



Maden Tetkik ve Arama Dergisi

<http://dergi.mta.gov.tr>



İspendere mineralli ve termal sularının hidro-kimyasal ve izotopik incelenmesi, Malatya, Türkiye

Hydro-chemical and isotopic investigation of the İspendere mineral and thermal water springs, Malatya, Turkey

Murat ÇELİKER^{a*} O. Faruk DURSUN^b ve Mahmut FIRAT^c

^a Devlet Su İşleri Genel Müdürlüğü 9. Bölge Müdürlüğü, Elazığ, Türkiye orcid.org/0000-0003-1211-5561

^b İnönü Üniversitesi Mühendislik Fakültesi İnşaat Mühendisliği Bölümü, Malatya, Türkiye orcid.org/0000-0003-3923-5205

^c İnönü Üniversitesi Mühendislik Fakültesi İnşaat Mühendisliği Bölümü, Malatya, Türkiye orcid.org/0000-0002-8010-9289

Araştırma Makalesi

Anahtar Kelimeler:
Çevresel izotoplar,
İspendere, mineralli ve
termal sular, jeokimya.

ÖZ

Bu çalışmanın amacı, İspendere (Malatya, Türkiye) mineralli ve termal sularının kaynağını, kimyasal özelliklerini ve izotopik bileşenlerini belirlemektir. Bölgede debisi 0.01 - 0.4 l/s arasında değişen birçok mineralli ve termal su kaynağı bulunmaktadır. Jeokimyasal ve izotop kimyası çalışmaları, Mayıs - Ekim 2011 dönemlerinde bölgedeki üç farklı termal kaynağının yanı sıra üç farklı soğuk su kaynağında gerçekleştirilmiştir. Mineralli ve termal suların sıcaklığı 2011 yılı Mayıs ayında 21.1°C - 23.6°C arasında ve 2011 yılı Ekim ayında 20.8°C olarak ölçülmüştür. Bölge düşük sıcaklıklı bir jeotermal alan olarak belirlenmiştir ve bunun nedeninin soğuk su karışımı olabileceği düşünülmüştür. Mineralli ve termal kaynak sularının pH değerleri 6.19-6.69 arasında, EC değerleri ise 1420 µS/cm ve 2720 µS/cm arasında ölçülmüştür. Sığ ve derin kuyularda ise pH değerleri 6.04 ile 7.82 arasında, EC değerleri ise yaklaşık 275 µS/cm ve 3300 µS/cm arasında ölçülmüştür. Çalışma alanındaki mineralli ve termal sularında MgHCO₃ tipi sular hakimdir. ¹⁸O ve ²H izotop analizi sonuçları, mineralli ve termal su kaynaklarının yanı sıra soğuk su kaynaklarının da meteorik yağmurlarla beslendiğini göstermektedir. İspendere mineralli ve termal sularının düşük trityum (³H), düşük Cl ve yüksek EC değerlerine sahip olduğu belirlenmiştir. Rezervuar kayaç sıcaklıkları kuvars jeo-termometre hesaplamaları sonucunda 95-132°C arasında olduğu tahmin edilmektedir.

Geliş Tarihi: 04.04.2018
Kabul Tarihi: 08.10.2018

Keywords:
Environmental isotopes,
İspendere, mineral
and thermal waters,
geochemistry.

ABSTRACT

The objective of this study is to determine the source, chemical characteristics and isotopic components of the İspendere mineral and thermal waters, Malatya, Turkey. There are many mineral and thermal water springs in the area with flow rates ranging between 0.01 – 0.4 l/s. Geochemical and isotope chemistry studies were carried out at three different thermal springs in the region as well as three different cold water springs during May-October 2011. The temperature of mineral and thermal waters were measured as between 21.1°C – 23.6°C in May 2011 and as 20.8°C in October 2011. The region was determined as a low temperature geothermal area and the reason for this is thought to be cold water mixing. The pH values of mineral and thermal spring waters were measured to be between 6.19 – 6.69, EC values were measured to be between 1420 µS/cm and 2720 µS/cm, pH values of shallow and deep wells ranged between 6.04 and 7.82, whereas EC values were measured approximately between 275 µS/cm and 3300 µS/cm. The MgHCO₃ water type dominates the chemistry of mineral and thermal water in study area. The results of ¹⁸O and ²H isotope analysis yield that the springs of mineral and thermal waters as well as cold waters are fed by meteoric rains. It was determined that the İspendere mineral and thermal waters have low tritium (³H), low Cl and high EC values. Reservoir rock temperatures have been estimated to be between 95 -132°C as a result of the quartz geo-thermometer calculations.

* Başvurulacak yazar: Murat ÇELİKER, mceliker23@gmail.com
<https://dx.doi.org/10.19111/bulletinofmre.494681>.

MTA Dergisi hem İngilizce hem Türkçe olarak yayımlanmakta olup makalelere yapılacak atıfların İngilizce baskısına yapılması gerekmektedir.

1. Giriş

Termal kaynaklardan, enerji üretimi, doğrudan mekan ısıtma, endüstriyel amaçlar, tarım, su ürünleri yetiştiriciliği, şişeleme ve nadir elementlerin elde edilmesi gibi çeşitli amaçlar için yararlanılmıştır (Hellman ve Ramsey, 2004; Petracchia vd., 2005). Doğal sağlık sektörünün büyüyen önemi ve artan kaplıca talebi ile minerali ve termal kaynaklar hidroterapi merkezleri haline gelmiştir (Bojadgieva vd., 2002; Harvey, 2007; Olivier vd., 2008). Bir minerali ve termal su kaynağın optimal kullanımı büyük ölçüde fiziksel ve kimyasal içeriğine bağlıdır.

Jeotermal sistemlerde jeokimyasal çalışmaların amacı, yeraltı sıcaklıklarını tahmin etmek, termal akışkanların dolaşımını anlamak ve onların kökenleri hakkında bilgi sahibi olmaktır (Battistel vd., 2014). İzotop jeokimyasını içeren hidrojeokimya, jeotermal sistemlerin anlaşılmasına önemli katkı sağlamıştır (Chenaker vd., 2017). Jeotermal suyun kimyasal ve izotopik bileşimi, yeraltı suyunun kökeni, yenilenme alanları ve akış yolları hakkında bilgi sağlar. Ayrıca, majör iyon kimyası termal suların alt yüzey rezervuar sıcaklıklarının tahmininde kullanılmıştır (Anees vd., 2015).

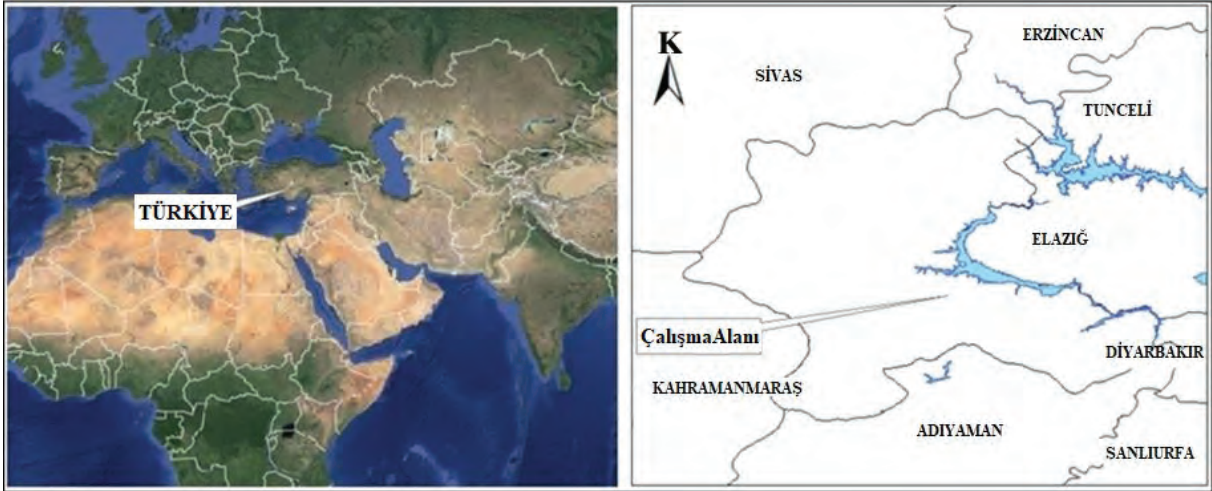
Oksijen yer kabuğunda bulunan en bol elementtir. ^{18}O 'in aksine ^2H genellikle sulara mineral ve kayalarda daha fazla bulunur. Bu iki izotopun, bu zıt yapısı yüksek sıcaklık sistemlerinde suyun izotopik değerlendirilmesi için çok önemlidir (Clark ve Fritz, 1997). Magmatik suların $\delta^{18}\text{O}$ içeriği ‰ +5,5 ve +13 arasında değişirken, metamorfik suların $\delta^{18}\text{O}$ içerikleri ‰ +3 ve +25 arasında değişmektedir (Hugh ve Taylor, 1974; Sheppard, 1981). Su-kayaç etkileşimi sonucunda minerali ve termal suların ^2H içeriğinde önemli bir değişiklik gözlenmez, çünkü ^2H kayacı oluşturan minerallerde yaygın olarak gözlenmez. Ayrıca ^2H değerinin zenginleşebileceği ve yakınsamalı levha sınırlarında yer alan birçok jeotermal ve volkanik sistemde ^{18}O ile doğru orantılı olarak artabileceği ileri sürülmüştür (Arnorsson vd., 2000). Hidrojeolojide en çok kullanılan radyoaktif izotop trityumdur (^3H). Trityum genellikle jeotermal sistemlerde suyun karışım oranını ve yeraltında bulunma süresini tahmin etmek için kullanılır (Panichi ve Gonfiantini, 1978). 1952'den önce yeraltı sularındaki trityum miktarı sıfırdır (<0,5 TU pratikte), 1952'den sonra önemli miktarlara ulaşmıştır (>10TU pratikte). Bazı bölgelerde ölçülebilir trityum (0,5–10 TU), 1952 öncesi ve 1952 sonrası suyun bir karışımıdır (Mazor, 2004). Düşük, orta ve yüksek

sıcaklığa sahip minerali suların kimyasal ve izotopik özelliklerini belirlemek için bugüne kadar birçok çalışma yapılmıştır. Pasvanoğlu ve Chandrasekharam (2011) Nevşehir'in Kozaklı ilçesinde bulunan minerali ve termal suların hidrokimyasal ve izotopik analizlerini gerçekleştirmiştir. Aynı bölgenin doğal kaynak sularının hidrokimyasal ve izotop analizleri Afşin ve Canik (2013) tarafından incelenmiş ve değerlendirilmiştir. Pasvanoğlu (2013), Ağrı'nın 70 km doğusunda bulunan Diyadin ilçesindeki minerali ve termal su kaynakları için hidrojeokimyasal bir model oluşturmuştur. Chandrajith vd. (2013), Sri Lanka'daki jeotermal kaynak sularının jeokimyasal ve izotop karakterizasyonunu araştırmışlardır. Ersoy ve Sönmez (2014), Ilıca'da (Erzurum, Türkiye) jeotermal kaynakların hidrokimyasal ve izotopik özelliklerini incelemişler ve ana fay zonu boyunca yer alan jeotermal kaynakların, değişen kimyasal ve izotopik yapıya sahip yeraltı suyu ile beslendiğini tespit etmişlerdir. Baba ve Şanlıyüksel (2011), Kırkgeçit'teki (Kuzeybatı Türkiye) düşük sıcaklıklı jeotermal kaynakların hidrokimyasal ve izotop özelliklerini incelemiştir.

