

JEOTERMAL ÇALIŞMALARDA DURAYLI İZOTOP TEKNİKLERİNİN KULLANILMASI

Halim MUTLU

ÖZET

Doğada gerçekleşen fiziksel ve kimyasal işlevler neticesinde düşük atom numaralı elementlerin izotop kompozisyonları ayrılaşmaya uğramaktadır. İzotopların fiziksel ve kimyasal özelliklerindeki düşük dereceli farklılıklardan kaynaklanan bu ayrılaşma, izotop kütleleri arasındaki değişimlerle doğru orantılıdır. İzotop kompozisyonlarında bu tür değişimlerin görüldüğü başlıca elementler hidrojen, karbon, azot, oksijen ve kükürttür. Su, gaz ve kaya sistemlerinden örneklenen jeolojik malzemelerde yürütülecek duraylı izotop analizleri, bu sistemlerde gelişen mineral ve akışkanların oluşum koşulları ve kökenlerinin ortaya çıkarılmasında yardımcı olmaktadır. Jeotermal incelemelerde kullanılan su izotopları akışkanın kökeni ve yaşı ile birlikte yeraltında farklı tür sularla gerçekleşen olası karışım, su-kayaç etkileşimi ve buhar ayırım işlevleri hakkında bilgi sağlamaktadır. Bu makalenin amacı, jeotermal incelemelerde kullanılan izotop teknikleri hakkında genel bir bilgi vermek ve jeotermal sahaların arama ve üretim aşamalarında yürütülmesi gereken izotop jeokimyası çalışmalarını tanıtmaktır.

1. GİRİŞ

Bir elementin elektron ve proton sayıları aynı ancak farklı nötron yüklü atomlarına izotop adı verilir. Bu nedenle, izotopların atomik kütleleri birbirinden farklıdır. İzotoplar *radyoaktif ve duraylı (kararlı)* olmak üzere iki gruba ayrılmaktadır. Radyoaktif izotoplar, radyoaktif bozuşma yoluyla bir başka elemente dönüşen izotoplardır. Duraylı izotoplar ise, radyoaktif bozuşmaya uğramayan izotoplardır. İzotopların jeolojide başlıca iki uygulama alanı vardır. Radyoaktif izotoplar kayaç, mineral ve suların yaşlarının belirlenmesinde, duraylı izotoplar ise jeolojik malzemelerin oluşum koşulları ve kökenlerinin ortaya konulmasında kullanılmaktadır [1].

Aynı elemente ait izotopların kimyasal davranışları çok az değişmekle birlikte, bu izotoplar arasındaki kütle farkı da oldukça küçük sapmalara neden olmaktadır. Bu nedenle, izotopik değişimlere yönelik denge sabitleri çoğunlukla 1'e yakın değerler almaktadır. Jeotermal sularda görülen izotopların göreceli bollukları Tablo 1'de, tüm duraylı izotopların izotop oranları ve bunların analizinde kullanılan standartlar ise Tablo 2'de verilmiştir.

Tablo 1. Jeotermal sularda görülen izotopların göreceli bollukları [2].

İzotop	Bolluk (%)	İzotop	Bolluk (%)
¹ H	99.985	¹⁶ O	99.760
² H (= D)	0.015	¹⁷ O	0.040
³ H (= T)	10 ⁻¹⁵ - 10 ⁻¹²	¹⁸ O	0.200
¹² C	98.89	³² S	95.000
¹³ C	1.11	³³ S	0.760
¹⁴ C	1.2x10 ⁻¹⁰	³⁴ S	4.220
		³⁶ S	0.016

Tablo 2. Duraylı izotopların izotop oranları ve standartları [3].

Element	Simge	Oran	Standart	Mutlak Oran
Hidrojen	δD	D/H ($^2H/^1H$)	SMOW	1.557×10^{-4}
Lityum	$\delta ^6Li$	$^6Li/^7Li$	NBS L-SVEC	0.08306
Bor	$\delta ^{11}B$	$^{11}B/^{10}B$	NBS 951	4.044
Karbon	$\delta ^{13}C$	$^{13}C/^{12}C$	PDB	1.122×10^{-2}
Azot	$\delta ^{15}N$	$^{15}N/^{14}N$	Atmosfer	3.613×10^{-3}
Oksijen	$\delta ^{18}O$ $\delta ^{17}O$	$^{18}O/^{16}O$ $^{17}O/^{16}O$	SMOW, PDB SMOW	2.0052×10^{-3} 3.76×10^{-4}
Kükürt	$\delta ^{34}S$	$^{34}S/^{32}S$	CDT	4.43×10^{-2}

2.DURAYLI İZOTOPLAR VE İZOTOP AYRIMLAŞMASI

Gaz, su ve kaya gibi sistemlerdeki izotop değişimleri ortamda gelişen doğal süreçler sonucu ortaya çıkmaktadır. Duraylı izotopların en önemlileri olan hidrojen, oksijen, karbon ve kükürt elementleri bazı ortak özelliklere sahiptir.

- Düşük atomik kütleyle sahiptirler;
- Bu elementlerin nadir (ağır) ve bolluk derecesi yüksek (hafif) olan izotopları arasındaki göreceli kütle farkı oldukça fazladır. Örneğin, ^{13}C ve ^{12}C arasında %8.3, ^{18}O ve ^{16}O arasında %12.5 ve D ve H arasında ise %100 gibi kütle farkı bulunmaktadır;
- Bu elementlerin çok güçlü kovalent bağ oluşturmaları yüksek oranda izotopik ayrışmaya yol açmaktadır;
- Bu elementler jeotermal akışkan ve kayaçların önemli bileşenlerini oluşturmaktadır;
- Nadir izotopun bolluğu kütle spektrometresi ile ölçülebilecek (yüzde ile ifade edilebilecek şekilde) kadar yeterlidir.

Bu elementlerin doğal değişimlerini temel alan teknikler, bir jeotermal sahanın arama ve üretim aşamalarında yürütülen jeokimyasal çalışmalar için vazgeçilmez birer araçlardır. Sıcaklık, su-kayaç etkileşimi, buhar ayrımı, seyrelme veya karışım gibi faktörlere bağlı olarak gelişen hızlı, tamamlanmamış veya tek taraflı süreçlerin etkisi altında, bu izotopların konsantrasyonları değişmesine karşın, kaynaktan örnekleme noktasına kadar olan hareketleri sırasında etkin olan fiziksel ve kimyasal işlevlerden önemli derecede etkilenmemeleri ise doğal iz sürücüler olarak kullanılmalarına olanak vermiştir. Bu tür izotopik iz sürme hidrolojik sorunların çözümü ve yorumlanmasında günümüzde sıkça kullanılmaktadır. Hafif duraylı izotopların yer aldığı mineral ve akışkanlar (gaz + su) arasındaki izotopik ayrışma faktörlerinin şiddeti ve bunların sıcaklık bağımlı oldukları bilinmesi gereken noktalar. Söz konusu ayrışma faktörleri üç farklı şekilde elde edilir:

- Spektroskopik veriler ve istatistiksel mekanik yöntemleri kullanılarak yapılan yarı deneysel hesaplamalar;
- Laboratuvar kalibrasyon çalışmaları;
- Oluşum koşulları iyi bilinen veya ileri derecede taklit edilebilen doğal örnekler üzerindeki ölçümler.

