KOCAELİ ÜNİVERSİTESİ FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

SICAK VE MİNERALLİ SU KAYNAKLARI İLE YÜZEY SULARININ KARIŞIM MODELLERİNİN HİDROJEOKİMYASAL YÖNTEMLERLE İRDELENMESİ

YÜKSEK LİSANS

Jeoloji Mühendisi Özge Can ATAŞ

Ana Bilim Dalı: Jeoloji Mühendisliği

Danışman: Prof. Dr. Selçuk TOKEL

KOCAELİ, 2007

KOCAELİ ÜNİVERSİTESİ * FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

SICAK VE MİNERALLİ SU KAYNAKLARI İLE YÜZEY SULARININ KARIŞIM MODELLERİNİN HİDROJEOKİMYASAL YÖNTEMLERLE İRDELENMESİ

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Jeoloji Müh. Özge Can ATAŞ

Tezin Enstitüye Verildiği Tarih: 04 Haziran 2007

Tezin Savunulduğu Tarih: 24 Agustos 2007

Tez Danışmanı	Üye	Üye
Prof.Dr. Selçuk TOKEL	Yrd.Doç.Dr.İrfan YOLCUBAL	Prof.Dr. Süleyman DALGIÇ
(.....)	(.....)	(.....)

KOCAELİ, 2007

ÖNSÖZ VE TEŞEKKÜR

Hidrojeokimyasal ve izotop jeolojisi çalışmaları jeotermal enerji araştırma, geliştirme ve izleme aşamalarının en önemli ve vazgeçilmez kısmını oluşturmaktadır. Son yıllarda yenilenebilir enerji kaynaklarından biri olan jeotermal enerjinin tüm dünyada olduğu gibi ülkemizde de önemi artarak araştırma ve geliştirme projelerinin hayata geçirilmesi hız kazanmıştır. Yeni sahaların keşfedilmesi ve mevcut sahaların geliştirilmesi ancak iyi bir arazi ve labaratuar çalışmalarının beraber titizlikle yapılarak sonuçlarının ortaya konmasıyla gerçekleşir.

Hidrojeokimyasal ve izotop jeolojisi çalışmaları özellikle jeotermal enerji araştırma aşamasında sistemin hazne kaya sıcaklığı, verimliliği, karışım prosesleri ve çalışmanın amacı doğrultusunda gerekli diğer parametrelerin belirlenmesinde ve değerlendirilmesinde hızlı sonuçlar vermektedir.

Yüksek lisans tezi için hazırlanan bu çalışmada hidrojeokimyasal ve duraylı izotop tekniklerinin temel prensipleri anlatılmış ve bu tekniklerden faydalanarak İzlanda'nın kuzeyinde bulunan Tröllaskagi jeotermal alanına ait sıcak ve mineralli suların yüzey suları ile olan ilişkileri çeşitli diyagramlar ile ortaya koyularak karışım prosesleri incelenmiştir.

Bu çalışmayı yüksek lisans tezi olarak bana öneren ve çalışmalarım sırasında yardımlarını esirgemeyen bilgi ve tecrübeleri ile beni yönlendiren danışman hocam Prof. Dr. Selçuk TOKEL'e sonsuz şükran ve teşekkürlerimi sunarım.

Merkezi Tokyo'da bulunan Birleşmiş Milletler Üniversitesi'nin (UNU) Mayıs-Kasım 2006 tarihleri arasında, İzlanda'da vermiş olduğu Jeotermal Eğitim Programı (Geothermal Training Programme) kursunu hidrojeokimya alanında tamamlayarak Jeotermal Akışkanlar Kimyası (Chemistry of Geothermal Fluid) sertifikasını almış bulunmaktayım. Bu programa katılmam için referans olan Yrd. Doç. Dr. Suzan PASVANOĞLU' na teşekkür ederim.

Yüksek Lisans tezimin, İzlanda da yapmış olduğum bölümlerine ait çalışmalarım sırasında her türlü bilgi ve verilerin sağlanması, ayrıca labaratuar ile arazi çalışmalarının yapılabilmesi için bana her konuda yardımcı olan Dr. Árný Erla SVEINBJORNSDÓTTIR ve Dr. Halldór ÁRMANNSSON'a, kimyasal-izotopik numunelere ait koordinatların bulunması için kullandığım ArcGIS programı sırasında bana yardımcı olan Mrs. Gudrún S. JÓNSDÓTTIR'e çok teşekkür ederim.

Ayrıca tüm hayatım boyunca bana gösterdikleri özverilerden ve aldığım her karar doğrultusunda hep benimle olan çok değerli aileme ve tez çalışmam sırasında bana her türlü desteği veren arkadaşım Umut KÜÇÜK'e derin saygı ve sevgilerimi sunarım.

İÇİNDEKİLER

ÖNSÖZ VE TEŞEKKÜR i
İÇİNDEKİLER ii
ŞEKİLLER DİZİNİ iii
TABLOLAR DİZİNİ iv
ÖZET v
İNGİLİZCE ÖZET vi
1. GİRİŞ 1
2. JEOLOJİ 4
3. METOD 7
3.1 Akışkanların Kimyasal Özellikleri 7
3.1.1 Cl-SO_4-HCO_3 üçgen diyagramı 7
3.1.2 Cl-Li-B üçgen diyagramı 8
3.1.3 Na-K-Mg üçgen diyagramı 8
3.2 Jeotermometreler 10
3.2.1 Genel 8
3.2.2 Silika jeotermometresi 11
3.2.2.1 Kalsedon jeotermometreleri 12
3.3 Suların Mineral Doygunluk Özelliklerinin İncelenmesi 14
3.4 Karışım modelleri 16
3.4.1 Schoeller diyagramı 18
3.4.2 Cl-B oranı 18
3.4.3 Silika-entalpi karışım modeli 19
4. JEOTERMAL ALANIN HİDROJEOKİMYASAL İNCELEMESİ 21
4.1 Numune Alımı 21
4.2 Akışkanların Sınıflandırılması 24
4.3 Jeotermometre Sonuçları 26
4.4 Mineral Doygunluk İndeksi 28
4.5 Karışım Modelleri 33
5. JEOTERMAL ALANIN İZOTOP JEOKİMYASI 36
5.1 Temel Kavramlar 36
5.2 Jeotermal Sistemlerde İzotop Çalışmaları 36
5.3 Jeotermal Akışkanların Kökenleri 38
5.3.1 Hidrojen ve Oksijen izotopları 38
6. İZLANDA TRÖLLASKAGI BÖLGESİ İZOTOP İNCELEMESİ 45
6.1 Numune Alımı ve Analitik Yöntemler 48
6.1.1 Soğuk sular 49
6.1.2 Sıcak sular 51
6.1.2.1 Sıcak suların kökeni 53
7. SONUÇLAR 55
KAYNAKLAR 57
EKLER. 61
ÖZGEÇMİŞ ve YAYINLAR 75

ŞEKİLLER DİZİNİ

Şekil 1.1: İzlanda'daki jeotermal alanlar ve ülkenin kuzeyindeki Tröllaskagi bölg..1
Şekil 2.1: Çalışma alanının jeolojisi.....4
Şekil 3.1: Silika-entalpi karışım modeli sıcaklıklarının hesaplanmasını gösteren diyagram.……..20
Şekil 4.1: Tröllaskagi bölgesine ait Cl-SO_4-HCO_3 üçgen diyagramı ……..…24
Şekil 4.2: Tröllaskagi bölgesine ait Cl-Li-B üçgen diyagramı …….……...25
Şekil 4.3: Tröllaskagi bölgesine ait Na-K-Mg üçgen diyagramı ……..…...26
Şekil4.4: pH'ın bir fonksiyonu olarak hesaplanmış sıcaklık değerleri ile jeotermometre sıcaklık değerleri diyagramı…….……...26
Şekil 4.5: İnceleme alanındaki 18 adet sondaj sularının mineral-denge sıcaklık diyagramları …….……30
Şekil 4.6: Tröllaskagi bölgesine ait örneklerin Schoeller diyagramı……..……..33
Şekil 4.7: Tröllaskagi bölgesi için silika-entalpi modeli...……....34
Şekil 4.8: Cl 'un çeşitli bileşenlerle ikili diyagramları……...……...35
Şekil 5.1: Nemin karada üzerinden geçerken adım adım yoğunlaşmasıyla meydana gelen yağış ve havanın nemindeki $\delta^{18}O$ içeriğindeki değişimler…….41
Şekil 6.1: İzlanda'ya ait döteryum (δD) haritası ……....…….....45
Şekil 6.2 Aktif prosesli meteorik sular ve jeotermal akışkanların izotopik süreçlerin şematikgösterimi……..……..……...47
Şekil 6.3: Tröllaskagi bölgesine ait kimyasal ve izotopik numune lokasyonlarının ArcGIS programı kullanılarak gösterimi.…….……48
Şekil 6.4: Tröllaskagi bölgesine ait eş $\delta^{18}O$ kontur haritası ..……..…...49
Şekil 6.5: Tröllaskagi bölgesine ait sıcak ve soğuk suların $\delta^{18}O$ ve δD değerlerinin birbirleriyle olan ilişkisi....……..……...51
Şekil 6.6: İzotopik verilerin sıcaklık değerleri ile ilşkisini gösteren diyagram..…...53
Şekil 6.7: Yeraltı sularının kaynak alanlarına doğru olan akış yönü haritası…...…54

TABLOLAR DİZİNİ

Tablo 4.1: Kullanılan analitik yöntemler ……...21
Tablo 4.2: Tröllaskagi bölgesiene ait numunelerin kimyasal analizleri…….22
Tablo 4.3: Tröllaskagi bölgesindeki numunelere ait jeotermometre sonuçları…...27
Tablo 4.4: Log Q/K diyagramlarından okunmuş hazne kaya sıcaklık değerleri ...29
Tablo 5.1: Jeotermal sistemlerin hidrolojik çalışmalarında yaygın olarak kullanılan duraylı ve radyoaktif izotoplar ……..……37
Tablo 5.2: Jeotermal çalışmalarında yaygın olarak kullanılan izotopların doğadaki (göreceli) derişim düzeyleri …….……..……..…….39

SICAK VE MİNERALLİ SU KAYNAKLARI İLE YÜZEY SULARININ KARIŞIM MODELLERİNİN HİDROJEOKİMYASAL YÖNTEMLERLE İRDELENMESİ

Özge Can Ataş

Anahtar kelimeler: İzlanda, hidrojeokimya, izotop, karışım modeli, jeotermometre

ÖZET: Bu çalışma, İzlanda'nın kuzeyindeki Tröllaskagi bölgesine ait sıcak ve mineralli sular ile yüzey sularının hidrojeokimyasal ve izotopik verilerini yorumlayarak sonuçlarını değerlendirmeyi amaçlamaktadır. Bölgenin çeşitli noktalarından (sıcak su sondajı, akarsu, kaynak alanları) alınmış sıcak ve soğuk su numunelerinin 28 tanesinin kimyasal analizi ile 175 tanesinin duraylı izotop ($\delta^{18}O$, δD) analiz sonuçları derlenerek çeşitli diyagramlarda gösterilmiştir. Bu sular çeşitli diyagramlarla sınıflandırılmış, jeotermometreler yardımıyla rezervuar sıcaklıkları değerlendirilmiş, karışım prosesleri incelenmiş ve izotop verilerine dayanarak suların kaynağı ve hareket yönü tayin edilmiştir. Üçgen diyagramlara aktarılan veriler sonucunda Yüksek Cl bileşimli Hrísey, üçgen diyagramın doygun sular bölgesine, kaynak ve akarsulardan alınan numuneler, yüzey suları (peripheral waters) bölgesine, geriye kalan çeşitli sondajlardan alınmış sıcak sular ise doygun bölgeye yakın volkanik ve yüzey suları alanının ortasında yüzeylenmiş şekilde gözlenmektedir. Ayrıca üçgen diyagramlar tüm bu suların yaşlı sistemleri katederek yüzeylendiklerinide göstermektedir. Watch programı kullanılarak suların mineral doygunluk indeksleri hesaplanmış ve jeotermal suların çoğu, bazı mineraller açısından dengelenmiş görünmektedir. Bölgeye ait hazne kaya sıcaklık hesaplamaları bölgedeki yüksek pH a sahip sular için daha doğru sonuç veren kalsedon jeotermometre kullanılarak ortalama 42-103°C aralığında hesaplanmıştır. Silika-entalpi karışım modeli jeotermal suların karışmadığını ve yüzey altı sıcaklıklarının 50 ve 143°C arasında değiştiğini göstermektedir. İkili nokta diyagramları (Cl-B, Cl-δD..) ve Schoeller diyagramı, deniz suyuyla karışmış görünen Hrísey suları hariç, karışım olmadığını göstermektedir. Bu araştırma alanında, yeraltı sularının kaynak ve hareketini izlemek ve tayin etmek üzere kararlı $\delta^{18}O$ ve δD izotopları kullanılmış ve ayrıca ArcGIS bigisayar programıyla numunelerin koordinatları belirlenerek Surfer programı ile de bölgenin eş Oksijen-18 ($\delta^{18}O$) kontur haritası çizilmiştir. Tröllaskagi bölgesindeki termal sular bölgesel yağıştan ve bazı hallerde bugün, İzlanda'daki herhangi bir yağıştan daha fazla tükenmişlerdir (daha negatif). Tröllaskagi yarımadasında bulunan termal suların izotopik değerleri, farklı alanlar için farklı bir kaynaktan olduklarını düşündürmektedir. İzotoplar kullanılarak, Siglufjördur ve Ólafsfjördur'daki termal suların kaynaklarını, termal alanların güneyindeki dağlık bölgeye doğru izlemek mümkündür, oysa Dalvik'teki ve daha güneydeki termal sular, bugün Tröllaskagi yarımadasındaki herhangi bir yağıştan daha fazla tükenmişlerdir.

RESEARCH OF MIXING MODELS OF HOT AND MINERAL WATERS WITH SURFACE WATERS BY HYDROGEOCHEMICAL METHODS

Özge Can Ataş

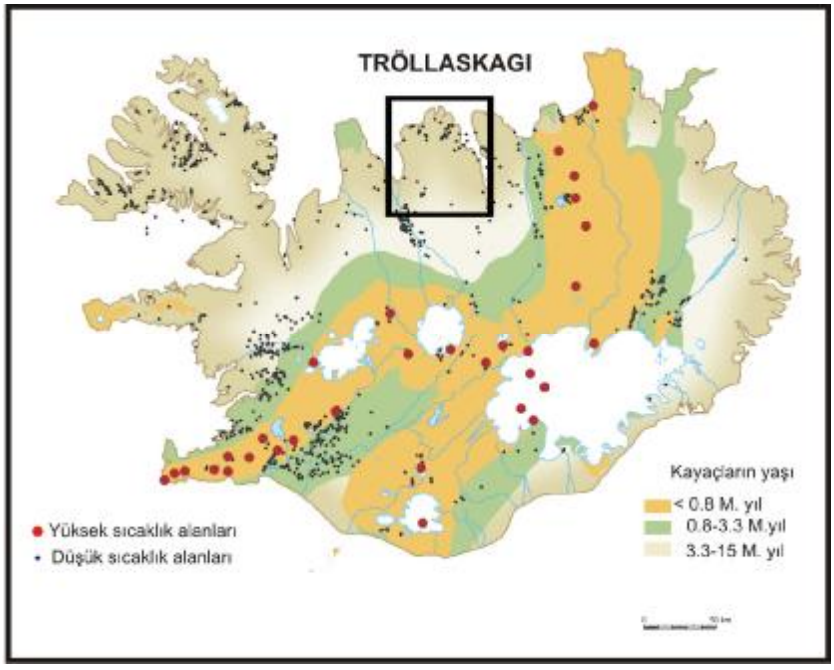
Key words: Iceland, hydrogeochemistry, isotope, mixing model, geothermometry

ABSTRACT: The objective of this study is to compile all existing geochemical and isotopic data of the waters in the Tröllaskagi area, N-Iceland. The waters were classified, reservoir temperatures were evaluated, mixing processes were studied and the origin and movement of the waters were determined. From the ternary plots, the waters can be classified as cold groundwaters, volcanic waters and a combination of the two, with the exception of Hrísey which plots close to mature waters. The plots also suggest that all waters originate from old systems. Most of the geothermal waters seem to have equilibrated with respect to specific minerals. Subsurface temperature prediction, using the chalcedony geothermometer with correction for dissociated silicic acid, is in the range 42-103°C. The chalcedony mixing model shows that the geothermal waters are not mixed and their subsurface temperatures range from 50 to 143°C. Both the binary plots and the Schoeller diagram suggest the absence of mixing except for the Hrísey waters, which seem to have mixed with sea water. Stable isotopes of $\delta^{18}O$ and δD have been used in the study area to trace and determine the origin and movement of groundwater. The thermal waters in the Tröllaskagi area are more depleted than the local precipitation and in some cases more depleted than any precipitation on Iceland today. The isotopic values of the thermal waters found within the Tröllaskagi peninsula suggest a different origin for the different sites. It is possible to trace the origins of the thermal waters in Siglufjördur and Ólafsfjördur to the mountainous areas south of the thermal sites using isotopes, whereas the thermal waters in Dalvík and points further to the south are more depleted than any precipitation on the Tröllaskagi peninsula today.

1. GİRİŞ

İzlanda, aktif rift (ayrılma) ve volkanik hareketli bir bölge olan Avrupa ve Amerika kıtalarının birbirinden uzaklaştığı orta Atlantik sırtında bulunur. Riftleşmeye bağlı olarak ayrılma bölgesi boyunca sürekli volkanik patlamaların meydana gelmesi, yılda 2 cm hızla birbirinden ayrılan Doğu ve Batı İzlanda'daki daha yaşlı kayalar üzerine bileşimi baskın bazalt olan yeni bir kabuk meydana getirmektedir.

İzlanda'daki aktif jeotermal alanlar (Şekil 1.1), düşük sıcaklık bölgeleri ve yüksek sıcaklık bölgeleri olarak ikiye ayrılırlar (Bödvarsson ve Pálmason, 1961). Ülkenin güneybatısından kuzeydoğusuna uzanan aktif volkanik bölgede, 200'den fazla volkan bulunmaktadır.



Şekil 1.1: İzlanda'daki jeotermal alanlar ve ülkenin kuzeyindeki Tröllaskagi bölgesi

Bu volkanik bölgede, 1000 m derinlikte yeralan sıcaklıkları 250°C'e ulaşmış buhar alanları içeren en az 20 yüksek sıcaklığa sahip jeotermal alanlar bulunmaktadır. Bu bölgeler direk olarak aktif volkanik sistemlere bağlıdırlar. En fazla 1000 m'de sıcaklıkları 150°C'ı aşmayan, çoğu aktif bölgenin çevresinde olmak üzere yaklaşık 250 ayrı düşük sıcaklıklı jeotermal alanlar bulunmaktadır.

Hidrojeokimya yeraltı sularının kimyasal özelliklerinin ve kalitelerinin belirlenmesi, kökenlerinin araştırılması, yüzey ve yağış suları ile olası ilişkilerinin incelenmesi, yeraltı sularının kirlenmesi ve iyileştirilmesi gibi birçok problemin çözülmesi ve benzeri araştırmalarda kullanılan hidrojeolojik çalışmaların vazgeçilmez bir parçasını oluşturur. Bir jeotermal alan için uygulanabilecek hidrojeokimyasal teknikler jeotermal enerji araştırılması, geliştirilmesi, üretim, işletme ve kullanım aşamalarında çok büyük önem taşımaktadır.

Bu çalışma Birleşmiş Milletler Üniversitesi'nin, İzlanda da vermiş olduğu Jeotermal Eğitim Programı (Geothermal Training Programme) bünyesinde Termal Akışkanlar Kimyası (Chemistry of Thermal Fluids) alanında yapılmış olan çalışmayı kapsamaktadır.

Yapılan bu çalışmada, İzlanda 'nın kuzeyinde bulunan, yarımada şeklindeki Tröllaskagi bölgesine ait çeşitli akarsulardan ve kaynaklardan alınmış yüzey suları ile bazı sondaj kuyularından alınmış sıcak suların akışkan kimyasına ilişkin hidrojeokimyasal ve izotopik teknikler uygulanmış sonuç olarak bu suların birbirleriyle olan olası ilişkileri çeşitli diyagramlar ile ortaya koyularak yorumlanmıştır.

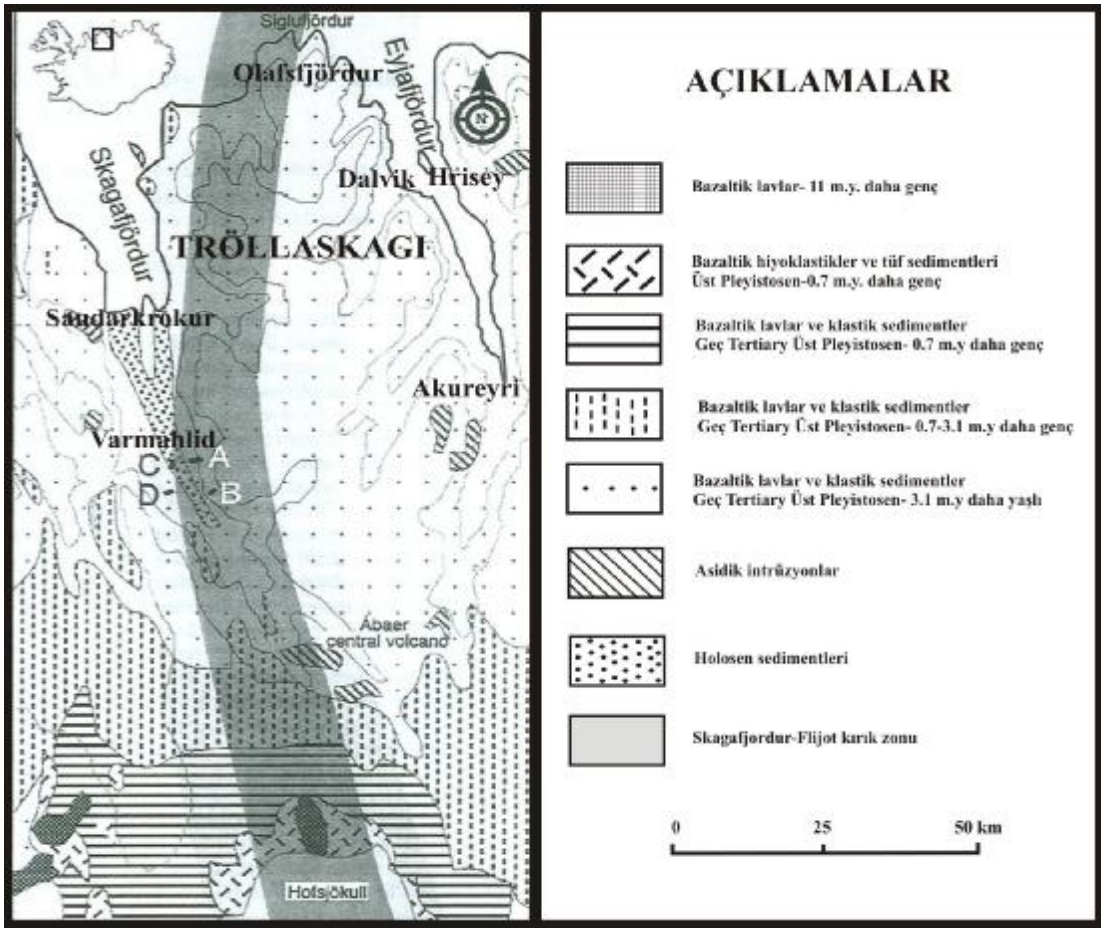
Bu çalışmada 28 adet numunenin kimyasal analizleri ile toplam 175 adet numunenin duraylı izotop verileri kullanılarak yorumlanmıştır. 1987 ve 1998 tarihleri arasında alınan toplam 175 adet numuneye ait koordinatlar ArcGIS programı ile belirlenerek 1/300.000 lik coğrafik haritaya işaretlenmiş ve ayrıca Surfer programıyla suların oksijen-18 ($\delta^{18}O$) eş izotop kontur haritası çizilerek suların kökeni ve hareketi tayin edilmiştir.

Sonuç olarak;

- Kimyasal jeotermometreler, denge hesapları ve karışım modelleri kullanılarak yüzey altı (rezervuar) sıcaklıkları ve denge koşulları incelenmiş
- Karışım proseslerinin etkileri değerlendirilmiş
- ArcGIS programı kullanılarak numunlere ait koordinatlar haritaya işaretlenmiş
- Doğal sulardaki, Hidrojen ve Oksijen elementlerinin duraylı izotopları olan $\delta^{18}O$ (Oksijen-18) ve ^{2}H ‘un (Döteryum) analiz sonuçları yorumlanarak eş izotop kontur haritası ile akışkanların kökeni ve hareketi tayin edilmiştir.

2. JEOLOJİ

Çalışma alanı İzlanda ‘nın kuzeyindeki Tröllaskagi olarak adlandırılan, Skagafjördur ve Eyjafjördur fiyortları arasında bulunan yüksek dağlık bir yarımadadır (Şekil 2.1). Topografik olarak bu alanın en önemli özelliği Skagafjördur vadisinin buzul erozyonuyla tanımlanmasıdır. Skagafjördur vadisinin her iki yanındaki dağların deniz seviyesinden yüksekliği, 900-1300 metredir. Ana vadiden her iki taraftaki dağların içlerine ve denizden 700-900 metre yüksekte bulunan Hofsjökull’un kuzeyinde ki yüksek platonun içine doğru buzul erozyonuna uğramış vadiler uzanır.



Şekil 2.1: Çalışma alanının jeolojisi (Arnórsson, 2001)

Araştırma bölgesinde bulunan kayalar, bileşimleri, tersiyer yaşlı kuvarstan daha ziyade normal MORB'a benzer olan olivin, normatif toleit bazaltlarının monoton bir kitlesidir. Lavlar, genellikle güneybatıya birkaç derece eğimlidir (Saemundsson vd.) 11-12 milyon yıllık en eski lavları içeren kabuğun toplam kalınlığı yaklaşık 7 km'dir (Jóhannesson, 1991). Kuvaterner bazalt lavları ve hiyaloklastitler, Skagafjördur vadi sisteminin başında ve yüksek yerlerdeki tersiyer oluşumların üzerinde uzanmaktadır.

Skagafjördur vadisinin her iki yanındaki dağlardaki tersiyer bazaltlarının üst kısmı değişmemiştir ve boşluk mineralleri yoktur. Ayrıca, vadideki yerli kayaların alt kısımlarındaki bazaltlar da oldukça yenidirler, ancak kısmen boşlukludurlar. Boşluk mineralleri, düşük sıcaklıklı (<100°C) kalsedon, kalsit ve küçük kristaller ile, zeolit, şabazit, tomsonit ve stilbit içerirler. Seyrek boşluk dolguları ve onların küçük boyutlu kristalleri, çıplak taşkın bazaltlarının derine gömülü olmadıklarını gösterir (Walker, 1960; Neuhoff ve çalışma arkadaşları, 1999).

