerilme rejimi altında oluşan alkali eğilimli bazaltik kayaçlarla temsil edilir (Şengör ve Yılmaz, 1981; Şengör vd., 1985; Yılmaz, 1989, 1990; Savaşın ve Güleç, 1990; Güleç, 1991). (iii) Magmatik fazlara ait üçüncü görüş Geç Oligosen'den başlayarak devam eden N-G gerilme rejimi altında gelişmiş magmatizmadır (Seyitoğlu ve Scott 1991, 1992).

Güleç vd. (2002), Türkiye'de helyum izotopunun tektonik, volkanizma ve güncel sismik aktiviteler ile ilgisini incelemiştir. R/RA değeri (R: örnek $^3\text{He}/^4\text{He}$ ve RA: hava $^3\text{He}/^4\text{He}$) 0.05-7.87 arasında geniş bir aralık sunar ve Türkiye'de birçok alanda manto kaynaklı helyum belirlenmiştir. Doğu Anadolu'da Nemrut volkanında manto katılımı en yüksek seviyelere ulaşırken sıkışma tektoniğinin hakim olduğu orta entalpili batı Anadolu jeotermal alanlarında göreceli olarak düşüktür (<%50). Batı Anadolu'da en yüksek He değeri Kula volkanında (2.8 RA) ve Denizli'de (3.7 RA) olarak bulunur. Batı Anadolu'da R/RA değeri daha önceki çalışmalarda kıtasal gerilme alanlarında belirtilen değerlere göre düşüktür (Hooker vd., 1985, Oxburgh vd., 1986, Smith ve Kennedy, 1985; Polyak ve Tolstikhin, 1985; Martel vd., 1989). Ancak manto helyumu Neojen-Kuvaterner volkaniklerle çevrili alanlardan daha geniş alanlara yayılmıştır. Helyumun manto ergiyiğinden litosfere transferi en olası mekanizmadır ve helyum 10^6-10^8 yıl kabukta depolanabilir (Kamensky vd., 1990). Batı Anadolu'da Neojen volkanizmasına katılan bir kısım manto helyumu, güncel gerilme tektoniği sonucu, kırık zonları boyunca, kabuğun derin kısımlarına kadar ulaşan yeraltı suları ile yüzeye taşınmaktadır. Magmatik aktivite bölgesel metamorfizmaya göre daha geniş ^3He dağılımı sunar (Güleç vd., 2002). Kula volkanizmasında R/RA oranı (1.72-2.84) Denizli jeotermal alanından (2.52-3.68) daha düşüktür. Denizlide güncel sismik aktivite vardır. Yüksek R/RA oranı ve sismik aktivite yeraltında oluşan güncel bir magmatizma ile ilişkili olabilir (Güleç vd., 2002).

4. BÜYÜK MENDERES NEHRİ SULARINDA BOR DEĞERLERİ

Büyük Menderes vadisinde doğu kesiminde Denizli-Sarayköy yakınlarında Kızıldere jeotermal sistemi bulunmaktadır. Bu jeotermal sistemde 9 üretim kuyusu tarafından beslenen bir 17,5 MW gücünde bir jeotermal santral bulunmaktadır. Bu jeotermal santralde elektrik enerjisi üretiminde kullanılmak üzere rezervuar sıcaklığı 240 °C civarına kadar ulaşan sıcak sulardan buhar fazı ayırıcılar vasıtasıyla ayrılıp elektrik enerjisi üretiminde kullanılırken sıvı olan kısım 90-100 C sıcaklığında ortalama 30 mg/l olan bor değerleriyle atık su olarak Büyük Menderes nehrine bırakılmaktadır. Bu yüzden nehir sularında da karışımdan dolayı bor değerleri artmaktadır. Bu artış özellikle nehir suyu debisinin düşük olduğu sonbahar aylarında 4,4 mg/l değerine kadar ulaşmış bulunmaktadır. Bu derece yüksek olan bor değerleri bu sularla sulamaları yapılan turuncgiller bitkilerinde toksik etkiler yaparak bu bitkilerin hastalanmasına ve dolayısıyla bunlardan beklenen meyva üretimini önemli derecede etkilemektedir. Bu yüzden özellikle Ekim aylarında bu tür bitkilere verilen toksik etkileri azaltmak için jeotermal sistemde yaklaşık bir aylık zaman için enerji üretimine ara verilmektedir.

Bu Kızıldere jeotermal sisteminden bırakılan atık sıcak suların Büyük Menderes nehri sularına olan bor etkisini incelemek için araştırmacılar tarafından 1996 Mart, 1996 Ekim ve 2007 yaz aylarında doğrudan menderes nehrinin ve sıcak suların farklı lokasyonlarında olmak üzere arazide in-situ ölçümleri yapılmış, su örnekleri alınmış ve bunlar laboratuvarında anyon, katyon ve bor yönünden analiz edilmişlerdir (Çizelge 4; Şekil 8 ve 9).

Mart 1996 tarihinde Büyük Menderes nehri sularının debisinin en yüksek olduğu zamanda bu nehre gelen jeotermal sulardaki bor değerleri 0, 76 mg/l değeri altına düşürülerek seyreltilmektedir ve bu değerler bu mevsimde herhangi bir şekilde Büyük Menderes ovasında bitkilerin toksik zehirlenmesine yol açmamaktadır (Şekil 10). Buna karşın nehir suyu debisinin az olduğu Ekim 1996 tarihinde nehir sularında 1,3 mg/l değerine ulaşan bor içerikleri tespit edilmiş bulunmaktadır (Çizelge 4; Şekil 11). Bu şekilde Menderes nehrinin debisinin Adıgüzel Barajından bırakılan suya bağlı olarak en yüksek olduğu Temmuz 2007 yılında yapılan ölçümlerde Büyük Menderes nehrinin en fazla 0,5 mg/l altında bor değerleri taşıdığı ortaya çıkmıştır (Çizelge 5).

Çizelge 4. Kızıldere ve yakın çevresindeki jeotermal sular ve menderes nehrinde ölçülen bor değerleri

(a)

Sıra no	Örnek no	Lokasyon	Açıklama	T (°C)	pH	EC (uS/cm)	Eh mV	O ₂ (mg/l)	Li ⁺ (mg/l)	Na ⁺ (mg/l)	K ⁺ (mg/l)	Mg ²⁺ (mg/l)	Ca ²⁺ (mg/l)	Sr ²⁺ (mg/l)	Ba ²⁺ (mg/l)
1	GMW 01	Kızıldere	KD 13 (4)	96,0	9,18	5460	-265	1,38	4,949	1353,4	140,39	0,2424	2,323	0,0606	0
2	GMW 76	BM-FluB	Yenice II	8,6	7,80	421	51	10,38	0,0101	9,0193	1,9695	18,18	48,48	0,5555	0
3	GMW 78	BM-FluB	Sarayköy	12,1	8,16	1541	25	9,00	0,0303	55,55	3,636	94,94	149,48	3,939	0
4	GMW 79	BM-FluB	Cürüksu	10,9	7,91	506	51	10,20	0,0101	16,0489	3,3128	21,21	57,57	0,9292	0
5	GMW 80	BM-FluB	Sarayköy	12,3	8,16	1480	27	8,92	0,0303	55,55	3,4744	87,87	102,01	3,636	0
6	GMW 81	BM-FluB	Buharkent	12,4	8,15	1804	25	8,67	0,1313	98,98	6,262	115,14	146,45	3,838	0
7	GMW 83	BM-FluB	Kızıldere	11,3	8,03	1416	21	8,54	0,04,04	38,9961	4,1006	89,89	144,43	3,636	0
8	GMW 84	BM-FluB	Kızıldere	12,1	8,28	1502	5	8,73	0,1717	71,71	7,171	86,86	138,37	3,434	0

(b)