Kaynak ve kuyulardan toplanan suların izotop analizleri akışkan kökeni, yaşı, yeraltında farklı sularla gerçekleşen olası karışım, su-kayaç etkileşimi ve buhar ayrım işlevleri hakkında bilgi sağlamaktadır. Gazlar ve bunların duraylı izotoplarının sığ derinlerdeki koşullardan az etkilenmeleri nedeniyle, jeotermal gazlardaki duraylı izotop çalışmaları, sıvı akışkanlara yönelik yapılan incelemelere göre daha avantajlıdır. Karbon dioksit, metan ve hidrojen izotop kompozisyonlarının değerlendirilmesi ile bu gibi gazların kökeni ortaya konabilir ve izotop jeotermometresi hesaplamaları yapılabilir.

Farklı kimyasal bileşiklerin izotop içeriklerindeki doğal değişimleri tanımlamak için ilk olarak konsantrasyon birimlerini tanıtılacaktır.

İzotop oranı (R): Bir elementin herhangi bir izotopu ile aynı elementin en bol bulunan izotop atomları arasındaki sayısal orandır. Örnek olarak döteryum (D) alınırsa:

$$R_{(D)} = \frac{{}^2H}{{}^1H} \quad (1)$$

Doğadaki ortalama değeri, $R_{(D)} = 1.5 \times 10^{-4}$.

Kütle spektrometresi duraylı izotop konsantrasyonlarını ölçen bir alettir. Bu cihaz, farklı kütleli izotopları bir araya getirir ve bunların bolluk oranlarını sürekli olarak ölçer. Analiz sırasında ortaya çıkan çeşitli kimyasal, fiziksel ve elektronik süreçler nedeniyle, bu oran kesin şekilde ölçülememekte ancak aynı kütle oranına sahip bir standart ile karşılaştırılmaktadır. Böylece, bir örnekteki bilinmeyen kütle oranı, $R_{\text{örnek}}$, (${}^{18}O/{}^{16}O$, D/H veya ${}^{13}C/{}^{12}C$ gibi) tam olarak bilinmese de referans olarak alınan bir maddedeki (R_{standart}) aynı kütle oranı ile doğru bir şekilde karşılaştırılabilmektedir. Böylece, izotop konsantrasyonları ‰ sapması olarak δ işareti ile gösterilir.

$$\delta = 10^3 \frac{R_{\text{örnek}} - R_{\text{standart}}}{R_{\text{standart}}} \quad (2)$$

veya aynı denklem oksijen için yazılırsa,

$$\delta^{18}O = \left[\frac{({}^{18}O/{}^{16}O)_{\text{örnek}} - ({}^{18}O/{}^{16}O)_{\text{SMOW}}}{({}^{18}O/{}^{16}O)_{\text{SMOW}}} \right] \times 10^3 \quad (3)$$

$\delta^{18}O$ ve δD değerleri için standart olarak SMOW kullanılmaktadır. SMOW (Standard Mean Ocean Water) standart ortalama deniz suyu anlamına gelmektedir. Hidrolojik döngünün giriş ve çıkış noktalarını en iyi şekilde temsil etmesinden dolayı, okyanus suyu standart olarak seçilmiştir. Bununla birlikte, yeryüzündeki suyun yaklaşık %97'sini oluşturan okyanus suyu oldukça tekdüze bir izotop bileşimine sahiptir. Tanım gereği, SMOW içinde $\delta^{18}O = 0$ ve $\delta D = 0$ olmalıdır. Ancak 1976 yılında Viyana'da Duraylı İzotop Standartları konusunda yapılan bir toplantıda, gelecek yıllarda Viyana-SMOW Standardının (V-SMOW) kullanılması önerilmiştir. SMOW izotop kompozisyonunun V-SMOW'a göre δD ve $\delta^{18}O$ değerleri sırasıyla +0.2 ‰ ve +0.04 ‰'dir [4]. V-SMOW'un mutlak D/H oranı [5] ve mutlak ${}^{18}O/{}^{16}O$ oranı [6] ise aşağıdaki gibidir:

$$D/H_{(V-SMOW)} = (155.76 + 0.05) \times 10^{-6} \quad (4)$$

$${}^{18}O/{}^{16}O_{(V-SMOW)} = (2005.20 + 0.45) \times 10^{-6} \quad (5)$$

Herhangi bir suyun ${}^{18}O/{}^{16}O$ oranı, örneğin 1991.16×10^{-6} , V-SMOW'a göre 7 ‰ daha az olduğunda:

$$\delta^{18}O = \frac{(1991.16 \times 10^{-6} - 2005.20 \times 10^{-6})}{2005.20 \times 10^{-6}} \times 1000 = -7 \text{ ‰} \quad (6)$$

Karbon için öngörülen standart, Kuzey Carolina PeeDee Formasyonunda görülen belemnit fosilinin (PDB) karbon izotop bileşimidir. Bu standardın orijinal malzemesi günümüzde mevcut değildir. Yeni karbonat referansı NBS-19'dir. V-PDB ölçümünün tanımı aşağıdaki şekildedir:

$$\delta^{13}C = C_{\text{NBS-19/V-PDB}} = 1.95 \quad (7)$$

Kükürt için kullanılan standart ise Canyon Diablo meteoritidir.

Aynı elementin izotopları benzer özelliklere sahip olmalarına karşın, kütle farkı nedeniyle farklı reaksiyon hızları ve dağılımları göstermektedirler. Yayılma, buharlaşma, yoğunlaşma ve erime gibi bazı fiziksel süreçler de izotop ayrışmasına yol açmaktadır. Fiziksel veya kimyasal işlevler sonucu ortaya çıkan izotop bileşimindeki tüm bu değişimler *izotopik ayrışma* olarak bilinir. Ayrışma faktörü, α , bir sistemdeki farklı bileşik veya fazların izotop oranları arasındaki sayısal orandır. Denge durumunda, izotoplar molekül içinde olası tüm siteler arasında rasgele dağılım gösterirler. Bu durumda, α katsayısı ile izotop değişim reaksiyonu arasındaki ilişki aşağıdaki şekildedir:

$$\alpha = K^{1/n} \quad (8)$$

n: reaksiyonda yer değiştiren atom sayısı

α : dağılım katsayısına benzer bir faktör

K: izotop değişim reaksiyonunun denge sabiti

Örnek olarak CO ile CH₄ arasındaki reaksiyon için denge sabiti şu şekilde olacaktır:



$$K = \frac{(^{13}\text{CO})(^{12}\text{CH}_4)}{(^{12}\text{CO})(^{13}\text{CH}_4)} \quad (10)$$

İzotopik olarak yer değiştiren moleküllerine ait aktivite katsayıları oranları bire eşit olduğundan, aktivite ve fugasite (oksijen basıncı) yerine genellikle konsantrasyon değerleri kullanılmaktadır. Örnek olarak, 0°C'de su-buhar dengesini ele alınırsa,

$$\alpha_{\text{sb}}(^{18}\text{O}) = \frac{R^{18}\text{O}_{\text{Su}}}{R^{18}\text{O}_{\text{Buhar}}} = 1.0115 \quad \text{olacaktır:} \quad (11)$$

Böylece, eğer izotopik oranı 2.0499×10^{-3} olan bir su 0°C'de buhar ile dengeye ulaşırsa, buharın izotopik oranı

$$R^{18}\text{O}_{\text{Buhar}} = \frac{2.0499 \times 10^{-3}}{1.0115} = 2.0217 \times 10^{-3} \text{ olacaktır.} \quad (12)$$

Bu durumda, buhar, türemiş olduğu orijinal suya göre ağır izotop bakımından daha fakirdir.