Skagafjördur vadisinin doğu yanındaki dağların düz zirveleri, orijinal lav platosu yüzeyine yakın kabul edilirler (Jóhannesson, 1991). Siglufjördur yakınlarındaki bu bölgedeki en eski çıplak kayada (Şekil 2), değişme derecesi ve boşluk dolguları kapsamı, daha güneydeki daha genç kayalardan daha fazladır (Indridason, 2002). Bu, İzlanda'da başka yerlerde yapılan, çoğunlukla gömülme derinliğiyle tayin edildiği gözlemlerle aynı doğrultudadır (Walker, 1960; Neuhoff ve çalışma arkadaşları, 1999). Bu en yaşlı kayaların değişme kapsamı, orta Skagafjördur'da ana jeotermal bölgede 1-2 km derinde bulunana benzer kabul edilir. Yeni bir kırılma bölgesi, Orta İzlanda'daki aktif volkanik banttan, Skagafjördur vadisinin orta kısmı boyunca ve vadinin ve Skagafjördur fiyordunun doğusuna dağların içine doğru N15°E uzanmaktadır (Şekil 2). Birçok yerlerde, bu kırılmalar, buzul çağı sonrası hareketleri belirterek yerli kayalar üzerinde uzanan yeraltı morenleri boyunca uzanırlar.

Bu araştırma alanında, birçok yerlerde termal ve termal olmayan kaynaklar meydana gelmektedir. Sıcaklıklar 2° ile 90°C arasında değişir. Termal kaynaklar, yeni kırık bölgesinin Skagafjördur vadisini kestiği yerde yoğunlaşmıştır (Arnórsson ve Gíslason, 1990). Genç fay ve kırıklar, geçirgenlik anomalisine işaret eder. En büyük termal olmayan kaynaklar, iç platoya geçen vadilerin başlarında oluşmaktadır (Hjartarson ve çalışma arkadaşları, 1998).

Skagafjördur'un yaklaşık 50 km doğusunda Eyjafjördur vadisindeki 1-3 km derinlikteki kuyuların testlerinden elde edilen geçirgenlik verileri (Şekil 2), Skagafjördur'daki bölgesel yerli kayaların geçirgenliğinin ne olabileceği hakkında iyi bir fikir vermektedir. Bu iki vadi, tektonikler, gömü ve ikincil mineralleşme açısından oluşumu müteakip her iki vadiyle benzer geçmişe sahip aynı taşkın bazaltı bölgesinde kesişirler. Björnsson ve çalışma arkadaşlarına (1990) göre, bu oluşumlardaki bölgesel geçirgenlikler, 0.4×10^{-15}-10^{-14} m^2 arasındadır. Bu sayılar, Skagafjördur vadisinin altında yatan lav silsilesine uygulanabilir kabul edilir ancak, daha yüksek dağları oluşturan kayalarda ve Hofsjökull kuzey buzulunun iç platosunda geçirgenlik daha fazladır, muhtemelen, İzlanda'daki tersiyer ve kuvaterner bazaltlarda açılan kuyular hakkında Saemundsson ve Fridleifsson (1980) tarafından sunulan verilerden anlaşıldığı kadarıyla on ile yüz katı daha yüksektir.

3. METOD

Bu bölümde çalışma alanının hidrojeokimyasal yönden incelenmesinde ve yorumlanmasında kullanılan çeşitli metotlar ve diyagramlar verilmiştir.

3.1 Akışkanın Kimyasal Özellikleri

3.1.1 Cl-SO_4-HCO_3 üçgen diyagramı

Cl-SO_4-HCO_3 üçgen diyagramı, doğal suların sınıflandırılması için kullanılan diyagramlardan biridir (Giggenbach, 1988). Doymamış, kararsız suları ayırma işleminde yardımcı olur. Karışım ilişkileri veya coğrafik gruplandırma için iyi bir başlangıç göstergesi verir. Bu diyagram, doymamış sular, çevresel yüzey suları, volkanik sular ve buharla ısınan sular da dahil olmak üzere birçok termal su tipini ayırt eder. Gruplandırma ve eğilimlerin bir ön istatistik değerlendirmesini yapar. Böyle bir üçgen diyagramda bir verinin noktasal ve bölgesel konumu belirlenir. Çeşitli su kaynaklarından alınmış numunelerin sınıflandırılabilmesi için numunelere ait kimyasal verilerin bir takım matematiksel hesaplamalardan sonra Grapher programında diyagrama aktarılarak sınıflandırılmasını esas almaktadır. Verilerin diyagram üzerinde gösterilebilmesi için aşağıda belirtilmiş formüllerden yararlanılır. Bir su kaynağına ait Cl-SO_4 ve HCO_3'ün mg/lt cinsinden değerleri toplanarak her bir anyona ait yüzdelerinin bulunması esasına dayanır.

$$S = C_{Cl} + C_{SO4} + C_{HCO3} \quad (3.1)$$

$$Cl\ (\%) = 100C_{Cl}/S, \qquad SO_4\ (\%) = 100C_{SO4}/S, \qquad HCO3\ (\%) = 100C_{SO4}/S \quad (3.2)$$

3.1.2 Cl-Li-B üçgen diyagramı

Cl-Li-B üçgen diyagramı, jeotermal akışkanların kaynağını değerlendirmek için yararlıdır. Bu kaya türevi elemanlardan, lityum, ikincil proseslerden en az etkilenendir. Bu yüzden derinliklere ait su-kayaç ilişkisi sonucu oluşan çözelti için bir araştırıcı ve ayrıca termal suların iki ana değişmez elemanı olan Cl ve B'un muhtemel kökenini değerlendirmek için bir referans olarak kullanılabilir.

Su-kayaç etkileşimiyle Li büyük ölçüde çözeltide kalır. Ancak, Li içeren çözeltilere, kabuk kökenli kayaçlardakine yakın oranlarda Cl ve B eklenirse çöker. Yüksek sıcaklıklarda, Cl büyük ölçüde HCl'e B ise H_3BO_3'e dönüşür. Her ikisi de uçucudur ve yüksek sıcaklıkta buharla harekete geçerler. Daha düşük sıcaklıklarda, HCl'in asitliği hızla artar ve hemen kayayla reaksiyone girerek daha az uçucu olan NaCl'e dönüşürler. Bor (B) düşük sıcaklıklarda bile buhar fazda kalabilecek kadar uçuculuğunu korur. Termal akışkanların B içeriği, muhtemelen bir dereceye kadar termal sistemin doygunluk derecesini yansıtır. Uçuculuğundan dolayı Bor ısıtmanın başlarında uçmaya eğilimlidir. Daha yaşlı hidrotermal sistemlerin akışkanları, bu elementin tükenmesinden tahmin edilebilir. Diyagramdaki veri noktasının konumu, aşağıdaki gibi hesaplanabilir;

$$S = C_{Cl} / 100 + C_{Li} + C_B /4 \quad (3.3)$$

$$\%Cl = C_{Cl} / S \qquad \%Li = 100\ C_{Li} \qquad \%B = 25C_B / S \quad (3.4)$$

Hesaplanan bu değerler Grapher programı kullanılarak üçgen diyagramlara aktarılır.

3.1.3 Na-K-Mg üçgen diyagramı

Na-K-Mg diyagramı kısaca su-kayaç ilişkisinin tam dengede olmadığı ham sular, su-kayaç ilişkisinin kısmen dengede olduğu karışmış sular ve su-kayaç ilişkisinin tam dengede olduğu sular olmak üzere 3 kısımdan oluşmaktadır.

Giggenbach (1988) tarafından sıcak suların akifer (hazne) sıcaklıklarının saptanması ve suların ilişkide olduğu kayaçlarla olan denge durumlarının belirlenmesi için geliştirilmiş olan Na-K-Mg birleşik jeotermometresi ile hem sıcak suların hazne sıcaklığı hızlı olarak yorumlanabilmekte, hem de katyon jeotermometre uygulamalarının geçerliliği sınanmaktadır

Giggenbach, (1998) uygun jeotermal koşullarda, ortalama kabuksal kayanın bazı kimyasal reaksiyonlar sonucu tekrar kristallenmesinden sonra oluşması beklenen potasyum ve sodyum minerallerinin tam dengede buluşmasının bazı sıcaklık bağıntılarına dayandığını belirtmiştir.

Esas olarak şu iki reaksiyon sıcaklık bağıntısına dayanır:

$$K - \text{feldspar} + Na^{+} = Na - \text{feldspar} + K^{+} \qquad (3.5)$$

$$0.8\ K - \text{mica} + 0.2\ \text{chlorite} + 5.4\ \text{silica} + 2K^{+} = + 2.8\ K - \text{feldspar} + 1.6\ H_2O + Mg^{+2} \qquad (3.6)$$

Bu şekilde dengedeki suların Na, K ve Mg konsantrasyonlarıyla yerinde bir değerlendirme yapılabilir. Diyagramdaki bir noktanın koordinatları aşağıdaki gibi hesaplandıktan sonra veriler Grapher programıyla üçgen diyagram üzerine aktarılarak yorumlanır.

$$S = C_{Na} / 1000 + C_K / 100 + \sqrt{C_{Mg}} \qquad (3.7)$$

$$\%Na = C_{Na} / 10S \qquad \%K = C_K / S \qquad \%Mg = \sqrt{C_{Mg}} / S \qquad (3.8)$$

3.2 Jeotermometreler

3.2.1 Genel

Jeotermal enerji araştırma aşamalarında hazne kayaya ait suların sıcaklığı, verimliliği ve bazı önemli parametrelerin belirlenmesi hazne kayaya kadar inilen kuyuların açılmasıyla elde edilir. Ancak sondajların pahalı ve bazı durumlarda ekonomik olmaması, her zaman hazne kayaya inilememesi veya uzun zaman alması gibi sebeplerden dolayı bu bilgilere ulaşmak için daha çabuk ve ekonomik bir yöntem olan jeotermometre hesaplamaları tercih edilir.

Yüzeye ulaşan termal suların sıcaklıkları, genellikle hazne kaya içindeki sıcaklıklardan düşüktür. Sıcak suların yeraltından yüzeye çıkışları esnasında dokanak kayalarla ısı alış verişi, soğuk yeraltı suları ile karışımları, hazne kaya sıcaklığın atmosferle ilişkisini kesen örtü kayanın ince olması veya bulunmayışı gibi nedenler, suların sıcaklıklarının azalmasına yol açan sebeplerdir.

Jeotermometre hesapları yapılırken bazı genel varsayımlar göz önünde bulundurulur;

- Sıcak sulardaki kimyasal bileşiklerin oluşması için gerekli kimyasal tepkimeler hazne kaya ve su arasında gerçekleşmektedir.
- Sıcaklık saptamasında gerekli maddelerin ortaya çıkması için oluşan kimyasal tepkimeler süreklidir ve tepkimelerin hammaddesi hazne kayada boldur
- Hazne kaya sıcaklığında kaya ve su arasında kimyasal denge gerçekleşmiştir

Jeotermometreler, genellikle, Van't Hoff eşitliğinden elde edilirler ve denge bileşenlerinin sıcaklık bağımlılığını ifade ederler:

$$t(^{o}C) = \frac{a}{b + \log(K)} - 273 \tag{3.9}$$

Burada, a ve b log (K) ve 1000/T arasındaki lineer ilişkiyi açıklayan sabitlerdir. T, K cinsinden mutlak sıcaklıktır. K büyüklüğü, ilgili jeotermometre için kullanılan reaksiyona bağlıdır (Tüm silika jeotermometreleri için $KSiO_2$, tüm Na-K jeotermometreler için KNa/K vb).

1960'ların ortalarından 1980'lerin ortalarına kadar birçok su jeotermometresi geliştirilmiştir. En önemlileri, silika (kuvars ve kalsedon), Na/K ve Na-K-Ca jeotermometreleridir. Su jeotermometrelerini kalibre etmek için teorik ve ampirik olmak üzere iki yaklaşım kullanılmaktadır. Farklı jeotermometreler, aynı jeotermal akışkana uygulandığında, çözelti ve hidrotermal mineraller arasında denge oluşmamışsa, yukarı çıkarken karışıma maruz kaldıysa veya ortamdan gaz çıkışına bağlı basınç düşmesine bağlı reaksiyonların bir sonucu olarak sıklıkla dikkate değer ölçüde farklı rezervuar sıcaklıklarını göstermektedirler. Makul sonuçlar elde etmek için, belirli çözelti/mineral dengeleri ve işin içinde bulunan bazı fiziko-kimyasal proseslerin kabullerinin geçerliliği hesaba katılmalıdır.

Jeotermometreler, üç ana gruba ayrılır (D'Amore ve Arnórsson, 2000):

1. Su veya çözünürlüğe bağlı (kimyasal) jeotermometreler
2. Buhar veya gaz jeotermometreleri
3. İzotop jeotermometreleri

3.2.2 Silika jeotermometresi

Kuvars çözünürlüğüne bağlı jeotermometreler, hazne kaya sıcaklığının saptanmasında geniş ölçüde kullanılmaktadır. Bu jeotermometreler 150-225 ^{0}C sıcaklıklar arasında iyi sonuç vermektedirler. Daha yüksek sıcaklıklarda hazne kayadan yüzeye doğru hareket eden sıcak akışkanda hızlı silis çökelimi gözlenir. Bu nedenle sıcaklığı 225 ^{0}C nin üzerindeki hazne kayalardan gelen sularda gerçek sıcaklığı yansıtmaz. Silis jeotermometreleri, kimyasal tepkimeyi etkileyen akifer sıcaklığına veya sıcak suyun yükselirken soğumasına dayanılarak hazırlanmıştır. Silisyumun sıcaklıkla çözünürlüğü artmaktadır. Silisin bu özelliğinden yola çıkılarak çeşitli sıcaklıklar için jeotermometre bağıntıları hazırlanmıştır (Tarcan,2002).

Silika jeotermoetrelerinin uygulanmasında, analiz edilmiş silika konsantrasyonunun genellikle H_4SiO_4 bileşiğinin aktivitesine eşit olduğu varsayılır. Diğer bir ifadeyle, silika jeotermometresinin esas alındığı kuvars ve kalsedon çözünürlük eğrileri H_4SiO_4 sıvı bileşiği ve söz konusu katılar arasında bir dengenin var olduğuna işaret etmektedir. Arnórsson (1991) bu tür sulardaki silika fraksiyonunun büyük bir bölümünün H_4SiO_4 şeklinde bulunduğundan, analiz edilen silika konsantrasyonundan H_4SiO_4 bileşiğini temsil etmesi yaklaşımını, pH değerini 9 ile 10 arasında değişen sular için geçersiz olduğunu ve analiz edilmiş silikanın ancak rezervuar sıcaklığının 200 ^{0}C yi geçtiği durumlarda H_4SiO_4 bileşiğinin yerine kullanılabileceğini vurgulamaktadır. 180 ^{0}C'nin altındaki sıcaklıklarda çözünmüş silika konsantrasyonunun kalsedon tarafından kontrol edilmesi nedeniyle, sillika jeotermometrelerinin kullanımı doğru sonuçlar vermeyebilir (Savaşçın ve diğ, 1990).

Fournier (1977) ve Arnorsson ve diğ. (1983), farklı kalsedon jeotermometreleri geliştirmişlerdir. Fournier (1991), rezervuar sıcaklıkları (hazne kaya) sıcaklıkları 180 ^{0}C'nin altında bulunduğunda, sadece kuvars değil kalsedon jeotermometresinin de hesaplanması gerektiğini önermiştir.

Bu çalışma esnasında hazne kaya sıcaklığını belirlemek için kimyasal jeotermometre hesaplamaları yapılmış ancak su örneklerinin yüksek pH'ı (10,17-9,26) ortamdaki silisik asidin ayrışmasına yol açmış olmasından dolayı en uygun hazne kaya sıcaklığını silika jeotermometrelerinden biri olan kalsedon jeotermometresinin verdiği görülmüştür.

3.2.2.1 Kalsedon jeotermometreleri

Bu jeotermometre, kalsedonun çözünürlüğüne dayanır. Fournier (1991), 180°C altındaki sıcaklıklarda silika jeotermometrelerin kullanımında belirsizlik bulunduğunu, bazı yerlerde kalsedonun, bazı yerlerde ise kuvarsın çözünmüş silikayı kontrol ettiğini belirtmiştir. Kalsedon, kuvarsın çok ince öğütülmüş bir çeşididir, ayrı bir mineral değildir ancak, muhtemelen kuvars ve moganitin zamanla tamamı

kuvarsa dönüşmüş bir karışımıdır (Gíslason vd, 1997). Sıcaklık, zaman ve akışkanın bileşimi, bunların tümü, silikanın farklı kristal şekillerini belirler.
Bu yüzden, nispeten uzun sürede belirli sıcakta suyun kayayla temasta olduğu bazı yerlerde (yaşlı sistemlerde), kuvars 100°C altındaki sıcaklıklarda, çözünmüş silikayı kontrol edebilir. Başka yerlerdeyse (genç sistemlerde), kalsedon, 180°C'e kadar olan sıcaklıklarda çözünmüş silikayı kontrol edebilir.

Arnórsson ve çalışma arkadaşları (1983a) tarafından sunulan Maksimum buhar kaybı olan bir durumda, kalsedon jeotermometre hesabı:

$$t(^{o}C) = \frac{1264}{5.31 - \log SiO_2} - 273.15 \tag{3.10}$$

'dir.

ve buhar kaybı olmaksızın:

$$t(^{o}C) = \frac{1112}{4.91 - \log SiO_2} - 273.15 \tag{3.11}$$

olarak belirtilmiştir.

Kalsedon jeotermometresinin bir diğer fonksiyonu Fournier (1977) tarafından elde edilmiştir:

$$t(^{o}C) = \frac{1032}{4.69 - \log SiO_2} - 273.15 \tag{3.12}$$

3.3 Suların Mineral Doygunluk Özelliklerinin İncelenmesi

Minerallerin termodinamik özellikleri sıcaklık ve basınçla değişir. 0-350ºC sıcaklık ve 1-200 bar basınç aralığında sıcaklığın etkisi, basıncınkinden çok daha fazladır öyle ki mineral-çözelti üzerinde basıncın etkisi ihmal edilebilir.

Yukarıda verilen kimyasal jeotermometreler için yapılan kabullerden biri, rezervuardaki akışkan ve mineraller arasında bir denge vardır şeklindedir. Bir jeotermal sistemdeki akışkan kayaçları katederek yol alır. Bu akışkan akışıyla beraber kayayla kimyasal reaksiyona girecektir ve her kimyasal reaksiyonda olduğu gibi, sistem dengeye ulaşmaya çalışacaktır. Jeotermal bir sistemde belirli bir mineral ve çözelti reaksiyonunun denge hali, o reaksiyonun denge sabitinin (K) reaksiyon katsayısına (Q) oranıyla değerlendirilebilir (Arnórsson, 2000).

Kimyasal denge hesaplamaları, 30 yıldan fazla bir süredir jeotermal araştırmalara uygulanmaktadır (Helgeson, 1969; Reed ve Spycher, 1984). Bir inceleme alanına ait sıcak suların termodinamik koşulları belli bir sıcaklık aralığı içinde tek tek hesaplanarak, her sıcaklığa ait mineralli sulu fazın aşırı doymuşluk veya doymamışlık derecesini hesaplamak mümkündür.

Bu, bir mineral için k (Q/K)k; olarak ifade edilir

$$\text{Log } (Q / K)_k = \log \prod^{i} a_{i,k}^{\nu\, i,k} - \log K_k \qquad (3.13)$$

burada

Kk = mineralin k denge sabiti
ai,k = aktivite;
vi,k = k mineralinin sol tarafta yazılı mineralle dengede kütle faaliyeti ifadesinde i bileşen türünün stokiyometrik katsayısıdır bu sulu çözelti hesaplamalarının sonucunu kullanarak, sulu çözeltilerde farklı sıcaklıklarda minerallerin doygunluk indeksi (SI) aşağıdaki gibi hesaplanmıştır:

$$SI = \text{Log}\frac{Q}{K} = \text{LogQ-logK}, \quad (3.14)$$

Burada Q = Hesaplanmış iyon aktivite ürünü (IAP) ve

K = Denge sabiti

Her mineralin SI değeri, seçilen her mineral fazına ait sulu fazının doymuş halinin bir ölçüsüdür. Her mineral için özellikle sıcaklık ve kısmende basınçla değişen değerler içerir. Termodinamik yöntemlerle hesaplanan doygunluk indeksi sonuçları;

- SI (log Q/K) = 0 ise, su ilgili mineral ile dengededir (doygundur).
- SI (log Q/K)>0 ise, su ilgili mineralle aşırı doygundur (mineral çökeltici özelliktedir).
- SI (log Q/K)<0 ise, su ilgili mineralle doygun değildir (minerali çözündürücü özelliktedir).

Kalsitin SI değeri sıfırdan büyükse, su, kalsit tutabilir. Eğer SI = 0 ise, çözelti kalsitle dengededir, kalsiti ne çözer ne de tutar ve SI sıfırdan küçükse, suyun, kalsit biriktirme potansiyeli yoktur. Mineral çözeltilerin denge sabitleri, sıcaklıkla büyük ölçüde değişir. Bu yüzden, rezervuar sıcaklığı olarak alınan sıcaklıkta birçok mineralin SI'sı sıfıra yaklaşır. Sıcak ve mineralli suların mineral doygunluk indekslerinin termodinamik koşullarının hesaplanabilmesi için bilgisayar programı WATCH (Arnórsson vd, 1983b; Bjarnason, 1994) geliştirilmiştir.

3.4 Karışım modelleri

Hazne kayadan (rezervuar) gelen sıcak ve mineralli sular yüzeye yaklaşırken, soğuk sığ sularla karışarak soğuyabilir. Birçok jeotermal sistemin yukarı çıkışları esnasındaki basınç potansiyeli, soğuk yeraltı suyununkinden düşüktür. Bundan dolayı soğuk su jeotermal sisteme girmeye ve yükselen sıcak suyla karışmaya eğilimlidir. Soğuk sulardaki çözünmüş madde miktarı jeotermal sistemdekinden genellikle daha az olduğu için değişmez bileşenler açısından bu karışım olayına genellikle seyrelme denir.

Ancak bu karışım mineraller arasındaki dengeyi bozarak sıcak suyun kimyasal yapısında da değişiklikler oluşturur ve jeotermometreler yanıltıcı sonuçlar verebilir (Arnórsson, 2000).

Rezervuar sıcaklıklarını hesaplamak için karışım modelleri uygulamadan önce, numune alınmış ve analiz edilmiş suların karşılaştırılması gereklidir. Tek bir numunenin kimyasal bileşimine dayanarak suların karışım tanımlamasının yapılması genellikle ikna edici değildir. Karışım prosesi birçok kaynak, kuyu veya yerüstü sularından alınan numuneler göz önünde bulundurularak teşhis edilmeli ve nitelendirilmelidirler.

Değişmez bileşenlerin konsantrasyonları arasındaki, örneğin Cl (klorür) ve B (bor) veya Cl ve δD (döteryum) arasındaki lineer ilişkinin genellikle karışımın en iyi kanıtını meydana getirdiği düşünülür.

Bazı jeotermal alanlarda çeşitli karışım suları için bazen, Cl ve $\delta^{18}O$ veya Cl ve silika (SiO_2) arasındaki yakın lineer ilişki gözlemlenmiştir. Bu ilişkiler sonucu $\delta^{18}O$ ve silikanın, karışımdan sonra değişmez bileşenler olarak davrandığını belirlenmiştir (Arnórsson, 2000).

Karışım olduktan sonra reaktif bileşenlerin konsantrasyonları değişmeyecek şekilde oldukça farklı bileşimin iki bileşeninin karıştığı jeotermal sistemlerde yüzey altı sıcaklığını hesaplamak için birkaç jeotermal ve soğuk su karışım modeli uygulanmaktadır.

Bazen, jeotermal rezervuarların derin seviyelerindeki karışım, karışmayı müteakip bu bileşenlerin tekrar dengeye ulaşmasıyla reaktif bileşen yoğunlaşmasında tamamen gizlenmiş olabilir. Bu durumda, jeotermometrelerin, orijinal jeotermal akışkanın sıcaklığı için karışım modellerinden ziyade karışmış akışkanların yüzey altı sıcaklığını hesaplamak için uygulanmalıdır.

Karışım sonucu sıcak suyun kimyasal özelliklerindeki ve sıcaklığındaki değişiklikler kullanılarak, jeotermal sistemin hazne kaya sıcaklığının ve karışım oranlarının saptandığı çeşitli karışım modelleri geliştirilmiştir.

Bir jeotermal sistemde karışım proseslerini anlamak için en çok kullanılan üç karışım modeli şunlardır:

• Silika-entalpi karışım modeli;
• Klorür-entalpi karışım modeli;
• Silika-karbonat karışım modeli.

Ayrıca, bor veya $\delta^{18}O$ değerlerine karşı Cl (klorür) diyagramının lineer modeli gibi kimyasal bileşenlerin ikili nokta diyagramları da karışım için ikna edici bir kanıt olarak kullanılmıştır.

3.4.1 Schoeller diyagramı

Schoeller diyagramları, aynı veya farklı noktalardan alınmış su örneklerine ait analiz sonuçları yarı logaritmik eksende gösterilerek birbirleri ile karşılaştırılması esasına dayanır. Ayrıca, farklı su türlerinin zaman içerisindeki değişimlerini göstermek üzere de kullanılabilirler. Birçok analizden elde edilen Ca, Mg, Na+ K, Cl, SO_4, HCO_3 + CO_3 iyonlarının miliekivelan cinsinden değerleri logaritmik eksende bir çizgiyle birleştirilir.

Logaritmik değerler kullanıldığından, geniş bir konsantrasyon aralığı gösterilebilir. Kökenleri aynı veya aynı akiferden yüzeylenen sulara ait doğrular üstelenir veya birbirine yakın paralel geçer (Truesdell, 1991).

Bileşenler arasındaki eğimler, konsantrasyon oranlarını gösterir. Bu diyagramlar, birçok bileşen üzerinde karışımın etkisini gösterir. Diyagram üzerinde birçok analiz gösterildiğinde münferit modeller kaybolabilir ancak karışım modelleri anlaşılırlığını koruyacaktır.

3.4.2 Cl-B oranı

Jeotermal suların kaynama ve soğuması elementlerin bağıl konsantrasyonlarını değiştirmediğinden ne Cl ne de B katıldığı önemli mineral/çözünür dengelerinde akifer sistemlerini ayırt etmek için uygun bir araç değildir. (Kristmannsdóttir ve Johnsen, 1982).

İzlandadaki sıcak suların B ve Cl dağılımı esas olarak uyuşmama davranışı ile tayin edilir ve dört kaynaktan tedarik edilirler. Bu kaynaklar (1) atmosfer, yani yağışa karışmış deniz suyu spreyi ve aerosoller, (2) suyla temas eden kaya ve toprak, (3) ana kayaya süzülmüş deniz suyu ve (4) magma sızıntısıdır. Jeotermal suların çoğu sırasıyla 0.05-1 ve 10-100 ppm arasında B ve Cl içerirler.