Sıra no	Örnek no	Lokasyon	Açıklama	Mn ²⁺ (mg/l)	Fe ²⁺ (mg/l)	Fe ²⁺ (mg/l)	Cu ²⁺ (mg/l)	Ag ⁺ (mg/l)	Au ⁺ (mg/l)	Zn ²⁺ (mg/l)	B (III) (mg/l)	Al ³⁺ (mg/l)	Tl ³⁺ (mg/l)	Si(IV) (mg/l)	Pb ²⁺ (mg/l)
1	GMW 01	Kızıldere	KD 13 (4)	0,0101	u.N.	0,404	0,00202	u.N.	u.N.	0,0202	19,6	0,8585	0,00202	61,1	n.b.
2	GMW 76	BM-FluB	Yenice II	0,0202	n.b.	u.N.	0,00101	u.N.	u.N.	u.N.	0,098	u.N.	0,00101	8,6	u.N.
3	GMW 78	BM-FluB	Sarayköy	0,0505	n.b.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	0,092	u.N.	u.N.	12	u.N.
4	GMW 79	BM-FluB	Cürüksu	0,0707	n.b.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	u.N.	0,063	u.N.	0,00101	8	u.N.
5	GMW 80	BM-FluB	Sarayköy	0,0505	n.b.	u.N.	0,00101	u.N.	u.N.	u.N.	0,084	u.N.	u.N.	11,8	u.N.
6	GMW 81	BM-FluB	Buharkent	0,0404	n.b.	0,0505	0,00101	u.N.	u.N.	u.N.	0,573	u.N.	u.N.	13,6	u.N.
7	GMW 83	BM-FluB	Kızıldere	0,0404	n.b.	u.N.	0,00202	u.N.	u.N.	0,0101	0,136	u.N.	u.N.	12	u.N.
8	GMW 84	BM-FluB	Kızıldere	0,0404	n.b.	u.N.	0,00101	u.N.	u.N.	0,0101	0,755	u.N.	0,00202	15,5	u.N.

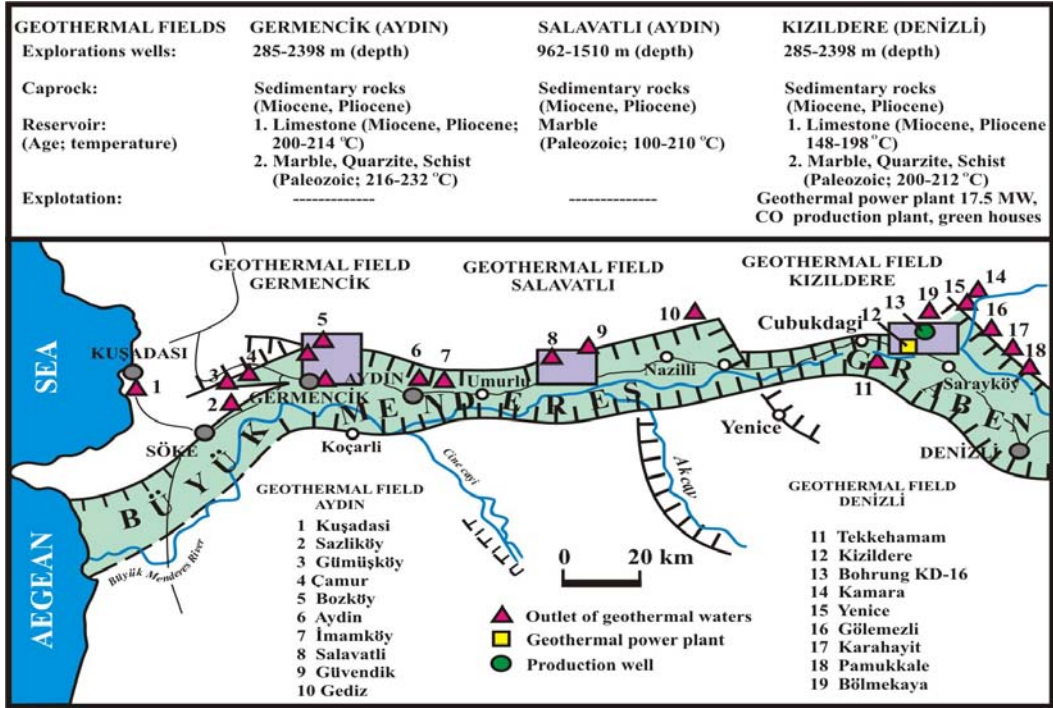
Çizelge 4. (devamı)

(c)

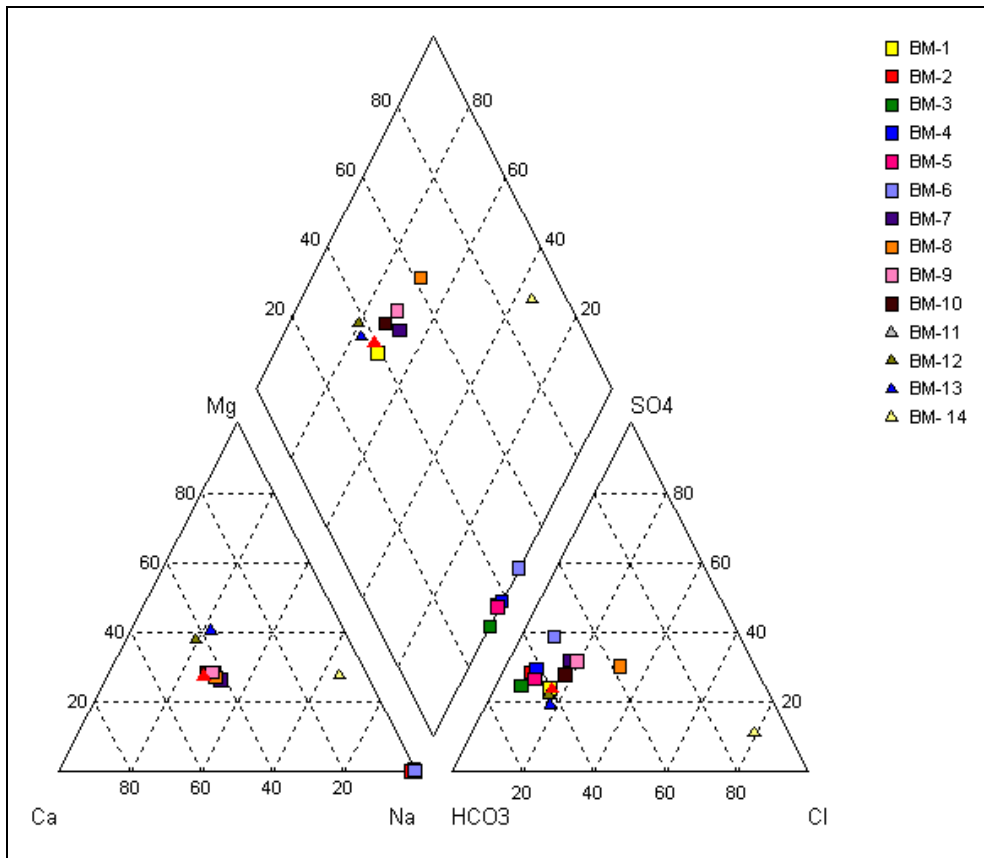
Sıra no	Örnek no	Lokasyon	Açıklama	As(III) (mg/l)	Sb(III) (mg/l)	NH ₄ ⁺ (mg/l)	C (mg/l)	H ₂ CO ₃ (mg/l)	HCO ₃ ⁻ (mg/l)	CO ₃ ²⁻ (mg/l)	NO ₂ ⁻ (mg/l)	NO ₃ ⁻ (mg/l)	PO ₄ ³⁻ (mg/l)
1	GMW 01	Kızıldere	KD 13 (4)	1,3231	0,18483	3	1509,5	0,0	1610,8	474,1	0,005	1,6	0,19
2	GMW 76	BM-FluB	Yenice II	0,00202	0,00505	u.N.	195,8	3,1	268,5	0,0	0,055	6,7	0,05
3	GMW 78	BM-FluB	Sarayköy	0,00404	0,00202	0,5	283,9	3,1	390,5	0,0	0,450	7,4	0,10
4	GMW 79	BM-FluB	Cürüksu	0,00808	0,00404	0,5	187,0	3,1	256,3	0,0	0,160	5,4	0,05
5	GMW 80	BM-FluB	Sarayköy	0,00303	u.N.	0,5	275,1	3,1	378,3	0,0	0,200	7,6	0,23
6	GMW 81	BM-FluB	Buharkent	0,0202	0,00707	0,75	314,7	3,1	433,2	0,0	0,450	7,8	0,07
7	GMW 83	BM-FluB	Kızıldere	0,00606	0,0101	0,5	275,1	3,1	378,3	0,0	0,400	7,4	0,16
8	GMW 84	BM-FluB	Kızıldere	0,03838	0,00606	0,75	299,3	0,0	396,6	18,0	0,500	7,3	0,16