Bu çalışmanın amacı, fiziksel-kimyasal parametreler ve çevresel izotoplar kullanılarak İspendere minerali ve termal sularının (Malatya, Türkiye) yeraltı taşınma sürecinin kaynağını belirlemektir. Bu amaçla, aynı alanda üç farklı minerali ve termal kaynağın yanı sıra çalışma alanına yakın boşalım yapan üç farklı soğuk su kaynağından toplanan örnekler üzerinde analizler gerçekleştirilmiştir.

2. Çalışma alanı

Çalışma alanı, Elazığ - Malatya illeri arasında, Türkiye'nin Doğu Anadolu bölgesinde ve Malatya ilinin yaklaşık 20 km güneyindedir (Şekil 1). Bu bölge çeşitli araştırmacılar tarafından jeolojik, tektonik, petrografik, petrolojik ve hidrojeokimyasal açıdan incelenmiştir (Yazgan vd., 1987; Beyarslan, 1991; Dumanlılar, 1993; Çetindağ vd., 1993; Dumanlılar vd., 1999; Gürocak ve Alemdağ, 2002; Beyarslan ve Bingöl, 2010; Parlak vd., 2010). İspendere minerali ve termal su kaynakları, İspendere ofiyoliti ve Elazığ magmatiklerinin dokanağında K-G doğrultusunda fay hattı boyunca boşalım yapmaktadır (Şekil 2). 20.8°–23.9°C arasında çıkış sıcaklıklarına sahiptirler ve deşarjları 0.01-0.04 l/s arasındadır. Bu kaynaklar tıbbi amaçlar için kullanılmakta olup bölgedeki suların termal özelliklerini kullanmak için yerel



Şekil 1- Çalışma alanı.

yönetim tarafından 292 m derinliğinde bir jeotermal kuyu (Kuyu/ 521) açılmıştır. Fakat jeotermal kuyuda istenilen sıcaklık elde edilememiştir.

2.1. İklim

İspendere, Malatya bölgesi yıllık ortalama yağış miktarı 378,1 mm (1929 - 2010) olan karasal bir iklime sahiptir. En yüksek aylık yağış miktarı Mart, Nisan ve Mayıs aylarında kayıt altına alınmış ve ortalamalar sırasıyla 49.71, 56.33 ve 46.2 mm olarak raporlanmıştır. Aylık maksimum hava sıcaklığı Temmuz (42,2°C) ayında ve minimum aylık hava sıcaklığı Ocak ayında (-14.6°C) (DMI, 2010) oluşmuştur.

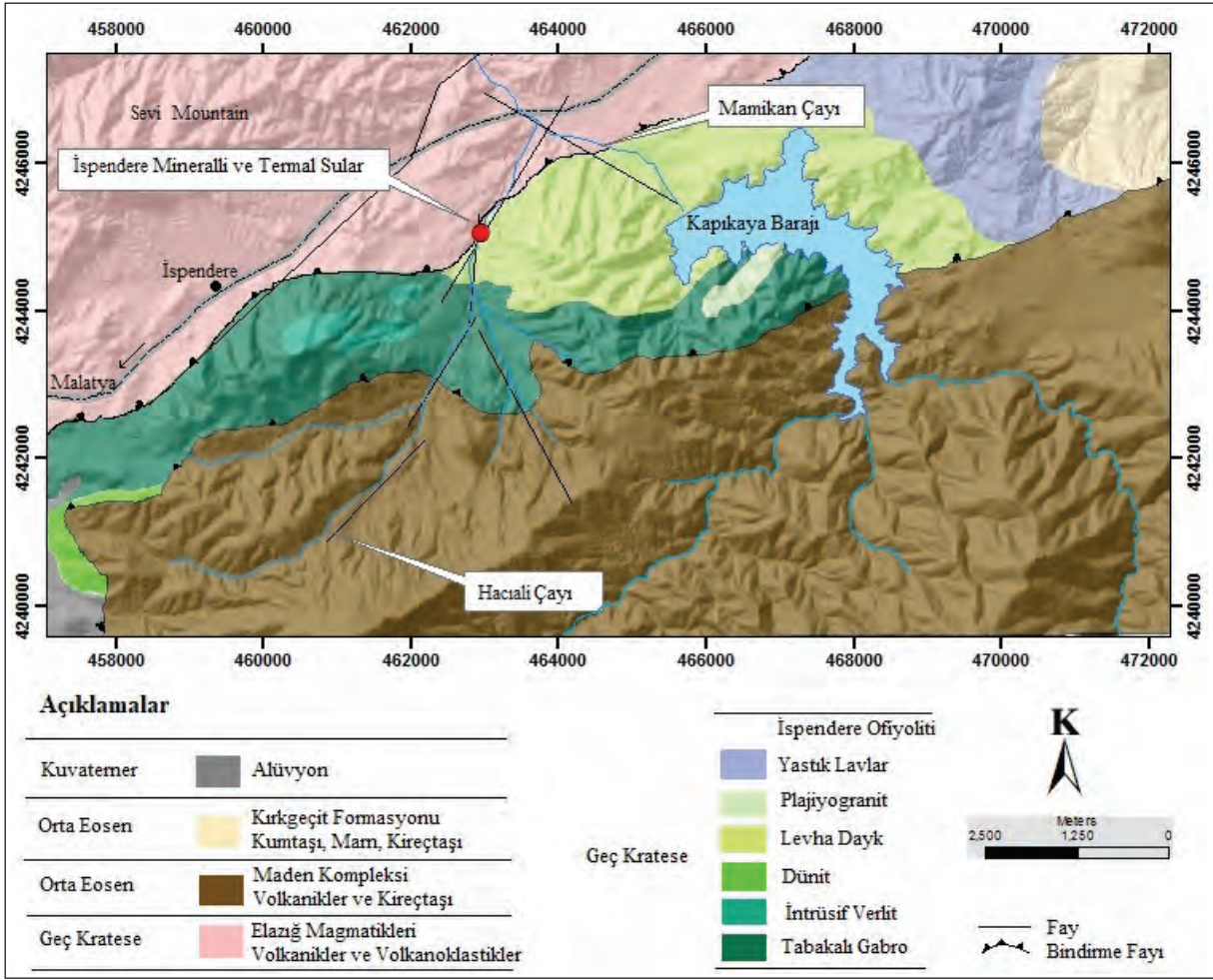
2.2. Bölgesel Jeoloji

Çalışmanın jeoloji haritası Beyarslan ve Bingöl (2010) tarafından hazırlanmıştır (Şekil 2). İnceleme alanındaki jeolojik birimler tektonik ve intrüf ilişkilerle sahiptir. Bu birimler İspendere ofiyolitleri, Elazığ Magmatikleri, Maden kompleksi ve Kırkgeçit formasyonudur (Beyarslan ve Bingöl 2010). İspendere ofiyoliti, Orta Eosen yaşlı volkano-sedimanter Maden grubu üzerinde güneye doğru ilerler ve Orta Eosen-Oligosen yaşlı Kırkgeçit formasyonu tarafından örtülür (Parlak vd., 2010). Üst Kretase yaşlı İspendere ofiyolitleri, okyanusal litosferin tam bir kesitini ortaya çıkarmış, Arap ve Toros (Anadolu) Platformları arasında Güneydoğu Anadolu ofiyolit bandının bir kısmıdır. İspendere ofiyolitleri; dünit, tabakalı ve izotrop gabro, plajiyogranit, plaka dayk kompleksi, yastık ve masif bazalt, andezitik lav ve volkano-sedimanter kayaçlardan oluşmaktadır. Manto kayaçları

harzburgitiktir. Ultramafik-mafik kümülat kayaçları verlit, dunit, troktolit, olivin gabro ve gabro ile temsil edilir. Dyke kompleksi İspendere ofiyolitinin en kalın birimini oluştururken, en üst bölgelerde radyolarit, mikritik kireçtaşı ve tüfitler gözlenir (Beyarslan 1991, Çetindağ vd., 1993; Dumanlılar vd., 1999; Beyarslan ve Bingöl, 2010; Parlak vd., 2010). İspendere ofiyolitleri ile dokanağı olan Elazığ magmatikleri andezit ve dasit daykları, aglomera, yastık lavları ve tüf birimlerini içermektedir (Yazgan vd., 1987; Çetindağ vd., 1993).

2.3. Hidrojeoloji

Çalışma alanının ana drenajları Mamikan Deresi ile Hacıali Deresidir ve Karakaya Baraj Gölü'ne boşalım yapmaktadırlar. Kapıkaya Barajı, DSİ (Devlet Su İşleri) tarafından Mamikan Deresi üzerinde inşa edilmiştir. İspendere mineralli ve termal su kaynakları Hacıali Deresi'nin yatağında ortaya çıkar. Elazığ Magmatikleri ve İspendere Ofiyolitleri arasında oluşmuş fay sistemleri, mineralli ve termal su kaynaklarının deşarjının başlıca nedenidir. Elazığ magmatiklerinde ve İspendere ofiyolitlerinde tektonik aktiviteye bağlı olarak ikincil porozite gelişmiştir (Çetindağ vd., 1993). Mineralli ve termal su kaynaklarının çevresinde bulunan marn ve killi seviyeler geçirimsiz iken kumtaşı, kireçtaşı ve alüvyal seviyeler geçirgendir. Geçirimsiz ofiyolitler jeotermal rezervuarların örtü kayaçları olarak işlev görürler. Jeotermal sistemin ısı kaynağını muhtemelen volkanik ve tektonik aktivitelerin kombinasyon etkisi oluşturmaktadır. Kireçtaşları, kumtaşları, alüvyon seviyeleri ve magmatik kayaçlardaki yapısal özellikler (faylar, kırıklar ve dokunaklar) bölgede rezervuar



Şekil 2- Çalışma alanının jeoloji haritası (Beyarslan ve Bingöl, (2010).

kayaç işlevi görür. Çalışma alanında 0.01 - 0.4 l/s arasında değişen debi oranları ile birçok mineralli ve termal su kaynakları mevcuttur. Mineralli ve termal suların faydalanmak için yerel yönetim tarafından 292 m derinliğinde bir jeotermal kuyu (Kuyu / 541) açılmıştır. Kuyu bitiminde elde edilen suyun debisi 40 l/s olarak, kuyu taban sıcaklığı ise 25°C olarak ölçülmüştür. Sondaj sırasında alüvyon, kumtaşı, kireçtaşı, marn, dasit, aglomera, tüf, bazalt, serpantin, diyabaz, gabro, diyabaz tabakalarına ait birimler kesilmiştir. Jeotermal kuyunun statik seviyesi 13m, dinamik seviye 33m olarak belirlenmiştir. Sondaj sırasında 64 m'de yoğun su kaçağı, 176 m'de kısmi su kaçağı gözlenmiştir (Jeotermal Yönetim Raporu, 2010). İspendere mineralli ve termal sularının 3 km doğusunda yer alan Kapıkaya Barajı'na ait temel sondaj kuyu loglarında tektonik hareketlere bağlı olarak gelişen ofiyolit birimlerindeki çatlak ve kırıklarda kil ve kalsit dolgular gözlemlenmiştir (DSİ, 1991). Browne (1991), kalsit dolgu maddesinin

yüksek miktarlarda bikarbonat ve çözülmüş CO₂ içeren jeotermal akışkanlar tarafından çökeltilen ana madde olduğunu belirterek, kalsit dolgu oluşumunu açıklamıştır. Çünkü bunlar kaynama noktalarının altında düşük sıcaklıktadırlar ve bu sistemlerin yükselmesi sırasında yüksek sıcaklıktaki jeotermal alanların yakınındaki yüksek rakımlarda soğuk su ile karışırlar.