Aynı koşullarda (0°C'de su-buhar dengesi), döteryum için ayrışma faktörü ise:

$$\alpha_{\text{sbD}} = \frac{R_{\text{Su}}\text{D}}{R_{\text{Buhar}}\text{D}} = 1.0185 \quad (13)$$

D için bulunan ayrışma faktörü oksijen-18'e göre daha yüksektir. Aslında, göreceli kütle farkı daha fazla olduğundan, hafif elementler için elde edilen ayrışma faktörleri daha yüksektir. Ayrışma faktörü ile sıcaklık (°K) arasındaki ilişki oksijen [7] ve hidrojen [8] için aşağıdaki denklemler ile verilmiştir.

$$1000 \ln \alpha_{\text{sb}}^{18}\text{O} = 2.644 - 3.206 (10^3 \text{ T}^{-1}) + 1.534 (10^6 \text{ T}^{-2}) \quad (14)$$

$$\ln \alpha_{sbD} = -0.0771 + 13.436 (10^{-3} T^{-2}) \quad (15)$$

Duraylı izotoplarda, ‰ ayırılması ($10^3 \ln \alpha$) oldukça önemlidir. Bu miktar Δ değeri ile gösterilir.

$$\Delta_{A-B} = \delta_A - \delta_B \approx 10^3 \ln \alpha_{A-B} \quad (16)$$

Böylece, δ değerlerinin farkından elde edilen Δ , ‰ ayırılması için mükemmel bir yaklaşım olacaktır. Belirli bir sıcaklıktaki denge için gerekli ayırılma faktörü 1'den çok az yüksek bir değer ile 1'den çok az alçak bir değer arasında olacaktır. Bir başka deyişle, $10^3 \ln \alpha$ ifadesinin sadece işareti değişecektir.

3. JEOTERMAL SULARIN KÖKENİ

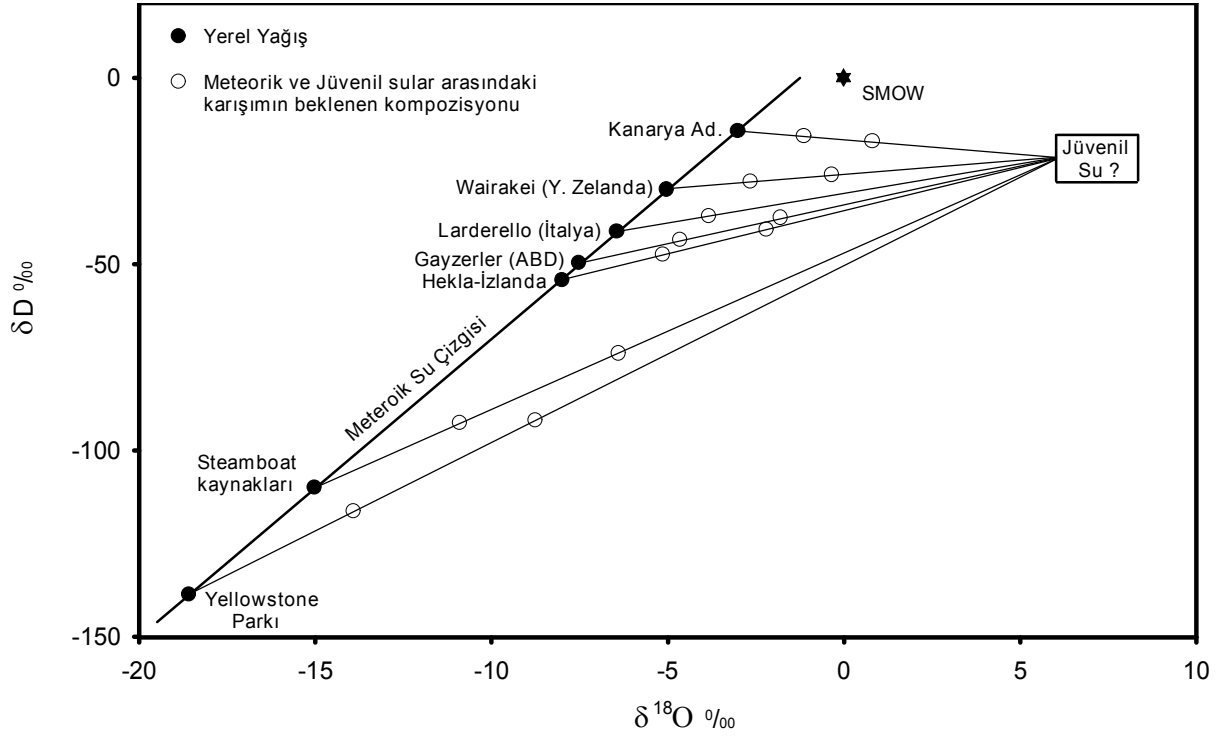
Jeotermale yönelik eski çalışmalarda, suyun jüvenil yada magmatik bir kaynaktan türediği sanılmaktaydı. Ancak yüksek rakımlı ve karasal alanlardan örneklenen yağmur ve kar sularının hafif izotoplarca zengin olduğu (düşük δ değerleri) ve bu sulardaki δD ve $\delta^{18}O$ değerlerinin meteorik su çizgisi üzerinde yer aldığı ortaya konulmasıyla bu görüş radikal bir değişim geçirmiştir [4].

Tropik denizlerden uzaklaştıkça ağır izotoplarda (^{18}O , D) görülen fakirleşme, bu izotopların yağmur ve kar suyu gibi yoğun fazlar içine girmeleri ve kalıntı buhar fazında da hafif izotopların zenginleşmesi (*Raleigh* süreci) ile açıklanmaktadır. Craig (1961), jeotermal sulardaki $\delta^{18}O$ değerlerinin yerel meteorik sulardakilerden daha yüksek (pozitif) olduğunu ancak δD bolluklarının ise aynı kaldığını ortaya koymuştur.