(d)

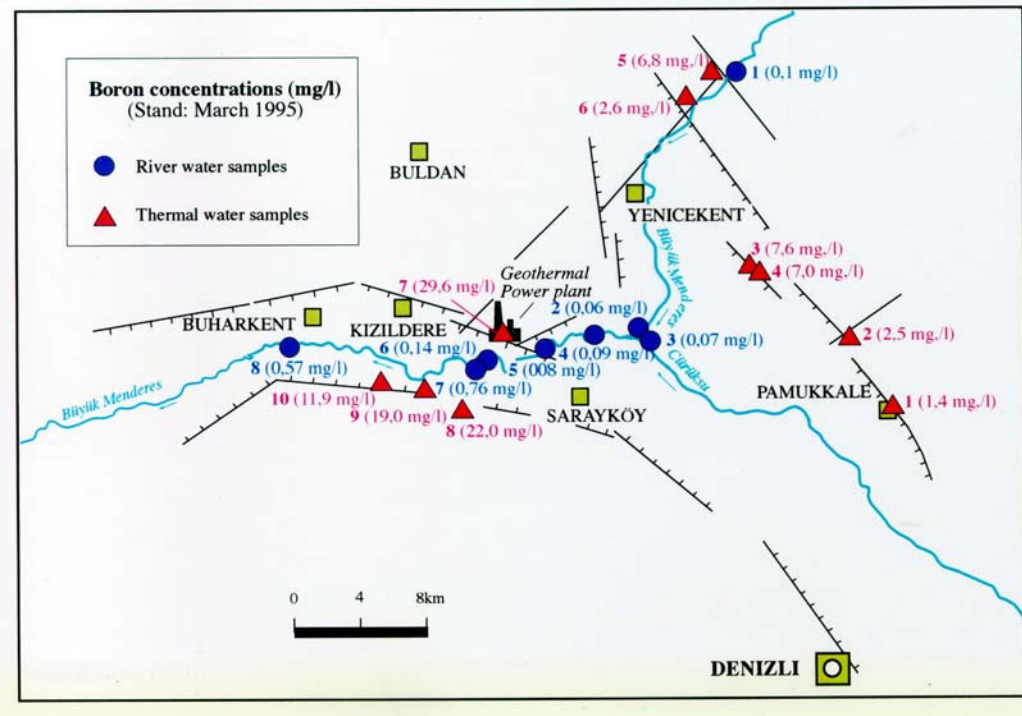
Sıra no	Örnek no	Lokasyon	Açıklama	HS- (mg/l)	SO ₄ ²⁻ (mg/l)	F- (mg/l)	Cl- (mg/l)	Br- (mg/l)	I- (mg/l)	Su tipi
1	GMW 01	Kızıldere	KD 13 (4)	0,35	714,0	18,40	126,0	0,67	0,26	Na-HCO ₃ -SO ₄
2	GMW 76	BM-FluB	Yenice II	u.N.	32,0	0,18	9,5	u.N.	u.N.	Ca-Mg-HCO ₃
3	GMW 78	BM-FluB	Sarayköy	u.N.	480,0	0,60	57,0	0,13	0,42	Mg-Ca-SO ₄ -HCO ₃
4	GMW 79	BM-FluB	Cürüksu	u.N.	85,0	0,27	14,0	0,07	0,42	Ca-Mg-HCO ₃
5	GMW 80	BM-FluB	Sarayköy	u.N.	481,0	0,59	56,0	0,40	u.N.	Mg-Ca-SO ₄ -HCO ₃
6	GMW 81	BM-FluB	Buharkent	u.N.	746,0	0,90	57,0	0,33	u.N.	Mg-Ca-Na-SO ₄
7	GMW 83	BM-FluB	Kızıldere	u.N.	1042,0	0,63	35,0	0,07	0,42	Mg-Ca-SO ₄
8	GMW 84	BM-FluB	Kızıldere	u.N.	478,0	1,11	38,0	0,20	u.N.	Mg-Ca-SO ₄ -HCO ₃



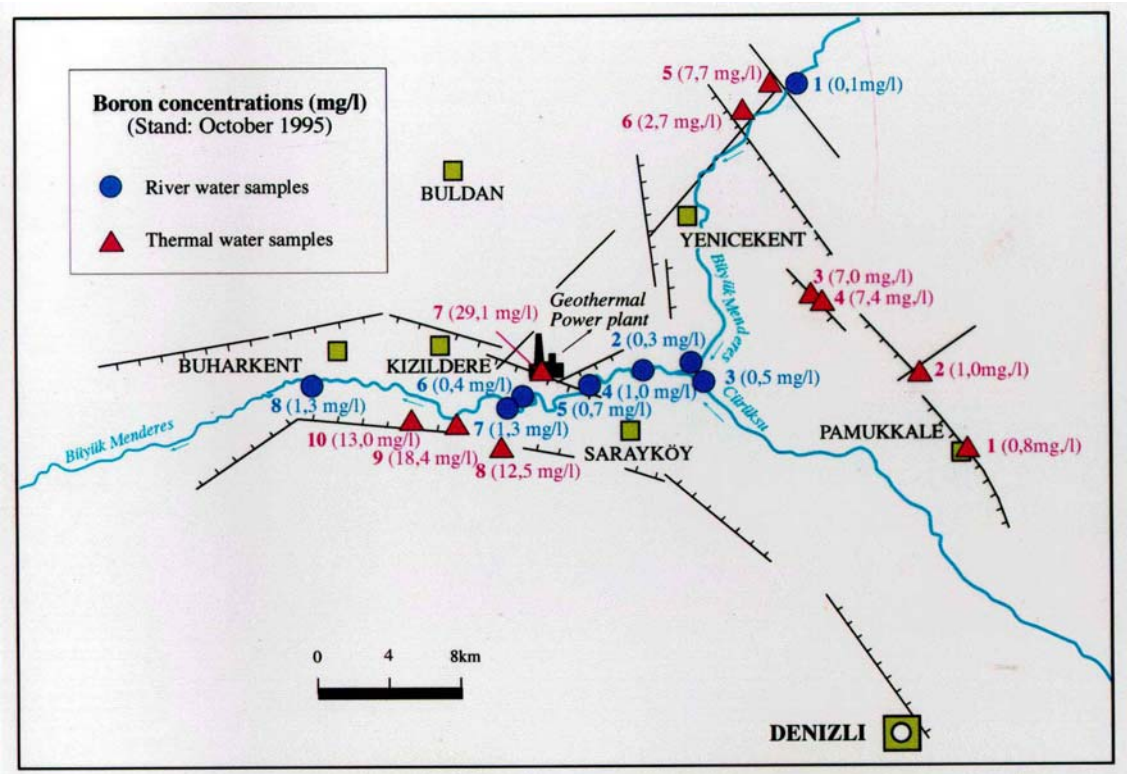
Şekil 8. Büyük Menderes kıtasal rift zonu içinde bulunan jeotermal lokasyonlar



Şekil 9. Büyük Menderes nehri ve Kızıldere jeotermal sistemi içerisindeki lokasyonlardan alınan su örneklerine ait Piper diyagramı.