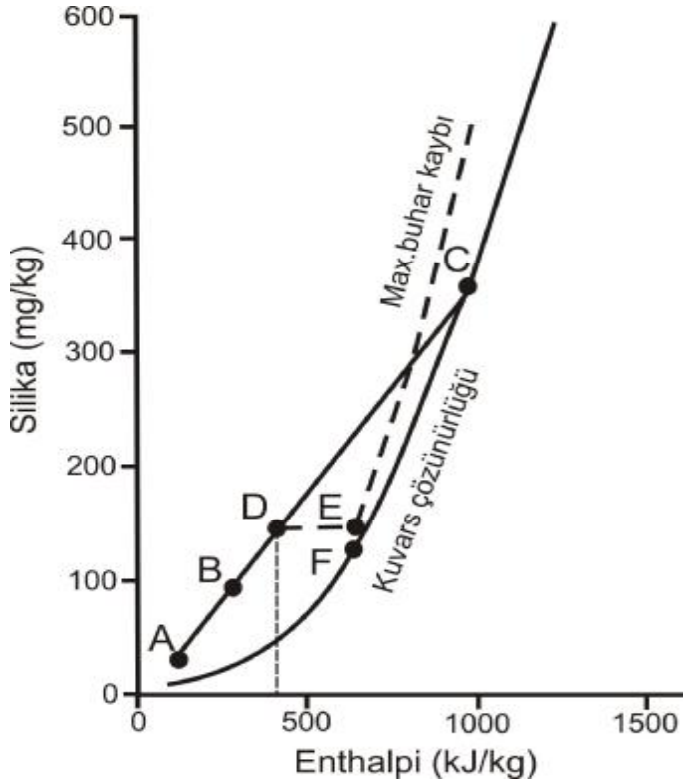
Bu nispeten daha düşük değerler bazaltlarda sırasıyla 0.1-6.6 ve 75-750 (ppm) olan düşük B ve Cl içeriğine atfedilir. B ve Cl konsantrasyonları genellikle su sıcaklıyla

birlikte artar. Deniz suyundaki Cl/B oranı 4350'dir ve İzlanda'daki yeraltı ve yerüstü sularından biraz düşüktür. İzlanda bazaltında bu oran çok daha düşüktür, 25-50 arasındadır. Jeotermal sulardaki Cl/B oranı, sıcaklığın artmasıyla azalır ve kayanınkine yaklaşır. Sebebi, daha yüksek sıcaklıklarda Cl ve B kayadan daha hızlı sızarlar ve İzlanda bazaltının düşük Cl içeriği nedeniyle B bakımından daha zengindir (Arnórsson ve Andrésdóttir, 1995). Bu yüzden, bu oran araştırması, suyun kaynağı hakkında değerli bilgiler verebilir.

3.4.3 Silika-entalpi karışım modeli

Sıcaklık ve silis dengesine dayalı olarak geliştirilmiş olan silis-entalpi karışım modeli (entalpi-silis diyagramı kullanılarak) karışım öncesi sıcaklık-buhar kaybının olduğu ve olmadığı her iki durumda da uygulanabilmektedir (Fournier, 1977).

Fournier (1977) tarafından önerilen silika-entalpi karışım modeli, hazne kaya sıcaklıklarını değerlendirmede yardımcı olarak kullanılabilir. Şekil 3.1'de açıklandığı gibi, silikanın çözünürlüğüne dayanır. Bu modelde, hazne kayaya ait yani karışımdan önceki sıcaklığı tayin etmek için, karışım suya ait çözünmüş silika konsantrasyonu ve bir silika-entalpi diyagramı kullanılabilir (Şekil 3.1). Karışım suyunun termal olmayan bir bileşenini temsil eden bir noktadan (nokta A) kuvars çözünürlük eğrisiyle kesişmek üzere bir karışım sıcak su kaynağı (nokta B) boyunca çekilen düz bir çizgi, başlangıç silika konsantrasyonunu ve sıcak su bileşeninin entalpisini verir (nokta C). Daha sonra buhar tablolarından sıcak su bileşeninin orijinal sıcaklığı elde edilir (Keenan vd., 1969).



Şekil 3.1: Silika-entalpi karışım modeli sıcaklıklarının hesaplanmasını gösteren diyagram

Bu prosedürde, adiyabatik olarak oluşan buharın, soğuk su bileşeniyle karışmadan önce kalan sıvı sudan ayrılmadığı kabul edilir. Karışım gerçekleşmeden önce buhar kaybolursa, örneğin atmosfer basıncında, D noktası, AB doğrusu ve karıştığı farz edilen suyun kaynadığı 100 ^{0}C'deki suyun entalpisini gösteren dikey bir çizginin kesişimidir. D noktasından maksimum buhar kaybı eğrisiyle kesişmek üzere çekilen yatay çizgi, sıcak su bileşeninin başlangıç entalpisini verir (E noktası). Başlangıçtaki çözünmüş silika, F noktasıyla gösterilir. Bu yüzden, maksimum buhar kaybından sonra karışım kabulü, minimum sıcaklıkları verirken, hiç buhar kaybı olmaksızın karışım kabulü, maksimum sıcaklıkları verir.

4. JEOTERMAL ALANIN HİDROJEOKİMYASAL İNCELEMESİ

4.1 Numune Alımı

Bu araştırmada, sıcaklıkları 56,3-104,1 ^{0}C arasında değişen 19 sıcak su sondaj kuyusundan, sıcaklıkları 2,8-5,2 ^{0}C değişen 6 adet soğuk su kaynağından, 2 adet akarsudan, birinin sıcaklığı 1,1 ^{0}C diğerinin ise 18,8 ^{0}C, ve sıcaklığı 5,4 ^{0}C olan 1 adet soğuk su sondajına ait bölgenin çeşitli noktalarından alınmış toplam 28 adet su numunesi kullanılmıştır. Bu numuneler, 1994 ve 1999 yılları arasında alınarak tüm numune alma ve analizleri, ISOR (İzlanda Jeolojik Araştırma Merkezi) tarafından yapılmıştır. Kullanılan analitik yöntemler Tablo 4.1'de, kimyasal analizlerin sonuçları ise Tablo 4.2'de verilmiştir.

Tablo 4.1: Kullanılan analitik yöntemler

Bileşenler	**Metod**	**Sınır değerler (mg/l)**
pH	pH-metre	-
CO_2	Elektrometrik titrasyon	1,0
H_2S	Titrimetrik metot	0,04
SiO_2	Spektrofotometre	0,5
F	İyon	-
Cl	İyon	0,025
SO_4	İyon	0,020
B	Spektrofotometre	0,005
Na	AAS DA	0,01
K	AAS DA	0,01
Mg	AAS DA	0,01
Ca	AAS DA	0,01
Al	AAS GF	0,01
Fe	AAS GF	0,0001
TDS	Gravimetrik	2,5

Tablo 4.2 : Tröllaskagi bölgesine ait numunelerin kimyasal analizleri

Örnek no.	**Örnek yeri**	**Tip**	**Sıcaklık °C**	**pH**	**pH C^{O}**	**SiO_2 ppm**	**B ppb**	**Na ppm**	**K^{f} ppm**	**Ca ppm**
02-033	GYN-7	kuyu	60,5	9,87	21	75,5	217,0	45,9	0,66	2,45
02-083	Siglufjördur, 11	kuyu	71,6	9,91	18	96,1	29,2	43,3	0,87	1,47
02-084	Ólafsfjördur, 4	kuyu	67,0	10,14	23	78,1	37,2	38,2	0,74	2,48
02-085	Ólafsfjördur, 12	kuyu	56,3	10,11	23	65,9	22,4	34,1	0,69	1,82
02-086	Dalvík, 10	kuyu	64,5	10,17	23	85,8	79,8	48,6	0,81	1,93
02-087	Árskógsströnd, 29	kuyu	73,4	10,07	23	102,0	150,0	54,7	1,17	2,02
02-088	Hrísey, 10	kuyu	76,7	9,26	23	58,9	88,4	236,2	4,53	90,23
04-025	Siglufjördur	kaynak	5,2	6,75	20,6	14,1	3,40	8,0	0,30	5,35
05-004	GYN-7	kuyu	61	9,85	21,3	76,6	210,67	49,4	0,54	2,60
05-005	Glerá	akarsu	1,1	7,5	23,6	17,6	5,98	6,4	0,49	6,53
00-47	Reykir RH-02	kuyu	60,6	10,04	21,7	93,7	0,43	54,9	0,55	2,54
02-030	L_-10	kuyu	104,1	9,73	20	124,1	243,0	55,1	1,41	2,06
02-031	Vaglir	kaynak	4,0	6,97	21	20,4	10,4	5,0	1,02	6,28
02-032	HJ-19	kuyu	85,7	10,07	20	114,2	194,0	55,5	1,06	1,79
02-034	RNW-7	kuyu	75,7	9,77	20	87,0	252,0	53,4	1,05	3,65
02-035	HN-10	kuyu	83,4	9,79	21	70,6	142,0	45,6	0,84	3,45
02-036	BN-1	kuyu	92,1	9,75	20	92,1	179,0	54,2	1,23	4,32
02-037	LJ-5	kuyu	94,4	9,72	20	97,4	157,0	52,4	1,19	2,85
02-038	TN-4	kuyu	81,4	9,82	20	89,5	188,0	56,0	0,89	3,71
02-039	Glerárdalslindir	kaynak	3,1	7,60	21	16,8	6,9	4,3	0,55	7,11
02-040	Hesjuvallalindir	kaynak	2,9	8,60	21	16,5	2,0	4,5	2,90	4,84
03-042	Gardsá	akarsu	18,8	9,74	22,7	56,4	257	53,6	0,46	5,08
03-043	Grísarárlindir	kaynak	2,8	7,76	21,4	24,6	9,18	3,4	0,77	5,42
03-044	Selbót undir Haus	kaynak	4,0	7,54	23,2	18,0	5,06	8,1	<0.50	5,16
03-045	Borhola ofan Ö	kuyu	5,4	7,43	23,7	18,5	3,76	8,1	<0.50	5,29
03-096	Varmahlíd, 3	kuyu	91,0	9,53	22,7	121,6	407	76,4	1,82	1,68
03-097	Saudárkrókur, 12	kuyu	70,6	9,86	22,6	69,0	186	58,2	0,80	3,64
03-098	Saudárkrókur, 13	kuyu	68,8	9,93	22,6	68,6	150	53,8	0,73	3,25

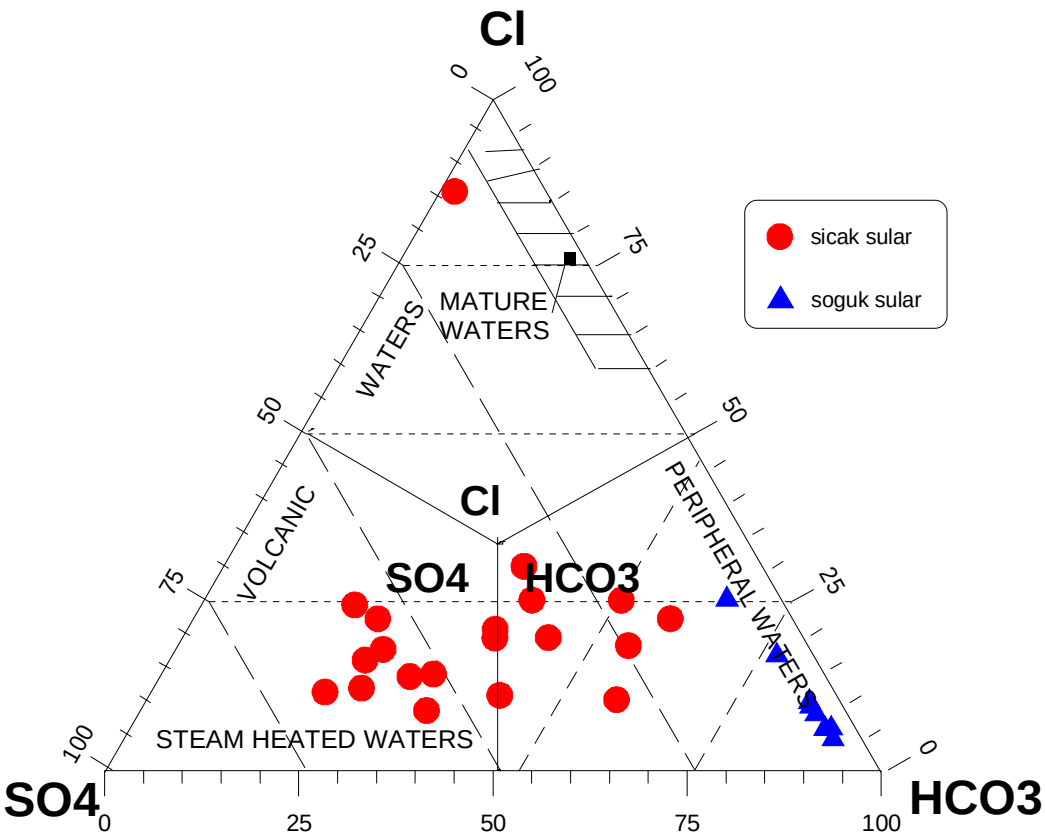
Tablo 4.2 (devam) : Tröllaskagi bölgesine ait numunelerin kimyasal analizleri

Örnek no.	**Örnek yeri**	**Tip**	**Mg ppm**	**Fe ppb**	**Al ppb**	**CO_2 ppm**	**H_2S ppm**	**SO_4 ppm**	**Cl ppm**	**F ppm**	**Li ppb**
02-033	GYN-7	kuyu	<0.0010	1,7	40,9	16,4	0,053	33,00	11,30	0,60	3,89
02-083	Siglufjördur, 11	kuyu	0,0040	3,9	74,3	17,6	<0.03	9,44	9,04	0,38	1,34
02-084	Ólafsfjördur, 4	kuyu	0,0010	0,6	91,5	11,7	<0.03	6,03	8,57	0,17	1,18
02-085	Ólafsfjördur, 12	kuyu	0,0010	1,4	99,7	13,1	<0.03	4,40	7,55	0,11	0,72
02-086	Dalvík, 10	kuyu	0,0040	0,7	77,8	13,8	0,060	13,20	9,26	0,50	2,17
02-087	Árskógsströnd, 29	kuyu	0,0060	<0.4	68,3	14,8	0,170	15,50	13,90	0,94	4,25
02-088	Hrísey, 10	kuyu	0,0470	1,0	14,6	3,2	0,040	60,10	500,00	0,26	15,00
04-025	Siglufjördur	kaynak	1,9509	4,5	4,0	21,2		2,61	12,40	0,04	0,08
05-004	GYN-7	kuyu	0,0009	2,3	44,5	25,1	0,07	33,40	10,80	0,58	3,17
05-005	Glerá	akarsu	2,1947	18,8	1,5	25,5		1,67	9,04	0,07	0,31
00-47	Reykir RH-02	kuyu	0,0030	8,4	38,2	16,4	0,06	17,90	19,90	1,40	
02-030	L_-10	kuyu	<0.0010	1,6	164	43,7	0,205	28,10	13,30	0,78	7,93
02-031	Vaglir	kaynak	2,6378	5,8	7,4	32,4	-	1,54	5,64	0,05	0,09
02-032	HJ-19	kuyu	0,0012	3,0	129	12,9	0,289	17,60	10,90	1,77	6,14
02-034	RNW-7	kuyu	<0.0010	1,1	78,3	14,7	0,069	47,20	11,70	0,57	5,45
02-035	HN-10	kuyu	0,0014	5,2	142	18,2	-	37,30	8,07	0,50	4,55
02-036	BN-1	kuyu	0,0022	2,5	191	12,9	0,073	54,20	11,90	0,59	6,42
02-037	LJ-5	kuyu	<0.0010	1,7	131	17,0	0,066	39,80	12,50	0,38	6,73
02-038	TN-4	kuyu	<0.0010	0,6	94,9	14,5	0,056	47,60	15,80	0,44	4,83
02-039	Glerárdalslindir	kaynak	1,1048	0,7	0,3	23,0	-	0,73	3,13	0,04	0,05
02-040	Hesjuvallalindir	kaynak	0,7283	1,0	2,2	16,5	-	0,74	2,26	0,04	0,04
03-042	Gardsá	akarsu	0,0075	10,9	4,59	17,1		49,90	19,00	0,37	3,34
03-043	Grísarárlindir	kaynak	1,3853	0,8	1,19	21,8		0,88	2,39	0,04	0,54
03-044	Selbót undir Haus	kaynak	1,3339	1,6	2,57	25,9		1,27	5,08	0,05	0,08
03-045	Borhola ofan Ö	kuyu	1,3776	1,3	1,69	26,1		1,24	5,45	0,05	0,07
03-096	Varmahlíd, 3	kuyu	0,0028	0,8	71	35,0		47,90	27,50	2,17	16,50
03-097	Saudárkrókur, 12	kuyu	0,0017	0,7	69,5	11,4		46,00	23,00	1,44	5,41
03-098	Saudárkrókur, 13	kuyu	0,0017	1	63,8	12,0		38,40	18,40	1,46	4,26

4.2 Akışkanların sınıflandırılması

$Cl\text{-}SO_4\text{-}HCO_3$ üçgen diyagramı;

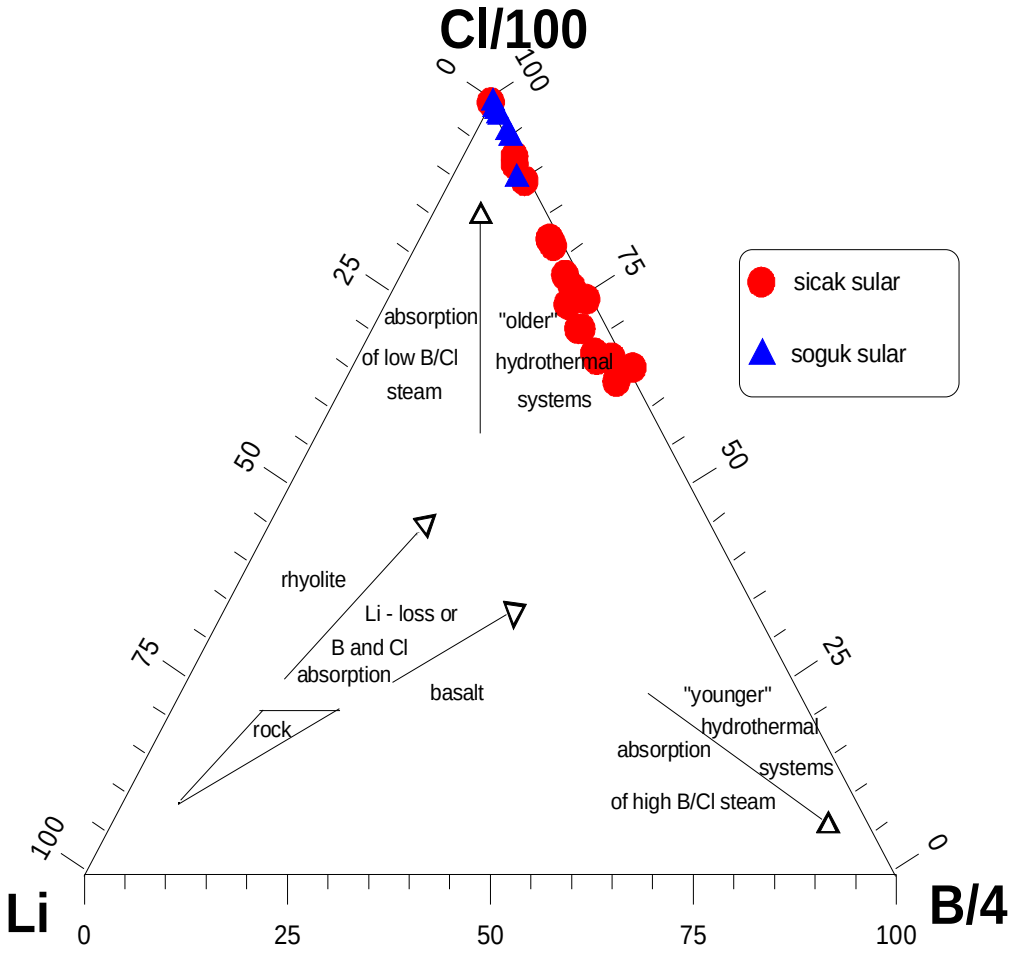
İzlanda'daki soğuk yeraltı sularında tipik olduğu gibi bizim örneklerimize ait tüm soğuk suların, Cl ve SO_4 'a kıyasla daha fazla HCO_3'e sahip olduğu görülmektedir (Şekil-4.1). Hrísey-10 kuyusu hariç tüm sıcak su numuneleri, volkanik ve soğuk yeraltı suları arasındaki bölgede yer alarak, kökenlerinin, yer altı ve volkanik su karışımı olduğunu düşündürmektedir. Hrisey-10 kuyusundan alınan su numunesi, SO_4 ve HCO_3 'e kıyasla yüksek Cl'a sahiptir ve doygun sulara yakın yer almaktadır. Ancak bunun sebebi, denize yakın olması sebebiyle deniz suyunun girişimi etkisidir.



Şekil 4.1: Tröllaskagi bölgesine ait $Cl\text{-}SO_4\text{-}HCO_3$ üçgen diyagramı, Giggenbach (1991)

Cl-Li-B üçgen diyagramı;

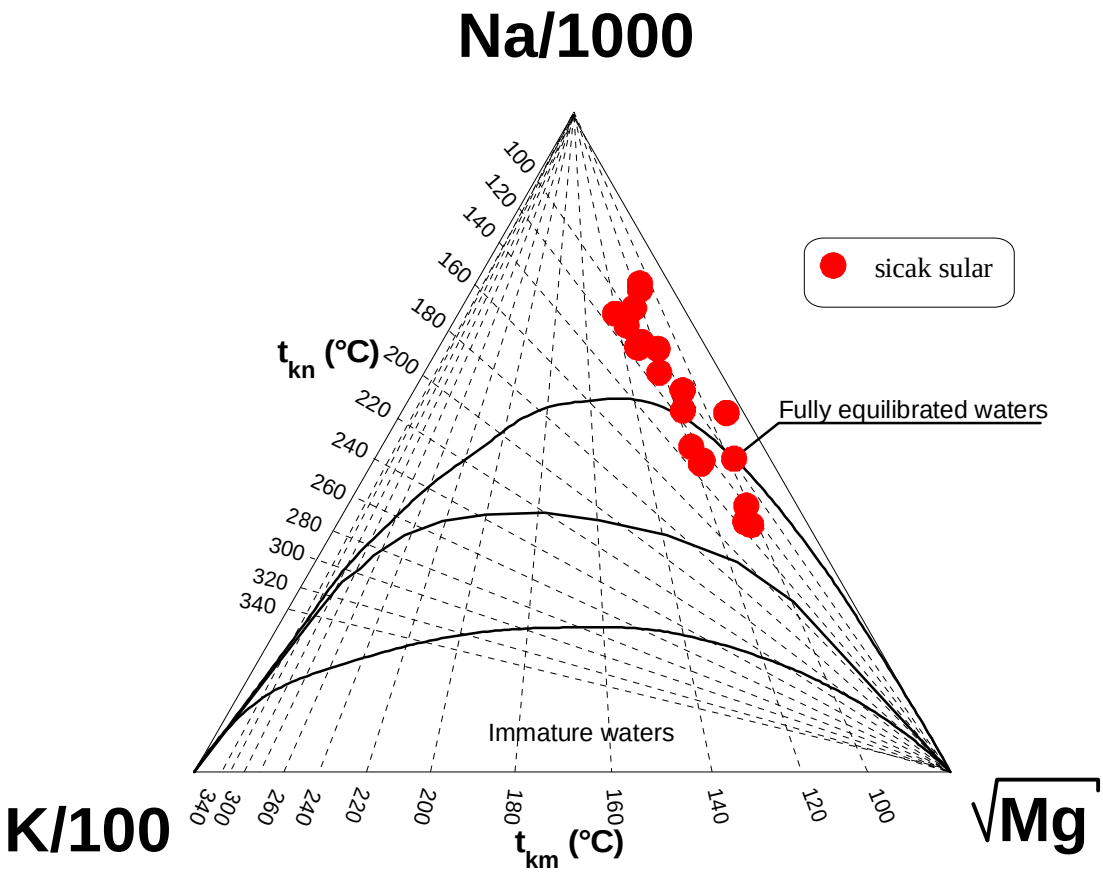
Tüm numuneler, Li ve B'ye kıyasla yüksek Cl'ye sahip olduklarından, yaşlı hidrotermal sistemlerden geçerek yüzeylendikleri görülmektedir (Şekil 4.2).



Şekil 4.2: Tröllaskagi bölgesine ait Cl-Li-B üçgen diyagramı, Giggenbach (1991)

Na-K-Mg üçgen diyagramı;

Derinlerdeki kayaç ve sıcak sular arasındaki dengeyi değerlendirmek ve rezervuar sıcaklığını hesaplamak için kullanılan diyagramlardır. Şekil 4.3, kuyu sularının denge halini göstermektedir. Ayrıca jeotermal akışkanların, farklı minerallerle dengede oldukları anlamına gelen (Arnórsson vd., 1983a) Na-K ilişkisinden elde edilen denge hattının üzerinde bulunduklarını göstermektedir.



Şekil 4.3: Tröllaskagi bölgesine ait Na-K-Mg üçgen diyagramı, Arnórsson ve diğ. (1983a)

4.3 Jeotermometre Sonuçları

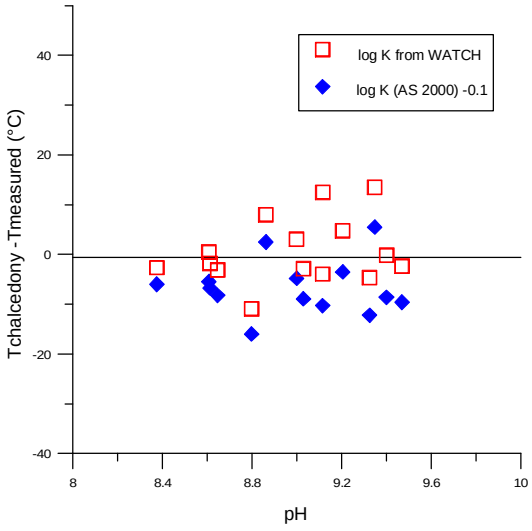
Kalsedon jeotermometreleri kullanılarak hazne kaya sıcaklık değerleri, Tablo 4.3'te verilmiştir. Bu numunelerin yüksek pH değerleri silisik asit çözünürlüğünü artırmasından ve dolayısıyla hazne kaya sıcaklıkları sonuçlarını etkilediği için yapılacak bazı düzeltmeler ölçülen düşük pH lı numune sonuçlarının diğerlerinden daha düşük kalsedon sıcaklıkları vermesine yol açacaktır. Bu değerlerin göz önüne alınmaması gerekmektedir. Fleming ve Crerar (1982) tarafından gösterildiği gibi, silisik asidin çözünürlük sabiti için yayınlanan değerler değişmektedir ve WATCH tarafından kullanılan değer biraz yüksek olabilir. Daha düşük olmakla beraber makul bir değer kullanılarak, bu değerlerin çoğu ölçülmüş değerlerle aynı hizaya getirilir ve böylece, bu numunelerin çoğunun su-kayaç ilişkisinin dengede olduğu ve karışıma maruz kalmadığı kabul edilir.