3. Örneklem ve Analitik Metotlar

Yeraltı suyu seviyesi ve kimyası çeşitli faktörlere bağlıdır. Küresel iklim değişikliğine paralel olarak çalışma alanındaki iklim değişikliği, yağış ve buharlaşma oranlarına yansıdığı gibi yeraltı suyu seviyesindeki dalgalanmayı ve kimyası da etkilemektedir. Bu nedenle örneklem çalışmaları yağışlı ve kurak mevsimlerde yapılmıştır. Mineralli ve termal suların yanı sıra soğuk suların oksijen-18, döteryum ve trityum içerikleri ile majör ve minör iyon

kimyasını belirlemek için çalışma alanında Mayıs ve Ekim 2011 tarihlerinde 6 farklı lokasyonda iki su örneği toplanmıştır (Şekil 3). İzotop analizlerinin yanı sıra fiziko-kimyasal analizler için alınan numuneler filtrelenmeden 1000 ml'lik kapalı şişelere konulmuştur. WTW Cond 720 ölçüm cihazı kullanılarak numune alımı sırasında su sıcaklığı, pH ve elektriksel iletkenlik ölçülmüştür. Sulardaki majör ve minör elementlerin analizi Malatya İl İdaresi laboratuvarlarında gerçekleştirilirken, Devlet Su İşleri Genel Müdürlüğü (Ankara) laboratuvarlarında izotop analizleri gerçekleştirilmiştir.

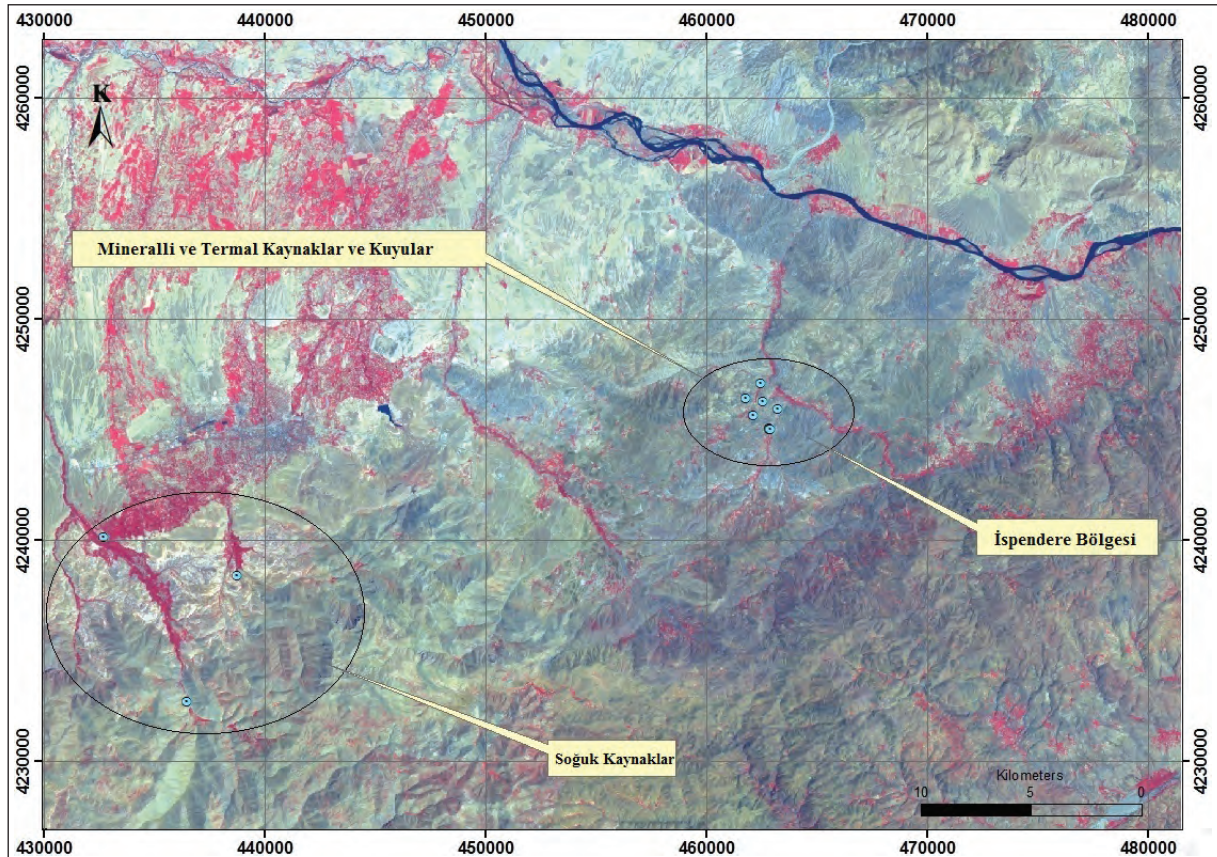
Su numuneleri, majör iyonlar gibi kimyasal bileşenler için laboratuvarında APHA (2005) tarafından önerilen standart yöntemler kullanılarak analiz edilmiştir. Su örneklerinin major katyonları (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+) ICP-OES (indüktif eşleşmiş plazma optik emisyon spektrometrisi) ile analiz edildi. Bikarbonat (HCO_3^-), asidimetrik titrasyon yöntemiyle ölçüldü, klorür (Cl^-) ise argentometrik titrasyon yöntemi ile ölçüldü. Spektrofotometre, sülfatın (SO_4^{2-}) belirlenmesi için kullanılmıştır. Oksijen-18 ve

döteryum izotop oranları, IsoPrime çift giriş izotop oranı kütle spektrometre ve kütle spektrometrik yöntemleriyle analiz edildi. Trityum değerleri, radyoaktif bozunması sayılarak sıvı sintilasyon spektrometresi kullanılarak belirlenmiştir (IAEA, 2010). Ayrıca bu çalışmada elde edilen verilere ek olarak önceki çalışmalarda elde edilen kimyasal analiz sonuçları da (Çetindağ vd., 1993) kullanılmıştır.

4. Bulgular ve Tartışmalar

4.1. Hidrojeokimya

Minerali ve termal suların ana elementleri silisyum oksit (SiO_2), sodyum (Na^+), potasyum (K^+), kalsiyum (Ca^{2+}), magnezyum (Mg^{2+}), karbonat (CO_3^{2-} ve HCO_3^-), hidrojen sülfid (H_2S), sülfat (SO_4^{2-}), klor (Cl^-) ve florür (F^-). Soğuk su bileşenleri, karışım işlemi sırasında karışma miktarının hesaplanması için önemlidir. Bu elementler, işletilen jeotermal alanın kimyasal izlenmesi için değerli bilgiler sağlamaktadır (Gunlaugsson, 2008). Genel olarak minerali ve jeotermal sular sodyum, kalsiyum, sülfat, klor, silika gibi çözülmüş mineralleri yerel soğuk sulardan daha



Şekil 3- Örnek lokasyonları (Landsat 4:3:1 uydü görüntüsü).

Çizelge 1- Su örneklerinin fiziksel, kimyasal ve izotop analiz sonuçları.

Örnekleme Tarihi	Lokasyon tipi	°C	pH	EC μ S/cm	Ca (mg/l)	Mg (mg/l)	Na (mg/l)	K (mg/l)	Cl (mg/l)	SO ₄ (mg/l)	HCO ₃ (mg/l)	SiO ₂ (mg/l)	$\delta^{18}O$ (‰)	δD (‰)	T (TU)	Su tipi (IAH, 1979)
05.05.2011	Steak Kaynak 1	23.6	6.47	2710	209.4±3.44	243.5±3.98	60.21±3.44	0.018±0.002	7.26±1.44	41.3±2.44	1994.7±15.54		-9.23±0.32	-64.8±1.70	0.15±0.70	Mg-Ca-HCO ₃
05.05.2011	Steak Kaynak 2	21.1	6.61	1460	174.7±3.42	196.5±4.01	50.85±3.09	0.001±0.001	7.96±1.41	43.9±2.45	1555.5±11.44		-8.09±0.44	-60.5±1.60	1.1±0.90	Mg-Ca-HCO ₃
05.05.2011	Steak Kaynak 3	21.9	6.32	2015	165.3±3.48	177.9±4.43	41.25±2.98	0.001±0.001	5.93±1.34	13.4±1.35	1464±10.54		-8.72±0.44	-61.9±1.70	0	Mg-Ca-HCO ₃
04.05.2011	Soğuk Kaynak 1	11.5	7.85	278	46.98±2.28	5.00±2.44	0.62±0.02	0.16±0.11	3.59±1.29	0.001±0.001	158.6±11.49		-8.73±0.43	-53.2±1.40	4.45±2.30	Ca-HCO ₃
04.05.2011	Soğuk Kaynak 7	14.6	7.67	420	69.72±2.29	6.96±2.02	3.36±0.80	0.92±0.23	5.57±1.36	6.79±0.94	213.5±11.48		-9.34±0.36	-58.8±1.70	5.8±1.15	Ca-HCO ₃
04.05.2011	Soğuk Kaynak 8	10.5	8.01	228	38.57±2.28	3.39±2.23	0.32±0.10	0.19±0.09	1.53±0.44	0.001±0.001	125.05±9.44		-10.4±0.35	-64.4±1.60	5.95±1.15	Ca-HCO ₃
27.10.2011	Steak Kaynak 1	20.8	6.38	2720	216.5±3.56	282.9±3.48	64.11±3.49	3.27±1.47	8.59±1.74	44.5±2.38	1958±16.47		-8.99±0.21	-68.3±0.90	0.41±0.70	Mg-Ca-HCO ₃
27.10.2011	Steak Kaynak 2	20.9	6.69	1420	108.3±3.04	125.5±4.08	29.74±2.28	3.35±1.54	6.1±1.32	12.7±2.44	969.9±9.08		-9.12±0.21	-61.2±0.90	0.21±0.68	Mg-Ca-HCO ₃
27.10.2011	Steak Kaynak 3	20.9	6.19	2015	158.7±3.34	191.8±4.45	38.68±2.36	3.6±1.61	7.41±1.47	19.3±2.44	1421±10.49		-9.2±0.19	-65.4±0.90	0	Mg-Ca-HCO ₃
14.10.2011	Soğuk Kaynak 1	12.1	7.69	275	47.26±2.20	6.63±1.77	0.51±0.12	0.53±0.12	2.83±0.89	0.001±0.001	170.8±9.48		-9.07±0.28	-54.2±0.80	5.11±0.81	Ca-HCO ₃
14.10.2011	Soğuk Kaynak 7	16.3	7.43	435	76.90±2.21	10.03±2.03	3.60±0.34	1.98±0.23	7.14±1.39	0.01±0.01	256.2±10.14		-9.03±0.21	-53.4±0.90	5.59±0.84	Ca-HCO ₃
14.10.2011	Soğuk Kaynak 8	13.5	7.89	251	41.07±2.19	6.32±1.98	0.42±0.11	1.98±0.22	3.42±1.18	0.01±0.01	152.5±9.64		-10.8±0.21	-68.6±0.90	6.19±0.86	Ca-Mg-HCO ₃
02.06.2010	Kuyu / 521*	25	6.04	3300	243.9±3.44	316.5±5.06	86.46±4.24	5.11±0.86	9.23±1.89	92.8±2.84	2724.9±19.98	146.9±2.33				Mg-Ca-HCO ₃
21.10.2011	Kuyu / 1901**	12.1	7.5	293	47.26±2.14	6.63±1.23	0.52±0.18	0.53±0.12	2.83±0.43	0.001±0.001	170.8±9.44					Ca-HCO ₃
21.10.2011	Kuyu / 1903**	16.2	7.27	577	95.83±2.67	15.50±2.33	0.69±0.20	1.72±0.36	4.82±1.46	4.2±0.49	335.5±10.12					Ca-HCO ₃
21.10.2011	Kuyu / 1905**	15.9	7.82	333	60.09±2.23	4.95±1.17	0.29±0.08	1.42±0.32	3.29±1.40	0.01±0.01	219.6±3.44					Ca-HCO ₃
21.10.2011	Kuyu / 1909**	14.6	7.38	469	76.90±2.63	10.03±2.03	3.61±0.44	1.98±0.37	7.14±1.34	0.01±0.01	256.2±10.17					Ca-HCO ₃
21.10.2011	Kuyu / 1910**	14.8	7.55	275	41.07±2.14	6.32±1.97	0.42±0.11	1.98±0.36	3.42±1.45	0.01±0.01	152.5±9.78					Ca-Mg-HCO ₃
10.12.2010	Kuyu / 2244**	16.2	6.74	256	28.00±2.01	9.60±1.96	14.95±1.44	0.39±0.11	3.76±1.45	3.01±0.97	146.4±9.55					Ca-Mg-HCO ₃
Çetindağ (1992)	Steak Kaynak 1	19-22	6.4	2900	216	331	65	0.2	11.10	28	2410	78				Mg-Ca-HCO ₃

