DOKUZ EYLÜL ÜNİVERSİTESİ

FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

ÇANDARLI KÖRFEZİNDE JEOTERMAL AMAÇLI ISI AKISI VE SICAKLIK ÖLÇÜMLERİ

İsmail ANADOLU

Nisan, 2011

İZMİR

ÇANDARLI KÖRFEZİNDE JEOTERMAL AMAÇLI ISI AKISI VE SICAKLIK ÖLÇÜMLERİ

Dokuz Eylül Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü

Yüksek Lisans Tezi

Jeotermal Enerji Bölümü, Jeotermal Enerji Anabilim Dalı

İsmail ANADOLU

Nisan, 2011

İZMİR

YÜKSEK LİSANS TEZİ SINAV SONUÇ FORMU

İSMAİL ANADOLU, tarafından **PROF. DR. ERDENİZ ÖZEL** yönetiminde hazırlanan **"ÇANDARLI KÖRFEZİNDE JEOTERMAL AMAÇLI ISI AKISI VE SICAKLIK ÖLÇÜMLERİ"** başlıklı tez tarafımızdan okunmuş, kapsamı ve niteliği açısından bir Yüksek Lisans tezi olarak kabul edilmiştir.

Prof. Dr. Erdeniz Özel

Danışman

Prof. Mahmut G. ORAHOR

Jüri Üyesi

Doç. Dr. Mustafa Akgün

Jüri Üyesi

Prof.Dr. Mustafa SABUNCU

Müdür

Fen Bilimleri Enstitüsü

TEŞEKKÜR

Bana tez hazırlarken yakın ilgi gösteren, yapıcı eleştiri ve önerileri ile beni yönlendiren danışman hocam, Prof. Dr. Erdeniz ÖZEL' e, çeviride yardımcı olan arkadaşlarıma ve eşime teşekkür etmeyi bir borç bilirim.

İsmail ANADOLU

ÇANDARLI KÖRFEZİ JEOTERMAL AMAÇLI ISI AKISI VE SICAKLIK ÖLÇÜMLERİ

ÖZ

Denizde manyetik alan ölçümleri yaparak ısı akısı haritasını çıkarmak. Bu haritalar da oluşan anomalilerdeki yükselmeler ve düşüşler analiz edilip bölgenin jeotermal alan olup olmadığını gözlemlemek.

Anahtar sözcükler : Manyetik alan, Isı akısı, Sıcaklık, Curie Sıcaklığı

OBSERVING HEAT FLOW AND TEMPERATURE FOR GEOTHERMAL PURPOSE IN ÇANDARLI BAY

ABSTRACT

To create heat flow maps observing magnetic fields in sea. To observe geothermal regions exist or not, increases and decreases are going to analyses in anomalies according to these maps.

Keywords : Magnetic field, heat flow, temperature, curie temperature

İÇİNDEKİLER

Sayfa

YÜKSEK LİSANS TEZİ SINAV SONUÇ FORMU ii
TEŞEKKÜR iii
ÖZ iv
ABSTRACT v

BÖLÜM BİR - GİRİŞ 1

1.1 Çalışma Alanının Genel Jeolojisi 2
1.2 Çalışma Alanının Tektoniği 7

BÖLÜM İKİ - METARYAL VE YÖNTEM 11

2.1 Yerin Isı Yapısı 11
2.1.1 Yer içi Sıcaklığı Ve Derinlikle Değişimi 11
2.1.2 Yer içinde Isının İletimi 13
2.2 Yer Isısının Yer Yüzeyi Üzerindeki Dağılımının Gösterdiği Özellikler 16
2.2.1 Kıtalarda Isı Akısı 16
2.2.2 Okyanuslarda Isı Akısı 18
2.2.3 Volkanik Bölgeler İle Jeotermal Alanlarda Isı Akısı 20
2.2.4 Tektonik Olaylarla Isı Akısı Arasındaki İlişki 20
2.3 Isı Akısı Hesaplamaları ve Ölçüm Tekniği Yöntemleri 21
2.3.1 Isı Akısı Hesaplamaları 21
2.3.1.1 Silika Jeotermometresi İle Isı Akısı Hesaplaması 21
2.3.1.2 Isı Akısının Bullard Yöntemi İle Hesaplaması 22
2.3.1.3 Sıcaklık Gradyanı İle Isı Akısı Hesaplaması 23
2.3.1.4 Modelleme (Flow, Beta, Ram) Yöntemi İle
Isı Akısı Hesaplanması 25