Tablo 4.3: Tröllaskagi bölgesindeki numunelere ait jeotermometre sonuçları

Örnek no.	Lokasyon	pH	T_{meas} °C	T_{chal} 1°C	T_{chal}2 °C	T_{chal}3 °C
02-033	GYN-7	9.87	60,5	65,5	93,56	93,84
02-083	Siglufjördur, 11	9.91	71,6	80	106,74	108,04
02-084	Ólafsfjördur, 4	10.14	67,0	49,2	95,39	95,77
02-085	Ólafsfjördur, 12	10.11	56,3	42	86,56	86,29
02-086	Dalvík, 10	10.17	64,5	51,6	100,43	101,24
02-087	Árskógsströnd, 29	10.07	73,4	67,9	110,13	111,72
02-088	Hrísey, 10	9.26	76,7	69,4	81,02	80,29
05-004	GYN-7	9.85	61	65,5	94,37	94,66
00-47	Reykir RH-02	10.04	60,6	67,1	105,31	106,50
02-030	L_-10	9.73	104,1	88,7	121,69	124,35
02-032	HJ-19	10.07	85,7	78,5	116,68	118,90
02-034	RNW-7	9.77	75,7	78,5	101,22	102,06
02-035	HN-10	9.79	83,4	58,6	90,10	90,08
02-036	BN-1	9.75	92,1	79,9	104,32	105,46
02-037	LJ-5	9.72	94,4	83	107,48	108,87
02-038	TN-4	9.82	81,4	76,1	102,74	103,74
03-096	Varmahlíd, 3	9.53	91,0	103,1	120,47	123,00
03-097	Saudárkrókur, 12	9.86	70,6	57,4	88,94	88,81
03-098	Saudárkrókur, 13	9.93	68,8	53,6	88,63	88,49

1)WATCH 2) Arnorsson ve diğ (1983b) 3) Fournier (1977)

Düşük entalpi alanları için $\Delta T = 0$ çizgisi üzerinde bulunması gereken noktaların, ölçülmüş ve hesaplanmış kalsedon değerleri arasındaki fark yüzünden orada bulunmadıkları Şekil 4.4'de açıkça görülmektedir.



Şekil 4.4: pH'ın bir fonksiyonu olarak hesaplanmış sıcaklık değerleri ile jeotermometre sıcaklık değerleri diyagramı

4.4 Mineral Doygunluk İndeksi

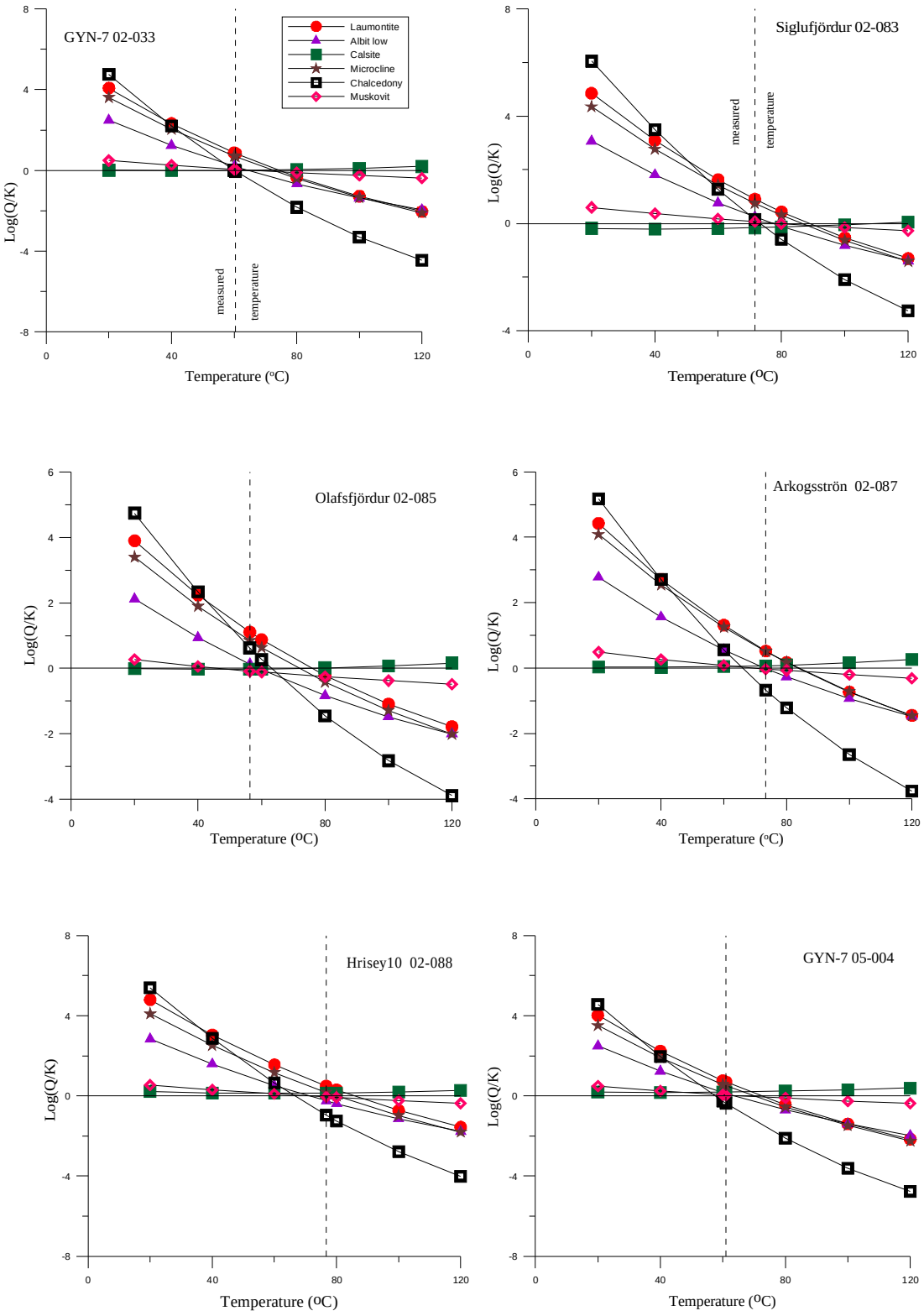
Mineral doygunluk indeksi hesaplamaları yani Log (Q/K) diyagramları, WATCH ve SOLVEQ gibi bilgisayar programlarıyla hesaplanabilir. Bu araştırmada, 20-120°C sıcaklık aralığı için log (Q/K) diyagramları hazırlamak üzere WATCH (Ek-1) programı kullanılmıştır. Sistemdeki makul değişen mineraller, kuyuların beslenme bölgelerindeki değişen minerallerin bazı mevcut kayıtlarına başvurularak seçilmişlerdir. Sondaj suların sıcak su denge halini hesaplamak üzere, lomontit, albit-düşük, kalsit, mikroklin, muskovit ve kalsedon seçilmişlerdir. İnceleme alanına ait su örneklerinde çökel ürünü olarak rastlanabilecek bazı minerallerın belirtilen sıcaklıklardaki doygunluk indeksleri Ek-2' de tablo şeklinde verilmiştir.

Sıcak sondaj suları için hesaplanmış doygunluk indeksine (SI = log Q/log K) karşı sıcaklıkları, Şekil 8'de gösterilmektedir. Bir SI eğrisinin sıfır çizgisiyle kesiştiği sıcaklık, her mineral için denge sıcaklığını temsil eder. Eğer minerallerin çoğunun *SI* eğrileri aynı sıcaklıkta denge hattını keserse, bu reservuar sıcaklığı olarak yorumlanır. Grafiklerden hesaplanan sıcaklıklar Tablo 4.3'de özetlenmiştir.

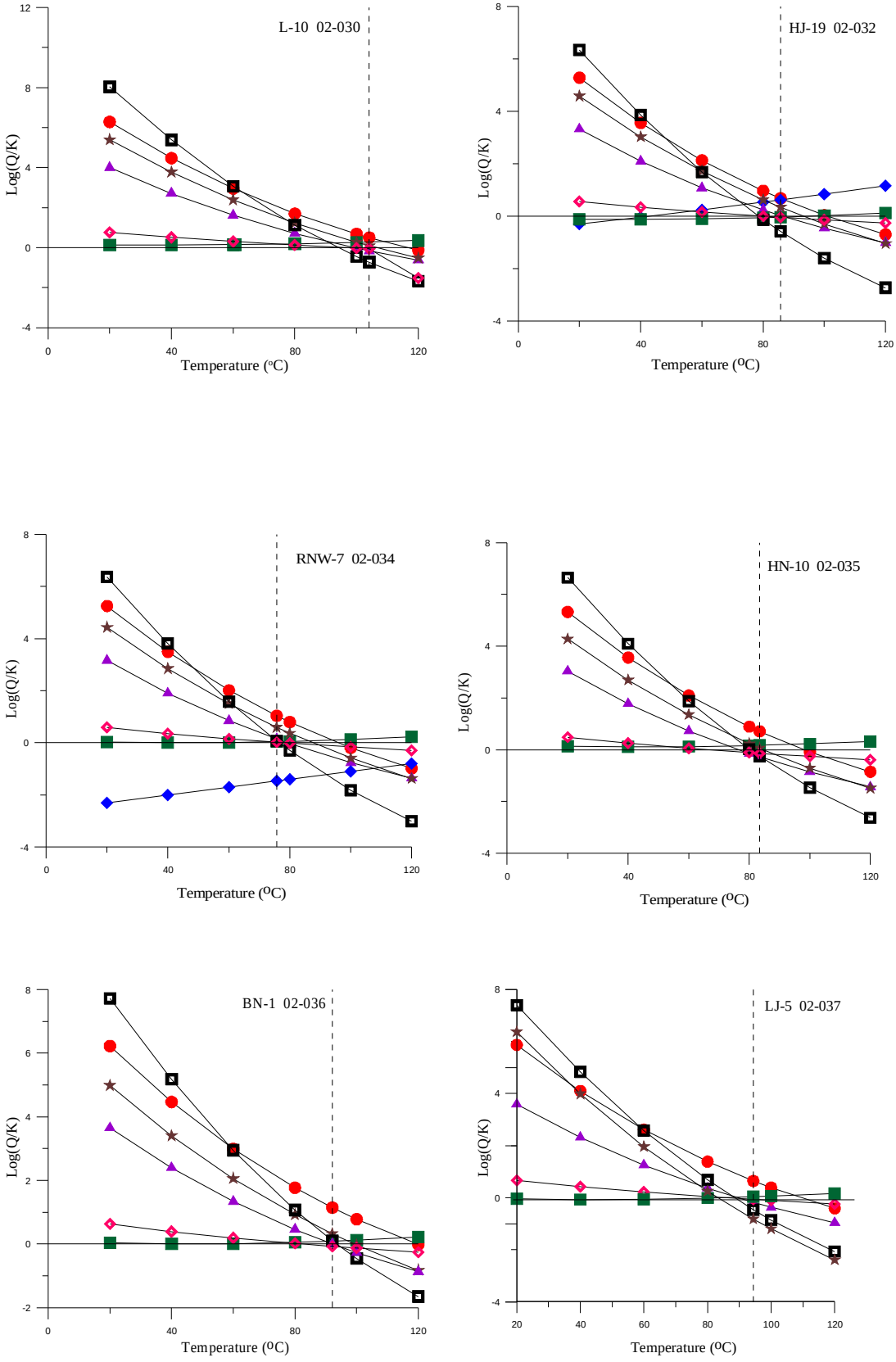
Şekil 4.5, bir mineral grubunun denge hatlarının ölçülmüş sıcaklığa yaklaştığını göstermektedir. 19 grafiğin tümünde de, tüm mineraller ve termal akışkan arasında net bir sıcaklık-kaya dengesine ulaşılmıştır. Kalsedon ve kalsit, ölçülmüş değere yakın bir yerde SI = 0 hattıyla kesişmektedirler (Tablo 4.4). Kesitteki diğer mineraller 80-120°C aralığında denge sıcaklıkları göstermektedirler. Ölçülmüş ve hesaplanmış sıcaklıkların benzer olması da, alanların, düşük sıcaklık alanları olduğunu düşündürmektedir.

Tablo 4.4: Log Q/K diyagramlarından okunmuş hazne kaya sıcaklık değerleri

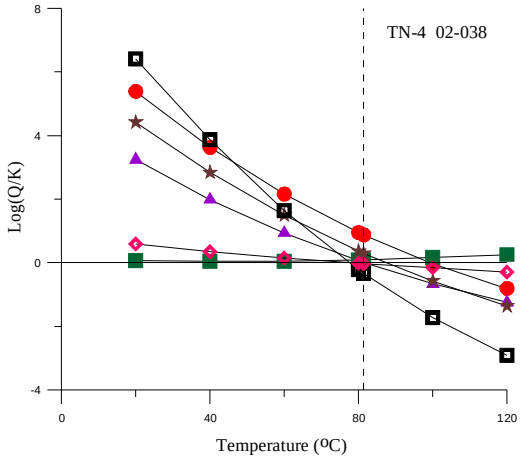
Örnek No	**Lokasyon**	**T_{meas}°C**	**Tahmin edilen hazne kaya sıcaklık değerleri**
02-033	GYN-7	60,5	80
02-083	Siglufjördur, 11	71,6	90
02-084	Ólafsfjördur, 4	67,0	80
02-085	Ólafsfjördur, 12	56,3	70
02-086	Dalvík, 10	64,5	70-80
02-087	Árskógsströnd, 29	73,4	80
02-088	Hrísey, 10	76,7	80
05-004	GYN-7	61	90
00-47	Reykir RH-02	60,6	70
02-030	L_-10	104,1	100-110
02-032	HJ-19	85,7	80-90
02-034	RNW-7	75,7	80-90
02-035	HN-10	83,4	90
02-036	BN-1	92,1	90-100
02-037	LJ-5	94,4	100
02-038	TN-4	81,4	80
03-096	Varmahlíd, 3	91,0	100
03-097	Saudárkrókur, 12	70,6	70-80
03-098	Saudárkrókur, 13	68,8	70-80

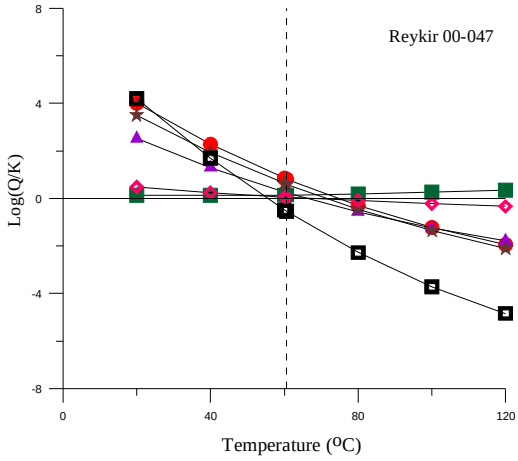


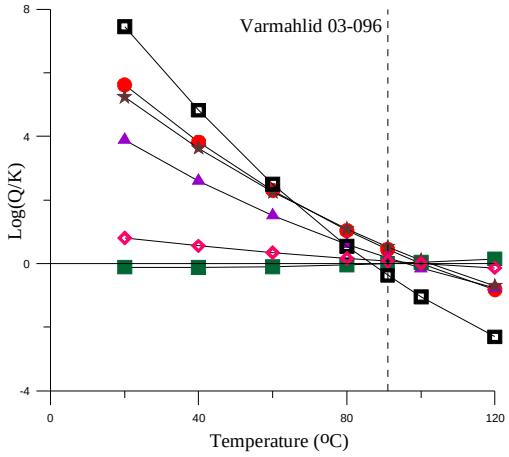
Şekil 4.5: İnceleme alanındaki 18 adet sondaj sularının mineral-denge sıcaklık diyagramları

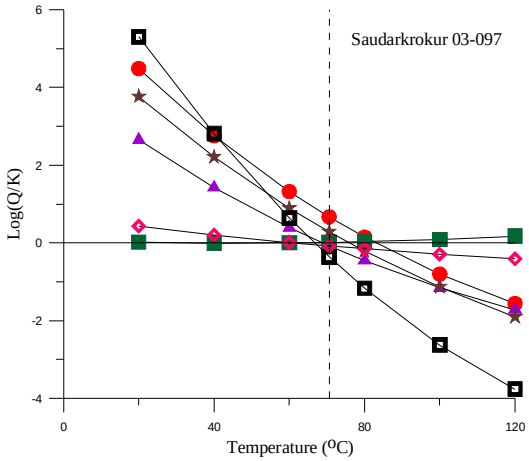


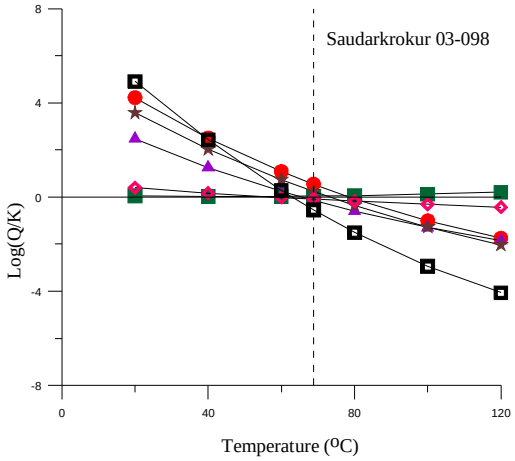
Şekil 4.5 (devam) İnceleme alanındaki 18 adet sondaj sularının mineral-denge sıcaklık diyagramları

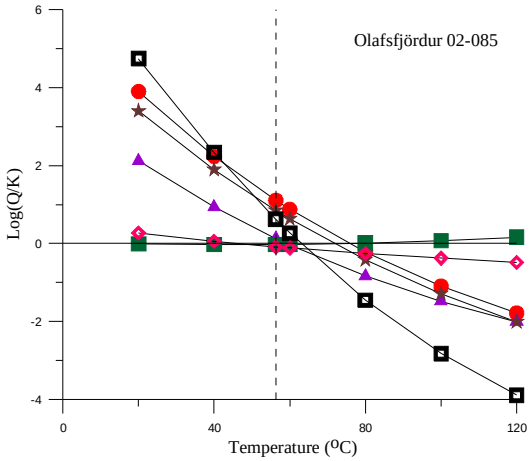








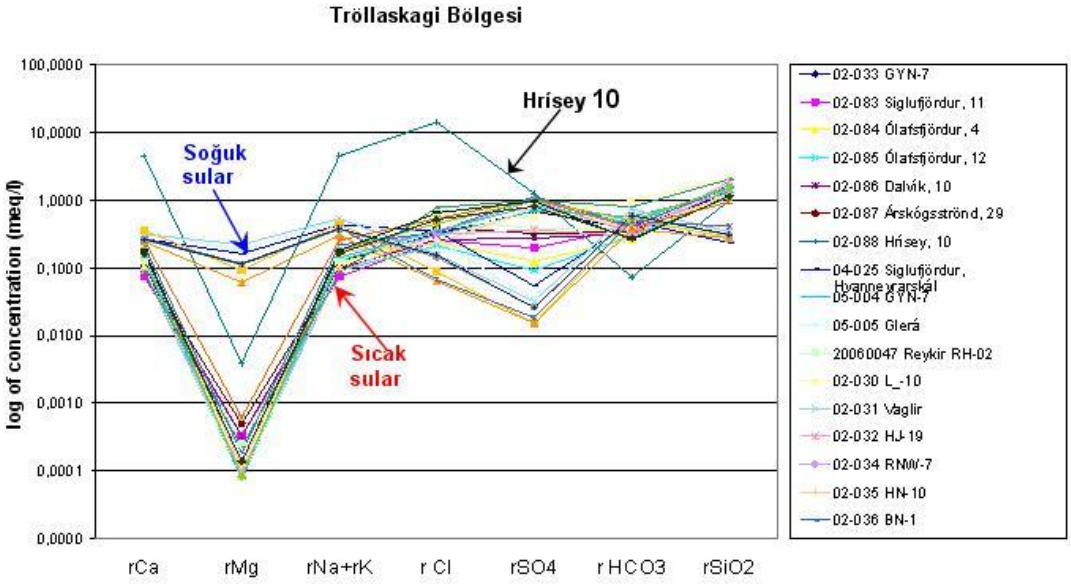




Şekil 4.5 (devam) İnceleme alanındaki 18 adet sondaj sularının mineral-denge sıcaklık diyagramları

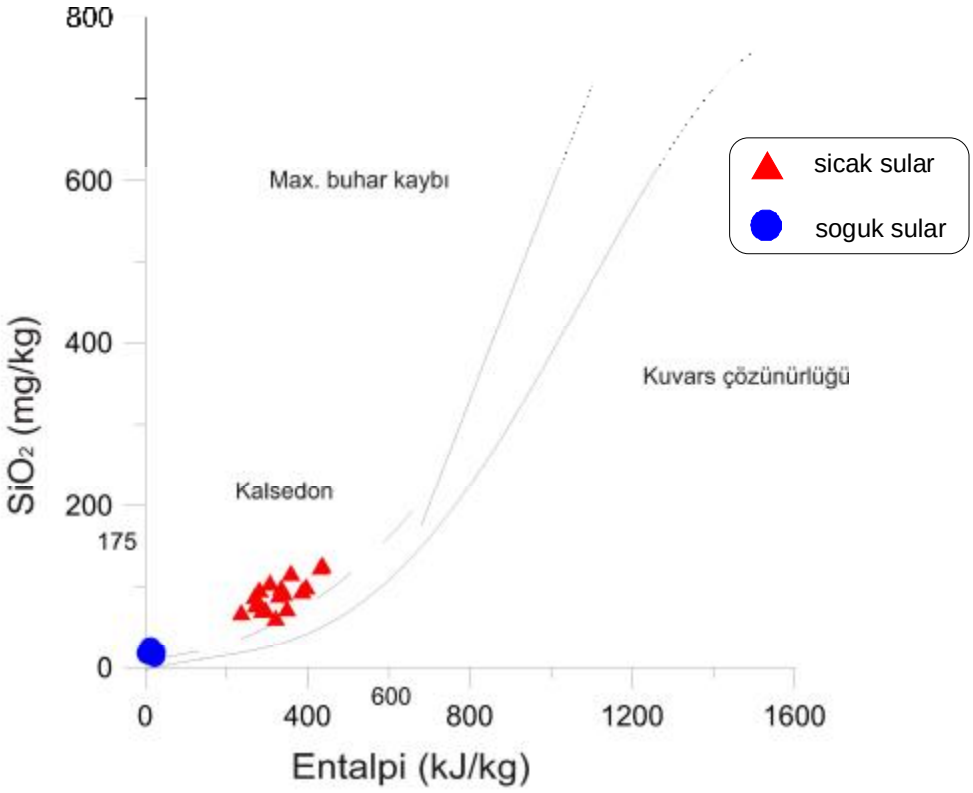
4.5 Karışım modelleri

Bu araştırmada, karışım modellerinden Schoeller diyagramı, bazı ikili diyagramlar ve silika-entalpi modeli kullanılmıştır. Çalışma alanına ait sıcak ve soğuk su kaynaklarına ait analiz sonuçlarına ait kimyasal veriler Schoeller diyagramı (Şekil 4.6) üzerine yerleştirilmiştir. Bu diyagramda sıcak sulara ait Mg konsantrasyonu çok düşük değerdedir. Yüksek klorür (Cl) konsantrasyonundan dolayı deniz suyuyla karıştığı düşünülen Hrísey-10 kuyusu hariç karışım olmadığını düşünülmektedir. Ayrıca bu diyagram bölgedeki yeraltı sularının yağışlardan kaynaklandığını ve benzer türde kayaçlardan geçtiğini de göstermektedir.



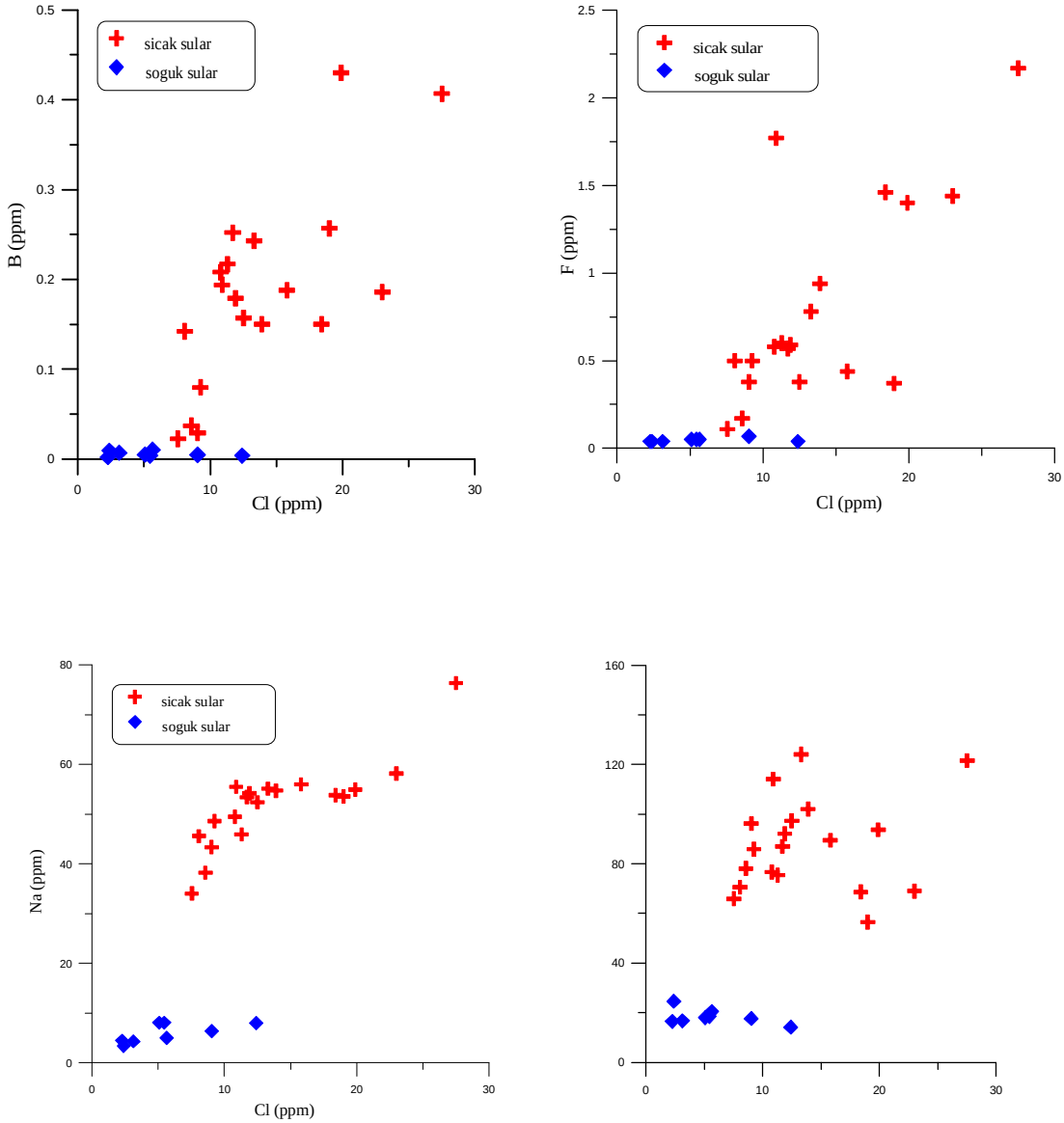
Şekil 4.6: Tröllaskagi bölgesine ait örneklerin Schoeller diyagramı

Bu araştırma alanının numunelerine silika-entalpi karışım modeli de uygulanmıştır (Şekil 4.7). Burada, karışımdan önce buhar kaybı olmadığı ve ayrıca kalsedonun sıcak su bileşeninde silikanın çözünürlüğünü kontrol ettiği kabul edilmektedir. Hesaplanan sıcaklıklar, 50-143°C arasındadır ve bu model de karışım olmadığını düşündürür. Cl, jeotermal sıvılarda değişmez bir bileşendir. Kayanın sürekli çözünmesi sırasında Cl konsantrasyonu sürekli artar.