Yüksek sıcaklıklı jeotermal sistemlerdeki suyun kökeni jeokimyacıların uzun yıllardır cevabını aradığı bir soru olmuştur. Geçmiş yıllarda suyun kökenini belirlemek üzere herhangi bir teknik mevcut olmadığı için en kabul gören teori suyun kısmen de olsa magmatik ya da jüvenil bir kökene sahip olduğuydu. Ancak önce su ile ilgili bazı tanımlamaların yapılması gerekmektedir. Meteorik su, herhangi bir yaşta olabilen ve yağışlar sonucu ortaya çıkan sudur. Yağmur, kar, göl, nehir ve çoğu yeraltı suyu meteorik sular grubuna girer. Magmatik su, başlangıç kökeni ne olursa olsun, magma ile denge durumuna gelmiş suya denir. Jüvenil su yerkürenin manto veya çekirdeğinden gelen ve daha önce hiçbir şekilde hidrosfer ile temas etmemiş sudur. Hidrotermal su ise kökenine bakılmaksızın her tür sıcak suya verilen isimdir. 1930'lu yıllarda yapılan termodinamik hesaplamalar sonucunda, Yellowstone doğal parkındaki kaynayan suların yaklaşık %13'nün jüvenil karakterde olduğu belirlendi. 1950'lerde İtalya'daki Larderello jeotermal sahasındaki sıcak suların, yaklaşık %10'nun, jüvenil ya da magmatik su olduğu düşünülmekteydi. 1963 yılında izotop tekniklerinin geliştirilmesinden sonra, Craig hidrojen ve oksijen izotopik bileşimlerini ölçmek suretiyle jeotermal sular ve buharların meteorik kökenli olduklarını ortaya koymuştur. Craig, mantodan kabuğa yükselmekte olan suyun tekdüze ve bilinmeyen bir D/H oranı olduğunu kabullendi. Bu tür suyun izotopik bileşiminin yeryüzündeki yağmur suyunun izotop kompozisyonundan farklı olduğunu söylemek hiç de yanlış olmayacaktır. Şekil 1'de yerel yeraltı suyu ile jüvenil suyun değişik oranlarda karışımı sonucu oluşmuş suların oksijen-hidrojen izotop diyagramındaki yerleri gösterilmiştir. Craig ve onu takiben diğer araştırmacılar, mineral-su izotopik ayırılma faktörlerinden yararlanarak bozmuş magmatik kayaların hidrojen ve oksijen izotop kompozisyonlarını analiz etmişler ve magma ile denge halinde olabilecek suların olası izotop bileşimlerinin $\delta D = -80$ ile -40 ‰ ve $\delta^{18}O = +5.5$ ile $+9.5$ ‰ aralığında değişebileceğini ortaya koymuşlardır. Farklı jeotermal alanlardaki yerel meteorik sular farklı izotop bileşimleri sergilemektedirler. Yıllık ortalama yağışın izotop kompozisyonu büyük ölçüde yerel hava sıcaklığına bağlıdır. Bir başka deyişle, sıcaklık ne kadar düşükse ağır izotop bileşimi de o kadar düşük olmaktadır ($\delta^{18}O$ ve δD soğuk bölgelerde daha negatif değerler almaktadır). Böylece, yükseklik, enlem ve kıta etkileri gibi parametrelerin tümü yağış kompozisyonunu önemli derecede etkilemektedir. Örnek olarak, yağmur suyunun $\delta^{18}O$ değeri Kanarya Adalarında -3 ‰, Larderello jeotermal sahasında -6.5 ‰ ve Yellowstone doğal parkında ise -18.5 ‰ olmaktadır. Ancak, meteorik döngü içinde yer alan suların kendine özgü izotop kompozisyonu bulunmaktadır. Bu kompozisyon yağış sularının tamamıyla meteorik bir kökene sahip olduklarına işaret etmektedir.

$$\delta D = 8 \delta^{18}O + B \quad (17)$$

B sabit değeri çoğu durumda 10 olarak alınır. Bu doğrusal ilişki, jeotermal suların izotop bileşimi ne olursa olsun δD - $\delta^{18}O$ grafiği üzerinde *Meteorik Su Çizgisi (MSÇ)* olarak adlandırılan bir doğru üzerinde yer alacaklarını ifade etmektedir. Bölgesel ölçekte, Meteorik Su Çizgisinde bazı sapmalar görülebilir.



Şekil 1. Dünyanın değişik bölgelerindeki jeotermal suların beklenen kompozisyonları: Yerel meteorik su ile jüvenil su arasındaki farklı karışım oranları [1].

Dünyanın farklı bölgelerindeki jeotermal sahalarda yürütülen izotop çalışmaları sonucunda, Şekil 1'de jüvenil su jeotermal sular arasında gösterilen ilişkiye yönelik herhangi bir kanıt elde edilememiştir. Şekil 2'de ise, dünyanın iyi bilinen bazı jeotermal sahalarından derlenen izotop kompozisyonları şematik olarak gösterilmiştir. İzotop değişimlerinin sergilediği yönelim, döteryum bileşimlerinin (δD) her sistem için sabit kaldığını ve aynı bölgedeki yerel meteorik suların döteryum bileşimleri ile aynı olduğunu göstermektedir. Buna karşın, sıcak suların oksijen izotop bileşimleri ise yerel meteorik sulara göre belirgin bir zenginleşme sergilemektedir. Bu farklılık ancak iki şekilde açıklanabilir: (a) 220°C'de sıvı-buhar izotopik ayrışması veya (b) kayaçlar ile bunların içinde dolaşan sıcak sular arasında gerçekleşen izotopik değişim. Birinci durum göz önüne alındığında, denge durumundaki bu iki faz sadece 220°C'de aynı hidrojen bileşimi ve oksijen ayrışması sergileyebilir. Ancak bu sahaların hiç birisinde suların sıcaklığı 220°C'ye ulaşmaması nedeniyle bu mekanizmanın gerçekleşmesi olası değildir. Bu nedenle, gözlenen oksijen kayması mineraller ile su arasında gerçekleşen izotopik değişimle sağlanmış olmalıdır. Sıcak suların oksijen izotop bileşimlerinin kayaç alanına (jüvenil su) doğru kaymasının nedeni yüksek sıcaklıklarda kayaç ile su arasında gelişen oksijen değişimidir. Bu değişimin derecesi su ve kayaçtaki oksijen bolluğu, başlangıç ^{18}O içeriği, su-mineral ayrışma faktörü (sıcaklık bağımlı olan bu katsayı her mineral için farklı değer almaktadır), bu iki fazın temas süresi ve yüzeyi ile yakından ilişkilidir. Duraylı izotop teknikleri yer kabuğunun sıvı akışkanlarla her ne şekilde olursa olsun etkileşime girdiğini ortaya koymuştur. Böylece, kapalı bir sistemde bulunan su ve kayaçtaki izotop bileşimlerinin değişimini aşağıdaki denklem ile ifade etmek mümkündür.

$$W (\delta_{s,su} - \delta_{b,su}) = -R (\delta_{s,kayaç} - \delta_{b,kayaç}) \quad (18)$$

$$\frac{W}{R} = \frac{(\delta_{s,kayaç} - \delta_{b,kayaç})}{\delta_{b,su} - (\delta_{s,kayaç} - \delta_{b,su})} \quad (19)$$