2.3.1.4.1 Flow Model: Yeraltındaki Düşey Su Hareketleri 26
2.3.1.4.2 Beta Model : Sınırlandırılmış Derinlik Aralığında Düşey Su Hareketi 26
2.3.1.4.3 Ram Model: Yeraltındaki Düşey Su Hareketi 27
2.3.2 Curie Nokta Derinliklerinden Yararlanarak Isı Akısı Değerlerinin Hesaplanması 28
2.4 Kuyularda Sıcaklık Ve Diğer Ölçümler 34
2.5 Kuyularda SiO2 Ölçümü İle b Ve m Parametrelerinin Bulunması 36
2.6 Isı İletkenlik Katsayısının (ısı iletim katsayısı) Ölçümü Ve Hesabı 37

BÖLÜM ÜÇ - UYGULAMALAR 40

3.1 Manyetik Ölçümler 40
3.2 Manyetik Ölçümlerde Kullanılan Parametreler 40
3.3 Yer Manyetik Alanının Elemanları 41
3.4 CTD (Conductivity/Temperature/Depth) Ölçümleri 44

BÖLÜM DÖRT - SONUÇ 53

KAYNAKLAR 54

BÖLÜM BİR
GİRİŞ

Yer içinin tam olarak tanımlanabilmesi için yerin ısıl alanının incelenmesi gereklidir. Yeryüzünde ölçülen ısı akısı değerleri ile yerin ısıl alanı hakkında bilgi edinilebilir.

Yerkürenin sahip olduğu ısı enerjisi veya yerin iç ısısı; levhaların hareketi, depremler, volkanizma, manto içerisindeki konveksiyon akımları, jeotermal alanlar, yer içi radyoaktif elementlerin yarılanma ömürleri, gravitasyon enerjisinin ısı enerjisine dönüşmesi ve basınç nedeniyle sıcaklığın derinlikle artmasından kaynaklanır.

Yerin ısı akısına ilişkin ölçmeler yaparak yerkürenin iç sıcaklığı ile kıtaların kayması ve depremler gibi jeodinamik olayların ana kaynağı olan mantodaki ısı hücrelerinin yapısını anlamak, jeotermik enerji alanlarını belirlemek, kabuk yapısındaki derin yanal ve düşey değişimleri belirlemek ve yerkabuğuna ilişkin önemli yapısal özellikleri belirlemek mümkün olmaktadır.

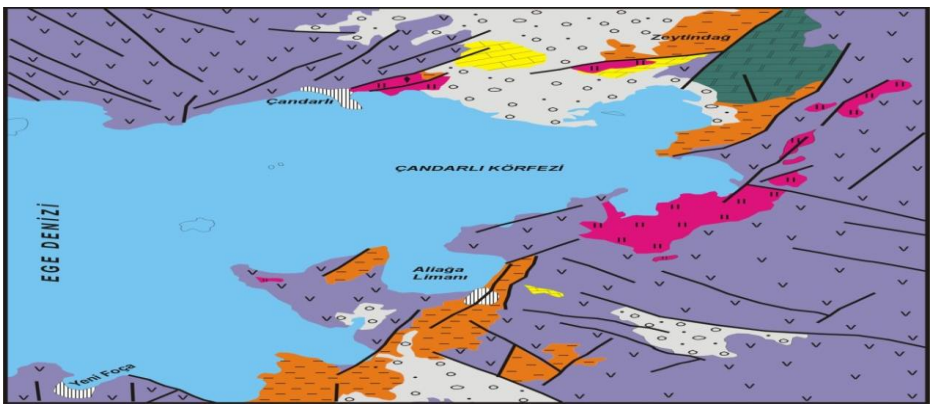
Yerin içerisinden yeryüzüne doğru akan ısı enerjisine yerin ısı akısı (terrestrial heat flow) denir. SI sistemine göre birimi; birim metre kareden geçen miliwatt cinsinden enerji (mW/m^2)'dir. Isı akısının cgs sistemine göre birimi; birim saniyede santimetre kareden geçen mikro kalori ($\mu cal/cm^2.sec$)'dir. Bu iki birim arasında,

1 $\mu cal/cm^2.sec$ veya 1 HFU = 41.84 mW/m^2 ilişkisi vardır.