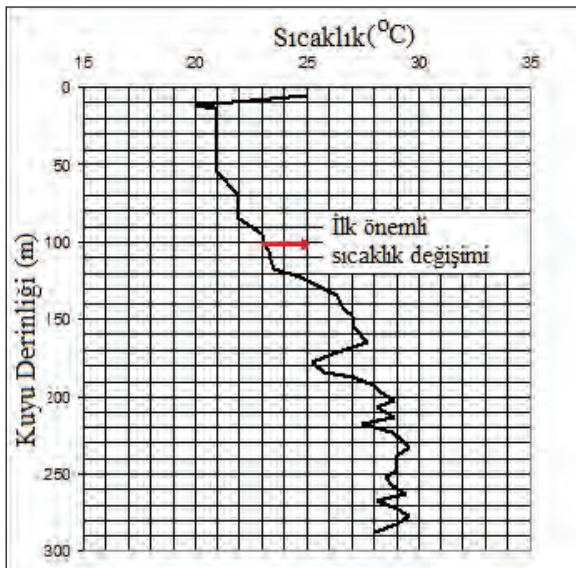
*Yerel idare tarafından açılan jeotermalin fiziksel-kimyasal analiz sonuçları,

** Kişisel kuyuların Halk Sağlığı Organizasyonu tarafından yapılan analizleri

yüksek konsantrasyonlarda içerir (Kipng'ok ve Kanda, 2011).

Çalışma alanındaki farklı noktalardan elde edilen yeraltı suyu örneklerinin analiz sonuçları ve önceki çalışmaların analiz sonuçları çizelge 1'de verilmiştir.

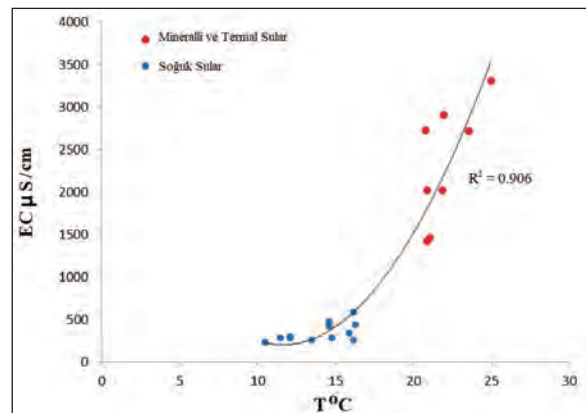
Mineralli ve termal suların sıcaklıkları Mayıs 2011'de 21,1°C - 23,6°C arasında ve 2011 yılı Ekim ayında 20,8°C olarak ölçülmüştür. Soğuk suların sıcaklıkları 10,5°C - 17°C aralığında ölçüldü. Kuyu tabanında maksimum sıcaklık jeotermal su sondajı sırasında 25°C olarak ölçülmüştür (kuyu/541; 292 m). Sondaj sırasında sondaj çamurunun sıcaklığındaki değişim şekil 4'te verilmiştir. Jeotermal gradyan nedeniyle hafif bir artış göstermiş ve 104 metreden sonra önemli değişiklikler gözlenmiştir (Jeotermal Yönetim Raporu, 2010). Mineralli ve termal kaynakların pH değerleri nötre yakındır. En düşük pH değeri Ekim 2011'de 3 numaralı kaynaktan 6.19 ölçülmüş ve aynı kaynağın Kasım 2011'de pH değeri ise 6.32 olarak ölçülmüştür. Karbondioksit, mineralli ve termal kaynak sularında asidite ve düşük pH değerlerinin ana nedenidir. Termal kaynakların EC değerleri mevsimsel olarak 1420 $\mu\text{S}/\text{cm}$ ve 2720 $\mu\text{S}/\text{cm}$ arasında değişmektedir. Bu değerler her iki mevsimde de önemli değişiklikler göstermemektedir. Bölgede açılan kuyuların EC değerleri 275 $\mu\text{S}/\text{cm}$ ve 3300 $\mu\text{S}/\text{cm}$ arasında belirlenmiştir. Yeraltı suyu elektriksel iletkenliği, mevcut iyonların ve çözülmüş bileşenlerin dolaylı bir ölçümüdür ve sıcaklığa bağlıdır (Boyd, 2000; Hem, 1985). Su kimyası açısından önemli olan EC-sıcaklık ilişkileri üzerine bir dizi



Şekil 4- Jeotermal kuyudaki derinlik ve sıcaklık değişimini gösteren kuyu logu.

çalışma literatürlerinde sunulmuştur. Sorensen ve Glass (1987), doğal sular için EC ve sıcaklık arasındaki ilişkinin genellikle doğrusal olmadığını söylemiş, ancak doğrusal olmayan derecenin 0°C - 30°C arasında nispeten küçük olduğunu belirtmişlerdir. 2004 yılında Hayashi, EC'nin ve doğal suların sıcaklık ilişkisinin başka bir araştırmasını yayımlamıştır. Bu çalışmada, 0-30°C sıcaklık aralığında ilişki lineer değildir, ancak lineer denklem makul ölçüde ilişkiye iyi yaklaşmıştır. Bizim çalışmamızda da benzer sonuçlar elde edilmiştir. Sıcaklık arttıkça, çözülmüş iyonların konsantrasyonları, grafikteki yukarı doğru eğilimin gösterdiği gibi artmaktadır (Şekil 5).

Soğuk sular, sığ bölgede hızlı dolaşım yapan düşük iyon konsantrasyonlu yeraltı sularını temsil eder. Mineralli ve termal suların yüksek bikarbonat konsantrasyonu (969.9-22724.87 mg/l) karbondioksitli yeraltı sularının karbonatlı kayalarla reaksiyona girmesinden kaynaklanmaktadır (Giggenbach ve Glover, 1992). İspendere mineralli ve termal sularının Mg^{2+} konsantrasyonu 125.5-316.5 mg/l, Ca^{2+} konsantrasyonu 108 - 243 mg/l arasında ve Na^+ konsantrasyonu 29.74-86.46 mg/l arasındadır. Genel olarak, jeotermal suların mineralizasyonu, Mg^{2+} içeriğinde bir artışla karakterize edilir. Yüksek Mg^{2+} konsantrasyonu, yüzeye yakın kayalardan Mg^{2+} 'nın yıkanmasını belirtir (Nicholson, 1993). Magnezyum mineralizasyonundaki artış, magnezyum içeren olivin mineraline bağlı olabilir. Cl^- , termal suların kimyası soğuk sulardan farklı olduğu için karışımın belirlenmesi için uygun bir parametredir. Soğuk sular, jeotermal sulardan daha düşük bir klor konsantrasyonu vermektedir. Jeotermal sisteme soğuk tatlı su girişini erken dönemde tespit etmek genellikle zordur (Kipng'ok ve Kanda, 2011). Klorür konsantrasyonundaki azalma ve bikarbonat



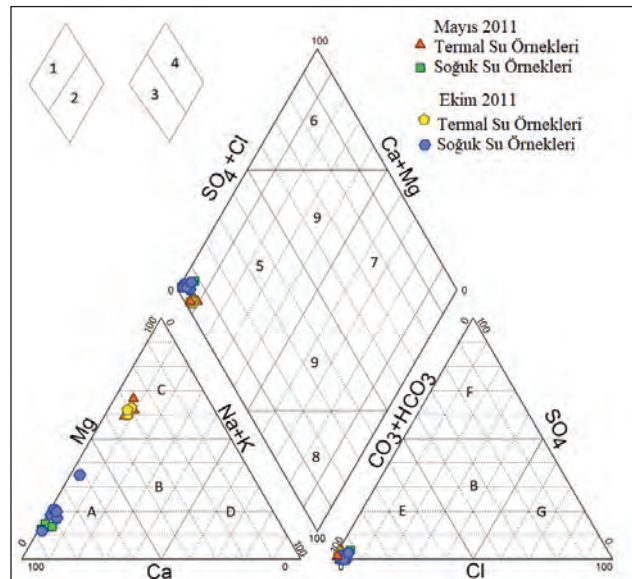
Şekil 5- Sıcaklık-EC grafiği.