Şekil 10. Kızıldere ve çevresinde bulunan yeraltısuları, termal sular ve Büyük Menderes nehri sularının bor değerleri (Mart 1996)



Şekil 11. Kızıldere ve çevresinde bulunan yeraltısuları, termal sular ve Büyük Menderes nehri sularının bor değerleri (Ekim 1996)

Çizelge 5. Büyük Menderes nehri ve Kızıldere jeotermal sistemi içerisindeki lokasyonlardan alınan su örneklerine ait analiz sonuçları
(a)

Örnek no	x	y	h (m)	T (°C)	pH	EC (µS/cm)	Na ⁺ (mg/l)	K ⁺ (mg/l)	Mg ²⁺ (mg/l)	Ca ²⁺ (mg/l)	Li ⁺ (mg/l)	Sr ²⁺ (mg/l)
BM-1	35668345D	4202386K		14,1	8,223	1043	81,03	7,57	41,25	102,69	<0,1	1,52
BM-2	35662228D	4203189K	197	96,1	8,815	5300	1296,30	126,00	0,27	13,92	7,26	0,39
BM-3	35661899D	4202799K	190	94	9,078	5180	1188,90	114,30	0,38	0,81	6,56	0,17
BM-4	35661458D	4201783K	137	50,5	9,187	5360	1228,20	123,87	0,79	2,03	5,96	0,23
BM-5	35660904D	4201689K	142	46,5	9,185	5930	1366,80	168,30	3,68	5,34	6,41	0,30
BM-6	35660928D	4201631K		43,6	9,2	5590	1341,00	142,56	1,40	2,33	5,44	0,25
BM-7	35661041D	4201088K	133	13,8	8,379	1069	85,86	8,20	37,26	96,69	<0,1	1,18
BM-8	35660805D	4200723K		13,4	8,301	1059	82,11	7,78	38,55	101,22	<0,1	1,25
BM-9	35642345D	4197394K	97	16,5	8,292	1150	83,07	7,60	43,59	108,66	<0,1	1,46
BM-10	35627885D	4195901K	78	17,6	8,326	1135	82,53	7,81	45,72	119,01	<0,1	1,69
BM-11	35616834D	4193136K	62	18	8,225	1116	82,86	7,80	44,58	123,03	<0,1	1,73
BM-12	35573936D	4182357K	17	22,3	7,995	874	44,88	4,94	45,90	86,19	<0,1	1,10
BM-13	355622813D	4185235K	31	24,2	8,027	878	44,88	4,76	43,02	65,22	<0,1	0,96
BM-14	35532825D	4166502K	9	28,4	8,95	5900	772,80	17,36	173,55	80,58	0,14	2,02

(b)

Örnek no	x	y	h (m)	Si ⁴⁺ (mg/l)	Al ³⁺ (mg/l)	NO ₃ ⁻ (mg/l)	CO ₃ ²⁻ (mg/l)	HCO ₃ ⁻ (mg/l)	SO ₄ ²⁻ (mg/l)	B ³⁺ (mg/l)	Cl ⁻ (mg/l)
BM-1	35668345D	4202386K		8,37	0,14	5,5	0	451,4	139	0,194	67
BM-2	35662228D	4203189K	197	161,50	0,52	<2,2	978	1647	580	4,024	124
BM-3	35661899D	4202799K	190	117,00	0,35	<2,2	1008	1952	550	7,000	117
BM-4	35661458D	4201783K	137	128,60	0,36	<2,2	1176	1244	470	3,776	106
BM-5	35660904D	4201689K	142	205,70	1,06	<2,2	1380	1525	500	8,910	137
BM-6	35660928D	4201631K		173,00	0,58	<2,2	1584	1043	610	6,094	110
BM-7	35661041D	4201088K	133	7,93	0,17	11,7	372	280,6	138	0,349	54
BM-8	35660805D	4200723K		8,30	0,28	10,4	420	128,1	80	<0,050	63
BM-9	35642345D	4197394K	97	9,04	0,43	10,7	246	286,7	145	<0,050	65
BM-10	35627885D	4195901K	78	9,43	0,44	10,6	252	335,5	135	<0,050	64
BM-11	35616834D	4193136K	62	9,24	0,40	10,3	132	451,4	140	0,162	71
BM-12	35573936D	4182357K	17	7,77	0,76	7,2	276	268,4	75	0,135	41
BM-13	355622813D	4185235K	31	7,10	0,45	3,3	252	231,8	55	0,207	39
BM-14	35532825D	4166502K	9	0,44	<0,1	<2,2	720	366	325	0,080	1720

5. SONUÇLAR

Büyük Menderes kıtasal rift zonunda su-kayaç etkileşimi içinde bor içeren minerallerin çözünürlüğü Kızıldere ve yakın çevresinde bulunan jeotermal sular içindeki bor miktarlarını ortalama 30 mg/l olacak şekilde arttırmaktadır. Metamorfik kayaçlar içinde bulunan biyotit, muskovit, turmalin, feldspat ve hornblend gibi mineral fazları yörede bor içeren kayaç bileşenleri olmaktadır. Burada yapılan çeşitli çalışmalar (Özgür, 2001; Yaman, 2005) gnays ve mikaşistlerin önemli bor kaynağı olabileceğini ortaya çıkarmıştır. Bor normal feldspatların kristal kafeslerinde doğrudan Al ve Si elementleri yerine geçebilmektedir. Ayrıca Büyük Menderes rift zonunda bulunan sular bikarbonat tipinde (Şekil 8) ve gaz olarak sıvı fazda çözünen CO₂ içermektedirler. Jeotermal sular içinde artan CO₂ miktarına bağlı olarak su-kayaç etkileşimi esnasında bor içeren mineral fazlarının da çözünürlüğü artmaktadır.

Ayrıca magmatik kökenli getirimlerin de meteorik orijinli jeotermal sular içindeki bor değerlerini arttırabileceği $\delta^{11}\text{B}$ vasıtasıyla ortaya çıkarılmıştır (Giese, 1997; Gallo, 1998). Kızıldere jeotermal suları -4,7 ile -1,5 (‰) arasında değişen ^{11}B değer aralığı göstermektedir. Bu değerler bir kıtasal bo kaynağına işaret etmektedir (Barth, 1993).

Burada Büyük Menderes nehrine dökülen atık jeotermal suların nehir sularında çözeltilmelerine karşın nehir suyu debisinin az olduğu ekim aylarında 1,3 mg/l bor değerine ulaşması özellikle yörede bulunan turunçgiller için toksik etki yaratmaktadır. Bu etkiyi uzaklaştırmak için jeotermal sistemden çıkan atık suların geri basma yöntemiyle tekrar jeotermal sistem rezervuarına bırakılması gerekmektedir.

6. FAYDALANILAN KAYNAKLAR

- Ackermann, D., Herd, R.K., Windley, B.F., 1984. Korneupine replacement reactions involving tourmaline, Fiskensasset region, W. Greenland. *N. Jahrb Mineral Mh.*, 490-500.
- Ahmad, R., Wilson, C.J.L., 1981. Uranium and boron distributions related to metamorphic microstructure evidence for metamorphic fluid activity. *Contrib. Mineral Petrol.*, 76, 24-32.
- Akkök, R., 1983. Structural and metamorphic evolution of the northern part of the Menderes Massif: new data from the Derbent area and their implication for the tectonics of the massif. *J Geol.*, 91, 342-350.
- Ambraseys, N.N., Jackson, J.A., 1998. Faulting associated with historical and recent earthquakes in the eastern Mediterranean region. *Geophys J. Int.*, 133, 390-406.
- Ashworth, J.R., Evirgen, M.M., 1984. Garnet and associated minerals in the southern margin of the Menderes Massif, southwestern Turkey. *Geol Mag.*, 121, 323-337.
- Ashworth, J.R., Evirgen, M.M., 1985a. Plagioclase relations in pelites, central Menderes Massif, Turkey. I. The peritrite gap with coexisting kyanite. *J. Met. Geol.*, 3, 207-218.
- Ashworth, J.R., Evirgen, M.M., 1985b. Plagioclase relations in pelites, central Menderes Massif, Turkey. II. Perturbation of garnet-plagioclase geobarometers. *J. Met. Geol.* 3, 219-229.
- Bainbridge, K.T., Nier, A.O., 1950. Relative isotopic abundances of elements. Prelim., Rep. No. 9, Nuclear Science Series, Nat. Res. Council, Washington DC.
- Barka, A., Teitinger, R., Şaroğlu, F., Şengör, A.M.C., 1995. The Isparta angle: its importance in neotectonics of the eastern Mediterranean region. *Proc. Int. Earth. Sci. Congr. On Aegean Region*, 3-17.
- Barth, S., 1993. Boron isotope variations in nature: A synthesis: *Geologische Rundschau*, v. 82, p. 640-651.
- Başarır, E., 1970. Bafa Gölü doğusunda kalan Menderes Masifi güney kanadının jeolojisi ve petrografisi. Ege University Publications No:102.
- Başarır, E., 1975. Çine güneyindeki metamorfizmin petrografisi ve bireysel indeks minerallerin doku içerisindeki gelişimleri. Ege Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi (yayınlanmamış), 135 s, İzmir.
- Bayrak, D., Bozbeyoğlu, F., Çağlan, D., Cengiz, İ., Çelebi, A., 2001. Özelleştirmenin odağındaki bor. TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası Yayınları 59. Teknik klavuzlar serisi No:7.