Isı akısı çalışmaları bölgesel veya Türkiye geneli için bir çok kişi tarafından araştırma nitelikli yapılmıştır. Türkiye'nin bir bölümünü kapsayan Avrupa ısı akısı haritası çalışmaları (Cermak vd, 1978; Cermak vd, 1979), Karadeniz ve Akdeniz çalışmaları (Ericson, 1970), Ege denizi çalışmaları (Jongsma, 1974 ve Fytikas, 1980), sıcaklık gradyanı yöntemi kullanılarak hazırlanan Türkiye ısı akısı haritası çalışmaları (Tezcan ve Turgay, 1989), silika sıcaklığı yöntemi ile hesaplanan Türkiye

ısı akısı haritası çalışmaları (İlkışık, 1992), Marmara bölgesinin araştırılması (Pfister, 1995) yapılan başlıca araştırmalar arasındadır. Ancak denizden manyetik verilerden yararlanarak saptanan Curie nokta derinliklerine bağlı olarak elde edilen ısı akısı haritası çalışmaları, bölgesel bazda olmakla beraber oldukça az sayıdadır. Ayrıca Ege bölgesi civarı (şekil 1.1) için Curie nokta derinliklerinden yararlanarak oluşturulan bir ısı akısı haritası çalışması bulunmamaktadır. Bu yüzden bu çalışmada, Çandarlı körfezi civarının denizden alınan manyetik verilerden yararlanarak inceleme alanının Curie nokta derinlik haritasının ve dolayısıyla ısı akısı haritasının oluşturulması amaçlanmıştır. Bu oluşturulan haritalar ile inceleme alanının ısı rejimine bir yaklaşım yapmak bu çalışmanın diğer bir amacıdır.

Denizden manyetik veriler kullanarak Curie nokta derinliklerinin saptanması için sönümlü en küçük kareler yöntemi ile 3-B ters çözüm yapılmaktadır. 3-B ters çözüm sonucu bulunan prizma alt derinlikleri, Curie nokta derinlikleri olarak kabul edilmiştir. Çünkü bilindiği üzere, ferromanyetik özellik gösteren mineraller Curie sıcaklığının üzerinde mıknatıslanmalarını kaybederek paramanyetik özelliğe dönüşür. Bu mıknatıslanmanın kaybolduğu veya mıknatıslanma özelliğinin değiştiği noktalar Curie nokta derinlik değerleri olarak tanımlanır.



Şekil 1.1 Çalışma alanını gösteren yer bulduru haritası (Yılmaz ve diğerleri, 2000)

1.1 Çalışma Alanının Genel Jeolojisi

Çalışma alanı ve civarının jeolojisi hakkında burada verilen özet bilgi Genç ve Yılmaz (2000) ile Eşder ve diğ. (1991) çalışmalarından derlenmiştir. Şekil 1.2 de

bölgeye ait stratigrafi kesiti ve Şekil 1.3 de ise Aliağa ve çevresinin jeoloji haritası verilmiştir. Bölgede en altta allokton Üst Kretase yaşlı İzmir Flişi bulunmaktadır ve yeşil şist fasiyesi koşullarında metamorfizmaya uğramış rekristalize ekzotik kireçtaşı bloklu epiklastik karakterde şist ve metakumtaşı ardalanmasından oluşmaktadır. Bunun üzerine uyumsuz olarak Alt Miyosen yaşlı Soma Formasyonu (Ts) çökelmiştir. Altta kalın tabakalanmalı, sarımsı, boz, bej renkli killi kireçtaşı, marn, çamurtaşı, kumtaşı, silttaşı, ince kireçtaşı, tüfit ardalanması şeklindedir. Soma Formasyonu'nun en üst düzeylerinde tüfit ve çeşitli volkanoklastikler daha sık ardalanmakta olup, volkanosedimanter bir karakter göstermektedir (Eşder ve diğ., 1991). Aliağa yöresinde Alt Miyosen'de gölsel fasiyeste olan çökel ortamı daha sonra volkanosedimanter bir çökel ortamına dönüşmektedir. Soma Formasyonu üzerine açısal diskordansla Aliağa Volkanitleri gelmektedir. Soma Formasyonu'nun ortalama kalınlığı 1800 metre olarak tahmin edilmektedir.