konsantrasyonundaki artış termal sularda su-kayaç etkileşimini gösterebilir (Giggenbach ve Glover 1992). Bölgedeki jeotermal suların klorür değeri Mayıs 2011 örnekleme döneminde 5.93–7.96 mg/l arasında ve 2011 yılı Ekim ayında 6.1-8.59 mg/l arasında ölçülmüştür. Soğuk suların klorür değeri daha düşük aralıklarla değişmektedir (genellikle 2.83–3.76 mg/l). Jeotermal kuyudaki (kuyu/521) klorür değerinin (9.23 mg/l), mineralli ve termal su kaynaklarının klorür değerinden (ortalama 7.2 mg/l) daha yüksek olması termal suların yüzeye çıkması sırasında soğuk su karışımını teyit eder. Sülfat (SO_4^{2-}) konsantrasyonları mineralli ve termal sularda 12.7-92.8 mg/l arasında ve soğuk sularda 0.001–3.01 mg/l arasında ölçülmüştür. Çalışma alanında jeotektonik ortama dayalı çalışmalara göre porfiri bakır-pirit ve/veya stokvork tipi cevherleşme gözlenmiştir. Ana sülfürlü mineralleri pirit (FeS_2) ve kalkopirit (CuFeS_2) iken sfalerit ((Zn,Cu)S), galenit (PbS), piroit (Fe_7S_8), ve bornit (Cu_5FeS_4) daha azdır. Markazit (FeS_2), kalkosit (Cu_2S) ve kovellit (CuS) ikincil sülfürlü mineraller olarak tespit edilmiştir (Dumanlılar vd., 1999). Mineralli ve termal sulardaki SO_4^{2-} konsantrasyonlarının soğuk sulara göre daha büyük olması, H_2S 'nin farklı seviyelerde oksijen ile reaksiyonu ve sülfürlü minerallerin çözünmesi sonucu SO_4^{2-} konsantrasyonlarının artması ile açıklanabilir (Pasvanoğlu vd., 2005). Termal sularda Na^+/K^+ oranının yüksek olması, jeotermal sularda iletken soğutmanın ve yüzeye yakın yanıl akış reaksiyonlarının varlığının bir göstergesi olarak görülmektedir (Nicholson, 1993). Silisyumun çözünürlüğü normal yeraltı su

sıcaklıklarında oldukça düşüktür, ancak jeotermal sularda oldukça yüksektir (Truesdell, 1984). Silisyum dioksit değerlerinin jeotermal kuyuda (kuyu/541; 146.9 mg/l) ve mineralli ve termal kaynaktan (mineralli ve termal kaynak 1 (1992); 78 mg/l) farklı ölçülmesi, soğuk su karışımının bir başka kanıtıdır.

IAH (1979)'a göre suların sınıflandırması çizelge 1'de verilmiştir. Katyon ve anyonların toplam eşdeğerleri %100 olarak kabul edilmiştir ve sınıflandırma için %20'den fazla (meq/l) iyonlar hesaplanmıştır. İspendere mineralli ve termal sularının genel olarak Mg-Ca- HCO_3 ve Ca-Mg- HCO_3 karışım aralığında olduğu ve soğuk suların genellikle Ca-Mg- HCO_3 ve CaCO_3 karışım aralığında olduğu gözlenmiştir.

Piper diyagramı, su örneklerinin sınıflandırılmasında kullanılan bir başka sınıflandırma yöntemidir ve su-kimyasının dominant jeokimyasal sürecini daha kesin bir şekilde tanımlamayı sağlar (Piper, 1944). Kompozisyon sınıfını tanımlamak için Back ve Hanshaw (1965), üç-lineer diyagramın alt bölümlerini önermişlerdir (Şekil 6). Çalışma alanındaki farklı yerlerden toplanan su örneklerinin kimyasal verileri Piper diyagramında işaretlenmiş ve kimyasal veriler 5. alanda gruplanmıştır. Piper diyagramında, HCO_3^- dominant anyon iken Ca^{2+} ve Mg^{2+} en baskın katyonlardır. Piper diyagramına göre çalışma alanındaki mineralli ve termal sular Mg- HCO_3 fasiyesi sular, soğuk sular Ca- HCO_3 fasiyesi sular olarak sınıflandırılmıştır. Çizelgeden,



Şekil 6- Piper diyagramı.

su numunelerinin alkali toprak metallerin (Ca^{2+} , Mg^{2+}), alkali (Na^+ , K) ve zayıf asidi (CO_3^{2-} , HCO_3^-) aştığını gösterdiği gözlenmiştir (Şekil 6). Ca-HCO_3 su tipi, kalsitin çözünmesini gösterirken, Mg-HCO_3 su tipi ofiyolitlerin ve magnezyum içeren dolomitlerin çözünmesini gösterir.

Farklı yerlerden alınan su örneklerinin kimyasal parametrelerinin karşılaştırılması ve kimyasal özelliklerin bazılarının belirlenmesi için Schoeller (1962) diyagramı çizilmiştir (Şekil 7). Termal ve soğuk suların element dağılımları, yarı logaritmik Schoeller diyagramında benzer yansımalar vermiştir. Katyonlar $r\text{Mg}^{2+} > r\text{Ca}^{2+} > r\text{Na}^+ + r\text{K}^+$ ve anyonlar $r\text{HCO}_3^- > r\text{SO}_4^{2-} > r\text{Cl}^-$ olarak mineral ve termal sularda sıralanmıştır, soğuk sudaki katyonlar $r\text{Ca}^{2+} > r\text{Mg}^{2+} > r\text{Na}^+ + r\text{K}^+$ ve anyonlar $r\text{HCO}_3^- > r\text{SO}_4^{2-} > r\text{Cl}^-$ olarak verilmiştir.

Jeotermal suların sınıflandırılmasında kullanılan bir diğer diyagram ise Giggenbach (1991) üçgen diyagramıdır. Bu diyagramda jeotermal sular klor (Cl^-), sülfat (SO_4^{2-}) ve bikarbonat (HCO_3^-) iyonlarının (mg/l cinsinden) konsantrasyonuna göre sınıflandırılmaktadır. Bu diyagrama göre tüm suların sığ ya da karışım suları bölgesinde olduğu görülmüştür (Şekil 8).

Ayrıca, İspendere termal ve soğuk suları, Giggenbach denge diyagramına göre olgunlaşmamış

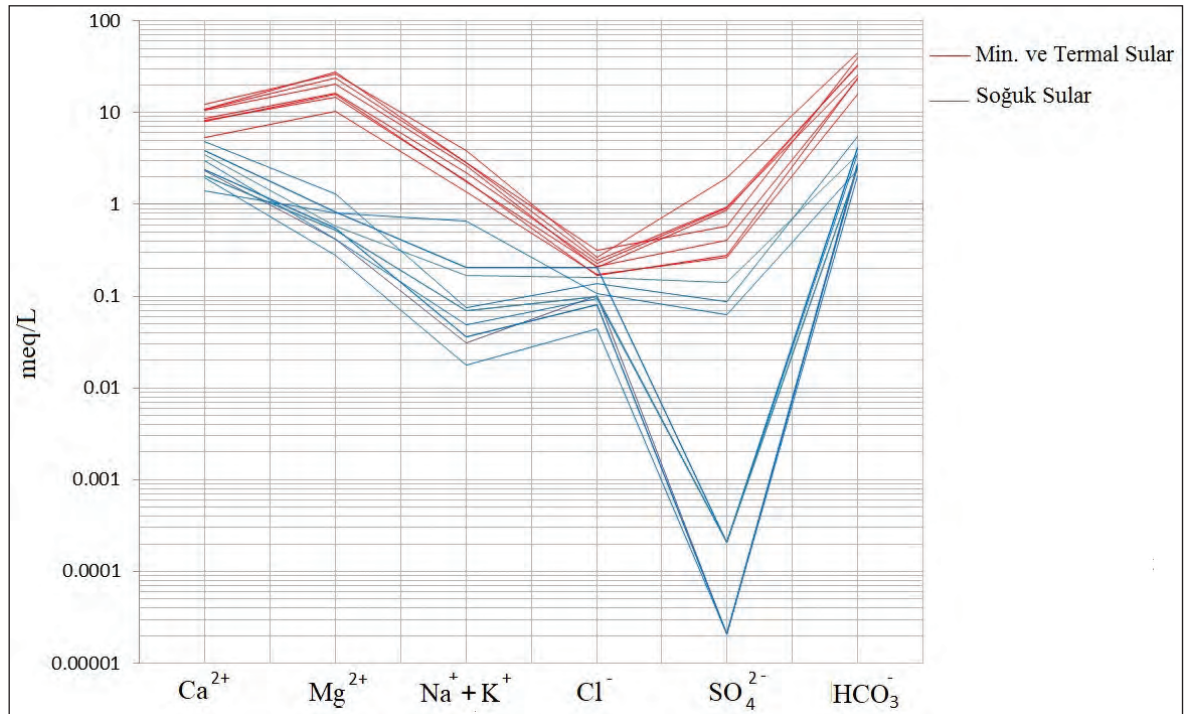
sulara dahil edilmiştir (Şekil 9). Bu nedenle, katyon jeotermometreleri gerçek değerlere yakın sonuçlar vermeyecekleri için tahmini akifer sıcaklık hesaplarında kullanılmamaktadır (Giggenbach, 1988). Kuvars jeotermometre ile hesaplanan rezervuar kayaç sıcaklıkları 95-132°C arasında tahmin edilmektedir (Çizelge 2).

4.2. İzotop Jeokimyası

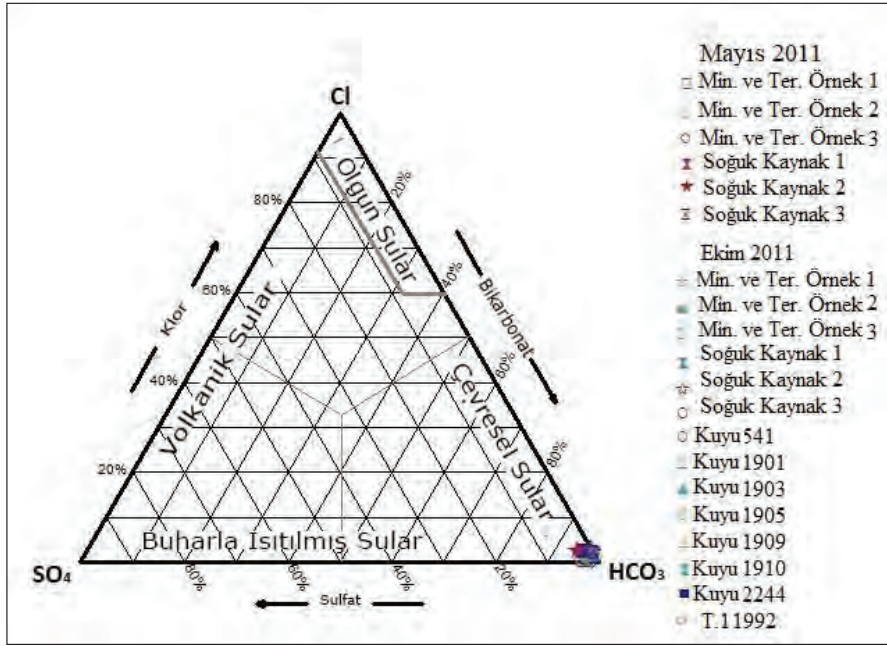
İzotop analizlerinde standartlara göre suyu karakterize eden negatif değerler, izotop tüketimini (izotoplar açısından hafif) gösterirken, pozitif değerler izotop zenginleşmesini (izotoplar bakımından ağır) göstermektedir (IAEA, 1998; Demer, 2008). Dünyadaki yağış istasyonlarının oksijen-18'e karşı döteryum değerleri ($\delta^{18}\text{O} - \delta^2\text{H}$) genel olarak Küresel Meteorik Su Hattı olarak tanımlanan doğrusal bir çizgi üzerinde yoğunlaşmaktadır. Bu hattın denklemi (1) dünya çapında toplanan yağmur sularında ^{18}O ve ^2H arasındaki ilişkiyi tanımlamaktadır (Craig, 1961b).