Burada,

W = sudaki oksijenin değişken mol miktarı

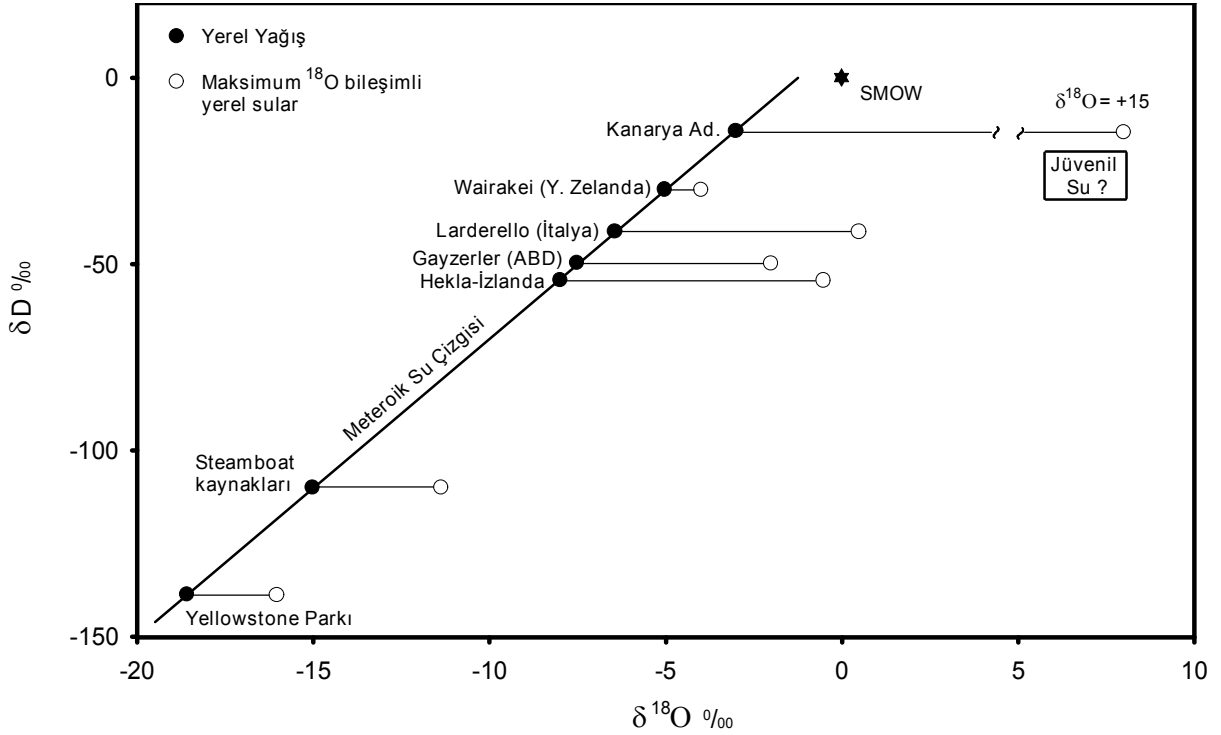
R = kayadaki oksijenin değişken mol miktarı

δ_B = başlangıç kompozisyonu

δ_S = son kompozisyon

$\Delta = \delta_{kayaç} - \delta_{su} \approx 10^3 \ln \alpha_{kayaç,su}$

Jeotermal sistemlerdeki meteorik suların ^{18}O bakımından zenginleşmesi ile bu sularla tepkimeye giren kayalarda görülen ^{18}O fakirleşmesi aynı orandadır. Böylece, fosil jeotermal sistemlerdeki kayalarda yapılacak ^{18}O analizleri, o dönemdeki su-kayaç oranları ve su sıcaklıklarının tahmin edilmesine olanak tanıyacaktır. Kayalardaki oldukça düşük hidrojen içeriği nedeniyle (yaklaşık %50 olan oksijen içeriğine karşılık, hidrojen miktarı kütle olarak %1'den daha azdır), sulardaki hidrojen izotop bileşiminde önemli bir değişim yoktur. Şekil 2'de gösterilen alanlarda oksijen izotop kompozisyonu 1‰ (Wairakei) ile 18‰ (Kanarya Adaları) arasında değişmektedir. Wairakei'deki düşük oksijen değişimi, ilk olarak jeotermal sistemdeki su döngüsünün çok sık olması şeklinde yorumlanmıştı. Bu tür hızlı döngü ayrılmış kayaların ağır izotop bakımından fakirleşmesine neden olmaktadır.



Şekil 2. Dünyanın değişik bölgelerindeki jeotermal boşalımların duraylı izotop bileşimleri [1].

4. JEOTERMAL SULARIN İZOTOP BİLEŞİMİNİ ETKİLEYEN DİĞER PARAMETRELER

Oksijen izotop bileşimindeki değişim jeotermal suların izotop kompozisyonunu belirleyen en temel parametredir. Bilindiği gibi, kökenini yansıtacak bir başlangıç izotop bileşimli meteorik su jeotermal rezervuarı beslemek üzere derinlere süzülür. Rezervuardan yüzeye yükselen bu suyun hidrojen izotop bileşimi fazla bir değişim göstermezken oksijen kompozisyonu daha pozitif değerler sergiler. Meteorik suların yeraltına süzülmelerini takiben duraylı izotop bileşimlerini etkileyen diğer bir takım parametreler de vardır. Düşük sıcaklıklı jeotermal sistemlerde, su ve mineraller arasındaki izotop değişim tepkimeleri çok düşük hızlarda gerçekleşmektedir. Bunun sonucu olarak, suların izotop kompozisyonlarında ölçülebilecek derecede bir değişimin olması için çok uzun zaman gereklidir. Su rezervuarda yeterli süre kalsa bile, su ve kayaç arasında denge sağlanmayabilir. Isı miktarının kondisyon yolu ile kaybedilecek miktardan daha fazla olması ve mineral çökmesinin soğuk suların yüzeye çıkış yollarını tıkaması nedeni ile, jeotermal sistemlerde en sık rastlanan soğuma işlevleri kaynama ve buhar kaybidir.

Düşük sıcaklık ortamlarında ise izotop ayrılaşmasına yol açan iki önemli fiziksel süreç ön plana çıkmaktadır. Bunlar,

- Yeraltı buharlaşması
- Yüzey buharlaşması

Sıcak suyun konveksiyon şeklinde yüzeye yükselmesi ve bu sırada basıncın düşmesi nedeniyle buhar ortaya çıkmaktadır. Adyabatik buhar oluşumu aynı zamanda sıcaklıkta da bir azalımı vurgulamaktadır. Ortaya çıkan buhar ve su fazlarının izotop bileşimi ise büyük ölçüde bu fazların akışkan içindeki miktarına bağlıdır. Akışkanın yükselmesi sırasında buhar ve su aynı anda oluşur ve yüzeyde birbirlerinden ayrılırlar ise (tek aşamalı buhar ayrımı), izotop bileşiminde bükük farklılıklar ortaya çıkar. Kesintisiz buhar ayrımı olarak bilinen diğer bir işlev sırasında ise, buhar oluştuktan hemen sonra ayrılmaktadır.