- Becker-Platen, J.D., Benda, L., Steffens, P., 1977. Litho-und biostratigraphische deutung radiometrischer Altersbestimmungen aus dem Jungtertiary der Türkei. *Geol. jahrbuch*, 25, 139-167.
- Bergeron, M., 1989. Disribution and behavior of boron in the oceanic crust. *Can J. Earth Sci.*, 26, 782-790.
- Berndt, M.E., Seyfried W.E.J., 1990. Boron, bromine, and other trace element chemistry as clues to the fate chlorine in mid-ocean ridge vent fluids. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 54, 2235-2245.
- Borsi, S., Ferrara, G., Innocenti, F., Mazzuoli, R., 1972. Geochronology and petrology of recent volcanics in the Eastern Agean Sea. *Bull. Of Volcanology*, 36, 473-496.
- Bottrell, S.H., Yardley B.W.D., 1988. The composition of a primary granite-derived ore fluid from S.W. England, determined by fluid inclusion analysis. *Geochim Cosmochim Acta*, 52, 585-588.
- Bozkurt, E., Park, R.G., Winchester, J.A., 1992. Evidence against the core/cover concept in the southern sector of the Menderes Massif. *International Workshop: Work in Progress on the Geology of Turkiye*. Keele University, Keele, 22.
- Bozkurt, E., Park, R.G., Winchester, J.A., 1993. Evidence against the core/cover interpretation of the southern sector of the Menderes Massif, west Turkey. *Terra Nova*, 5, 445-451.
- Bozkurt, E., Winchester, J.A., Park, R.G. 1995. Geochemistry and tectonic significance of augen gneisses from the southern Menderes Massif (west Turkey). *Geol. Magazine*, Cambridge Univ. Pres, 132, 287-301.
- Bozkurt, E., 1996. Metamorphism of Palaeozoic schists in the Southern Menderes Massif: field, petrographic, textural and microstructural evidence. *Turkish J. Earth Sci.*, 5, 105-121.
- Bozkurt, E., Park, R.G., 1997. Microstructures of deformed grains in the augen gneisses of Southern Menderes Massif and their tectonic significance. *Geol. Rundsch*, 86, 103-119.
- Bozkurt, E., Satır, M., 2000. The southern Menderes Massif (western Turkey): geochronology and exhumation history. *Geol.l J.*, 35, 285-296.
- Bozkurt, E., 2001. Late Alpine evolution of the central Menderes Massif, Western Turkey. *International Journal of Earth Sciences*, 89, 728-744.
- Bozkurt, E., Oberhänsli, R., 2001. Menderes Massif (Western Turkey): structural, metamorphic and magmatic evolution - a synthesis. *International Journal of Earth Sciences*, 89, 679-708.

- Campbell, A.R., Banks, D.A., Phillips, R.S., Yardley B.W.D., 1995. Geochemistry of Th-U-REE mineralizing fluids Capitan Mountains New Mexico. *Econ. Geol.*, 92, 1271-1287.
- Candan, O., 1995. Menderes Masifinde kalıntı granulit fasiyesi metamorfizması. *International Journal of Earth Sciences*, 4, 35-55.
- Candan, O., 1996. Çine Asmasifindeki (Menderes Masifi) gabroların metamorfizması ve diğer asmasiflerle karşılaştırılması. *Turkish J. Earth Sci.*, 4, 123-139.
- Candan, O., Dora, O.Ö., Oberhänsli, R., Çetinkaplan M., Partzsch J.H., Dürr, S., 1998. Pan-African high-pressure metamorphism in the Prekambrian basement of the Menderes Massif, Western Anatolia, Turkey. Abstract 3th Int Turkish Geol Symp, 275.
- Candan, O., Dora, O.Ö., Oberhänsli, R., Çetinkaplan, M., Partzsch, J.H., Warkus, F.C., Dürr, S., 2001. Pan-African high-pressure metamorphism in the Prekambrian basement of the Menderes Massif, western Anatolia, Turkey. *Int. J. Earth Sci.*, 89, 793-811.
- Cavarretta, G., Puxeddu, M., 1990. Schorl-derivite-ferridravite tourmalines deposited by hydrothermal magmatic fluids during early evolution of the Lardello geothermal field Italy. *Econ. Geol.*, 85, 1236-1251.
- Chaussidon M., Jambon, A., 1994. Boron content and isotopic composition of oceanic basalts: *Geochem. Cosmochem. Imp. Earth Planet Sci. Lett.*, 121, 277-291.
- Collins, A.S., Robertson, A.H.F., 1997. The Lycian Melange, southwest Turkey: an emplaced accretionary complex. *Geology*, 25, 255-258.
- Collins, A.S., Robertson, A.H.F., 1998. Processes of Late Cretaceous to Late Miocene episodic thrust-sheet translation in the Lycian Taurides, SW Turkey. *J. Geol. Soc. Lond.*, 155, 759-772.
- Collins, A.S., Robertson, A.H.F., 1999. Evolution of the Lycian allochthon, western Turkey, as a north-facing Late Palaeozoic-Mesozoic rift and passive continental margin. *Geol. J.*, 34, 107-138.
- Çağlayan, M.A., Öztürk, E.M., Öztürk, Z., Sav, H., Akat, U., 1980. Menderes Masifi güneyine ait bulgular ve yapısal yorum. *Geol. Eng. Turkey*, 10, 9-19.
- Dannat, C., 1997. Geochemie, Geochronologie und Nd-Sr-Isotopie der granitoiden Kerngneise des Menderes Massivs, SW-Türkei. Johannes Gutenberg University, PhD Thesis, Mainz.
- Dannat, C., Reischmann T., 1998. Single zircon ages of migmatites from the Menderes Massif, SW Turkey. Programm des Workshop "Das Menderes Massiv (Türkei) und seine Nachbargebiete, Mainz, 6.
- D.P.T., 1988. T.C. Devlet Planlama Teşkilatı Özel İhtisas Komisyon Raporları.

- Doglioni, C., Agostini, S., Crespi, M., Innocenti, F., Manetti, P., Riguzzi, F., Savascini, M.Y., 2002. On the extension in western Anatolia and the Aegean Sea. *J. Virtual Explor.*, 8, 169-183.
- Dora, O.Ö., Kun, N., Candan, O., 1992. Menderes Masifi'nin metamorfik tarihcesi ve jeotektonik konumu. *Türkiye Jeol. Bült.*, 35, 1-14.
- Dora, O.Ö., Candan, O., Dürr, H., Oberhänsli, R., 1995. New evidence on the geotectonic evolution of the Menderes Massif. In: *Proceedings of the International Earth Sci. Col. on the Aegean Region* (Pişkin Ö., Ergün, M., Savasçin M.Y, Tarcan, G. -eds), 53-72, İzmir.
- Dora, O.Ö., Candan, O., O, Kaya., Koralay, E., Dürr, S., 2001, Revision of "Leptitegneiss" in the Menderes Massif: a supracrustal metasedimentary origin. In: *Menderes Massif (Western Turkey): structural, metamorphic and magmatic evolution* (Bozkurt, E., Oberhänsli, R.-eds), *Int. J. Earth Sci.*, 89, 832 - 847.
- Dürr, S., 1975, Über Alter und geotektonische Stellung des Menderes Kristallins/SW-Anatolien und seine Äquivalente in der mittleren Ägäis. *Habilitationsschrift, Universität Marburg/Lahn*, 107.
- Ercan, T., Satır, M., Kreuzer, H., Türkecan, A., Günay, E., Çevikbaş, A., Ateş, M., Can, B., 1985. Batı Anadolu Senozoyik volkanitlerine ait yeni kimyasal, izotopik ve radyometrik verilerin yorumu. *Türk. Jeol. Kurumu Bül.*, 28, 121- 136.
- Erdoğan, B., Güngör, T., 1992. Menderes Masifinin kuzey kanadının stratigrafisi ve tektonik evrimi. *TPJD Bült.*, 4/1, 9-34.
- Erdoğan, B., 1993. Menderes Masifinin kuzey kanadının stratigrafisi ve çekirdekörtü ilişkisi. *Geological Congress of Turkey, Ankara*, 56.
- Erdoğan, B., Güngör, T., 2004. The problem of the core-cover boundary of the Menderes Massif and an emplacement mechanism for regionally extensive gneissic granites, Western Turkey. *Turkish J. Earth Sci.*, 13, 15-36.
- Erkül F., Helvacı, C., Sözbilir, H., 2005, Evidence for two episodes of volcanism in the Bigadiç borate basin and tectonic implications for Western Turkey, *Geol. J.*, 40, 545-570.
- Eugster, H.P., Wright, T.L., 1960. Synthetic hydrous boron micas. *U.S. Geol. Surv. Profess. Papers*, 400B, 441.
- Evirgen, M.M. Ataman, G., 1982. Étude de métamorphisme de la zone centrale du Massif du Menderes. *Isogrades. pressions et temperature. Soc. Geol. Fr. Bull.* 2, 309-319