$$\delta^2\text{H} = 8\delta^{18}\text{O} + d \text{ (‰ SMOW)} \quad (1)$$

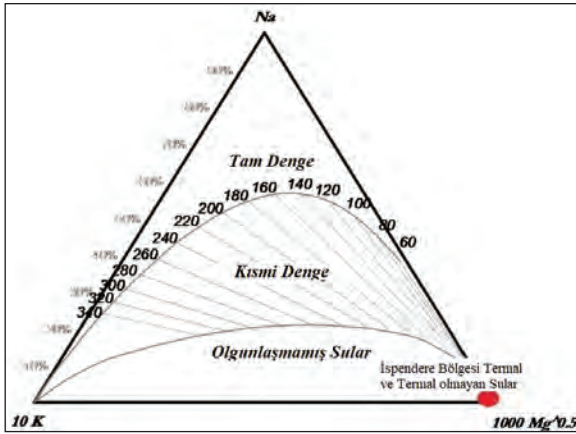
Bu denklemdeki d değeri “döteryum fazlalığı” olarak bilinir ve yağmur kaynağı olan deniz suyunun buharlaşma miktarının göstergesi olarak tanımlanır. Küresel Meteorik Su Hattının d değeri 10'dur ve okyanuslardaki atmosferdeki göreceli nemin bir



Şekil 7-Yarı logaritmik Schoeller diyagramı.



Şekil 8- Çalışma alanındaki suların üçgen diyagramı (Giggenbach, 1991).



Şekil 9- Giggenbach denge diyagramı.

işlevlidir. d'nin değeri, buharlaşmanın daha yüksek olduğu yerlerde daha pozitif değerlere ulaşır ve jeolojik çağlarda egemen olan iklim koşullarına göre yerel olarak değişir. Ülkemizde egemen olan Akdeniz

iklimi için bu değer +22 ‰ (Gat, 1971; IAEA, 1981; IAEA, 1983).

Bu bölümde, su-kayaç ilişkisinin yanı sıra termal su döngüsünü anlayabilmek için su örneklerinin oksijen-18 ($\delta^{18}\text{O}$), döteryum ($\delta^2\text{H}$) ve trityum (^3H) içerikleri değerlendirilmiştir. Mayıs 2011'de mineralli ve termal su kaynaklarında oksijen-18 değerleri ‰ -8.09 ve ‰ -9.23 (SMOW) arasında, döteryum değerleri ‰ -60.5 ve ‰ -64.8 de (SMOW) arasında değişmiştir. Ekim 2011'de oksijen-18 değerleri ‰ -8.99 ve -9.20 (SMOW) arasında değişirken, döteryum değerleri ‰ -61.2 ve ‰ -68.3 (SMOW) arasında değişmiştir. Soğuk su kaynaklarında oksijen-18 değerleri 2011 yılı Mayıs ayında ‰ -8.73 ile ‰ -10.4 (SMOW) arasında değişirken, döteryum değerleri ‰ -53.2 ile ‰ -64.4 (SMOW) arasında değişmiştir. Ekim 2011'deki oksijen-18 değerleri ‰ -9.03 ve ‰ -10.8 (SMOW) arasındadır, döteryum ise ‰ -53.4 ve ‰ -68.6 (SMOW) arasındadır (Çizelge 2). Mayıs 2011-Ekim 2011

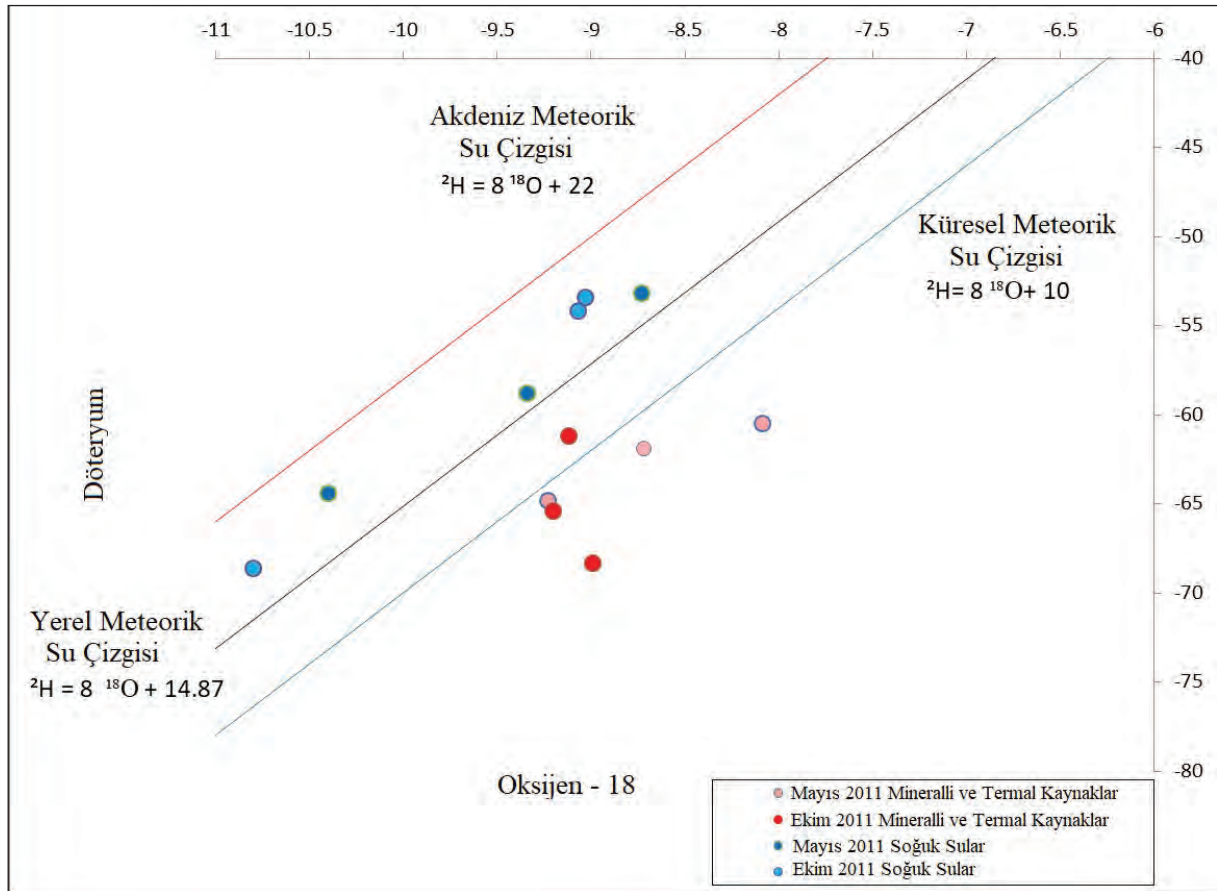
Çizelge 2. Bazı jeotermometrik denklemler ve İspendere Bölgesi'ndeki (Malatya) termal suların hesaplanan rezervuar sıcaklıkları.

Jeotermometre	Denklem	Termal Kaynak	Termal Kuyu
T ölçülen (°C)		19 -22	25
T Kuvars – buhar kaybı yok (Fournier, 1973)	$= \frac{1309}{5,19 - \log_5 \text{O}_2} - 273,15$	123,7	159,86
T Kuvars – maksimum buhar kaybı 100°C (Fournier, 1973)	$= \frac{1522}{5,75 - \log_5 \text{O}_2} - 273,15$	121,36	151,63
T Kalsedon, buhar kaybı yok (Fournier, 1977)	$= \frac{1032}{4,69 - \log_5 \text{O}_2} - 273,15$	95,69	135,89
T Kalsedon – maksimum buhar kaybı 100°C (Fournier, 1977)	$= \frac{1182}{5,09 - \log_5 \text{O}_2} - 273,15$	96,46	131,23
T Kalsedon, buhar kaybı yok (Arnorrsson vd., 1983)	$= \frac{1112}{4,91 - \log_5 \text{O}_2} - 273,15$	95,31	132,24

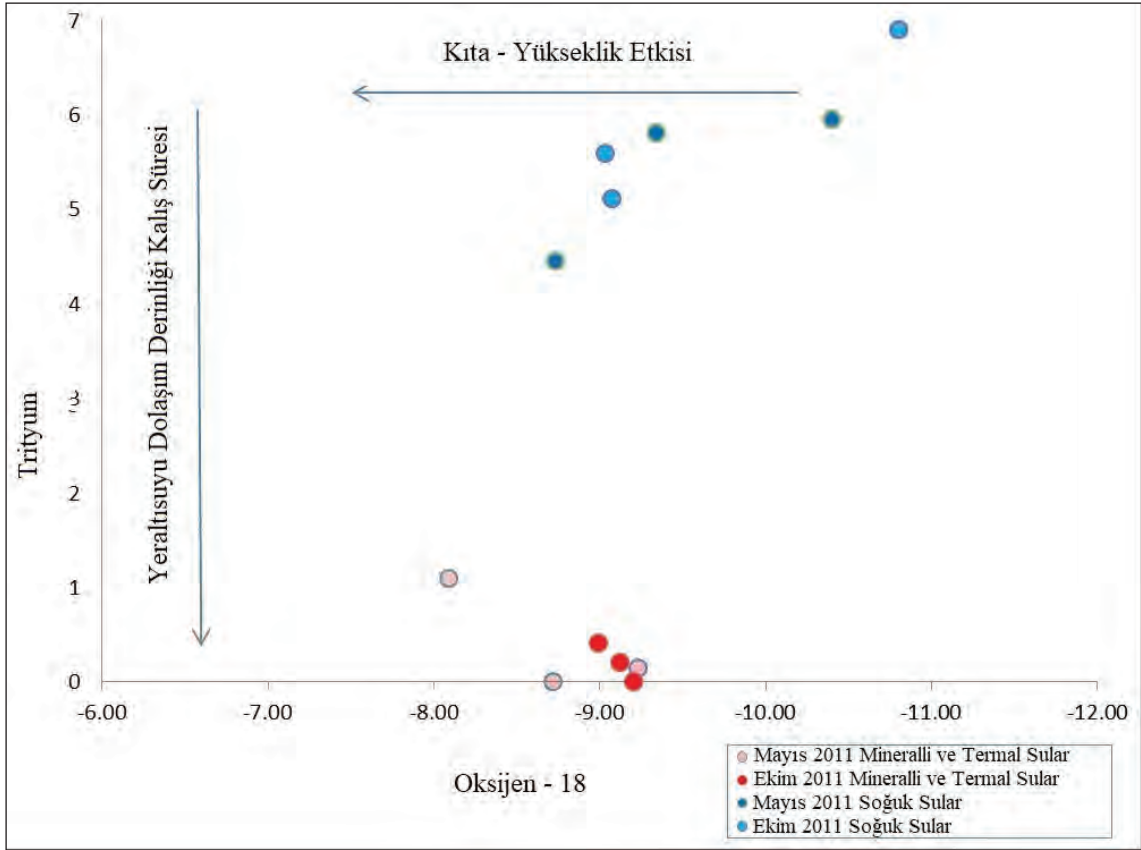
tarihleri arasında suların oksijen-18-döteryum ilişkisi şekil 10'da verilmiştir. İspendere bölgesi Malatya için çeşitli yerel meteorik su hatları belirlenmiştir. Pekkan ve arkadaşlarının (2008) Kırkgöze Alt Havzası'nda topladıkları su örnekleri ($\delta^2\text{H}=8 \delta^{18}\text{O} + 14.87$) ile verilen Yerel Meteorik Su Hattı (LMWL) çalışma bölgelerimize en yakın yerdir. Periyodik olarak elde edilen oksijen-18 ve döteryum izotop verilerine göre, mineralli ve termal su kaynakları Küresel Meteorik Su Hattına (Craig, 1961a) yakın yerde yer alırken, soğuk su kaynakları Küresel Meteorik Su Hattı ve Akdeniz Meteorik Suları arasında bulunmaktadır (Dansgaard, 1964) (Şekil 10). Termal ve soğuk su kaynakları aralarında benzerdirler ve bu kaynaklar meteorik kökenli sulardır. Kaynakların $\delta^{18}\text{O}$ ve $\delta^2\text{H}$ değerleri, her iki mevsim de Küresel Meteorik Su Hattında kayda değer bir değişim göstermemektedir. Yağışlı mevsimde sadece mineralli ve termal kaynaklar buharlaşma faktörlerinden hafifçe etkilenmiştir.