Sıvı ve buhar fazları arasındaki izotopik dengenin çok hızlı gerçekleşmesi nedeniyle [9], izotop dağılımlarının dengeye çok yakın olduğu ve bunun da α denge sabiti ile kontrol edildiği söylenebilir. Sıvı ve buhar fazlarında ölçülen izotop içerikleri (δ_{su} ve δ_{buhar}) ile oksijen ve döteryum arasındaki ilişki aşağıdaki şekilde yazılabilir.

$$1000 \ln \alpha = 1000 (\alpha - 1) \approx \delta_{su} - \delta_{buhar} \quad (20)$$

Tek aşamalı buhar ayrımı işlevinde, ayrılan buhar ve suyun izotop bileşimi izotop dengesinden hesaplanabilir:

$$\delta_{buhar} y_{buhar} + \delta_{su} (1 - y_{buhar}) = \delta_B \quad (21)$$

δ_B buhar fraksiyonunun (y_{buhar}) ayrılmasından önceki akışkan fazının başlangıç izotop bileşimini yansıtmaktadır. Entalpi dengesi kullanılarak, y_{buhar} hesaplanabilir.

$$y_{buhar} = \frac{(H_0 - H_{su})}{H_{buhar} - H_{su}} \quad (22)$$

H_0 , H_{su} ve H_{buhar} sırasıyla, akışkanın başlangıç durumundaki (buharlaşma olmadan önceki) entalpisi, su ve buharın ayrılma sıcaklığındaki entalpileridir. Akışkan (δ_{su}) ve buhar (δ_{buhar}) fazlarının ayrılmadan sonraki izotop bileşimlerinin hesaplanması için aşağıdaki formüller kullanılır:

$$\delta_{su} = \delta_0 + y_{buhar} (1000 \ln \alpha) \quad (23)$$

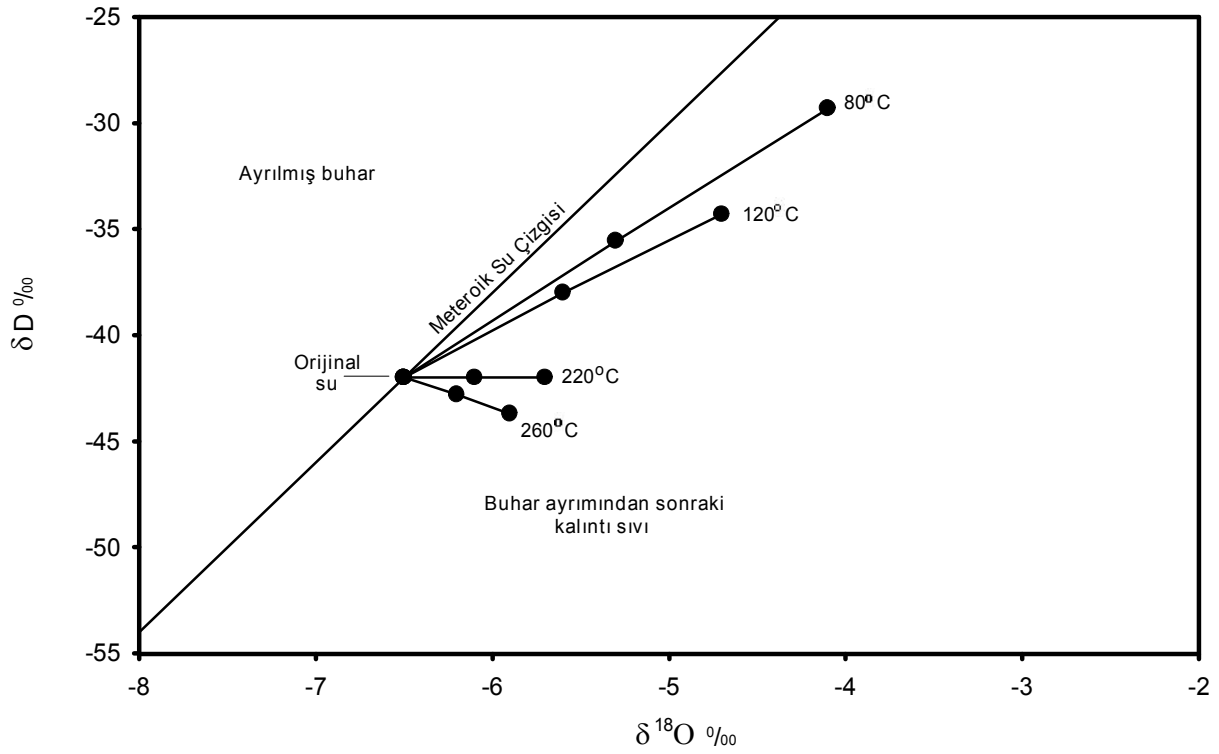
$$\delta_{Buhar} = \delta_0 - (1 - y_{buhar}) (1000 \ln \alpha) \quad (24)$$

Elde edilecek δD - $\delta^{18}O$ grafiğinin eğimi (S) yaklaşık olarak aşağıdaki şekildedir:

$$S \approx \frac{(\alpha_D - 1)(\delta_0 D + 1000)}{(\alpha_{18-O} - 1)(\delta_0^{18} O + 1000)} \quad (25)$$

Konunun daha iyi anlaşılması için, başlangıç $\delta^{18}O$ ve δD değerleri sırasıyla -6.5 ve -42 olan ve yeraltına sızan bir meteorik su düşünelim (Şekil 3). $80^\circ C$ 'de ayrılan buharın fraksiyon kaybı, eğimi 5.8 olan bir doğru üzerinde olacak ve %20 ve %40 buhar ayrılması durumunda kalıntı sıvının $\delta^{18}O$ değerleri sırasıyla -5.3 ve -4.1 olacaktır. Diğer sıcaklıklar için hesaplanan değerler ise Tablo 3'de verilmiştir.

Şekil 3 ve Tablo 3'den de görüldüğü üzere, $220^\circ C$ 'de hidrojen herhangi bir ayrılmaya uğramamaktadır. Diğer bir önemli husus da, sıcaklık yükseldikçe oksijene ait fraksiyonlarının ayrılan buhar miktarı kadar düşük oluşudur.



Şekil 3. Farklı sıcaklıklarda ve %20 ve %40 buhar ayrılması durumunda kalıntı sıvının oksijen ve hidrojen izotop bileşimleri [1].

Tablo 3. Değişik sıcaklıklarda gerçekleşen buhar ayrımı eğimleri ve %20 ve %40 buhar ayrılması durumunda kalıntı sıvının $\delta^{18}O$ değerleri [1].

Buhar ayrılma sıcaklığı	$1000 \ln \alpha$ (^{18}O için)	$1000 \ln \alpha$ (D için)	Eğim	%20 buhar ayrılması sonucunda $\delta^{18}O$ değeri	%40 buhar ayrılması sonucunda $\delta^{18}O$ değeri
80	6.07	36.1	5.8	-5.3	-4.1
120	4.35	21.5	4.6	-5.6	-4.7
220	2.10	0.1	0.0	-6.1	-5.7
260	1.46	-3.6	-2.4	-6.2	-5.9

5. JEOTERMAL SULARIN İZOTOP BİLEŞİMLERİNİN ZAMAN VE ALANSAL DEĞİŞİMİ

Herhangi bir jeotermal alandaki su veya buhar çıkışlarının izotop bileşimlerinde birtakım değişimler görülebilir. Yeraltına sızan ve daha sonra yeryüzündeki sıcak su kaynakları yada kuyularından boşalan sular hiç şüphesiz meteorik kökenlidir. Jeotermal sular ile yeraltındaki kayalar arasında gerçekleşen kesintisiz izotop değişimi nedeni ile jeotermal suların ^{18}O bileşimleri artmaktadır. Boşalım alanının farklı noktalarında yer alan kaynak veya kuyu suları, jeotermal akışkanın yüzeye çıkış rotası boyunca oksijenin ağır izotopu bakımından devamlı bir zenginleşme göstereceklerdir.