Şekil 4.7: Tröllaskagi bölgesi için silika-entalpi modeli

Şekil 4.8, Cl konsantrasyonunun bazı diğer bileşenlerle ilişkisini göstermektedir. Şekil 4.8'deki veriler lineerlikten uzak olmaları dolayısıyla karışımı belirtir görünmemektedirler.



Şekil 4.8: Cl ‘un çeşitli bileşenlerle ikili diyagramları

5. JEOTERMAL ALANIN İZOTOP JEOKİMYASI

5.1 Temel Kavramlar

İzotoplar bir elementin atom numarası aynı, atomik kütlesi farklı olan atomlarıdır. Atomlar, (+) yüklü protonları ve yüksüz nötronları içeren bir çekirdek ile onu çevreleyen ve (-) yüklü elektronları içeren yörüngelerden oluşmaktadır. Çekirdekteki protonların sayısı Atom Numarası (Z) olarak bilinmekte ve bu sayı, nötr bir atomda, yörüngelerdeki elektron sayısına eşit olmaktadır. Proton sayısı (Z) ile nötron sayısının (N) toplamı, Atomik Kütle (A) olarak bilinmektedir (A=Z+N).

İzotoplar, Radyoaktif İzotoplar ve Duraylı (Kararlı) İzotoplar olarak kabaca iki gruba ayrılmaktadır. Radyoaktif izotoplar, radyoaktif bozuşma yoluyla (α-bozuşması, β-bozuşması, nükleer fizyon gibi) başka bir elemente dönüşen izotoplardır. Duraylı (kararlı) izotoplar, radyoaktif bozuşma göstermeyen izotoplardır. Radyoaktif bir izotopun bozuşması ile oluşan izotopa ise Radyojenik İzotop adı verilir; radyojenik izotoplar radyoaktif veya duraylı (kararlı) izotop özelliği gösterebilir.

5.2. Jeotermal Sistemlerde İzotop Çalışmaları

Jeotermal sistemlerin hidrolojik incelemelerinde hidrojen, oksijen, karbon, kükürt, boron, silika, klor gibi elementler ile helyum, argon, kripton gibi asal gazların izotopları kullanılmaktadır. Bu izotoplar içerisinde ise en yaygın olarak kullanılanlar hidrojen, oksijen, kükürt ve helyum izotoplarıdır (Tablo 5.1). Ancak bu çalışmada oksijen ve hidrojenin izotopları olan ^{2}H ve ^{18}O verileri kullanılarak yorum yapılmıştır.

Tablo 5.1: Jeotermal sistemlerin hidrolojik çalışmalarında yaygın olarak kullanılan duraylı ve radyoaktif izotoplar

ELEMENT	DURAYLI İZOTOPLAR	RADYOAKTİF İZOTOPLAR
Hidrojen	^{1}H (Hidrojen) ^{2}H = D (Döteryum)	^{3}H (Trityum)
Oksijen	^{16}O(Oksijen-16) ^{18}O(Oksjen-18)	
Kükürt	^{32}S (Kükürt 32) ^{34}S (Kükürt-34)	
Helyum	^{3}He (Helyum-3) ^{4}He (Helyum-4)	

İzotop jeolojisi, jeotermal araştırma, geliştirme ve izleme çalışmalarına önemli katkılar sağlayan bir disiplin konumundadır. Bunun başlıca nedenleri ise,

i) İzotop ayrımlaşmasının sıcaklık, kayaç-akışkan etkileşimi, sıcak-soğuk su karışımları ve buhar ayrışması gibi fiziko-kimyasal süreçlere son derece duyarlı olması

ii) İzotopların fiziksel ve kimyasal özelliklerim korumaları nedeniyle, suların kökenlerini ve bölgesel akım yönlerini belirlemede iz sürücü parametreler olarak kullanılabilmesidir.

Bu bağlamda, jeotermal sistemlerde izotop çalışmaları başlıca üç amaca yönelik olarak kullanılmaktadır:

1. Jeotermal akışkanların kökenlerinin belirlenmesi

- akışkanların kaynakları (meteorik, magmatik, metamorfık vb.)
- akışkan içerisindeki bileşenlerin kaynakları (manto ve kabuk-rezervuarların katkıları)
- akışkan bileşimini etkileyen fiziko-kimyasal süreçler (kayaç-su etkileşimleri, yoğunlaşma, kaynama, buharlaşma, vb.)

2. Jeotermal akışkanın yaşının (beslenim-boşalım veya beslenim-örnekleme arasındaki sürenin) belirlenmesi

3. Jeotermometre uygulamaları (rezervuar sıcaklığının belirlenmesi)

Sonuç olarak izotoplar, jeolojide iki temel uygulama alanına sahiptir: Jeokronoloji ve jeokimya. Radyoaktif-radyojenik izotop çiftlerinin kullanımını temel alan kayaçlar, mineraller ve sular gibi jeolojik malzemelerin yaşlarının saptanmasına yönelik olan jeokronolojik araştırmalar, izotopların jeolojideki ilk ve temel uygulama alanını oluşturmaktadır. Jeokimyasal uygulamalar ise yerkürenin evrimi, mağmatik kayaçların oluşumları ve gelişimleri, akışkan-mineral etkileşimi, jeotermal akışkanların kökenleri ve bunun gibi çeşitli jeolojik süreçlerin irdelenmesinde izotopların iz sürücü parametreler olarak kullanımını içermektedir.

İzotop ve jeokimyasal tekniklerin jeotermal araştırma, geliştirme ve izleme aşamalarında beraber kullanılmaları yorumların güçlenmesini sağlar.

5.3. Jeotermal Akışkanların Kökenleri

5.3.1. Hidrojen- ve Oksijen izotopları

Jeotermal arama, geliştirme ve izleme çalışmalarında, akışkan kökenlerine ilişkin olarak, hidrolojik koşulları ve akışkan özelliğine etkiyen fiziko-kimyasal süreçleri irdelemede en çok kullanılan izotoplar, hidrojen ve oksijen elementlerinin duraylı izotoplarıdır.

Hidrojen elementinin doğada 2 adet duraylı (^{1}H = Hidrojen ve ^{2}H = D = Döteryum) ve l adet radyoaktif (^{3}H = Trityum) izotopu mevcuttur. Bu izotoplardan oksijen elementinin doğal olarak bulunan duraylı izotopları ise ^{I6}O, ^{17}O ve ^{18}O izotoplarıdır. Söz konusu izotopların doğadaki derişim düzeyleri, toplam element derişiminin yüzdesi olarak Tablo 5.2 'de gösterilmektedir.

Tablo 5.2: Jeotermal çalışmalarında yaygın olarak kullanılan izotopların doğadaki (göreceli) derişim düzeyleri (Faure, 1986; Gerardo-Abaya vd., 2000)

İZOTOP	**DERİŞİM (% toplam element derişimi)**
^{1}H	99.98
$^{2}H=D$	0.0148
^{3}H	10^{-15}-10^{-12}
^{16}O	99.76
^{17}O	0.04
^{18}O	0.20

Yeraltı suyu, jeotermal akışkan, kayaç veya mineral gibi jeolojik malzemelerde yürütülen H ve O izotop analizleri, D/H ve diğer oksijen izotoplarına oranla ^{17}O izotopunun doğadaki derişiminin çok küçük olması nedeniyle $^{18}O/\ ^{16}O$ oranlarının ölçümünü hedef almaktadır.

Jeokimyasal uygulamalarda, jeotermal akışkan örneklerinin duraylı oksijen ve hidrojen izotop bileşimleri, referans standard bileşimlerinden olan sapmalar şeklinde, delta parametresi (δ) ile ifade edilmektedir.

Craig (1961), yağıştaki $\delta^{18}O$ ve δD değerlerinin aşağıdaki gibi lineer ilişkide olduğunu gözlemlemiştir:

$$\delta D = 8\,\delta\,^{18}O + 10 \qquad (5.1)$$

δD ve $\delta^{18}O$ şunu gösterir:

$$\delta = \frac{R_{sample} - R_{standart}}{R_{standart}} \times 1000 \qquad (5.2)$$

Burada ***R*** = Numune yada standardın izotopik oranıdır (örneğin $D/^{1}H$ veya $^{18}O/^{16}O$).

Oksijen ve hidrojen izotoplarının delta (δ) değerlerinin ölçümü için kullanılan standart, Standart Ortalama Okyanus Suyudur (SMOW). Bu tanıma göre, SMOW, $\delta^{18}O = 0$ ve $\delta D = 0$'a sahiptir. 5.1' deki eşitlikle ifade edilen hatta, "Dünya Meteorik Su Hattı" (WMWL) veya "Küresel Meteorik Su Hattı" (GMWL) adı verilir ve dünyanın çeşitli yerlerinden alınan yağış verilerine dayanır. Bu ilişki, jeotermal sistemlerin boşalma alanlarını teşhis etmede yardımcı olduğu için jeotermal araştırmalar için kullanışlı bir referans sağlar. Ancak, dünyanın farklı yerlerindeki yerel meteorik sular, farklı izotopik değerlere sahiptirler. Herhangi bir "Yerel Meteorik Su Hattı"nın eğim ve yer bulması, "Küresel Meteorik Su Hattı"ndan büyük ölçüde farklı olabilir. Craig (1963), yağışın, ($\delta^{2}H$) ve ($\delta^{18}O$) karakteristiklerini, enlem ve boylam ile kıtasal etkilere göre oluşturmuştur. Daha yüksek boylam ve rakımlardan veya kıtaların daha içlerinden alınan numunelerin değerleri daha hafiftir (daha negatif izotopik değerler). Bunun sebebi, Şekil 5.1'de gösterildiği gibi yağan bulutlardan daha ilk önce ağır izotopların ayrılmasıdır.

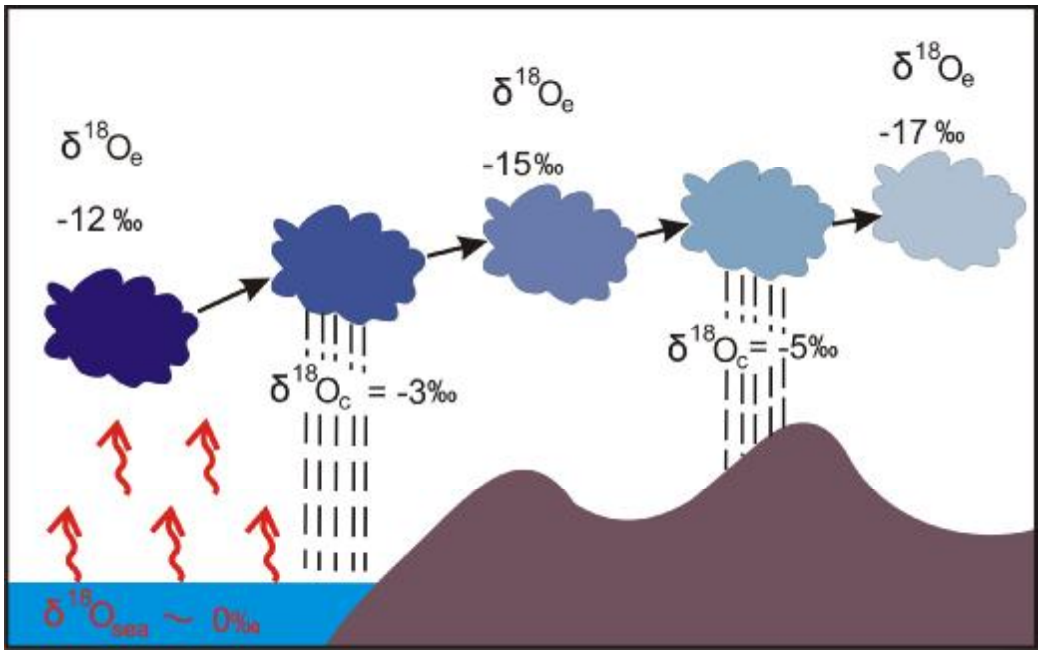
Oksijenin 3, hidrojenin ise 2 adet duraylı izotopunun var olması nedeniyle, su molekülleri çeşitli izotopik konfıgürasyonlara sahip olabilmektedir ($H_2{}^{16}O$, $H_2{}^{17}O$, $H_2{}^{18}O$, $HD^{16}O$, $HD^{17}O$, $HD^{18}O$, $D_2{}^{16}O$, $D_2{}^{17}O$, $D_2{}^{18}O$ gibi). Suyun farklı izotopik moleküllerinin buhar basıncı, izotopların kütleleri ile ters orantılıdır. Örneğin, $H_2{}^{16}O$ molekülü, $D_2{}^{18}O$ molekülüne oranla daha yüksek buhar basıncına sahiptir. Bu nedenle, suyun buharlaşması sürecinde buhar fazı hafif izotoplarca (H ve ^{16}O) zenginleşirken, ağır izotoplar (D, ^{18}O) geriye kalan artık sıvı fazında derişmektedir. Suyun buharlaşma sürecinde izotop ayrımlaşma faktörleri,

$$\alpha_{18} = (^{18}O /^{16}O)_{sıvı} /(^{18}O /^{16}O)_{buhar} \quad (5.3)$$

$$\alpha_{D} = (D/H)_{sıvı}/(H/D)_{buhar} \quad (5.4)$$

olarak ifade edilmektedir.

Su buharının yoğunlaşması (kondense olması) ile oluşan ilk yağmur damlacıkları, D ve δ^{18} O gibi ağır izotoplarca zengin olmaktadır (Şekil 5.1). Yağış devam ettikçe, buhardan δD ve δ^{18} O ayrışması da devam etmekte ve sonuçta geri kalan buhar fazı hafif izotoplar olan H ve ^{16} O izotoplarınca derişmektedir. Dolayısıyla havadaki buhar fazı, yağmur, kar veya dolu yağışları devam ettikçe, daha negatif δD ve δ^{18}O değerlerine sahip olmaktadır. Buhar fazı bu negatif değerlere sahip oldukça, yağışlarda da zaman içinde negatif δD ve δ^{18} O değerleri gelişmektedir.



Şekil 5.1: Nemin karada üzerinden geçerken adım adım yoğunlaşmasıyla meydana gelen yağış ve havanın nemindeki δ^{18}O içeriğindeki değişimler (Siegenthaler,1979)

Jeotermal suların kaynakları uzun yıllar araştırmacılar için çözülmesi gerekli bir sorun olarak kalmıştır. Yapılan çalışmalar, doğal suların 5 ana bileşene (kaynağa) sahip olduğunu göstermiştir:

1) meteorik sular (yağışlar, akarsu ve göl gibi yüzey suları ve yeraltı suları).
2) deniz suyu
3) derin kökenli fosil sular
4) metamorfizma sürecinde salınan metamorfik sular ve
5) magmatik sular

Söz konusu bu bileşenlerin her biri kendilerine özgü izotop bileşimlerine sahiptir. Yukarıda bahsedildiği üzere, meteorik suların H ve O izotop bileşimleri çizgisel bir ilişki sergilemektedir. Deniz suyu meteorik sulara oranla ağır izotoplar açısından daha zengindir ve deniz suyu ortalaması referans standart olarak kullanılmaktadır. Fosil sular sedimanter havzalarda, diyajenetik süreçler sırasında, sedimanlar içerisinde hapsedilmiş olan (ve esas olarak meteorik ya da deniz suyu kökenli) olan sulardır. Magmatik suların izotop bileşimi, magmatik kayaçların izotop bileşimlerinden yola çıkılarak tanımlanmıştır ve $\delta^{18}O$ ile δ D değerleri, sırasıyla, +5.5 ile +13 ‰ ve -40 ile -80 ‰ arasında değişmektedir (Taylor. 1974; Sheppard, 1981). Metamorfik sulann izotop bileşimleri, (300-600 ^{o}C civarındaki sıcaklıklarda) metamorfizma sırasında, oksijen ve hidrojen içeren mineraller ile akışkan arasındaki denge durumuyla kontrol edilmektedir; bu sulann $\delta^{18}O$ ile δ D değerleri, sırasıyla, +3 ile +25 ‰ ve -20 ile -65 ‰ arasında değişmektedir (Taylor, 1974; Sheppard. 1981).

Yukarıda tanımlanan bu bileşenlerin kendilerine özgü bileşimleri, jeotermal suların kaynağını belirlemede anahtar konumundadır. Jeotermal sular tek bir kaynağa sahip olabileceği gibi farklı kaynaklardan türeyen suların bir kanşımından da oluşabilir. Nitekim uzun yıllar boyunca jeotermal suların magmatik kökenli veya meteorik-magmatik katkılı sular olduğu düşünülmüştür. Ancak, meteorik ve magmatik suların karışımından oluşan jeotermal suların izotop bileşimlerinin, meteorik su çizgisinden magmatik sular alanına doğru uzanan yönelimler göstermesi beklenirken, pek çok jeotermal sahada suların meteorik su bileşimine yakın bileşimler verdiği (ancak $\delta^{18}0$ değerlerinin pozitif değerlere doğru sapma gösterdiği) gözlenmiştir. Bu nedenle, bugün çoğu jeotermal suların esas olarak meteorik kökenli olduğu ve derin $\delta^{18}O$ değerlerine sahip oluşu ise suların yeraltı dolaşımları sırasında yan kayaçlar ile etkileşimde bulunmasına bağlanmaktadır. Ağır izotoplar açısından zengin kayaçlar ile jeotermal akışkan arasındaki etkileşim sonucu akışkan ağır izotoplarca zenginleşmekte ve bileşimi pozitif $\delta^{18}O$ değerlerine doğru değişmektedir. Hidrojen ise kayaçlann ana bileşenlerinden biri olmadığından (ve kayaçtaki hidrojen miktarı akışkan örneklerine oranla çok daha düşük olduğundan), kayaç-akışkan etkileşimi jeotermal suların δD değerleri üzerinde bir değişikliğe neden olmamaktadır.

Jeotermal akışkanların H ve O izotop bileşimleri sadece akışkanın kaynağını değil aynı zamanda akışkanın yeraltı dolaşımı sırasında maruz kaldığı fiziko-kimyasal süreçleri irdelemede de kullanılabilmektedir. Buharlaşma (ani basınç düşmelerine bağlı olarak yeraltında da meydana gelebilmektedir), yoğunlaşma (buhar fazının sıvı fazda kondense olması) ve kayaç-akışkan etkileşimi, söz konusu fiziko-kimyasal süreçlerin başlıcalarıdır. Sonuç olarak H ve O izotopları, jeotermal arama ve geliştirme çalışmalarında, aşağıda özetlenen konuları irdelemede başarı ile kullanılmaktadır:

Suların kökeni (meteorik, magmatik...)

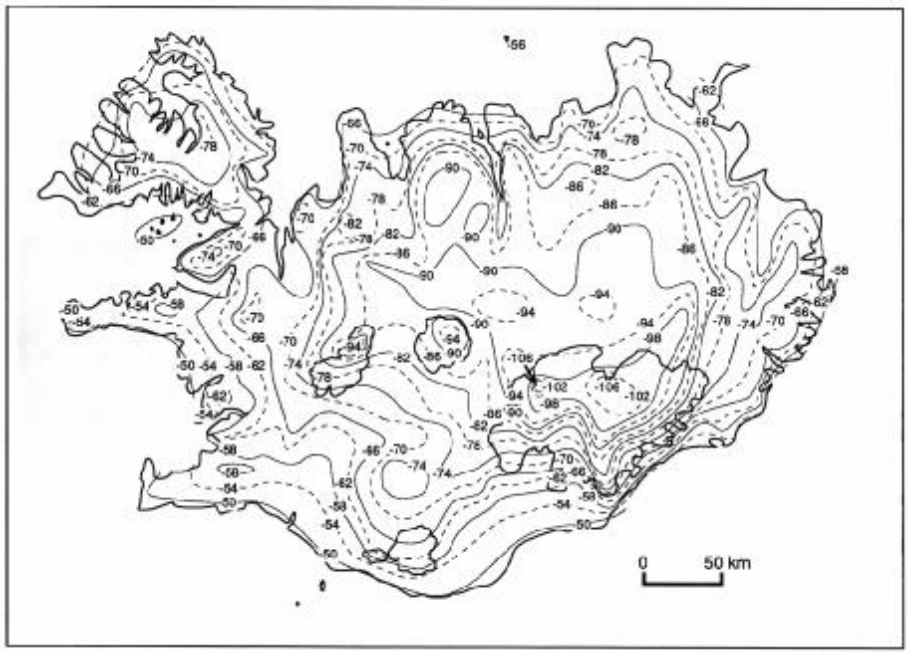
- Suların ne tür akiferlerden beslendiklerini (örneğin düşük kotlardaki yağışlar ile beslenen akiferler, yüksek kotlardaki yağışlardan beslenen akiferlere oranla daha yüksek $\delta^{18}O$ ve δ D değerlerine sahip olmaktadır)
- Farklı akiferlerden ve/veya farklı kaynaklardan (meteorik, magmatik, metamorfık vb.) gelen suların karışımları
- Yeraltında (suların derin dolaşımları sırasında bir fay zonuna rastlamaları sonucu oluşabilen ve/veya işletilmekte olan jeotermal sahalarda sondaj kuyulanndaki üretimden kaynaklanan) ani basınç düşmelerine bağlı kaynama-buharlaşma süreçleri
- Kayaç-akışkan etkileşimleri

H ve O izotopları, jeotermal araştırma-geliştirme aşamalarının dışında, üretim aşamasında, üretime bağlı olarak jeotermal rezervuarda gelişebilecek değişimleri izlemede de kullanılmaktadır (Arnorrson ve D'Amore, 2000; Gerardo-Abaya vd., 2000). Örneğin;

- jeotermal akışkan magmatik bir bileşene sahipse, sahalarda süregelen üretim sistemdeki su sirkülasyonunu ve lokal yeraltısuyu beslenimini arttırarak, magmatik bileşenin oranını düşürmekte ve jeotermal akışkanın izotop bileşimi zaman içerisinde daha düşük $\delta^{18}O$ ve δD değerlerine doğru değişebilmektedir, veya sondaj kuyularında süregelen üretim sistemde basınç düşmesine ve buna bağlı olarak kaynama ve buhar kaybına yol açabilmekte ve bu da akışkanın izotop bileşimini daha yüksek $\delta^{18}0$ ve δD değerlerine doğru değiştirebilmektedir. Üretim aşamasında akışkanın izotop bileşiminin izlenmesi, doğabilecek sorunları (magmatik bileşen miktarının düşmesine bağlı olarak entalpide düşme veya kaynama-buharlaşma sürecine bağlı olarak gelişebilecek kabuklaşma problemleri) önceden sezinleyip gerekli tedbirleri alma konusunda yadsınamayacak yararlar sağlamaktadır.

6. İZLANDA TRÖLLASKAGI BÖLGESİNİN İZOTOP İNCELEMESİ

İzlanda ya ait yıllık yağışa ve yerel doğal kaynak sularından alınan örneklere ait döteryum (^2H) ayrıntılı bir haritası Sekil 6.1'te gösterilmiştir (Árnason, 1976; 1977). Bu şekil, artan rakım ve kıyıdan olan uzaklığın birlikte etkisi nedeniyle kıyıdan (kaynak) iç bölgelere gidildikçe döteryum değerlerinin genellikle azaldığı net bir şekilde izlenmektedir. Bu harita, jeotermal suları içeren yeraltı suyunun kökeninin takip edilmesi amacıyla yoğun olarak kullanılmaktadır. Yapılan çalışmalar Grönland'taki buz çekirdeklerindeki kararlı izotopların araştırılmasından son 8,000 yıldır o bölgeye ait yağışın izotop içeriğinin, çok fazla değişmediğini göstermektedir. Ancak, buzul çağında yağışın izotop kompozisyonu, soğuk iklimden dolayı çok daha hafifti. Yeraltı suları, farklı iklim rejimlerinden kaynaklanabildiğinden, İzlanda da bulunan jeotermal sistemlere dönüş hakkında bilgi edinmek için, bugünün yağış döteryum haritası dikkatle kullanılmalıdır. 1986'dan beri, İzlanda'daki doğal sularda kapsamlı oksijen ve hidrojen izotop analizleri yapılmıştır ve izotop oranları arasındaki ilişki araştırılmıştır.

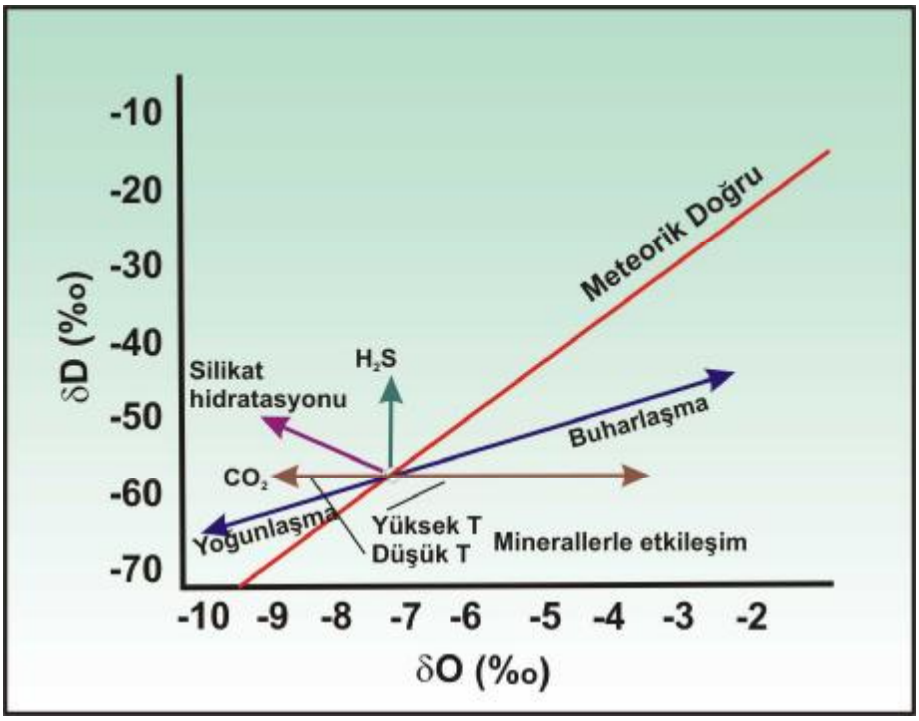


Şekil 6.1: İzlanda'ya ait döteryum (δD) haritası, (Árnason, 1976)

İzlanda'nın soğuk yer altı suları için yeni bir $\delta^{18}O$ - δD doğrusu ortaya konmuştur, Eğer $\delta^{18}O$, -10.5‰ 'ten büyük veya eşitse ($\delta D \geq$ - 76‰), $\delta D = 6.5 \times \delta^{18}O - 3.5$ doğrusu, daha hafif yağışlar için ise $\delta D = 8 \times \delta^{18}O + 11$ olarak tanımlanmıştır (Sveinbjörnsdóttir et al., 1995).