- Eyidoğan, H., Jackson, J.A., 1985. A seismological study of normal faulting in the Demirci, Alaşehir and Gediz earthquakes of 1969-70 in western Turkey: implications for the nature and geometry in the continental crust. *Geophys J. R. Soc. Astron. Soc.*, 81:569-607.
- Faust, G.T., Murata, K.J., Fahey, J.J., 1956. Relation of minor element content of serpentines to their geological origin. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 10, 316.
- Floyd, P.A., Helvacı.C., Mittwede, S.K. 1998. Geochemical discrimination of volcanic rocks associated with borate deposits: an exploration tool ? *Journal of Geochemical Exploration*, vol.60, p.185-20
- Francalanci, L., Innocenti, F., Manetti, P., Savaşçın, M.Y., 2000. Neogene alkaline volcanism of the Afyon Isparta area, Turkey: petrogenesis and geodynamic implications. *J. Mineral. Petrol.*, 70, 285-312.
- Fron del, C., Hurlbut C.S., Collette, R.C., 1947. Synthesis of tourmaline. *Am. Mineral*, 32, 680-681.
- Fron del, C., Collette, R.C., 1957. Synthesis of tourmaline by reaction of mineral grains with NaCl-H₃BO₃ solution, and its implications on rock metamorphism. *Am. Mineral*, 42, 754-758.
- Fytikas M, Innocenti F, Manetti P, Mazzuoli R, Peccerillo A, Villari L. 1984. Tertiary to Quaternary evolution of volcanism in the Aegean region. In *The Geol. Evolution of the Eastern Mediterranean*, Dixon JE, Robertson AHF (eds). Spec. Publ., Geol. Soc. London 17, 687–699.
- Gallo, A., 1998. Borgehalte in der Riftzone des Büyük Menderes im Menderes-Massiv, W-Anatolien/Turkei: Unpubl. Diplom. thesis, Freie Universität Berlin, 59p.
- Gessner, K., Ring, U., Lackmann, W., Passchier, C.W., Güngör, T., 1998. Structure and crustal thickening of the Menderes Massif, Southwest Turkey and consequences for large-scale correlations between Greece and Turkey. Report No:120.
- Giese, L., 1997. Geotechnische und umweltgeologische Aspekte bei der Förderung und Reinjektion von Thermalfluiden zur Nutzung geothermischer Energie am Beispiel des Geothermalfeldes Kizildere und des Umfeldes, W.- Anatolien/Türkei: Unpubl. Ph.D. thesis, Freie Universität Berlin, 201p.
- Giggenbach, W.F., 1995. Variations in the chemical and isotopic composition of fluids discharged from the Taupo volcanic zone. *New Zeland. J. Volc. Geotherm. Res.*, 68, 89-116.

- Graciansky, P.C., 1965. Menderes Masifi güney kıyısı boyunca görülen metamorfizma hakkında açıklamalar. MTA Dergisi, 64, 88-121.
- Grew, E.S., Hinthorne, J.R., 1983. Boron in sillimanite. Science, 221, 547-549.
- Grew, E.S., Chernosky, J.V., Werding, G., Abraham, K., Marquez, N., Hinthorne, J.R., 1990. Chemistry of kornupine and associated minerals a wet chemical, ion probe and X-ray study emphasizing Li, Be, B and F content. J. Petrology, 31, 1025-1070.
- Grew, E.S., Anovitz, L.M., 1996. Boron: mineralogy, petrology and geochemistry. Rev. in Mineral., 33, 862-870.
- Güleç, N., 1991. Crust-mantle interaction in western Turkey: Implications from Sr and Nd isotope geochemistry of Tertiary and Quaternary volcanics. Geol. Mag., 128 (5), 417-435.
- Güleç, N., Hilton D.R., Mutlu, H., 2002. Helium isotope variations in Turkey: relationship to tectonics, volcanism and recent seismic activities. Chem. Geol., 187, 129-142.
- Harder, H., 1970. Boron content of sediments as a tool in facies analysis. Sedimentary Geology, 4, 153-175.
- Harder, H., 1975a. Contribution to the geochemistry of boron: II. Boron in sediments. In: Geochemistry of Boron (Walker, C.T., -eds), 83-104, Pennsylvania.
- Harder, H., 1975b. Contribution to the geochemistry of boron: III. Boron in metamorphic rocks and in the geochemical cycle. In: Geochemistry of Boron (Walker, C.T., -eds), 70-77, Pennsylvania.
- Helvacı, C., 2003, Türkiye borat yatakları: Jeolojik konumu, ekonomik önemi ve bor politikası. TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası yayınları, Ankara, 71, 34 s.
- Helvacı, C., 2004. Türkiye Borat Yatakları: Jeolojik konumu, ekonomik önemi ve bor politikası. 5. Endüstriyel Hammaddeler Sempozyumu, 13-14 Mayıs, İzmir, 11-27.
- Henry, D.J., Dutrow B.L. 1996. Metamorphic Tourmaline and Its Petrologic Applications. In: Reviews in Mineralogy, BORON Mineralogy, Petrology and Geochemistry (Grew, E.S., Anovitz, L.M., -eds) Mineralogical Society of America, 33, 503-557.
- Hetzl, R., Dora. O.Ö., 1994. Miocene extensional tectonics in the Menderes Massif, Southwestern Turkey. 7. Cong. of the Geol. Soc. of Greece., 55.
- Hetzl, R., Passchier, C.W., Ring, U., Dora, O.Ö., 1995a. Bivergent extension in orogenic belts: the Menderes Massif (southwestern Turkey). Geology, 23, 455-458.
- Hetzl, R., Ring, U., Akal, C., Troesch, M., 1995b. Miocene NNE-directed extensional unroofing in the Menderes Massif, southwestern Turkey. J Geol Soc Lond., 152, 639-654.

- Hetzel, R., Reischmann, T., 1996. Intrusion age of Pan-African augen gneisses in the southern Menderes Massif and the age of cooling after Alpine ductile extensional deformation. *Geol Mag.*, 133, 565-572.
- Hetzel, R., Römer, R.L., Candan, O., Passchier, C.W., 1998. Geology of the Bozdag area, central Menderes Massif, SW Turkey: Pan-African basement and Alpine deformation. *Geol Rundsch*, 87, 394-406.
- Hooker, P.J., O’Nions, R.K., Oxburgh, E.R., 1985. He isotopes in North Sea gas fields and the Rhine rift. *Nature*, 318, 273– 275.
- Hounslow, A.W., 1995. *Water Quality Data: Analysis and Interpretation*. Lewis Publishers, 54.
- Innocenti, F., Agostini, S., Di Vincenzo, G., Doglioni, C., Manetti, P., Savaşçın, M.Y., Tonarini, S., 2004. Neogene and Quaternary volcanism in Western Anatolia: magma sources and geodynamic evolution. *Marine Geology, Special Issue Eastern Mediterranean*.
- Jackson, J.A., McKenzie, D., 1984. Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt between western Turkey and Pakistan: *Geophys. R. Astr. Soc.*, 77, 185-264.
- Kamensky, I.L., Tolstikhin, I.N., Vetrin, V.R., 1990. Juvenile helium in ancient rocks: I_3He excess in amphiboles from 2.8 Ga charnokite series-crust-mantle fluid in intracrustal magmatic processes. *Geochim. Cosmochim. Acta* 54, 3115–3122.
- Karaoğlu, N., Çalapkulu, R., 1990. The investigation of antimony mineralizations in Emirli (Odemiş-Izmir/Turkey) village. *IESCA Proceedings*, 225, Izmir.
- Kistler, R.B. ve Helvacı, C., 1994. Boron and Borates. In: *Industrial Minerals and Rocks* (Donald D. Carr editor) 6th Edition. Society of Mining, Metalurgy and Exploration, Inc., 171-186.
- Konak, N., 1985. A discussion on the core-cover relationships on the basis of recent observations (Menderes Massif). *Geol. Congr. Turkey*, 33-34.
- Konak, N., Akdeniz N., Öztürk, E.M., 1987. Geology of the south of Menderes Massif, IGCP project no. 5. Correlation of Variscan and pre-Variscan events of the Alpine Mediterranean mountain belt, field meeting. *Min. Res. Expl. Inst.*, 92, 42-53.
- Koralay, E., Satır, M., Dora, O.Ö., 1998. Geochronologic evidence of Triassic and Precambrian magmatism in the Menderes Massif, west Turkey. *Third Int. Turkish Geol. Symp.*, 285-286.
- Koralay, E., Dora, O., Chen, F., Satır, M., Candan, O., 2004. Geochemistry and geochronology of orthogneisses in the Derbent (Alaşehir) Area, eastern part of the