Jeotermal sulardaki izotop değişimlerine neden olan bir diğer faktör de sıcak suların yüzeye yükselmeleri sırasında gerçekleşen buhar kaybıdır. Önceki bölümde de görüldüğü üzere, bu işlev sonucunda ortaya çıkan buhar ve su fazlarının izotop bileşimleri faz ayırım derecesi, ayırım sıcaklığı ve ayrılan buharın miktarına (fraksiyon) bağlıdır. Yüzeye yaklaşan bu tür akışkanlarla beslenen sıcak su ve buhar çıkışlarının (fumerol) izotop bileşimleri önemli ölçüde bu faktörler tarafından denetlenmektedir.

Bir üçüncü unsur da, sıcak su sistemlerinde sıkça görülen bir işlev olan, termal sular ile soğuk yeraltı suyu arasında muhtelif oranlarda gerçekleşen karışımdır. Jeotermal güç istasyonlarından yeraltına enjekte edilen atık sular da yeryüzüne yükselmekte olan sıcak suların gerek kimyasal gerekse izotop bileşimini etkilemektedir.

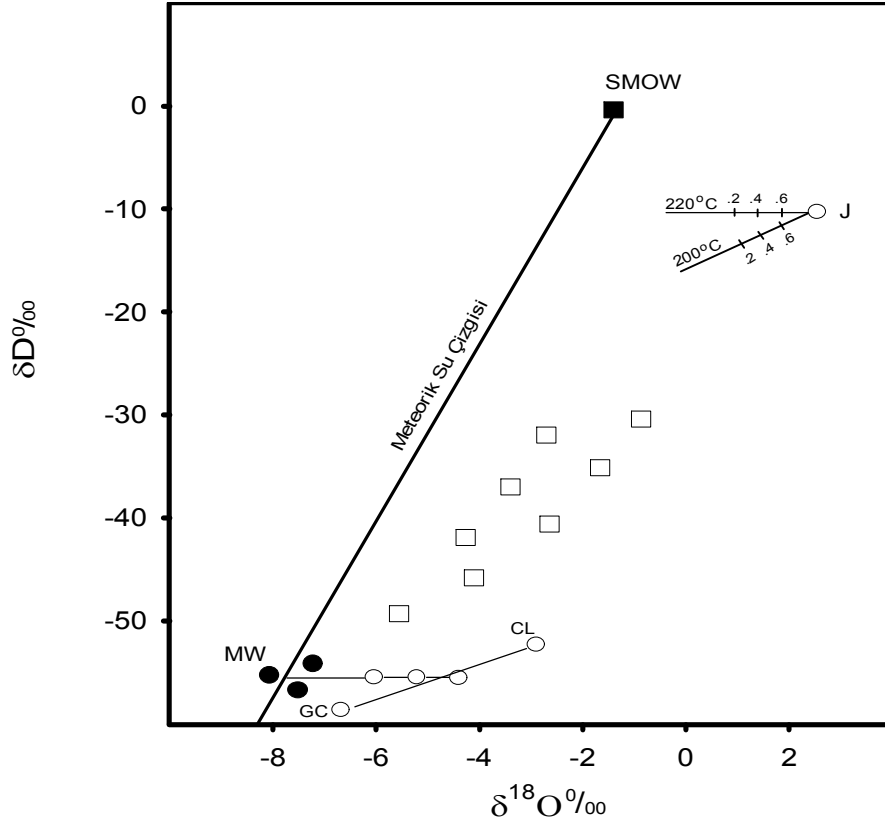
6. REENJEKSİYON ÇALIŞMALARINDA DURAYLI İZOTOPLARIN KULLANIMI

Bir jeotermal alanda yürütülen reenjeksiyon çalışmasının etkilerini kestirmek oldukça zordur. Ancak buhar entalpisi veya açığa çıkan buhar miktarının azalacağı tahmin edilebilir. Reenjeksiyon çalışmalarında yeraltına geri verilecek su miktarı ile yeraltında suyun izleyeceği yolları belirlemede duraylı izotopların (O ve H) doğal iz sürücüler olarak kullanılabilmesi İtalya-Larderello sahasında ortaya konulmuştur [10]. Larderello güç istasyonundaki türbinden çıkışı takiben buhar yoğunlaşması olmakta ve yoğunlaşan su soğuma kulelerinden geçtiği sırada büyük bir miktarı atmosfere buhar olarak kaçmaktadır. Bu süreç sonunda, kalıntı sıvı döteryum (D) ve oksijen-18 bakımından önemli ölçüde zenginleşmektedir. Yapılan testler neticesinde, enjekte edilen suyun hem $\delta^{18}\text{O}$ hem de δD değerlerinin +5‰ civarında sabitlendiği tespit edilmiştir. Buna karşılık, üretim kuyularındaki suların $\delta^{18}\text{O}$ ve δD bileşimleri ise sırasıyla -3.0 ile -1.5‰ ve -42.0 ile -37.0‰ arasında gözlenmiştir. Böylece, yeraltına basılan su, sisteme herhangi bir yapay veya radyoaktif izleyici verilmeksizin takip edilmiştir.

Daha karmaşık bir model ise Gayzerler sahasında denenmiştir [11] (Şekil 4). Bölgedeki reenjeksiyon çalışmaları 1981 yılında üretim ile eşzamanlı olarak başlamıştır. Güç istasyonlarından açığa çıkan yoğunlaşmalar üretim ile kazanılan buharla birlikte değerlendirilmektedir. Yeraltına basılan su düşük sıcaklıktadır ve kaynama çatlaklardaki basınç tarafından kontrol edilmektedir. Enjekte edilen suyun oksijen ve hidrojen izotop bileşimi derindeki buharın bileşiminden daha negatif değerdedir. Soğuma kulelerindeki farklı kütle kayıpları enjekte edilecek yoğunlaşmalardaki izotop kompozisyonlarının değişimine yol açmaktadır. Yeraltına basılan akışkanın yapacağı etki ilk olarak reenjeksiyon kuyuları civarında hissedilmekle beraber zaman içinde yerel basınç gradyanı ve tüm alanı kaplamıştır.