Craig ve çalışma arkadaşları (1956), birçok jeotermal alandaki suların yerel yağışınkine benzer bir kararlı izotop içeriğine sahip olduğunu belirterek, meteorik suların çoğu jeotermal suyun tedarik kaynağı olduğunu belirtmiştir. İzlanda'dakilerin hemen hemen tümü gibi diğer jeotermal sistemlerde de jeotermal suların izotop içeriği, yerel yağışınkinden biraz düşüktür (daha negatif). Ancak, bu suların $\delta^{18}O$- δD ilişkisi, kaynaklarının meteorik olduğunu göstermektedir. Jeotermal suların ve yerel yağışın izotop değerleri arasındaki bu fark, Árnason (1976) tarafından, suların jeotermal sistemlere dönüş alanlarının daha yüksek yerlerde ve karaların içlerine doğru uzanmasından kaynaklandığını belirtmiştir.

Jeotermal suların asıl izotop karakteristiklerini değiştirebilen bazı yüzey altı prosesleri vardır. Su ve kaya mineralleri arasında yüksek sıcaklıklarda izotop alışverişi, suyun ^{18}O içeriğinin artmasına ve dolayısıyla kayanın ^{18}O içeriğinin azalmasına yol açabilir. Bu, oksijen izotopunun, δD-$\delta^{18}O$ diyagramında daha düşük ^{18}O negatif değerlerine doğru dönmesine sebep olur (Ellis and Mahon, 1977). Düşük-orta sıcaklıklar arasında, kayaların deniz veya rezervuar suyuyla reaksiyonu, $\delta^{18}O$'nin, meteorik su hattından daha negatif değerlere daha az dönmesine sebep olabilir (Nicholson, 1993) (Şekil 6.2).



Şekil 6.2 Aktif prosesli meteorik sular ve jeotermal akışkanların izotopik süreçlerin şematik gösterimi (Ekmekçi, 2002)

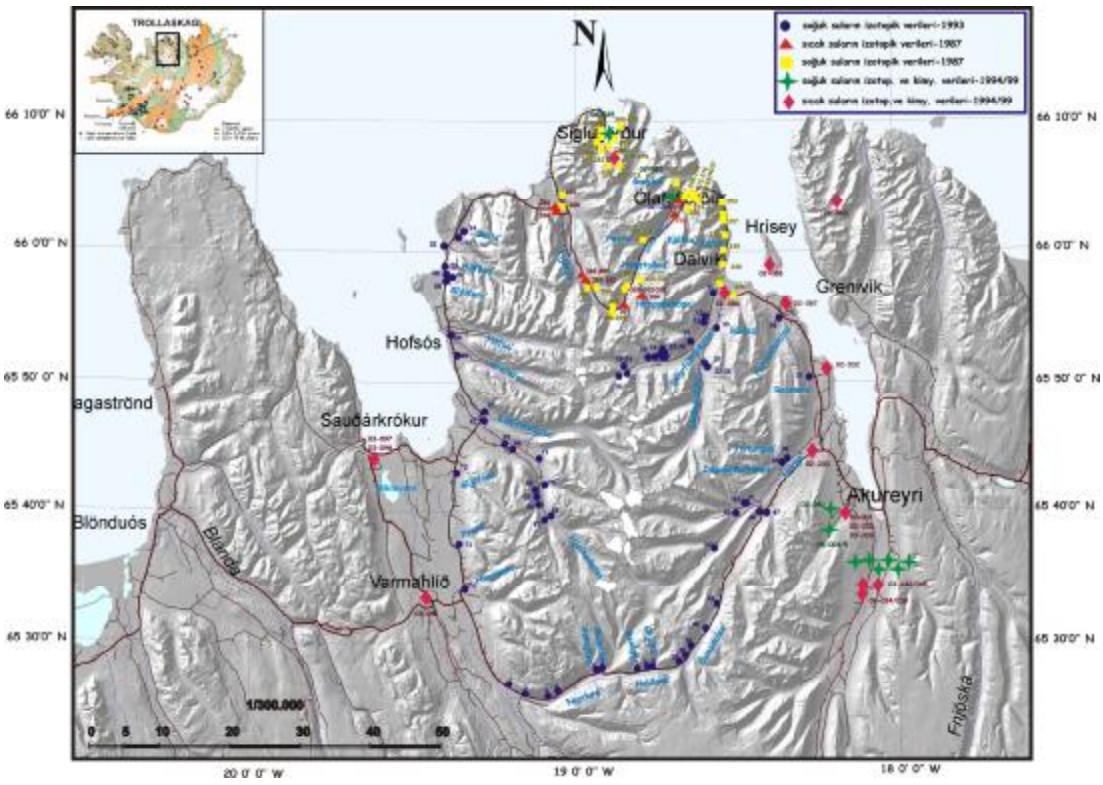
Bununla beraber genellikle, δD'de buna tekabül eden değişim görülmemektedir, çünkü kayalarda çok az hidrojen vardır.

Ancak, kayalarda büyük oranda kil ve mikalı minerallerin oluştuğu sistemlerde, sulu minerallerle döteryum alışverişi meydana gelmekte ve hafif bir "döteryum değişimini" mümkün kılmaktadır (Ellis ve Mahon, 1977). Meteorik suyla karışım, jeotermal akışkanların izotopik kompozisyonunu değiştirebilir. $\delta^{18}O$ ve δD izotopları, jeotermal sistemdeki kaynama ve karışım prosesleri hakkında bir belirti sağlayabilir. Kullanım sırasında rezervuarın izlenmesinde de yararlıdırlar. İzlanda'daki birçok düşük sıcaklıklı jeotermal sistemdeki derin kuyulardaki geçirgenlik ve sıcaklık hakkındaki veriler, bu sistemlerin geçici olduğunu gösterirler ve genç kırıklarda yeraltı suyu konveksiyonu olduğunu belirtirler (Björnsson, 1980; Bödvarsson, 1982; Arnórsson ve Gíslason, 1990; Björnsson ve çalışma arkadaşları, 1990). Bu durumda, sistemin ısı kaynağı yereldir ve sıcak kaya, aktif kırılmayla geçirgen hale gelmiştir.

Bu, bu sistemlerin, sularını, yüksek yerlerden kıyılara doğru hidrolik gradyan vasıtasıyla derin bir yeraltı suyu akımından çektiklerini söyleyen, eski düşük sıcaklık jeotermal sistemler modeliyle çelişmektedir (Einarsson, 1942; Árnason, 1976).

6.1 Numune Alımı ve Analitik Yöntemler

Bu araştırmada, Kuzey İzlanda'daki Tröllaskagi bölgesinden 1987-1998 yılları arasında alınmış 145 adet soğuk yüzey suları ile kuyulardan alınmış sıcak su numunelerini kapsamaktadır (Şekil 6.3-Ek4). Bu numunelere ait izotopik sonuçlar Ek-3'de verilmiştir. Tüm yüzey suları 1.1-18.8 °C'e arasında değişen sıcaklıkta kaynak ve akarsulardan alınırken, sıcak sular sıcaklıkları, 26-104.1°C arasında değişen kuyulardan alınmıştır.



Şekil 6.3: Tröllaskagi bölgesine ait kimyasal ve izotopik numune lokasyonlarının ArcGIS programı kullanılarak gösterimi (Ataş, 2006)

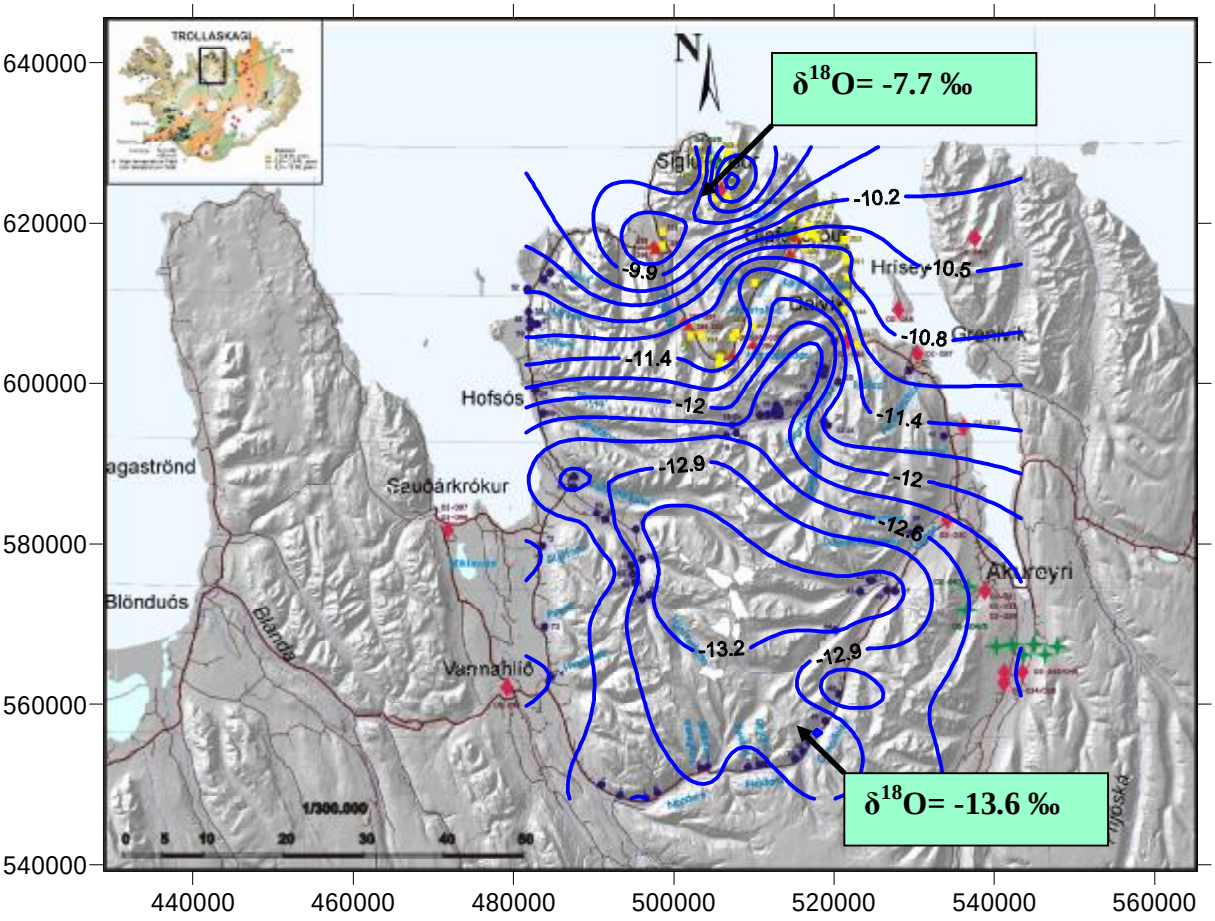
Tüm numune ve analizler, İzlanda Üniversitesi Bilim Enstitüsü tarafından gerçekleştirilmiştir. Oksijen ve hidrojenin kararlı izotop analizleri ($\delta^{18}O$- δD), İzlanda Üniversitesi Bilim Enstitüsündeki Finnegan MAT 251 kütle spektrometresi ile yapılmıştır. Sonuçlar, oksijen ve hidrojen VSMOW standardına bağlı olarak konvansiyonel δ notasyonunda ‰ olarak verilmiştir.

Oksijen, sudan, 20.0 °C'te çalkalayan su banyosundaki kapalı bir tüpte 5 ml gazı giderilmiş su, küçük bir miktar CO_2 gazıyla dengeye getirilerek elde edilmiştir (Epstein ve Mayeda, 1953).

Ölçümleri müteakiben bir ikincil referans standart olarak da kullanılan CO_2 gazı için düzeltilmiştir. Hidrojen, Coleman ve çalışma arkadaşlarının (1982) yönteminin bir versiyonuyla sudan elde edilmiştir. Gazı giderilmiş 2 µ1 su, yaklaşık 450°C'de 10 dakika boyunca 15 g çinko metaliyle, kapalı kuvars bir tüpte indirgenmiştir. Daha sonra, kalan çinkoyu buharlaştırıp yoğunlaştırarak numune tüplerinin cidarlarına taşımak üzere, çinko topakları 700°C'e kadar ısıtılmıştır. Sonra, numuneler, 20 dakika 450°C'de tutulmuşlardır. 1998'den beri, hidrojen, sudan oksijeninkiyle aynı yöntemlerde elde edilmektedir. Burada, 20°C'te çalkalayan bir su banyosunda 2 ml gazı giderilmiş su, küçük bir miktar H_2 gazıyla dengeye getirilmektedir. H_2 gazı ve su numunesi arasındaki izotop alışverişini artırmak için Pt katalizör kullanılır (Horita, 1988). Ölçümlerin doğruluğu, %95 güven seviyesinde, $\delta^{18}O$ için 0.04‰ ve δD için 1.0‰ 'dir.

6.1.1 Soğuk sular

Soğuk yüzey su numunelerinin sonuçları, ArcGIS programı kullanılarak bir harita üzerine yerleştirilmiştir. Şekil 6.4 (Ek5), Tröllaskagi bölgesi akışkanlarının kökeni ve hareketini tayin etmek için çizilen $\delta^{18}O$ aritasını göstermektedir. Şekil 6.4, yerel ortalama yıllık yağışın izotopik değerlerini gösterdiği sanılan 140 yüzey su numunesine dayanmaktadır.



Şekil 6.4: Tröllaskagi bölgesine ait eş $\delta^{18}O$ kontur haritası (Ataş, 2006)

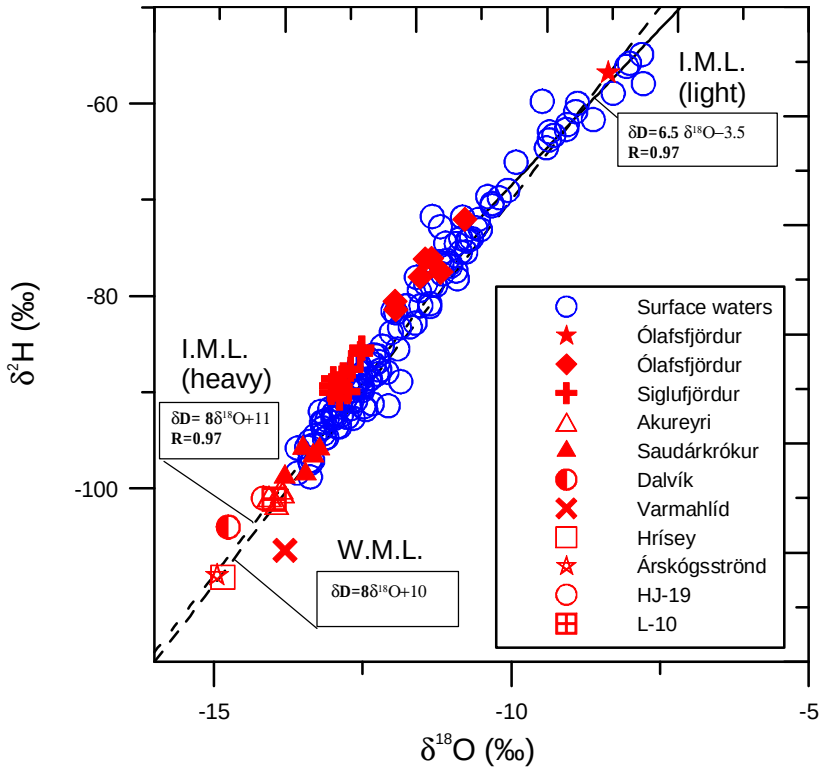
Bu harita, kuzey kıyısından uzaklaştıkça genellikle yerüstü sularında nasıl ^{18}O tükendiğini iyi göstermektedir. Şekilde görüldüğü gibi, en zengin ^{18}O numunesinin değeri -7.7 ‰'dir, ve en fazla tükenme değeri, Tröllaskagi'nin güneyinde dağlık alanda bulunan -13,6‰'dir. Bu aralığın sebebi, kıyıdan uzaklaşma ve rakımın birlikte etki etmesidir. δD izotopları, aynı modeli gösterirler ve -53‰ ve -99‰ arasında değişirler. Şekil 6.5 (Ek6), araştırılan alandaki doğal soğuk suların $\delta^{18}O$- δD ilişkisini göstermektedir. Soğuk suların, İzlanda için tanımlanan iki meteorik su hattını takip ettiğini göstermektedir (Sveinbjörnsdóttir vd., 1995).

6.1.2 Sıcak sular

Şekil 6.3'te gösterildiği gibi, sıcak su numuneleri, Tröllaskagi yarımadasında birçok yerden ve ayrıca yarımadanın batısı (Varmahlíd ve Saudárkrókur), doğusu (Hrísey) ve güneyinden (Akureyri) alınmıştır. Termal suların izotopik değerleri, $\delta^{18}O$- δD arasındaki ilişkinin gösterildiği Şekil 6.5'de de görüldüğü gibi her bölge için çok farklıdır.

Tröllaskagi bölgesindeki jeotermal suların $\delta^{18}O$ and δD değerleri, genellikle, yerel soğuk kaynak ve yerüstü sularınınkinden düşüktür (daha negatif). Şekil 6.5, ilgili bölgelerdeki yerel yağıştan daha fazla tükenmekle beraber Siglufjördur ve Ólafsfjördur bölgelerindeki termal suların izotopik değerlerinin, Tröllaskagi'deki soğuk sularınkinden farklı olmadığını gösterir.

Termal su ve yerel yağış arasındaki izotop konsantrasyonunun ortalama farkı, oksijen için yaklaşık 2‰ ve döteryum için yaklaşık 16‰'dir. Dalvík'teki ($\delta\ ^{18}O$ = -14,9 ‰, δD = - 104‰), Árskógaströnd'daki ($\delta\ ^{18}O$ = -14,95‰, δD = -109‰), HJ-19 ($\delta\ ^{18}O$ = 14,17‰, δ D = -101‰) ve L-10 ($\delta^{18}O$ = -13,99‰, δD = -101,1) termal suların izotop değerleri, Tröllaskagi yarımadasındaki herhengi bir yerüstü suyundan daha fazla tükenmiştir (Şekil 6.5).

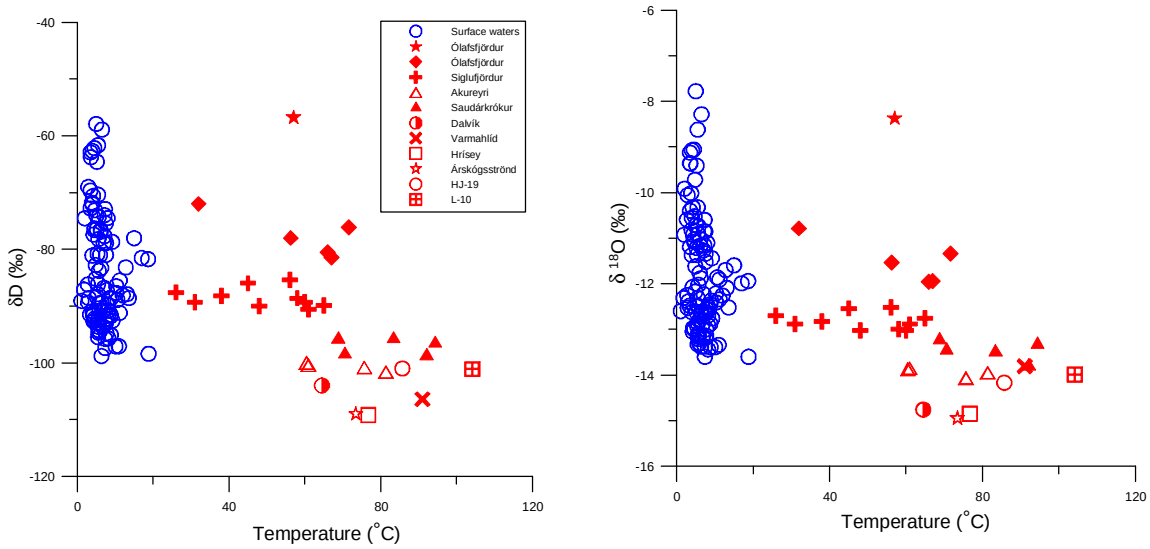


Şekil 6.5: Tröllaskagi bölgesine ait sıcak ve soğuk suların $\delta^{18}O$ ve δD değerlerinin birbirleriyle olan ilişkisi

Akureyri ve Saudárkrókur'den alınan numuneler, $\delta^{18}O$ -13‰ civarında ve δD -100‰ civarında olmak üzere, izotop kompozisyonları açısından benzerdirler. Bu numuneler ayrıca, yerel yağıştan önemli ölçüde daha hafiftirler. Hrísey'deki termal sular ($\delta^{18}O$ = -14,85‰, δD = -109,2‰), Árskógsströnd'den alınan numuneyle beraber, bu bölgede en fazla tükenendi ve aslında bugün İzlanda'daki herhangi bir yağıştan daha fazla tükenmekteydiler.

Varmahlíd'daki termal sular, döteryum açısından, Varmahlíd'in yaklaşık sadece 40 km güneyinde bulunan Saudárkrókur'daki termal sulardan önemli ölçüde daha fazla tükenmekteydiler. Ancak, Varmahlíd'deki termal sularda yaklaşık 1,0 ‰ oksijen dönüşümü görüldüğü için, oksijen izotopu değerleri oldukça benzerdir (Şekil 6.5). Varmahlíd suları (90°C civarında) gibi bazı sular benzer sıcaklıkta olmasına ve hatta daha sıcak sular (104°C'e kadar) olmasına rağmen, araştırma alanındaki diğer termal suların herhangi birinde oksijen değişimi gözlemlenmemiştir.

Şekil 6.6, izotop değerleri ve sıcaklıklar arasındaki ilişkiyi göstermektedir. Sıcaklık büyük ölçüde değişmesine rağmen, her termal bölgenin izotop değerlerinin nispeten sabit olduğunu gösterir. Örneğin, Siglufjördur'da sıcaklık, 20 ve yaklaşık 70°C arasında değişmekte oysa δ ^{18}O değeri, hep -13‰ civarında kalmaktadır.



Şekil 6.6: İzotopik verilerin sıcaklık değerleri ile ilşkisini gösteren diyagram

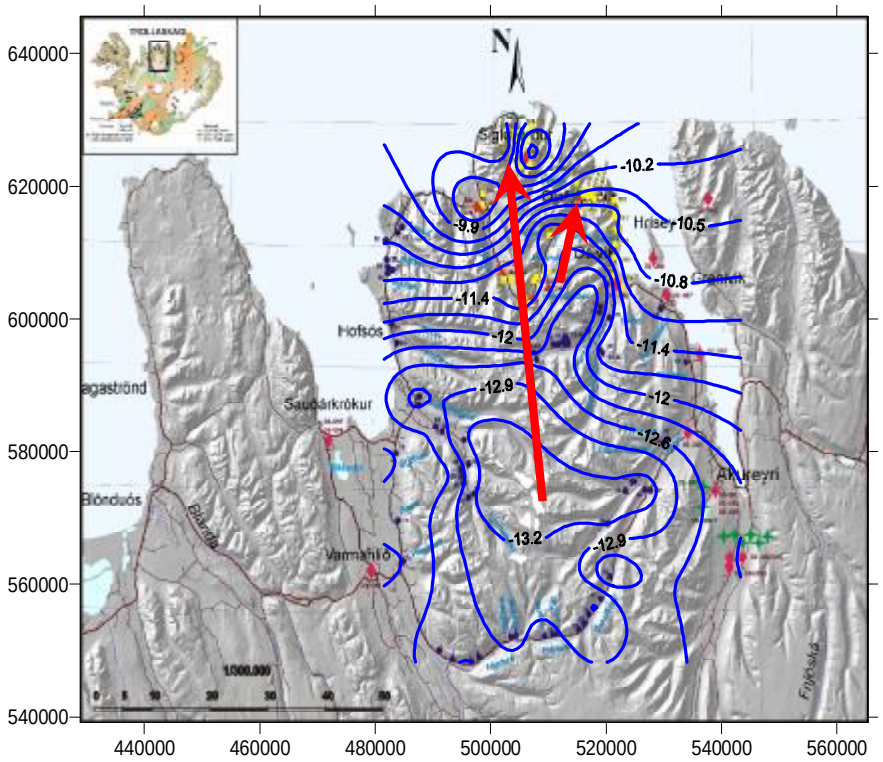
6.1.2.1 Sıcak suların kökeni

İzotopik sonuçlara dayanarak, Siglufjördur bölgesindeki termal suların kökeni, bugün yağışın termal sularla benzer izotopik değerlere sahip olduğu Tröllaskagi'nin güneyindeki dağlık alana kadar izlenebilir. Aynı yöntemle, Ólafsfjördur'daki termal suların kökeni, Şekil 6.7'de kırmızı okla gösterildiği gibi Dalvík'in dağlık güneybatı bölgelerine kadar izlenebilir.

Dalvík'teki termal suların izotopik kompozisyonu, Tröllaskagi'daki mevcut yerüstü sularından daha fazla tükenmektedir ve bu yüzden, kökenleri, yarımadadaki herhangi bir yere kadar izlenemez. Aynısı, Dalvík ve Akureyri arasındaki Tröllaskagi yarımadasının batı kıyısından alınan numuneler için de geçerlidir (Árskógsströnd L-10 and HJ-19).

Dalvík, Árskógsströnd ve Hrísey adasındaki termal suların izotopik kompozisyonu, fazla tükenen numuneler olduklarını göstermektedir. En muhtemel açıklama, az miktarda, soğuk iklimden dolayı o zamanlar yağışın daha fazla tükendiği son buzullaşmadan sonra pre-holosen çağ yerüstü suyu bileşeni içeriyor olmalarıdır. Bu ayrıca, HJ-19 kuyusundan alınan numune içinde geçerli olabilir. Daha eski araştırmalar, Skagafjördur'daki (Varmahlíd) termal suların, bir pre- Holosen su bileşenine sahip olduklarını göstermektedirler (Sveinbjörnsdóttir vd., 2001).

Tröllaskagi yarımadasının güneydoğusuna doğru Akureyri bölgesindeki termal sular, yerel yağıştan büyük ölçüde daha fazla tükenmektedirler. Fark oksijende yaklaşık 1.2‰ ve döteryumda yaklaşık 10‰'dir. Bu, termal suların kökeninin, yağışın termal sularla benzer izotopik değerlere sahip olduğu, bölgenin güneyinde içlerde bulunan yüksek yerlerde olduğunu düşündürür.



Şekil 6.7: Yeraltı sularının kaynak alanlarına doğru olan akış yönü haritası (Ataş, 2006)

7. SONUÇLAR

Aşağıdakiler, bu araştırmanın esas sonuçlarıdır:

• Doymuş sulara daha yakın olan Hrisey hariç, Tröllaskagi bölgesindeki sular, soğuk yeraltı suları, volkanik sular ve bu ikisinin kombinasyonu şeklinde sınıflandırılabilir. Ayrıca üçgen diyagramlarda, tüm suların eski sistemlerden kaynaklandığını düşündürmektedir.

• Jeo-termal suların çoğu, bazı mineraller açısından dengede görünmektedirler.