Mineralli ve termal sulardaki trityum değeri,

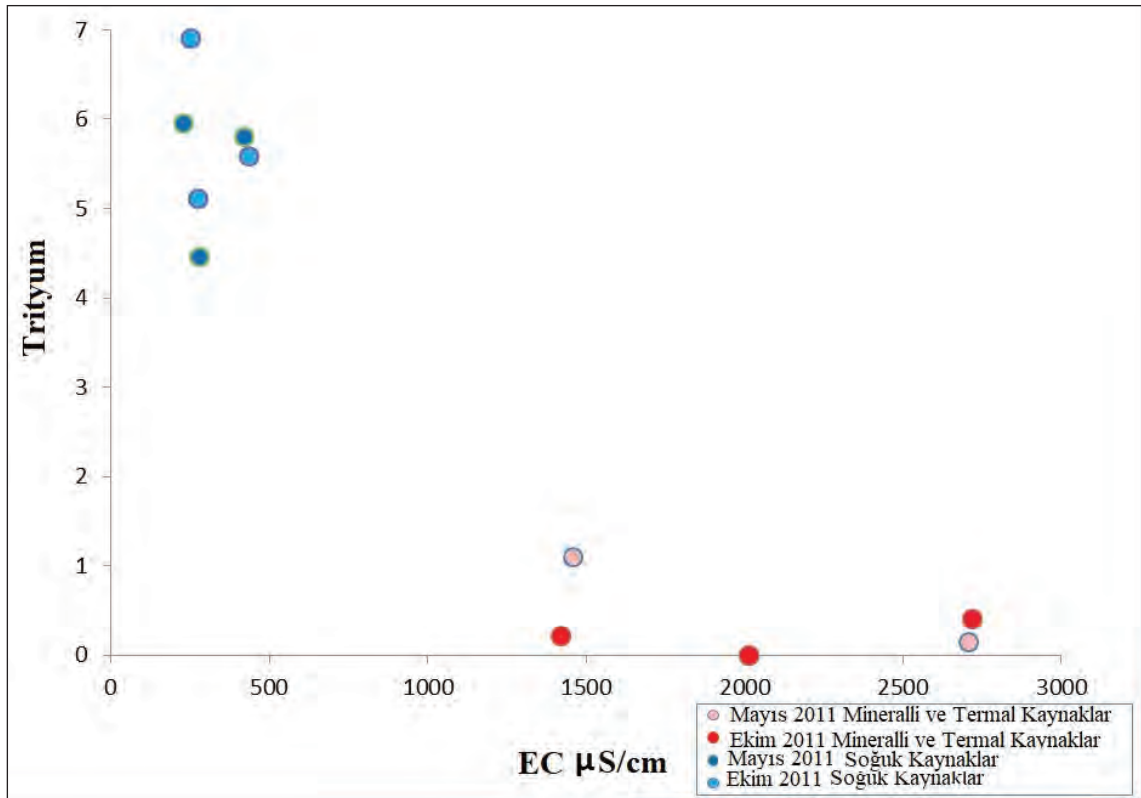
2011 yılı Mayıs ayında 0 -1.1 TU ve Ekim 2011'de 0 - 0.41 TU arasındadır. Bu değerler her iki dönem için dedeksiyon limitlerine yakın değerdedir. Aynı dönemde trityum değeri soğuk su kaynakları için Mayıs 2011'de 4.45-5.95 TU, Ekim 2011'de 5.11-6.19 TU arasındadır (Çizelge 1). İspendere mineralli ve termal sularının <0.5 trityum değerleri [Mayıs 2011'de 2 numaralı termal kaynak analiz sonucu hariç (1.1 ± 0.9 TU)] bu suların yaklaşık 50 yıl ve üzeri derin dolaşım sular olduğunu göstermiştir (Şekil 11). Sulardaki trityum-elektriksel iletkenlik arasındaki ilişki şekil 12'de verilmiştir. Trityum içeriğindeki azalma ve elektriksel iletkenlikteki artış, yeraltı suyu sisteminin yavaş yenilenme oranı ile uzun dolaşım süresi arasında bir korelasyonu gösterir. Soğuk sular, hızlı boşalım ve kısa akış yolunu gösteren nispeten düşük elektriksel iletkenliğe ($EC \leq 435$) ve yüksek trityum (≥ 4.45 TU) yağış değerlerine sahiptir. Trityum içeriklerinde mevsimsel değişim olmaması ile mineral ve termal su örnekleri (Çizelge 1) yavaş hareket ile nispeten daha uzun kalma süresini gösterir



Şekil 10- Çalışma alanındaki su kaynaklarının oksijen 18-D grafiği.



Şekil 11- Tritiyum-oksijen-18 grafiği



Şekil 12- Tritiyum-EC grafiği.

ve bu da düşük trityum değerleri ile belirgindir (<1.1 TU). Bu sular daha uzun bir süre jeolojik birimlerle ve EC'sini artıran çözünmüş tuzlar ile temas halindedir.

5. Sonuçlar

Bu çalışmada, İspendere jeotermal sahalarındaki mineralli ve termal suların jeotermal ve hidrokimyasal özellikleri tanımlanmıştır. Bu çalışmadan elde edilen sonuçlar ve yorumlar ile jeotermal sondaj verileri (292 m derinlik, maksimum 25°C sıcaklık) aşağıda listelenmiştir:

1. İspendere bölgesinin yoğun soğuk su karışımı nedeniyle düşük jeotermal potansiyele sahip olduğu belirlenmiştir. Çalışma alanındaki mineralli ve termal sular Mg-HCO₃ tipi su, soğuk sular Ca-HCO₃ tipi su olarak sınıflandırılmıştır.
2. Mineralli ve termal sulardaki katyonlar rMg²⁺>rCa²⁺>rNa⁺+rK⁺ ve anyonlar as rHCO₃⁻>rSO₄²⁻>rCl⁻ olarak listelenmiştir ve soğuk sulardaki katyonlar rCa²⁺>rMg²⁺>rNa⁺+rK⁺ olarak, anyonlar rHCO₃⁻>rSO₄²⁻>rCl⁻ olarak belirlenmiştir. Mineralli termal suların ve soğuk suların meteorik kökenli olduğu ve düşük trityum içeriği nedeniyle bu suların yaklaşık 50 yıl ve üzeri olduğu belirlenmiştir.
3. İspendere termal ve soğuk suları, Giggenbach diyagramlarına göre sığ ve çevresel akışlı doymamış karışım suları kapsamında değerlendirilmiştir.
4. Kuvartz jeotermometrelerine dayanarak rezervuar kayaç sıcaklıkları, İspendere termal sondaj kuyusu ve kaynakları için 95-132°C olarak hesaplanmıştır.
5. Bu çalışma kapsamında soğuk su kaynaklarından alınan suların hafif δ¹⁸O değerleri yanısıra yüksek trityum ve düşük klorür ve EC değerleri termal sularla karşılaştırıldığında bu kaynakların yüksek kot yağışları ile beslendiğini ve kısa sürede yüzeylendiklerini göstermektedir. Bu yüzden; bu soğuk sular, sığ dolaşimli genç sular olarak sınıflandırılmıştır.

Katkı Belirtme

Bu araştırma IUBAP (İnönü Üniversitesi Bilimsel Projeler Birimi) tarafından IUBAP 2011/46 proje numarası ile desteklenmiştir. Yazarlar, bu makalenin daha önceki bir taslağı hakkında yardımcı ve yapıcı yorumları için editör ve hakemler için teşekkür ederler.

Değinilen Belgeler

- Afşin, M., Canik, B. 2013. Orta Anadolu'daki bazı jeotermal sularda su kimyası ve izotopik değişimleOrin anlamı, Aksaray Üniversitesi Jeoloji Müh. Bölümü Baki Canik Su Medeniyeti Semp. s.24.
- APHA. 2005. Standard methods for examination of water and wastewater 21st ed. American Public Health Association, Washington D.C.
- Arnórsson, S., D'Amore, F., Gerardo-Abaya, J. 2000. Isotopic and Geochemical Techniques in Geothermal Exploration, Development and Use: Sampling Methods, Data Handling, Interpretation (ed. Arnórsson S), International Atomic Energy Agency Publication, Vienna.
- Arnórsson, S., Gunnlaugsson, E., Svavarsson, H. 1983. The chemistry of geothermal waters in Iceland III., chemical geothermometry in geothermal investigations. Geochim Cosmochim Acta. 47, 567-577
- Anees, M., Shah, M.M. Qureshi, A.A. 2015. Proc. Earth Planet. Sci. 13, 291-295.
- Baba, A., Şanlıyüksel, D. 2011. Hydrogeochemical and isotopic composition of a low-temperature geothermal source in northwest Turkey: case study of Kirkgecit geothermal area. Environ Earth Sciences. 62, 529-540.
- Back, W., Hanshaw, B. B. 1965. Advances in hydroscience. In chemical Geohydrology, Academic Press, New York, Vol. 11, p-49.
- Battistel, M., Hurwitz, S., Evans, W., Barbieri, M. 2014. Energy Proc. 59, 359-365.
- Beyarslan, M. 1991. Petrographic Properties of the ophiolite of İspendere (Kale-Malatya). Fırat University, Institute of Science. M.Sc. Thesis, pp 57.
- Beyarslan, M., Bingöl, A.F. 2010. Ultramafics and Mafic Bodies in Cumulates of İspendere and Kömürhan Ophiolites (SE Anatolian Belt, Turkey). Turkish Journal of Science and Technology. 5(1), 19- 36.
- Boyed, C.E. 2000. Water Quality: An Introduction. Kluwer Academic Publisher, New York, 330 p.