- Ödemiş-Kiraz Submassif, Menderes Massif: Pan-African Magmatic Activity. Turkish J. Earth Sci., 13, 37-61.
- Kun, N., Candan, O., Dora, O.O., 1988. Kiraz Birgi yoresinde (Ödemiş-Menderes Masifi) metavulkanitlerin (leptitlerin) varlığı (in Turkish with English Abstract). Geol. Soc. Turkey Bull. 31, 21-28.
- Leeman, W.P., Sisson, V.P., Reid, M.R., 1992. Boron geochemistry of the lower crust: evidence from granulite terranes and deep crustal xenoliths. Geochim. Cosmochim. Acta, 56, 775-788.
- Leeman, W.P., Sisson V.B., 1996. Geochemistry of boron and its implications for crustal and mantle processes. In: Reviews in Mineralogy, Boron Mineralogy, Petrology and Geochemistry (Grew, E.S., Anovitz, L.M., -eds), Mineral. Soc. America, 33, 645-695.
- London D., Morgan G.B., Wolf, M.B., 1996. Boron in granitic rocks and their contact aureoles. In: Reviews in Mineralogy, Boron Mineralogy, Petrology and Geochemistry (Grew, E.S., Anovitz, L.M., -eds) Mineral. Soc. America, 33, 299-330.
- Loos, S., Reischmann, T., 1999. The evolution of the southern Menderes Massif in SW Turkey as revealed by zircon datings. J. Geol. Soc. Lond., 156, 1021-1030.
- Martel, D.J., Deak, J., Dövényi, P., Horvath, F., O'Nions, R.K., Oxburgh, E.R., Stegena, L., Stute, M., 1989. Leakage of helium from the Pannonian Basin. Nature 342, 908-912.
- Martin, R.F., 1971, Disordered authigenic feldspars of the series $KAlSi_3O_8$ - $KBSi_3O_8$ from southern California. American Mineral., 56, 281-291.
- Meşhur, A., Akpınar, M., 1984. Yatağan-Milas-Bodrum ve Karacasu-Karlıh- Acıpayam-Tavas çevresinin jeolojisi ve petrol olanakları. Turkish Petroleum Corporation Report No: 1963, 150s. Ankara.
- Mittwede, S.K., Helvacı, C., Karamandere, İ.H., Kun, N., Candan, O., 1992. Modes and implications of tourmaline occurrences in the Menderes Massif, Western Anatolia, Türkiye. 1 st International Symposium on Eastern Mediterranean Geology, Geosound Special Issue, No. 20, 179-190.
- Morgan G.B, London, D., 1989. Experimental reactions of amphibolite with boron bearing aqueous fluids at 200 MPa: implications for tourmaline stability and partial melting in mafic rocks. Contrib. Mineral. Petrol, 102, 218-297.
- Moran, A.E., Sisson, V.B., Leeman, W.P., 1992. Boron depletion during progressive metamorphism: implications for subduction processes. Earth Planet Sci. Lett., 111, 331-349.

- Moxham, R.L., 1965. Distribution of minor elements in coexisting hornblendes and biotites. *Can. Mineral.*, 8, 204-240.
- Möller, P., Dulski, P., Savaşçın M.Y., Conrad M., 2004. Rare earth elements, yttrium and Pb isotope ratios in thermal spring and well waters of West Anatolia, Turkey: a hydrochemical study of their origin. *Chemical Geology*, 206, 97-118.
- Nicholson, K., 1993. *Geothermal Fluids, Chemistry and Exploration Techniques*. Springer-Verlag, Berlin, 263p.
- Oberhänsli, R., Candan, O., Dora O.Ö., Dürre, H., 1997. Eclogites within the Menderes Massif, western Turkey. *Lithos*, 41, 135-150.
- Oberhänsli, R., Monie, P., Candan, O., Warkus, F.C., Partzsch, J.H., Dora O.Ö., 1998. The age of blueschist metamorphism in the Mesozoic cover series of the Menderes Massif. *Schweiz Mineral Petrograph.*, 78, 309-316.
- Okay, A.I., 2001. Stratigraphic and metamorphic inversions in the central Menderes Massif: a new structural model. *Int. J. Earth Sci.*, 89, 709-727.
- Oxburgh, E.R., O’Nions, R.K., Hill, R.I., 1986. Helium isotopes in sedimentary basins. *Nature*, 324, 632–635.
- Özgür, N., Pekdeğer, A., 1995. Active geothermal systems in the rift zones of the Menderes Massif, western Anatolia, Turkey: in: Kharaka, Y. K. And Chudaev, O. V. (eds.): *Proc. Internat. 8th Symp. on Water-Rock Interaction, Vladivostok/Russia*, p. 529-532.
- Özgür, N., Pekdeğer, A., Wolf, M., Stichler, W., Seiler, K.-P. and Satır, M., 1998. Hydrogeochemical and isotope geochemical features of the thermal waters of Kizildere, Salavatlı, and Germencik in the rift zone of the Büyük Menderes, western Anatolia, Turkey: preliminary studies: in: Aherhart, G.B. and Hulston, J.R. (eds.): *Proc. Internat. 9th Symp. on Water-Rock Interaction, Taupo, New Zealand, 30 March – 3 April 1998*, p. 645-648.
- Özgür, N., 2001, Origin of the high boron contents in the thermal waters of the rift zones of the Menderes Massif, Western Anatolia, Turkey. *Int. Geol. Rev.*, 43, 910-920.
- Öztürk, A., Koçyiğit, A., 1983. Menderes grubu kayalarının temel-örtü ilişkisine yapısal bir yaklaşım (Selimiye-Muğla). *Geol. Soc. Bull. Turkey*, 26, 99-106.
- Pe-Piper, G., Piper, D.J.W., 1989. Spatial and temporal variation in Late Cenozoic back-arc volcanic rocks, Aegean Sea Region. *Tectonophysics*, 169: 113–134.
- Pe-Piper, G., Piper, D.J.W., 2001. Late Cenozoic post-collisional Aegean igneous rocks: Nd and Sr isotopic constraints on petrogenetic and tectonic models. *Geol. Mag.*, 138: 653–668.