• Çözünmüş silisik asit için düzeltmesi olan kalsedonn jeotermometreler (Fournier, 1977) kullanılarak elde edilen yüzey altı tahmini sıcaklığı, 42-103°C arasındadır. Kalsedon jeotermometreler ve log Q/K'dan elde edilen sıcaklıklar, daha sonra rezervuar sıcaklıkları olarak yorumlanan ölçülmüş sıcaklıklara çok yakındır. Kalsedon karışım modelinden 50-120°C sıcaklık aralığı elde edilmiştir. Ayrıca bu model, ikili diyagramlarla uyumlu karışımın olmadığını düşündürür. Schoeller diyagramı da, deniz suyu ile karışımı görünen Hrisey suları hariç karışım olmadığını düşündürür.

• Bu araştırmada, yeraltı sularının kökeni ve hareketini takip etmek ve saptamak üzere kararlı $\delta^{18}O$ ve δD izotopları kullanılmıştır. Tröllaskagi bölgesindeki termal sular, yerel yağıştan daha fazla tükenmiştir ve bazı hallerde bugün İzlanda'daki herhangi bir yağıştan daha fazla tükenmeye devam etmektedir.

• Tröllaskagi yarımadasında bulunan termal suların izotop değerleri, farklı bölgeler için farklı kökenleri düşündürmektedir. İzotoplara dayanarak, Siglufjördur ve Ólafsfjördur'deki termal suların kökenini termal bölgelerin güneyindeki dağlık bölgelere kadar takip etmek mümkündür. Dalvík ve Dalvík ile Akureyri arasında Tröllaskagi yarımadasının batı kıyısında bulunan termal bölgelerin (yani Árskógsströnd, L-10 ve HJ-19) termal sularının izotopik kompozisyonu, bugün Tröllaskagi'de mevcut yerüstü sularından daha fazla tükenmişlerdir ve bu yüzden kökenleri, Tröllaskagi yarımadasında herhangi bir yere kadar takip edilemez.

• Dalvík'in hemen batısında bulunan Hrisey adasındaki termal sular, bugün İzlanda'da mevcut yağışlardan daha fazla tükenmişlerdir ve bu yüzden muhtemelen, soğuk iklimden dolayı o zamanlar yağışın daha fazla tükendiği son buzullaşmadan eski bir su bileşenine sahiptirler. Bu ayrıca, Dalvík ve Dalvík'in güneyindeki Árskógsströnd'daki tükenen sular için de en muhtemel açıklamadır. Jeo-termal sistemlere dönüş, çeşitli çağ ve farklı δD değerli suları içerebilir. Buzul çağı bileşeni içeriyorsa, o jeo-termal su, hem izotopik açıdan daha hafiftir ve hem de son buzul çağının sonunda batık kıyılar boyunca uzanan yerli kayalara deniz suyu sızması dolayısıyla bazen nispeten tuzludurlar.

• Daha eski çalışmalar, Skagafjördur'daki termal sularda bir pre- Holocene su bileşeni bulunduğunu göstermiştir. Varmahlíd sularında gözlenen ve büyük ölçüde su-kaya etkilişimini yansıtan, oksijen değişimi, bu suda "eski" su bileşeni varlığıyla uyumludur.

KAYNAKLAR

Árnason, B., 1976: Groundwater systems in Iceland traced by deuterium. *Soc. Sci. Islandica, 42*.

Arnórsson, S., 1991: Geochemistry and geothermal resources in Iceland, In: D´Amore, F. (co-ordinator), *Applications of geochemistry in geothermal reservoir development.* UNITAR/UNDP publication, Rome, 145-196.

Arnórsson, S., 2000: Mineral saturation. In: Arnórsson,S.(ed.), *Isotopic and chemical techniques in geothermal exploration, development and use. Sampling methods, data handling, interpretation*. International Atomic Energy Agency, Vienna, 241- 266.

Arnórsson, S., and Andrésdóttir A., 1995: Processes controlling the distribution of boron and chlorine in natural waters in Iceland. *Geochim. Cosmochim. Acta, 59,* 4125-4146.

Arnórsson, S., and Gíslason, S., 1990: On the origin of low-temperature geothermal activity in Iceland. *Naáttúrufraidingurinn,* vol. 60, pp. 39-56. (In Icelandic with an English summary).

Arnórsson, S., Gunnlaugsson, E., and Svavarsson, H., 1983a: The chemistry of geothermal waters in Iceland II. Mineral equilibria and independent variables controlling water compositions. *Geochim. Cosmochim. Acta, 47,* 547-566.

Arnórsson, S., Gunnlaugsson, E., and Svavarsson, H., 1983b: The chemistry of geothermal waters in Iceland III. Chemical geothermometry in geothermal investigations. *Geochim. Cosmochim. Acta, 47,* 567-577.

Arnórsson, S., Stefánsson, A., Gunnarsson, I., Andrésdóttir, A., and Sveinbjörnsdóttir, A.E., 2001: Major element chemistry of surface and ground waters in basaltic terrain, N- Iceland. I. Primary mineral saturation. *Geochim. Cosmochim. Acta,* (in press).

Atas, Ö.C., 2006, Geochemical and Isotopic Studies of Natural Waters from the Tröllaskagi Area, N-Iceland. The United Nations University Geothermal Training Programme, Orkustofnun, Reykjavik, Iceland. ISBN 9979, No: 6, pp 51-82

Bjarnason, J.Ö., 1994: *The speciation program WATCH, version 2.1*. Orkustofnun, Reykjavík, 7 pp.

Björnsson, G., 1998: Acceptable injectivity in new wells of the Sudurnes Regional Heating Co., evaluated from step-rate pumping in Svartsengi, Eldvörp and Reykjanes. Orkustofnun, report GrB-98/06 (in Icelandic), 4 pp.

Björnsson, H., 1998: Hydrology of ice caps in volcanic regions. *Reykjavik, Societas Scientarium Islandica*, 139 pp.

Björnsson, S., 1980: Heat, groundwater and geothermal systems. *Naáttúrufraidingurinn, vol. 50,* pp. 271-293. (In Icelandic with an English summary).

Björnsson, A., Axelsson, G., and Flóvenz, Ó.G., 1990: The nature of hot spring systems in Iceland. *Náttúrufraedingurinn, 60-1,* (in Icelandic with English summary), 15-38.

Bödvarsson, G., 1982: Glaciation and geothermal processes. *Jökull, vol. 32,* pp. 21-28.

Bödvarsson, G., and Pálmason, G., 1961: Exploration of subsurface temperatures in Iceland. *Jökull, 11,* 39-48.

Craig, H., 1961: Isotope variations in meteoric water. *Science 153,* 10702-10703.

Craig, H., 1963: The isotopic geochemistry of water and carbon in geothermal areas. In: Tongiorgi, E. (ed.), *Nuclear geology on geothermal areas*. Consiglio Nazionale delle Ricerche, Laboratorio di Geologia Nucleare, Pisa, 17-53.

Craig, H., Boato, G., and White, D.E., 1956: Isotope geochemistry of thermal waters. In: *Proc. second conference on nuclear processes in geologic settings,* National Academy of Sciences-National Research Council, paper 400, 29-38.

Coleman, M.L., Shepard, T.J., Durham, J.J., Rouse, J.E., and Moore, G.R., 1982: Reduction of water with zinc for hydrogen isotope determination. *Anal. Chem., vol. 54,* pp. 993-995.

D'Amore, F., and Arnórsson, S., 2000: Geothermometry. In: Arnórsson, S.(ed.), *Isotopic and chemical techniques in geothermal exploration, development and use. Sampling methods, data handling, interpretation.* International Atomic Energy Agency, Vienna, 152-199.

Einarsson, T., 1942: Uber das Wesen der heissen Quellen Islands mit einer Ubersicht die Tektonik des mittleren Nord-Islands. *Societas Scientiarum Islandica, vol. 26,* 91 pp.

Ellis, A.J., and Mahon, W.A.J., 1977: *Chemistry and geothermal systems*. Academic Press, New York,
392 pp.

Epstein, S. and Mayeda, T.K., 1953: Variation of O^{18} content of waters from natural sources. *Geochim. Cosmochim. Acta, vol. 4,* pp. 213-224.

Fleming, B.A., and Crerar, D.A., 1982: Silicic acid ionization and calculation of silica solubility at elevated temperature and pH. *Geothermics, 11,* 15-29.

Fournier, R.O., 1977: Chemical geothermometers and mixing model for geothermal systems. *Geothermics, 5,* 41-50.

Fournier, R.O., 1991: Water geothermometers applied to geothermal energy. In: D'Amore, F. (coordinator), *Application of Geochemistry in Geothermal Reservoir Development*. UNITAR/UNDP publication, Rome, 37-69.

Giggenbach, W.F., 1988: Geothermal solute equilibria. 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), *Application of geochemistry in geothermal reservoir development*. UNITAR/UNDP publication, Rome, 119-142.

Gíslason, S.R., Heaney, P.J., Oelkers, E.H. and Schott, J. 1997: Kinetic and thermodynamic properties of moganite, a novel silica polymorph. *Geochim. Cosmochim. Acta, 61,* 1193-1204.

Helgeson, H.C., 1969: Thermodynamic of complex dissociation in aqueous solution at elevated temperatures and pressures. *Am. J. Sci., 267,* 729-804.

Hjartarson, A., Fridleifsson, G., and Hafstad, T.H., 1998: Bedrock in the Skagafjordur Valleys and tunnel locations. Reykjavik, National Energy Authority, *Report OS-97020*. 55 pp.

Indridason, H. D., 2002: *Geology of the Siglutjordur area*. unpubl., M.Sc. thesis, Univ. of Iceland.

Johannesson, H., 1991: The mountains west of Eyjatjordur, In: *Reykjavik, The Icelandic Tourist Association Yearbook. 1991,* 246. pp. (In Icelandic).

Keenan, J.H., Keyes, F.G., Hill, P.G., and Moore, J.G., 1969: *Steam tables (International edition - metric units)*. John Wiley, N.Y. 162 pp.

Kristmannsdóttir, H., and Johnsen, S., 1982: Chemistry and stable isotope composition of geothermal waters in the Eyjafjördur region, North Iceland. *Jökull, 32,* 83-90.

Neuhoff, P.S., Fridriksson, T.H., Arnórsson, S., and Bird, D.K., 1999: Porosity, evolution and mineral paragenesis during low-grade metamorphism of basaltic lavas at Teigarhorn, eastern Iceland. *Am. J. Sci., 299,* 467-501.

Nicholson, K., 1993: *Geothermal fluids: chemistry and exploration techniques*. Springer-Verlag, Berlin, 268 pp.

Reed, M.H., and Spycher, N.F., 1984: Calculation of pH and mineral equilibria in hydrothermal water with application to geothermometry and studies of boiling and dilution. Geochim. Cosmochim. Acta, 48, 1479-1490.

Rist, S., 1990: *Vatns er Tharf.* Reykjavik, Bokautgafa Menningarsjods., 248 p. (In Icelandic).

Saemundsson, K., 1980: Application of geology in geothermal research in Iceland (in Icelandic with English summary). Náttúrufraedingurinn, 50, no. 3-4, 157-188.

Saemundsson, K. and Fridleifsson, I. B., 1980: *Geothermal energy and geothermal investigations. Ndtturufraedingurinn 50,* 157-188. (In Icelandic with an English summary).

Saemundsson K., Kristjansson L., McDougall L., and Walkins N. D., 1980: K-Ar dating, geological and paleomagnetic study of a 5 km lava succession in Northern Iceland. Journal Geophysis Res., 85.

Savaşçın, M.Y. and Gülec, N., 1990, The relationship between magmatic and tectonic activities in western Turkey. In: M.Y.Savaşçın, and H.Eronat (Editors) IESCA-90, Proceedings, Vol.2, 300-313.

Siegenthaler, U., 1979: In: Jager, and Hunziker, J.C. (editors), *Lectures in isotope geology*, Springer-Verlang, 264-273.

Sveinbjörnsdóttir, Á.E., 1995: The use of stable isotopes of oxygen and hydrogen in geothermal studies in Iceland. *Proceedings World Geothermal Congress 1995*, Florence, Italy, 1043-1048.

Sveinbjörnsdóttir, Á.E., Arnórsson, S. and Heinemeier, J. 2001. Isotopic and chemical characteristics of old "ice age" groundwater, North Iceland. In: Water-Rock Interaction (ed. Rosa Cidu), 205-208.

Tarcan, G., 2003, Jeotermal Su Kimyası, Jeotermalde Yerbilimsel Uygulamalar, Yaz Okulu Ders Kitabı - JENARUM. D.E.Ü., Müh. Fak., No: 306, s:198-245.

Truesdell, A.H., 1991: Effects of physical processes on geothermal fluids. In: D'Amore, F. (coordinator), *Application of geochemistry in geothermal reservoir development*. UNITAR/UNDP publication, Rome, 71-92.

Walker, G.P.L., 1960: Zeolite zones and dyke distribution in relation to the structure of the basalts of eastern Iceland. J. Geol., 68, 515-528.

Ek-1

WATCH PROGRAMI

Watch programı bir kimyasal denge ve türleştirme (speciation) programı olup, bilhassa yüksek sıcaklıklı alanlar için oldukça kullanışlıdır. Hem su hem buhar örneklerinin aynı anda girilebileceği seçenekler mevcuttur. Bazı temel jeotermometre hesaplarını yaptığı gibi, kimyasal türleştirme, mineral dengeleri ve akifer kimyası hesaplamalarını akifer sıcaklığında ve aynı anda 10 değişik sıcaklıkda yapabilmekte; ayrıca ve kaynama sıcaklığında buhar ayrılma varsayımına ve kondüktif soğuma varsayımlarına göre de ayrı ayrı yapılabilmektedir. Watch türleştirme programı bilgisayar DOS ortamında çalışan bir programdır. Veri girişi wain adlı ayrı bir yerden yapılır. Dosya açışı "dosya adı", işaret olarak nokta "(.)" ve "in" komutuyla yapılarak veri giriş dosyası oluşturulur (in dosyası). Bir dosya en çok 10 su analizi içerebilir. Eğer daha fazla su girilecekse ikinci bir giriş dosyası oluşturulmalıdır. Bu dosyayı çalıştırmak için de bir çıkış dosyası adı verilmelidir. Wain veri girişi sırasında (in dosyasındaki aynı isimli) "dosya adı", (.) ve "out" ile bir çıktı dosyası oluşturulmalıdır. Programı çalıştırmak için DOS ortamına girilerek watch97 yazılır. Bu sırada sorulan çalıştırılacak program ismi olarak yukarıda yazılan "in" ve "out" dosyaları yazılır. Bunun sonucunda ekranda out dosyası görülür ve programı çalıştırmak da herbir su noktası için "hesaplama yaptır" yani bilgisayar klavyesindeki "return=enter" komutu vermek gerekir. Bundan sonra gelecek seçeneklere göre sıcaklık olarak ilgili kısım seçilir. Akifer sıcaklığı biliniyorsa doğrudan ölçülmüş sıcaklığın kullanılması daha uygundur. Eğer bilinmiyorsa programı çalıştırma sıcaklığı olarak 3 jeotermometreden birisi seçilmelidir. Genellikle düşük sıcaklıklı alanlar için Kalsedon sıcaklığı, yüksek sıcaklıklı alanlar için ise Kuvars veya Na/K jeotermometrelerinden birisi seçilebilir. Daha sonra araştırmanın niteliğine, amacına göre ilgili kısımlar girilebilir. Tüm hesaplama işlemleri bittiğinde DOS ortamında da sonuçlar izlenebileceği gibi, sonuçları görmek için windows içinde note-pad benzeri bir program da kullanılabilir. Hesaplamalar devam edecekse, son hesaplanmış verilerin okunduğu out dosyasının Excel programında açılması yeni yapılacak olan işlemlerim kolaylaştıracaktır (Tarcan, 2002)

Ek-2

Tablo A-1: İnceleme Alanına Ait Su Örneklerinde Çökel Ürünü Olarak Rastlanabilecek Bazı Minerallerin Belirtilen Sıcaklıklardaki Doygunluk İndeksleri

Örnekleme Yeri: GYN-7 02-033						
Sıcaklık (°C)	Laumontite	Albit low	Calcite	Microcline	Muscovite	Chalcedony
20	4,071	2,485	0,005	3,617	4,745	0,483
40	2,319	1,235	-0,017	2,042	2,210	0,249
60	0,866	0,193	-0,006	0,712	0,004	0,053
60,5	0,832	0,170	-0,006	0,683	-0,046	0,049
80	-0,322	-0,666	0,034	-0,402	-1,829	-0,111
100	-1,279	-1,371	0,100	-1,331	-3,302	-0,251
120	-2,039	-1,943	0,191	-2,101	-4,452	-0,374

Örnekleme Yeri: SIGLUF 02-083						
Sıcaklık (°C)	Laumontite	Albit low	Calcite	Microcline	Muscovite	Chalcedony
20,0	4,850	3,072	-0,182	4,349	6,044	0,599
40,0	3,093	1,817	-0,202	2,770	3,499	0,363
60,0	1,630	0,766	-0,186	1,432	1,272	0,164
71,6	0,904	0,241	-0,160	0,756	0,149	0,064
80,0	0,431	-0,104	-0,136	0,308	-0,586	-0,003
100,0	-0,536	-0,818	-0,058	-0,631	-2,086	-0,147
120,0	-1,301	-1,398	0,047	-1,408	-3,259	-0,273

Örnekleme Yeri: OLAFS 02-084						
Sıcaklık (°C)	Laumontite	Albit low	Calcite	Microcline	Muscovite	Chalcedony
20	4,166	2,288	0,085	3,2507	4,754	0,326
40	2,512	1,111	0,072	2,049	2,362	0,115
60	1,158	0,141	0,084	0,792	0,289	-0,056
67	0,747	-0,155	0,094	0,403	-0,353	-0,109
80	0,062	-0,653	0,121	-0,256	-1,429	-0,199
100	-0,814	-1,301	0,184	-1,129	-2,806	-0,32
120	-1,501	-1,824	0,275	-1,85	-3,875	-0,427

Örnekleme Yeri: OLAFS 02-085						
Sıcaklık (°C)	Laumontite	Albit low	Calcite	Microcline	Muscovite	Chalcedony
20	3,898	2,121	-0,011	3,401	4,742	0,273
40	2,235	0,936	-0,027	1,893	2,339	0,06
56,3	1,107	0,129	-0,021	0,849	0,62	-0,083
60	0,877	-0,036	-0,018	0,633	0,264	-0,112
80	-0,22	-0,831	0,016	-0,417	-1,45	-0,255
100	-1,096	-1,48	0,076	-1,29	-2,823	-0,377
120	-1,785	-2,006	0,163	-2,014	-3,887	-0,485

Örnekleme Yeri: DALVIK 02-086						
Sıcaklık (°C)	Laumontite	Albit low	Calcite	Microcline	Muscovite	Chalcedony
20	3,967	2,372	0,044	3,57	4,568	0,344
40	2,305	1,191	0,036	2,064	2,164	0,132
60	0,948	0,22	0,053	0,806	0,084	-0,04
64,5	0,68	0,027	0,06	0,554	-0,335	-0,074
80	-0,147	-0,572	0,093	-0,241	-1,636	-0,181
100	-1,019	-1,215	0,158	-1,109	-3,012	-0,301
120	-1,701	-1,733	0,247	-1,824	-4,078	-0,406

Örnekleme Yeri: Árskógs 02-087						
Sıcaklık (°C)	Laumontite	Albit low	Calcite	Microcline	Muscovite	Chalcedony
20	4,425	2,781	0,031	4,087	5,174	0,483
40	2,715	1,563	0,022	2,545	2,703	0,259
60	1,309	0,556	0,042	1,251	0,555	0,075
73,4	0,519	-0,014	0,07	0,507	-0,679	-0,03
80	0,17	-0,267	0,088	0,172	-1,225	-0,077
100	-0,738	-0,937	0,159	-0,722	-2,653	-0,199
120	-1,45	-1,476	0,256	-1,459	-3,761	-0,318

Örnekleme Yeri: HRISEY~10 02-088						
Sıcaklık (°C)	Laumontite	Albit low	Calcite	Microcline	Muscovite	Chalcedony
20	4,797	2,842	0,212	4,094	5,391	0,537
40	3,041	1,588	0,148	2,516	2,873	0,301
60	1,55	0,518	0,129	1,159	0,639	0,098
76,7	0,491	-0,249	0,142	0,179	-0,963	-0,053
80	0,301	-0,387	0,147	-0,001	-1,25	-0,081
100	-0,727	-1,146	0,194	-0,984	-2,793	-0,238
120	-1,558	-1,774	0,264	-1,81	-4,011	-0,378

Örnekleme Yeri: GYN-7 05-004						
Sıcaklık (°C)	Laumontite	Albit low	Calcite	Microcline	Muscovite	Chalcedony
20	4,017	2,498	0,184	3,51	4,557	0,496
40	2,236	1,227	0,171	1,915	1,973	0,254
60	0,762	0,171	0,19	0,572	-0,268	0,054
61	0,696	0,124	0,192	0,511	-0,37	0,045
80	-0,437	-0,695	0,235	-0,549	-2,121	-0,112
100	-1,398	-1,401	0,303	-1,48	-3,604	-0,253
120	-2,159	-1,973	0,395	-2,249	-4,756	-0,376

Örnekleme Yeri: REYKIR 047						
Sıcaklık (°C)	Laumontite	Albit low	Calcite	Microcline	Muscovite	Chalcedony
20	4,004	2,521	0,134	3,497	4,194	0,48
40	2,274	1,288	0,123	1,94	1,693	0,251
60	0,85	0,268	0,143	0,632	-0,479	0,063
60,6	0,811	0,241	0,144	0,597	-0,538	0,058
80	-0,304	-0,567	0,189	-0,457	-2,278	-0,093
100	-1,226	-1,246	0,26	-1,361	-3,719	-0,225
120	-1,948	-1,792	0,356	-2,105	-4,838	-0,339

Örnekleme Yeri: L-10 02-030						
Sıcaklık (°C)	Laumontite	Albit low	Calcite	Microcline	Muscovite	Chalcedony
20	4,004	2,521	0,134	3,497	4,194	0,48
40	2,274	1,288	0,123	1,94	1,693	0,251
60	0,85	0,268	0,143	0,632	-0,479	0,063
60,6	0,811	0,241	0,144	0,597	-0,538	0,058
80	-0,304	-0,567	0,189	-0,457	-2,278	-0,093
100	-1,226	-1,246	0,26	-1,361	-3,719	-0,225
120	-1,948	-1,792	0,356	-2,105	-4,838	-0,339

Örnekleme Yeri: HJ-19 02-032						
Sıcaklık (°C)	Laumontite	Albit low	Calcite	Microcline	Muscovite	Chalcedony
20	5,278	3,322	-0,112	4,579	6,345	0,57
40	3,556	2,094	-0,124	3,027	3,856	0,342
60	2,13	1,073	-0,104	1,718	1,68	0,153
80	0,968	0,232	-0,056	0,622	-0,131	-0,005
85,7	0,681	0,021	-0,036	0,345	-0,583	-0,046
100	0,037	-0,455	0,02	-0,289	-1,59	-0,139
120	-0,694	-1,008	0,122	-1,04	-2,727	-0,256

Örnekleme Yeri: RNW-7 02-034						
Sıcaklık (°C)	Laumontite	Albit low	Calcite	Microcline	Muscovite	Chalcedony
20	5,248	3,163	0,034	4,429	6,358	0,595
40	3,487	1,906	0,005	2,848	3,81	0,358
60	2,012	0,848	0,015	1,503	1,573	0,157
75,7	1,037	0,143	0,045	0,596	0,072	0,02
80	0,795	-0,032	0,057	0,368	-0,3	-0,014
100	-0,193	-0,757	0,128	-0,582	-1,816	-0,161
120	-0,981	-1,349	0,225	-1,372	-3,005	-0,291

Örnekleme Yeri: HN-10 02-035						
Sıcaklık (°C)	Laumontite	Albit low	Calcite	Microcline	Muscovite	Chalcedony
20	5,323	3,04	0,136	4,278	6,647	0,489
40	3,559	1,781	0,112	2,695	4,094	0,251
60	2,093	0,73	0,122	1,356	1,87	0,053
80	0,891	-0,14	0,161	0,232	0,02	-0,115
83,4	0,711	-0,272	0,17	0,061	-0,257	-0,141
100	-0,081	-0,854	0,226	-0,707	-1,468	-0,258
120	-0,854	-1,436	0,316	-1,487	-2,63	-0,385

Örnekleme Yeri: BN- 1 02-036						
Sıcaklık (°C)	Laumontite	Albit low	Calcite	Microcline	Muscovite	Chalcedony
20	6,222	3,651	0,032	4,98	7,722	0,627
40	4,464	2,396	0	3,401	5,181	0,39
60	2,988	1,339	0,008	2,055	2,944	0,19
80	1,767	0,456	0,05	0,918	1,066	0,018
92,1	1,141	-0,003	0,09	0,32	0,104	-0,075
100	0,774	-0,273	0,121	-0,036	-0,457	-0,13
120	-0,02	-0,869	0,218	-0,83	-1,655	-0,261

Örnekleme Yeri: LJ-5 02-037						
Sıcaklık (°C)	Laumontite	Albit low	Calcite	Microcline	Muscovite	Chalcedony
20	5,864	3,584	-0,044	4,913	7,39	0,663
40	4,096	2,321	-0,073	3,326	4,828	0,424
60	2,611	1,256	-0,060	1,974	2,573	0,221
80	1,384	0,368	-0,013	0,831	0,68	0,047
94,4	0,643	-0,176	0,04	0,123	-0,461	-0,063
100	0,385	-0,366	0,063	-0,128	-0,857	-0,103
120	-0,413	-0,966	0,166	-0,926	-2,066	-0,235

Örnekleme Yeri: TN-4 02-038						
Sıcaklık (°C)	Laumontite	Albit low	Calcite	Microcline	Muscovite	Chalcedony
20	5,384	3,24	0,068	4,415	6,409	0,586
40	3,627	1,987	0,041	2,837	3,87	0,35
60	2,159	0,935	0,051	1,497	1,644	0,152
80	0,951	0,061	0,093	0,369	-0,219	-0,017
81,4	0,875	0,005	0,097	0,297	-0,336	-0,029
100	-0,029	-0,658	0,163	-0,576	-1,725	-0,162
120	-0,809	-1,244	0,259	-1,359	-2,904	-0,29

Örnekleme Yeri: VARMAHLID 03-096						
Sıcaklık (°C)	Laumontite	Albit low	Calcite	Microcline	Muscovite	Chalcedony
20	5,618	3,889	-0,109	5,239	7,452	0,802
40	3,819	2,605	-0,127	3,631	4,824	0,556
60	2,301	1,517	-0,104	2,256	2,504	0,345
80	1,039	0,606	-0,045	1,09	0,549	0,164
91	0,445	0,173	-1E-03	0,53	-0,37	0,074
100	0,008	-0,148	0,041	0,111	-1,044	0,007
120	-0,821	-0,765	0,152	-0,704	-2,303	-0,13

Örnekleme Yeri: SAUDARKROK 03-097						
Sıcaklık (°C)	Laumontite	Albit low	Calcite	Microcline	Muscovite	Chalcedony
20	4,484	2,655	0,025	3,766	5,301	0,431
40	2,756	1,422	-0,004	2,209	2,81	0,202
60	1,321	0,395	-1E-03	0,894	0,638	0,011
70,6	0,668	-0,076	0,012	0,284	-0,366	-0,078
80	0,145	-0,455	0,03	-0,211	-1,17	-0,15
100	-0,805	-1,154	0,09	-1,134	-2,626	-0,288
120	-1,562	-1,723	0,174	-1,902	-3,763	-0,41