- Browne, P.R.L. 1991. Mineralogical guides to interpreting the shallow paleohydrology of epithermal mineral depositing environments. Proc 13 th NZ Geothermal work – shop, Auckland. 263-270.
- Bojadgieva, K., Dipchikova, S., Benderev, A., Koseva J. 2002. Thermal Waters and Balneology in Bulgaria. GHC Bulletin, March, 18-25
- Chenaker, H., Houha, B., Valles, V. 2017. Isotope studies and chemical investigations of hot springs from North-Eastern Algeria, J. Mater. Environ. Sci, 8 (12), pp. 4253-4263.
- Clark, I.D., Fritz, P. 1997. Environmental Isotopes in Hydrogeology, Lewis Publication. Pp 328. New York.
- Craig, H. 1961a. Isotopic variations in meteoric waters. Science. 133, 1702–8.
- Craig, H. 1961b. Standard for reporting concentration of deuterium and oxygen-18 in natural waters. Science. 113, 1833–34.
- Chandrajith, R., Barth, J.A.C., Subasinghe N.D., Merten D., Dissanayake, C.B. 2013. Geochemical and isotope characterization of geothermal spring waters in Sri Lanka: Evidence for steeper than expected geothermal gradients. Journal of Hydrology.476, 360-369.
- Çetindağ, B., Afşin, M., Canik, B. 1993. Hydrogeological investigation of mineral and thermal water of İspendere (Malatya). Suat Erk Symposium Ankara, Turkey. 403-410. (Türkçe).
- Dansgaard, W. 1964. STab. isotopes in precipitation. Tellus. 16, 436–438.
- Demer, S. 2008. Hydrogeological, hydro-geochemical and isotope geochemical investigations of the groundwater in Isparta and its nearby environs and monitoring of the drink water quality. Suleyman Demirel University, Institute of Science, 182 p. PhD. Thesis, Isparta, Turkey. (Türkçe).
- DMI. 2010. General Directorate of State Meteorological Service, in Turkish.
- DSİ. 1991. Kapıkaya Dam planning report. the General Directorate of State Hydraulic Works. Ankara, Turkey. (Türkçe).
- Dumanlılar, H., Aydal D., Dumanlılar, Ö. 1999. Geology, Mineralogy and Geochemistry of Sulphide mineralization of İspendere (Malatya) Region. Maden Tetkik ve Arama Dergisi. 121, 225-250. (Türkçe).
- Dumanlılar, Ö. 1993. Geology and petrography of magmatites of İspendere (Malatya) region: A.U. Institute of Science, M.Sc. Thesis, Ankara, Turkey. pp 62. (Türkçe).
- Ersoy, A.F., Sönmez, S.Ç. 2014. Hydrogeochemical and isotopic characteristics of the İlica geothermal system (Erzurum, Turkey). Environ Earth Sci, 72: 4451-4462.
- Fournier, R.O. 1973. Silica in lthermal waters laboratory and field investigations. Proceedings of the International Symposium on Hydrogeochemistry and Biochemistry, Tokyo, Vol 1, Clark Co, Washington DC. 122–139.
- Fournier, R.O. 1977. Chemical geothermometers and mixing models for geothermal systems. Geothermics. 5, 41–50.
- Gat, J.R. 1971. Comments on the STab. Isotope Method in Regional Groundwater Investigations. Water Resources Research. 7, 980-993.
- Giggenbach, W.F. 1988. Geothermal solute equilibrium. Derivation of Na- K- Mg- Ca geoindicators. Geochim Cosmochim Acta. 52, 2749–2765.
- Giggenbach, W.F. 1991. Chemical techniques in geothermal exploration. In: D'Amore, F. (coordinator), Applications of geochemistry in geothermal reservoir development. UNITAR/UNDP publication, Rome, 119-142.
- Giggenbach, W.F., Glover, R. 1992. Tectonic regime and major processes governing the chemistry of water and gas discharges from the Rotorua geothermal field. Geothermics, 21, 121–140.
- Gunnlaugsson, E. 2008. Importance Of Chemistry In Geothermal Exploration And Utilization Presented at the Workshop for Decision Makers on Direct Heating Use of Geothermal Resources in Asia, organized by UNU-GTP, TBLRREM and TBGMED, in Tianjin, China.
- Gürel, A., Afşin, M., Doğan, G. 2013. Nevşehir Kozaklı ve Kırşehir Terme (Orta Anadolu) Jeotermal Alanlarında Traverten Oluşum Mekanizması, “Aksaray Üniversitesi Jeoloji Müh. Bölümü Baki Canik Su Medeniyeti Semp. (7-9 Ekim 2013, Aksaray)” s.26.
- Gürocak, Z., Alemdağ, S. 2002. Kinematical Assessments on Rock Slopes at The Kapıkaya (Malatya) Dam Site. Bulletin of Faculty of Engineering of Cumhuriyet University, Serie A-Earth Sciences. 19(2), 151-164.
- Harvey, K. 2007. Healing Touch. Sawubona, 75-76.
- Hayashi, M. 2004. Temperature-electrical conductivity relation of water for environmental monitoring and geophysical data inversion. Environmental Monitoring and Assessment 96:119–128.
- Hellman, M.J., Ramsey, M.S. 2004. Analysis of hot mineral springs and associated deposits in Yellowstone National Park using ASTER and AVIRIS remote

- sensing. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 134 (1-2) 195-219.
- Hem, J.D. 1985. *Study and Interpretation of the Chemical Characteristics of Natural Water*. 3rd Edition, US Geological Survey Water-Supply Paper 2254, 246 p.
- Hugh P., Taylor, H. P. Jr. 1974. The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition. *Economic Geology*. 69, 843-883.
- IAH (International Association of Hydrogeologists). 1979. *Map of Mineral and Thermal Water of Europe*, Scale 1: 500,000. International Association of Hydrogeologists, London.
- IAEA. 1981. *Stable isotope in hydrology*, IAEA. Tech., Rep. International Atomic Energy Agency - Ser., No 210, pp 339.
- IAEA. 1983. *International Atomic Energy Agency, Guidebook on Nuclear Techniques in Hydrology*, IAEA. Tech. Rep. Ser., No 91, pp 439.
- IAEA. 1998. *Analytical quality in the IAEA isotope hydrology laboratory: Some recent improvements*. *Water and environment news*, IAEA, No.3, pp 5-7.
- IAEA. 2010. *Overview of Laboratory Isotope Analyses Methods for Water Resources Studies*. International Atomic Energy Agency, Vienna.
- Geothermal Processing Report. 2010. *İspendere mineral and thermal water processing report*, Special Provincial Administration General Secretary (Unpublished, Türkçe). Malatya, Turkey.
- Kipng'ok, J., Kanda, I. 2011. *Introduction To Geochemical Mapping Presented at Short Course VI on Exploration for Geothermal Resources*, organized by UNU-GTP, GDC and Ken Gen, at Lake Bogoria and Lake Naivasha, Kenya, Oct. 27 – Nov. 18.
- Mazor, E. 2004. *Chemical And Isotopic Groundwater Hydrology*. Marcel Dekker Inc., New York, pp 453.
- Nicholson, K. 1993. *Geothermal Fluids, Chemistry and Exploration Techniques*. Springer-Verlag, Berlin.
- Olivier, J., Van Niekerk, H.J., Van der Walt, I.J. 2008. *Physical and chemical characteristics of thermal springs in the Waterberg area in Limpopo Province, South Africa*. *Water SA* Vol. 34 No. 2.
- Panichi, C., Gonfiantini, R. 1978. *Environmental isotopes in geothermal studies*. *Geothermics*. 6, 143 – 161.
- Parlak, O., Nurlu, N., Rızaoğlu, T., Karaoğlan, F., Bağcı, U., Önal, A., Kürüm, S. 2010. *Tectonic Setting and Significance of İspendere (Malatya) Ophiolite within the SE Anatolian Orogenic Belt*, IV. National Geochemistry Symposium. 45 – 46. (Türkçe).
- Pasvanoğlu, S. 2013. *Hydrogeochemistry of mineral and thermalized waters in the Diyadin(Ağrı) area, Eastern Turkey*, *Applied Geochemistry*. 38, 70-81.
- Pasvanoğlu, S., Canik B., Arıgün Z. 2005. *Hydrochemical Investigation of Banaz-Hamamboğazı Mineral and thermal Water*, II. *Isotope Techniques in Hydrology Symposium*, İzmir, Turkey. 209-225. (Türkçe).
- Pasvanoğlu, S., Chandrasekharam, D. 2011. *Hydrogeochemical and isotopic study of mineral and thermalized waters from the Nevşehir (Kozaklı) area, Central Turkey*. *Journal Volcanology and Geothermal Research*. 202 (3-4), 241-250.
- Pekkan, E., Bayarı, S., Şensoy, A., Şorman, A., Arıkan, A. 2008. *Investigation of the precipitation-discharge dynamics of Kırkoze basin (upper euprates, Erzurum-Turkey) by using sTab. isotopes*, III. *Isotope Techniques in Hydrology Symposium*, S.205-213. (Türkçe).
- Petraccia, L., Liberati, G., Masciullo, S.G. 2005. *Water, mineral waters and health*. *Clin. Nutrit.* 25 (3) 377-385.
- Piper, A.M. 1944. *A graphic procedure in the geochemical interpretation of water analyses*. *American Geophysical Union*, 25, 914-923
- Schoeller, H. 1962. *Les Eaux Souterraines*. Masson and Cie, Paris, 642pp.
- Sheppard, S.M.F. 1981. *STab. isotope geochemistry of fluids*. D. T. Rickard ve F.E. Wickman (Eds.), *Chemistry and geochemistry of solutions at high temperatures and pressures*. *Physics and Chemistry of the Earth*. 13/14, 419-445.
- Sorensen, J.A., Glass, G.E. 1987. *Ion and Temperature Dependence of Electrical Conductance for Natural Waters*. *Analytical Chemistry*, 59, 1594-1597.
- Truesdell, A.H. 1984. *Introduction to chemical calculations. Fluid Mineral Equilibria in Hydrothermal Systems*, R. W. Henley et al. (eds.). *Revised Economic Geology*. 1, 1-8.
- Yazgan, E., Gültekin, M.C., Poyraz, N., Sirel, E., Yıldırım H. 1987. *Malatya güneydoğusunun jeolojisi ve Doğu Toroslar'ın jeodinamik evrimi*. *Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Rapor No:2268* (yayımlanmamış), Ankara. (Türkçe).