Şekil 4'de Gayzerler jeotermal sahasının GD kısmındaki kuyulardan alınan suların izotop bileşimleri görülmektedir. Sahanın bu kesimi orijinal boşalım alanına oldukça yakındır. Yeraltına sızan meteorik suyun (MW) bileşimi $\delta^{18}\text{O} = -8$ ve $\delta\text{D} = -54$ ‰ civarındadır (siyah daireler). Su ve kayaç arasında gerçekleşen izotop değişimi oksijen zenginleşmesi ile sonuçlanmıştır. Ortaya çıkan su buharının buhar baskın rezervuar içindeki hidrojen izotop bileşimi ise herhangi bir değişime uğramamıştır. Ancak, oksijen-18 konsantrasyonları sahanın GD'dan merkezi kısımlarına doğru artmıştır. Bu nedenle, bu iki fazlı buharın izotop bileşimi oksijen hattı boyunca yatay bir yönelim göstermektedir (içi boş daireler). Bu yoğunlaşmadan doğal yolla ayrılan buhar ağır izotoplar bakımından zenginleşmiştir (CL). Yerel

olarak oluşan bir gaz örtüsü (GC) ise hafif izotoplarca zengin buharın sığ derinlerde yerleşmesine imkan tanımıştır. Üretimin ilk aşamalarında, Gayzerler jeotermal sahasındaki kuyulardan örneklenen buhar negatif bir izotop bileşimi sergilemiştir. Ancak kısa bir süre sonra gaz örtü ortadan kalkmış ve iki-fazlı rezervuarın akışkanın ana kaynağı haline gelmesiyle izotop bileşimleri gittikçe negatif değerler almaya başlamıştır. Kuyularda ve özellikle yapısal olarak daha mükemmel ilişki gösteren enjeksiyon kuyusunda, izotop bileşimlerinin (içi boş kareler) orijinal kompozisyon (MW) ile enjekte edilen su kompozisyonu (J) arasında geniş bir aralıkta değişim gösterdikleri tespit edilmiştir. Bölgesel akışkan dağılımı kapsamında, birbirine yakın zonlardaki akışkanlar muhtemelen farklı oksijen-18 konsantrasyonları sergileyebilir (Şekil 4).



Şekil 4. Gayzerler'deki akışkanın olası izotop bileşimleri (açıklama için metne bakınız) [1].

Ayrılaşma süreci (ayrılaşma faktörü, α , 220°C civarında 1'e yakın değerler almaktadır), su-kayaç etkileşimi ve bölgesel akışkan dağılımından en az etkilenen parametre döteryumdur (D). Böylece, döteryum verisi kullanılarak orijinal ve enjekte edilen buharın katkıları göreceli olarak hesaplanabilir. Benzer çalışmalar Larderello ve Gayzerler jeotermal sahaslarında halen sürdürülmektedir. Bu sahalarda duraylı izotop ve kuyu başı gaz/buhar oranları göz önüne alınarak aşağıda belirtilen parametreler tespit edilmiştir [12]:

- Derin buhar ve enjeksiyon kökenli buhar arasındaki karışım;
- Enjekte edilen sudan kaynaklanan buharın izotop ayrılaşması;
- Akışkan dağılımının etkileri (izotop kompozisyonu ve gaz/buhar oranının alansal gradyanları mevcut olduğunda);
- Kaya ortamının olası soğuması.

SONUÇ

Hidrojen ve oksijen izotop bileşimlerinin birlikte değerlendirilmesi ile her türlü doğal suyun kökeni kolaylıkla tespit edilebilmektedir. Jeotermal sistemlerdeki su-kaya-gaz etkileşimlerinin çözülmesi, yüksek ve düşük sıcaklıklarda gerçekleşen çeşitli jeolojik işlevlerin oluşum mekanizmalarının tüm ayrıntılarıyla ortaya konmasını sağlamıştır. Günümüzde, bilim adamları jeotermal akışkanların kimyasal ve izotopik kompozisyonlarını kullanarak bu suların kökeni, boşalım alanları ve akış yönleri hakkında önemli veriler elde etmektedir. Bunun yanı sıra, duraylı izotop teknikleri ve klasik kimya uygulamaları ile sıcaklık, buhar fraksiyonu ve buhar doygunluğu gibi parametrelere yönelik bilgiler de sağlanmaktadır. Jeotermal akışkan içindeki bileşenlerin kimyasal ve izotop bileşimindeki değişimler nümerik olarak çalışılarak, akışkanın yeryüzüne çıkarken maruz kaldığı ısı kondiksyonu, sıg sularla karışım ve buhar kaybı gibi soğuma mekanizmaları ortaya konabilmektedir. Reenjeksiyon etkilerini belirleme ve jeotermal sahanın geliştirilmesi gibi konularda da izotop teknikleri önemli birer araç olarak kullanılmaktadır.

KAYNAKLAR

- [1] NUTI, S., "Isotope techniques in geothermal waters". In: F. D'Amore (Coordinator), Application of Geochemistry in Geothermal Reservoir Development. UNITAR, United Nations Development Program, Series of Technical Guides on the Use of Geothermal Energy, Rome, 408 p., 1991.
- [2] HENLEY, R.W., TRUESDELL, A.H., BARTON, P.B., WHITNEY, J.A., "Fluid-mineral equilibria in hydrothermal systems". Reviews in Economic Geology, 1, Soc. Econ. Geol., 267 p, 1984.
- [3] WHITE, W., <http://www.geo.cornell.edu/geology/classes/geo455/chapters.html>.
- [4] CRAIG, H., "The isotopic geochemistry of water and carbon in geothermal areas", In: E. Tongiorgi (ed.), Nuclear Geology in Geothermal Areas, CNR, Pisa, 17-53, 1961.
- [5] HAGEMANN, R., NIEF, G., ROTH, E., "Absolute isotopic scale for deuterium analysis of natural waters. Absolute D/H ratio for SMOW", Tellys, 22, 712, 1970.
- [6] BAERTSCHI, P., "Absolute ¹⁸O content of Standard Mean Ocean Water", Earth Plan. Sci. Lett., 31, 341, 1976.
- [7] BOTTINGA, Y., CRAIG, H., "Calculated fractionation factors for carbon and hydrogen isotope exchange in the system calcite-carbon dioxide-graphite-methane-hydrogen-water vapor", Geochim. Cosmochim. Acta, 33, 49, 1969.
- [8] GONFIANTINI, R., "Notes on Isotope Hydrology", IAEA, Vienna, 1971.
- [9] GIGGENBACH, W.F., "Isotopic composition of waters of the Broadlands geothermal field", New Zealand Journal of Science, 14, 959, 1971.
- [10] NUTI, S., CALORE, C., NOTO, P., "Use of environmental isotopes as natural tracers in a reinjection experiment at Larderello". Proceedings, 7th Stanford Geothermal Reservoir Engineering Workshop, 85-89, 1981.
- [11] NUTI, S., D'AMORE, F., FANCELLI, R., "Model for steam isotope composition at the Geysers", Proceedings, 28th International Geological Congress, Washington D.C., USA, 2, 527-529, 1989.
- [12] D'AMORE, F., NUTI, S., FANCELLI, R., "Geochemistry and reinjection of waste waters in vapor dominated fields", Proceedings, International Symposium on Geothermal Energy, Kumamoto and Beppu, Japan, 244-248, 1988.

ÖZGEÇMİŞ

Halim MUTLU

1962 yılında Üsküdar'da doğmuştur. 1984 yılında İstanbul Teknik Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümünü bitirmiştir. Yüksek Lisans eğitimini 1988 yılında South Dakota School of Mines (ABD), Doktora eğitimini ise 1996 yılında Orta Doğu Teknik Üniversitesinde tamamlamıştır. 1988-1998 yılları arasında MTA Genel Müdürlüğünde çalışan Dr. Mutlu, halen Eskişehir Osmangazi Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümünde görev yapmaktadır. Uzmanlık alanı sıcak sular ve mineralleşmelerin izotop jeokimyası olan Dr. Mutlu'nun yaklaşık 40 kadar makale ve bildirisi bulunmaktadır.