Örnekleme Yeri: SAUDARKROK 03-098						
Sıcaklık (°C)	Laumontite	Albit low	Calcite	Microcline	Muscovite	Chalcedony
20	4,218	2,476	0,051	3,582	4,904	0,394
40	2,502	1,253	0,026	2,034	2,43	0,168
60	1,084	0,237	0,03	0,731	0,279	-0,019
68,8	0,545	-0,152	0,041	0,227	-0,551	-0,091
80	-0,074	-0,6	0,062	-0,361	-1,507	-0,175
100	-1,007	-1,287	0,12	-1,272	-2,942	-0,309
120	-1,748	-1,845	0,204	-2,028	-4,061	-0,428

Ek-3

Tablo A-2 Tröllaskagi Bölgesinden Alınan Numunelerin Duraylı İzotop Analiz Sonuçları

Sıra No	Tarih	Örnek Numarası	Sıcaklık (°C)	δO^{18} ‰	δH^{2} ‰
1	09-Eylul-87	246		-10.853	
2	09-Eylul-87	247		-11.359	
3	09-Eylul-87	248		-11.33	-71.73
4	09-Eylul-87	249		-10.767	
5	09-Eylul-87	250		-10.599	
6	09-Eylul-87	251		-11.215	
7	09-Eylul-87	252		-10.621	
8	09-Eylul-87	253		-10.499	
9	09-Eylul-87	255		-9.905	
10	09-Eylul-87	256		-10.552	
11	09-Eylul-87	257		-10.565	
12	09-Eylul-87	258		-10.56	
13	09-Eylul-87	259	2.7	-10.595	
14	09-Eylul-87	260	2.1	-9.918	
15	09-Eylul-87	261		-9.846	
16	09-Eylul-87	262		-9.752	
17	09-Eylul-87	263	4.8	-9.723	
18	09-Eylul-87	264		-9.874	
19	09-Eylul-87	265	3.8	-10.017	
20	10-Eylul-87	266		-8.06	-56.14
21	10-Eylul-87	267	2.9	-10.06	-69.02
22	10-Eylul-87	268	3.5	-9.124	-63.01
23	10-Eylul-87	269	3.5	-9.359	-62.94
24	10-Eylul-87	270	4	-9.075	-62.69
25	10-Eylul-87	271		-8.918	-60.83
26	10-Eylul-87	272		-9.284	-63.3
27	10-Eylul-87	273	4.5	-9.058	-62.18
28	10-Eylul-87	274		-4.101	-32.75
29	10-Eylul-87	275	5	-7.779	-57.93
30	10-Eylul-87	276		-7.809	-54.91
31	10-Eylul-87	277		-8.014	-55.81
32	10-Eylul-87	278	5.5	-8.622	-61.67
33	10-Eylul-87	279	3.6	-9362	-63.78
34	10-Eylul-87	280	6.5	-8.287	-58.93
35	11-Eylul-87	281		-9.92	-66.08
36	11-Eylul-87	282		-11.445	-76.16
37	11-Eylul-87	283	65	-12.755	-89.91
38	11-Eylul-87	284	56	-12.518	-85.39
39	11-Eylul-87	285		-9.48	-59.76
40	11-Eylul-87	286		-8.887	-59.97
41	11-Eylul-87	287	60	-13.025	-89.34
42	11-Eylul-87	288	38	-12.826	-88.2
43	11-Eylul-87	289	48	-13.025	-90.01

Tablo A-2 (devamı) Tröllaskagi Bölgesinden Alınan Numunelerin Duraylı İzotop Analiz Sonuçları

Sıra No	Tarih	Örnek Numarası	Sıcaklık (°C)	δO^{18} ‰	δH^{2} ‰
44	11-Eylul-87	290	26	-12.702	-87.6
45	11-Eylul-87	291	58	-12.991	-88.61
46	11-Eylul-87	292	61	-12.888	-90.59
47	11-Eylul-87	293		-11.185	-77.52
48	11-Eylul-87	294		-11.548	-79.44
49	11-Eylul-87	295		-10.672	-74.02
50	11-Eylul-87	296	2	-10.926	-74.55
51	11-Eylul-87	297	5.1	-10.714	-74.12
52	11-Eylul-87	298		-11.36	-76.82
53	11-Eylul-87	299	5.2	-11.214	-76.44
54	11-Eylul-87	300		-10.766	-75.43
55	11-Eylul-87	301	31	-12.88	-89.35
56	11-Eylul-87	302	7.5	-10.856	-75.44
57	11-Eylul-87	303	6.2	-11.167	-76.63
58	11-Eylul-87	304	45	-12.54	-85.98
59	11-Eylul-87	305	6.2	-11.02	-76.9
60	11-Eylul-87	306	3.5	-11.193	-76.23
61	11-Eylul-87	307	15	-11.597	-78.05
62	11-Eylul-87	308	17	-11.992	-81.53
63	11-Eylul-87	309	18.7	-11.941	-81.75
64	11-Eylul-87	310	5.7	-10.742	-74.29
65	11-Eylul-87	311	8	-11.104	-74.51
66	12-Eylul-87	87-312	32	-10.785	-72.02
67	12-Eylul-87	313	5.5	-10.323	-70.39
68	12-Eylul-87	314		-10.202	-69.79
69	12-Eylul-87	315	3.5	-10.397	-69.66
70	12-Eylul-87	316	4.2	-10.325	-70.61
71	12-Eylul-87	317	66	-11.956	-80.53
72	12-Eylul-87	318	57	-8.37	-56.79
73	12-Eylul-87	319	4	-10.557	-72.05
74	12-Eylul-87	320	3.9	-10.82	-71.8
75	24-Agustos-93	1	9.3	-12.76	-92.6
76	24-Agustos-93	2	7.4	-12.66	-92.7
77	24-Agustos-93	3	8.8	-12.45	-91.8
78	24-Agustos-93	4	8.2	-12.7	-91.7
79	24-Agustos-93	5	7.7	-13	-92.3
80	24-Agustos-93	6	7.7	-13.14	-94.8

Tablo A-2 (devamı) Tröllaskagi Bölgesinden Alınan Numunelerin Duraylı İzotop Analiz Sonuçları

Sıra No	Tarih	Örnek Numarası	Sıcaklık (°C)	δO^{18} ‰	δH^{2} ‰
81	24-Agustos-93	7	8.5	-12.56	-88.6
82	24-Agustos-93	8	8.8	-12.88	-91.5
83	24-Agustos-93	9	5.4	-12.93	-93.6
84	24-Agustos-93	10	5.7	-13.1	-92.9
85	25-Agustos-93	11	6.4	-12.62	-89.5
86	25-Agustos-93	12	10.3	-12.41	-86.5
87	25-Agustos-93	13	12	-12.26	-88.1
88	25-Agustos-93	14	6.4	-12.64	-89.4
89	25-Agustos-93	15	5.4	-12.48	-87.9
90	25-Agustos-93	16	5.5	-12.31	-86.1
91	25-Agustos-93	17	5.2	-12.62	-88.4
92	25-Agustos-93	18	4.6	-12.98	-92.2
93	25-Agustos-93	19	12.8	-11.7	-83.2
94	25-Agustos-93	20	5.7	-12.02	-83.8
95	25-Agustos-93	21	11.2	-11.91	-85.5
96	25-Agustos-93	22	7.2	-11.16	-77.7
97	25-Agustos-93	23	1.8	-12.31	-87.1
98	25-Agustos-93	24	11.2	-12.34	-91.2
99	25-Agustos-93	25	4.2	-12.07	-91.4
100	25-Agustos-93	26	5.5	-12.86	-92.4
101	25-Agustos-93	27	6.7	-12.68	-90.9
102	25-Agustos-93	28	7.9	-12.63	-89.8
103	25-Agustos-93	29	6.7	-12.89	-93.6
104	25-Agustos-93	30	13.1	-12.09	-87.9
105	25-Agustos-93	31	7.6	-11.52	-81
106	25-Agustos-93	32	9.2	-11.44	-78.7
107	25-Agustos-93	33	7	-11.27	-78.9
108	25-Agustos-93	34	7.6	-11.34	-78.9
109	25-Agustos-93	35	6	-11.76	-81
110	25-Agustos-93	36	7.8	-12.56	-87.2
111	25-Agustos-93	37	6.3	-11.88	-83.3
112	25-Agustos-93	38	13.6	-12.52	-88.6
113	25-Agustos-93	39	7.5	-13.19	-93.1
114	25-Agustos-93	40	8.2	-13.44	-95.7
115	25-Agustos-93	41	11	-13.34	-97.1
116	25-Agustos-93	42	6.8	-13.17	-93.7
117	25-Agustos-93	43	5.8	-13.15	-94.3

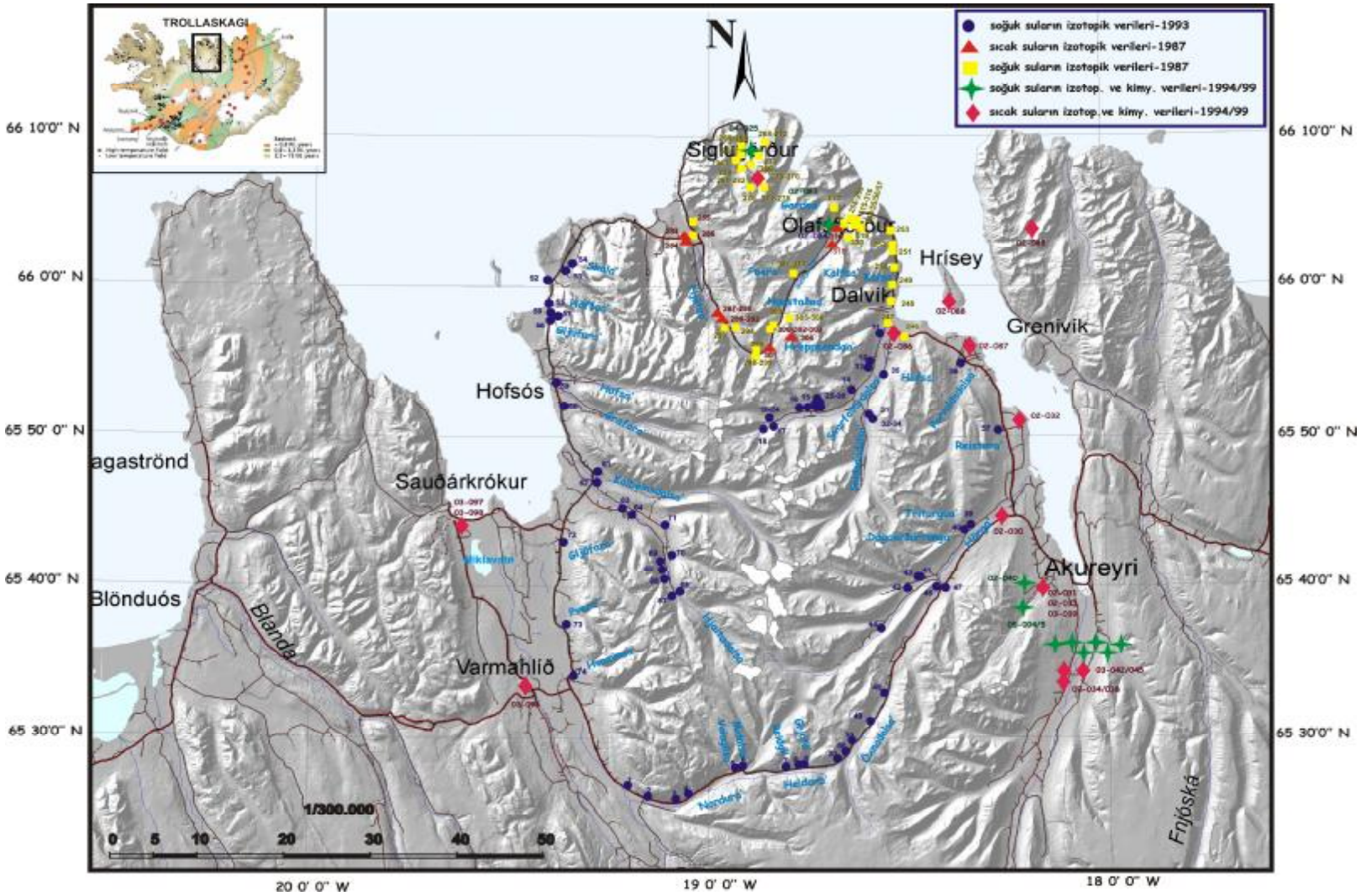
Tablo A-2 (devamı) Tröllaskagi Bölgesinden Alınan Numunelerin Duraylı İzotop Analiz Sonuçları

Sıra No	Tarih	Örnek Numarası	Sıcaklık (°C)	δO^{18} ‰	δH^{2} ‰
118	25-Agustos-93	44	7.4	-13.38	-97.4
119	25-Agustos-93	45	8.9	-13.39	-95.1
120	25-Agustos-93	46	10.1	-13.39	-97.1
121	25-Agustos-93	47	6.4	-13.38	-98.8
122	25-Agustos-93	48	10.6	-11.86	-88.9
123	25-Agustos-93	49	7.4	-13.6	-95.8
124	25-Agustos-93	50	5.7	-13.21	-92
125	25-Agustos-93	51	8.2	-12.91	-90.8
126	26-Agustos-93	52	7.3	-10.6	-72.9
127	26-Agustos-93	53	4.3	-10.93	-77.4
128	26-Agustos-93	54	4.7	-10.52	-73.1
129	26-Agustos-93	55	4.6	-11.08	-76.3
130	26-Agustos-93	56	5.6	-10.91	-78.2
131	26-Agustos-93	57	4.5	-11.03	-76.6
132	26-Agustos-93	58	7.2	-10.85	-74
133	26-Agustos-93	59	4.9	-11.62	-82.8
134	26-Agustos-93	60	4.9	-12.17	-85.2
135	26-Agustos-93	61	4.5	-13	-92.6
136	26-Agustos-93	62	5.6	-13.1	-94.7
137	26-Agustos-93	63	5.8	-12.5	-89.5
138	26-Agustos-93	64	5.9	-12.8	-90.8
139	26-Agustos-93	65	4.3	-12.97	-92.7
140	26-Agustos-93	66	3.4	-12.48	-91.5
141	26-Agustos-93	67	4.2	-13.05	-91.7
142	26-Agustos-93	68	5.5	-13.33	-95.5
143	26-Agustos-93	69	9	-12.37	-88.6
144	26-Agustos-93	70	5.6	-13.16	-93.1
145	26-Agustos-93	71	5.9	-13.3	-94.5
146	26-Agustos-93	72	7.1	-12.23	-86.8
147	26-Agustos-93	73	8.2	-12.5	-89.8
148	26-Agustos-93	74	10.3	-12.21	-87.7
149	03.Ara.98	02-033	60.5	-13.87	-100.0
150	14.Kas.98	02-083	71.6	-11.34	-76.1
151	14.Kas.98	02-084	67.0	-11.94	-81.4
152	14.Kas.98	02-085	56.3	-11.53	-78.0
153	15.Kas.98	02-086	64.5	-14.76	-104.0
154	15.Kas.98	02-087	73.4	-14.95	-109.0

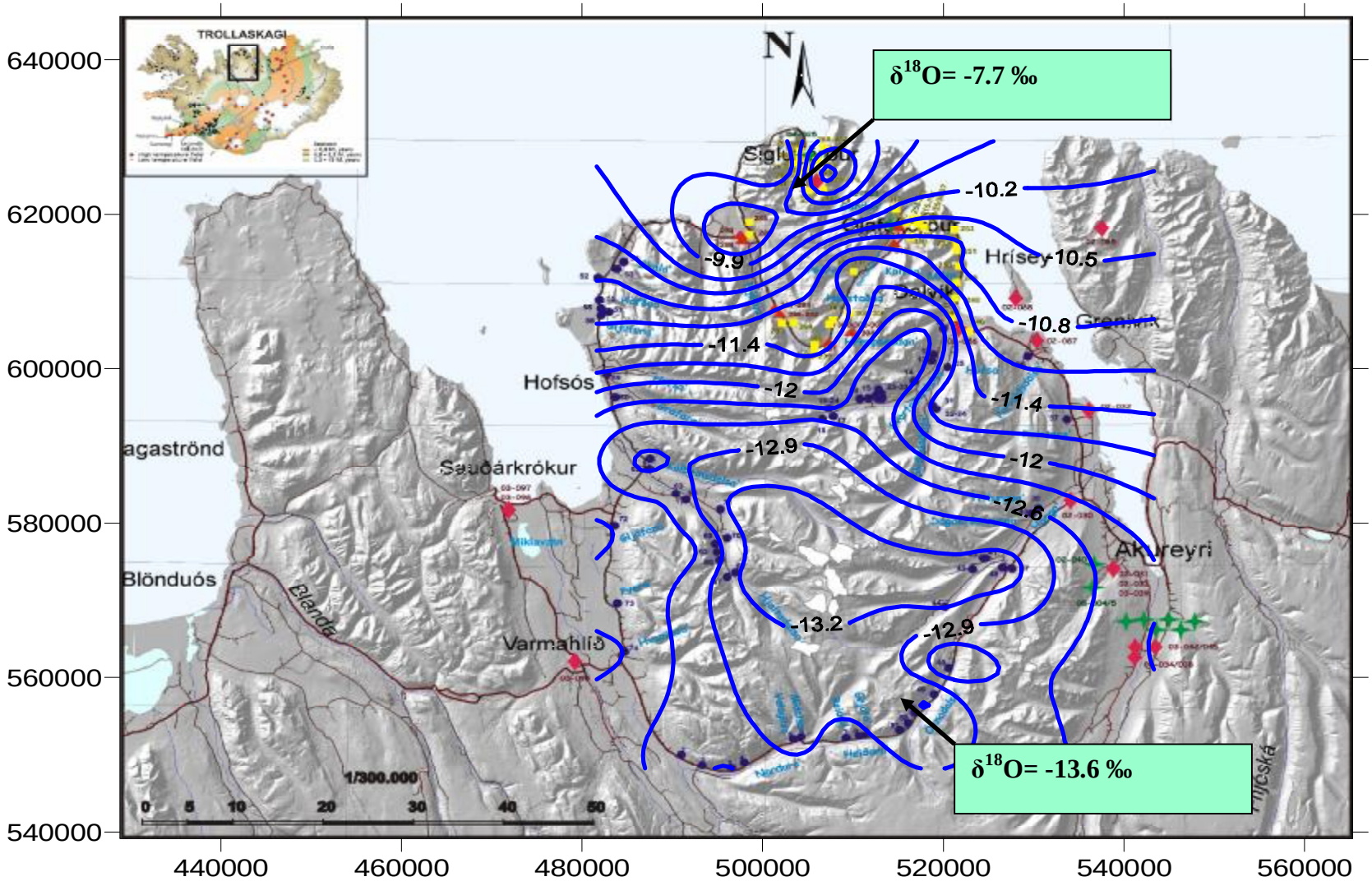
Tablo A-2 (devamı) Tröllaskagi Bölgesinden Alınan Numunelerin Duraylı İzotop Analiz Sonuçları

Sıra No	Tarih	Örnek Numarası	Sıcaklık (°C)	δO^{18} ‰	δH^{2} ‰
155	15.Kas.98	02-088	76.7	-14.85	-109.2
156	12.Mar.98	02-030	104.1	-13.99	-101.1
157	12.Mar.98	02-031	4.0	-12.62	-90.9
158	12.Mar.98	02-032	85.7	-14.17	-101
159	12.Nis.98	02-034	75.7	-14.07	-100.8
160	12.Nis.98	02-035	83.4	-13.5	-95.8
161	12.Nis.98	02-036	92.1	-13.81	-98.8
162	12.May.98	02-037	94.4	-13.33	-96.6
163	12.May.98	02-038	81.4	-13.95	-101.6
164	12.Haz.98	02-039	3.1	-12.39	-88.6
165	12.Haz.98	02-040	2.9	-12.53	-89.4
166	05.May.99	03-042	18.8	-13.6	-98.4
167	23.Haz.99	03-043	2.8	-12.25	-86.2
168	23.Haz.99	03-044	4.0	-11.37	-81.1
169	23.Haz.99	03-045	5.4	-11.37	-80.8
170	10.Kas.99	03-096	91.0	-13.81	-106.4
171	10.Kas.99	03-097	70.6	-13.46	-98.5
172	10.Kas.99	03-098	68.8	-13.23	-95.9
173	23.Eyl.04	04-025	5.2	-9.41	-64.6
174	01.Mar.05	05-004	61	-13.85	-100.4
175	02.Mar.05	05-005	1.1	-12.60	-89.1

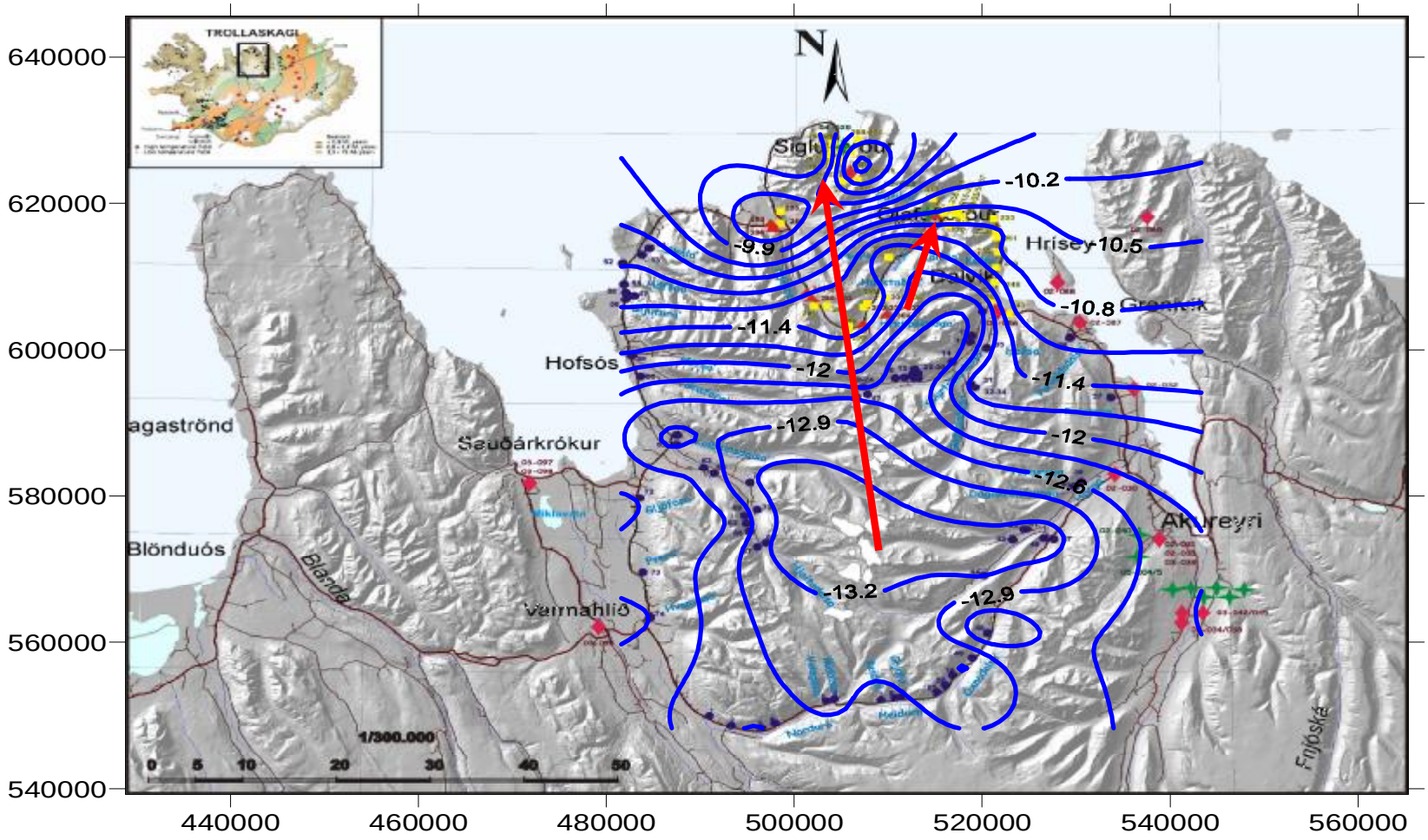
Ek-4 Tröllaskagi bölgesine ait kimyasal ve izotopik numune lokasyonlarının ArcGIS programı kullanılarak gösterimi (Ataş, 2006)



Ek-5 Tröllaskagi bölgesine ait eş $\delta^{18}O$ kontur haritası (Ataş, 2006)



Ek-6 Yeraltı sularının kaynak alanlarına doğru olan akış yönü haritası (Ataş, 2006)



KİŞİSEL YAYINLAR VE ESERLER

PASVANOĞLU, S., ATAS, Ö.C., 2005 Orhangazi Dolaylarındaki Önemli Karstik Kaynakların İncelenmesi ve 1999 Gölcük Depreminin Bu Kaynaklara Etkisi, Kocaeli Deprem Sempozyumu. 23-25 Mart 2005 Kocaeli

ATAS, Ö.C., 2006, Geochemical and Isotopic Studies of Natural Waters from the Tröllaskagi Area, N-Iceland. The United Nations University Geothermal Training Programme, Orkustofnun, Reykjavik, Iceland. ISBN 9979, No: 6, pp 51-82

Katılınan Kongre

22/24 Nisan 2005 tarihleri arasında Türkiye-İzmir'de yapılmış olan Dünya Jeotermal Kongresi' nin düzenlemiş olduğu ve TÜBİTAK'ın vermiş olduğu bursu kazanarak " Power Generation" adı altında kursa katılıp sertifika alınmıştır.

24/29 Nisan 2005 tarihleri arasında Türkiye-Antalya' da düzenlenen Dünya Jeotermal Kongresine (World Geothermal Congress 2005) katılmıştır.

Aldığı Ödüller

- Kocaeli Üniversitesi Onur Belgesi (2002-2003)
- Kocaeli Üniversitesi Onur Belgesi (2003-2004)

ÖZGEÇMİŞ

1981 yılında Yalova'da doğdu. İlköğrenimini Yalova Osmangazi ilkokulunda, orta öğrenimini Bodrum Merkez Ortaokulu'nda, lise öğrenmini ise Bodrum Süper Lisesi'nde (Yabancı Dil Ağırlıklı Lise) tamamladı. 2000 yılında girdiği Kocaeli Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümünden 2004 yılında Jeoloji Mühendisi olarak derece ile mezun oldu. 2004 yılında Kocaeli Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeloji Mühendisliği Ana Bilim Dalında Yüksek Lisansa başladı. 2006 yılında Birleşmiş Milletler Üniversitesi'nin (UNU) İzlanda'da vermiş olduğu Jeotermal Eğitim Programı (Geothermal Training Programme) bursunu kazanarak hidrojeokimya alanında, Jeotermal Akışkanlar Kimyası (Chemistry of Geothermal Fluid) sertifikasını aldı. 2004 yılından beri Kocaeli Üniversitesi Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisligi Bölümü'nde Arastırma Görevlisi olarak görev yapmaktadır.