- Palmer, M.R., Sturchio, N.C., 1990. The boron isotope systematics of the Yellowstone National Park (Wyoming) hydrothermal system: a reconnaissance study. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 54, 2811-2815.
- Palmer, R.M., Swihart, G.H., 1996. Boron isotope geochemistry: an overview. In: *Reviews in Mineralogy, Boron Mineralogy, Petrology and Geochemistry*, (Grew, E.S., Anovitz, L.M., -eds.) Mineral. Soc. America, 33, 709-744.
- Palmer, M.R., Helvacı, C., Fallick, A.E., 2004. Sulphur, sulphate oxygen and strontium isotope composition of Cenozoic Turkish evaporates. *Chem. Geol.*, 209, 341-256.
- Parks, W.L., White, J.L., 1952. Boron retention by clay and humus systems saturated with various cations. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 16, 298.
- Partzsch, J.H., Oberhansli, R., Candan, O., Warkus, F.C., 1998. The evolution of the Central Menderes Massif, West Turkey: a complex nappe pile recording 1.0 Ga of geological history. In: *7th Symposium Tektonik-Strukturgeologie-Kristallingeologie* (Kroner, A., -eds), 166-168, Freiberg.
- Pearce, J.A., 1996. Sources and setting of granitic rocks. *Episodes*, 19, 120-125.
- Polyak, B.G., Tolstikhin, I.N., 1985. Isotopic composition of the Earth's helium and the problem of tectogenesis. *Chem. Geol.* 52, 9 – 33.
- Reischmann, T., Kröner, A., Todt, W., Dürr, S., Şengör A.M.C., 1991. Episodes of crustal growth in the Menderes Massif, W Turkey, inferred from zircon dating. *Terra Abstracts*, 3, 35.
- Savaşçın, M.Y., Güleç, N., 1990. Relationships between magmatic and tectonic activities in western Turkey. In: *Int. Earth Sci. Congr. On Aegean Region-IESCA proceedings* (Savaşçın, M.Y., Eronat, H.A. -eds), 300-314.
- Savaşçın, M.Y., 1991. Magmatic activities of Cenozoic compressional and extensional tectonic regimes in western Anatolia. *Proc. Int. Earth Sci. Congr. On Aegean Regions*, 420-434.
- Satır, M., Friedrichsen, H., 1986. The origin and evolution of the Menderes massif, W Turkey: a rubidium/strontium and oxygen isotope study. *Geol. Rundsch.*, 75, 703-714.
- Satır, M., Taubald, H., 2001. Hydrogen and oxygen isotope evidence for fluid-rock interactions in the Menderes massif, western Turkey. *Int. J. Earth Sci.*, 89, 812-821.
- Schuilung, K.D., 1962. On the petrology, age and structure of the Menderes migmatites complex (SW Turkey). *Min. Res. Exp. Inst. Turkey Bull.*, 58, 71-84.
- Seyfried, W.E., Janecky, D.R., Mottl, M.J., 1984. Alteration of the oceanic crust: implications for geochemical cycles of B and Li. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 79, 819-823.

- Seyitoğlu, G., Scott, B.C., 1991. Late Cenozoic crustal extension and basin formation in west Turkey. *Geol. Mag.*, 128, 155-166.
- Seyitoğlu, G., Scott, B., 1992. Late Cenozoic volcanic evolution of the northeastern Aegean region. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 54: 157–176.
- Smith, S.P., Kennedy, B.M., 1985. Noble gas evidence for two fluids in the Baca (Valles Caldera) geothermal reservoir. *Geochim. Cosmochim. Acta* 49, 893–902.
- Şengör, A.M.C., 1980. Principles of the neo-tectonics of Turkey. *Geol. Soc. of Turkey*, 40, 141-175.
- Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y., 1981. Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach. *Tectonophysics*, 75, 181-241.
- Şengör, A.M.C., 1982. Egenin neotektoniğini yöneten etkenler: In: *Bati Anadolunun Genç Tektoniği ve Volkanizması* (Erol, O., Öygür, V. -eds.), *Türkiye Jeol. Bült.*, 59-71.
- Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y., 1983. Türkiye’de Tetisin Evrimi. *Levha tektoniği açısından bir yaklaşım*. T.J.K. Yerbilimleri Özel Dizisi.
- Şengör, A.M.C., 1984. The Cimmeric orogenic system and the tectonics of Eurasia. *Geol. Soc. America*, 195, 82-120.
- Şengör, A.M.C., Satır, M., Akkök, R., 1984. Timing of the tectonic events in the Menderes Massif, western Turkey: implications for tectonic evolution and evidence for Pan-African basement in Turkey. *Tectonics*, 3, 693-707.
- Şengör, A.M.C., Görür, N., Saroğlu, F., 1985. Strike-slip-faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study. *Soc. Econ. Paleont. and Min.*, 227-264.
- Shaw, D.M., Sturchio, N.C., 1992. Boron-lithium relationships in rhyolites and associated thermal waters of young silicic calderas, with comments on incompatible element behavior. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 56, 3723-3731.
- Smith, R.A., 2002. Basic geology and chemistry of borate. *American Ceramic Soc. Bull.*, 81 (8), 240-255.
- Sperlich, R., 1990. Zoning and crystal chemistry of tourmalines in prograde metamorphic sequences of the Central Alps. University of Basel, PhD Thesis (unpublished), 140p, Basel.
- Spivack A.J., Edmond, J.M., 1987. Boron isotopic fractionation between seawater and oceanic crust. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 51, 1033-1043.
- Spivack, A.J., Palmer M.R., Edmond J.M., 1987. The sedimentary cycle of the boron isotopes. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 51, 1939-1949.

- Stavrov, O. D., Khitrov, V.G., 1960. Boron in rocks and pegmatites of eastern Sayan. *Geochemistry*, 5, 482.
- Stubican, V., Roy, R., 1962. Boron substitution in micas and clays. *American Mineralogist*, 47, 1166-1173.
- Şengör, A.M.C., 1980. Principles of the neo-tectonics of Turkey. *Geol. Soc. of Turkey*, 40, 141-175.
- Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y., 1981. Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach. *Tectonophysics*, 75, 181-241.
- Şengör, A.M.C., Satır, M., Akkök, R., 1984. Timing of the tectonic events in the Menderes Massif, western Turkey: implications for tectonic evolution and evidence for Pan-African basement in Turkey. *Tectonics*, 3, 693-707.
- Taylor, S.R., Mc Lennan, S.M., 1985, *The continental crust: its composition and evolution*, Blackwell, Oxford.
- Taylor, S.R., McLennan, S.M., 1995. The geochemical evolution of the continental crust. *Reviews of Geophysics*, 33, 241-265.
- Truscott M.G., Shaw D.M., Cramer J.J., 1986. Boron abundance and localization in granulites and the lower continental crust. *Bull. Geol. Surv. Finland*, 58, 169-177.
- Vengosh, A., Chivas, A. R., McCulloch, M.T., Starinsky, A., Kolodyn, Y., 1991. Boron isotope geochemistry of Australian salt lakes. *Geochim Cosmochim Acta*, 55, 2591-2606.
- Vengosh, A., Helvacı, C., Karamenderesi, İ.H., 2002. Geochemical constraints for the origin of thermal waters from Western Turkey. *Applied Geochemistry*, 17, 163-183.
- Visser, D., 1995. Körtnerupine in a biotite-spinel-garnet schist near Bøylefossbru, Bamble Sector, south Norway: implications for early and late metamorphic fluid activity. *N Jahrb Mineral Abh.*, 169, 1-34.
- Watanabe, T., 1964. Geochemical cycle and concentration of boron in the earth's crust. *V.I. Verdenkii Inst. Geochim. Anal. Chem.*, 2, 167-177.
- Wedepohl, K.F., 1978. *Handbook of Geochemistry*. Springer-Verlag, Berlin.
- Wedepohl, K.F., 1995. The composition of the continental crust. *Geochim Cosmochim Acta*, 59, 1217-1232.
- Yaman, D., 2005. Menderes masifi kıtasal rift zonlarında yer alan jeotermal sulardaki yüksek bor değerlerinin kökeni, SDÜ Fen Bilimleri Enst. Doktora Tezi, 166 s.
- Yılmaz, Y., 1989. An approach to the origin of young volcanic rocks of western Turkey. In: *Tectonic Evolution of the Tethyan Region* (Şengör, A.M.C., eds.), 159-189, Kluwer.

- Yılmaz, Y., 1990. Comparison of the young volcanic associations of the west and the east Anatolia under the compressional regime: a review. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 44, 69-87.
- Yılmaz, Y., 1997. Geology of western Anatolia. Active tectonics of Northwestern Anatolia. The Marmara Poly-Project, A Multidisciplinary Approach by Spacegeodesy, Geology, Hydrogeology, Geothermics and Seismology, 31-53, Zurich.
- Yılmaz, Y., Genç, Ş.C., Gürer F., Bozcu, M., Yılmaz, K., Karacık, Z., Altunkaynak, Ş., Elmas, A., 2000. When did the western Anatolian grabens begin to develop?. In: *Tectonics and Magmatism in Turkey and Surrounding Area*, Bozkurt E., Winchester J.A., Piper J.D.A., (Eds.), Geological Society, London, Special Publications, 173, 353-384.