Orta Miyosen'de bölge genellikle kara halinde olup, zaman zaman derinliği çok az olan sığ sularla kaplanmıştır. Bu süreç içersinde andezit lavları ile ara katkılı piroklastikler oluşmuştur. Bunlar Aliağa piroklastikleri (Tap) olarak adlandırılmıştır (Eşder ve diğ., 1991). Tüfler genellikle volkanik parçaları kapsamakta ve piroksen andezitler yer yer dayk şeklinde görülmektedir. Aliağa piroklastiklerinden derlenen örneklerde yapılan petrografik çalışmalar sonucunda eksplosiv faza ait kayalar, asidik tüf, silisleşmiş tüf, ayrışmış tüf, piroklastik kaya, altere olmuş piroklastik kaya adları verilmiştir. Ekstrüsiv fazda ise Aliğa piroklastiklerinin bazı düzeylerinde piroksen andezit ve perlit gibi lav akıntılarından oluşan volkanitlerde bulunmaktadır. Kalınlıkları 350 metre dolayındadır.

Orta Miyosen yaşlı çökel kayaları, Alt Miyosen yaşlı Soma Formasyonu'nun üzerindeki eksplosiv evreye ait proklastikler ile ekstrüsiv evreye ait volkanitler arasında yeralmaktadır. Bunlar Çamdağ kireçtaşları (Tç. Kçt) olarak incelenmişlerdir (Eşder ve diğ., 1991). Gri krem renkli, fosilli ve kalın tabakalıdırlar. Kalınlığı jeolojik kesitlere dayanarak 125150 metre olarak verilmiştir. Çamdağ kireçtaşlarının alt dokanağı tüf, tüfit ve ince kireçtaşı tabakalarının ardalanmasından oluşmakta, doğrudan Aliağa piroklastiklerinin üst düzeylerinde yeralmaktadır. Üste doğru daha

çok lagüner ortamı karakterize eden orta ve kalın tabakalanmalı, yeknasak bir istif görünümündedir.

Orta Miyosen yaşlı Aliağa piroklastikleri (Tap) üzerine gelen ve Üst Miyosen olarak yaş verilen Hatundere dasitleri (Tdst), Sarıkaya riyolitleri (Tryl), Bozdivlit bazaltik andezitleri (Tba) ve Dumanlıdağ andezitleri (Tand), Aliağa Volkanitleri'nin en önemli volkanik kayalarıdır. Sialik kökenli, kalkalkelin karakterdeki bu volkanitler, Aliağa piroklastikleri üzerinde kısa ve kalın lav akıntıları şeklinde yeralmaktadır. Bunlardan ilk oluşan ve geniş alanlar kaplayan Hatundere dasitleridir. Hatundere dasitlerinin, Çamdağ kireçtaşları (Tç. Kçt) üzerinde yer aldığı bir durum belirlenememiştir (Eşder ve diğ., 1991). Bu durum, daha yaşlı Çamdağ kireçtaşlarının volkanik etkinlikten uzakta çökeldiği şeklinde yorumlanmıştır. Hatundere dasitleri, Dasit mostraları, koyu gri, siyahın tonlarında renklere sahip olup, kahverengi renklerde de görülmektedir. Bunlar üzerinde yer alan andezitlerden daha serttir ve bir çok yerde hidrotermal alterasyona uğramıştır. Bu tür lavlar, değişik doğrultular üzerinde yer alan volkanik merkezlerden çıkarak geniş bir alana yayılmışlardır (Eşder ve diğ., 1991). Hatundere dasitlerinin oluşumundan sonra volkanizmada bir duraksama olmuş ve süreç içersinde bölgede bir erozyon oluşmuştur. Dasitlerin volkanik yamaçlar üzerindeki kalınlığı 75 - 300 metre arasında değişmekte olup, erozyondan önceki kalınlığı 750 m civarındadır.

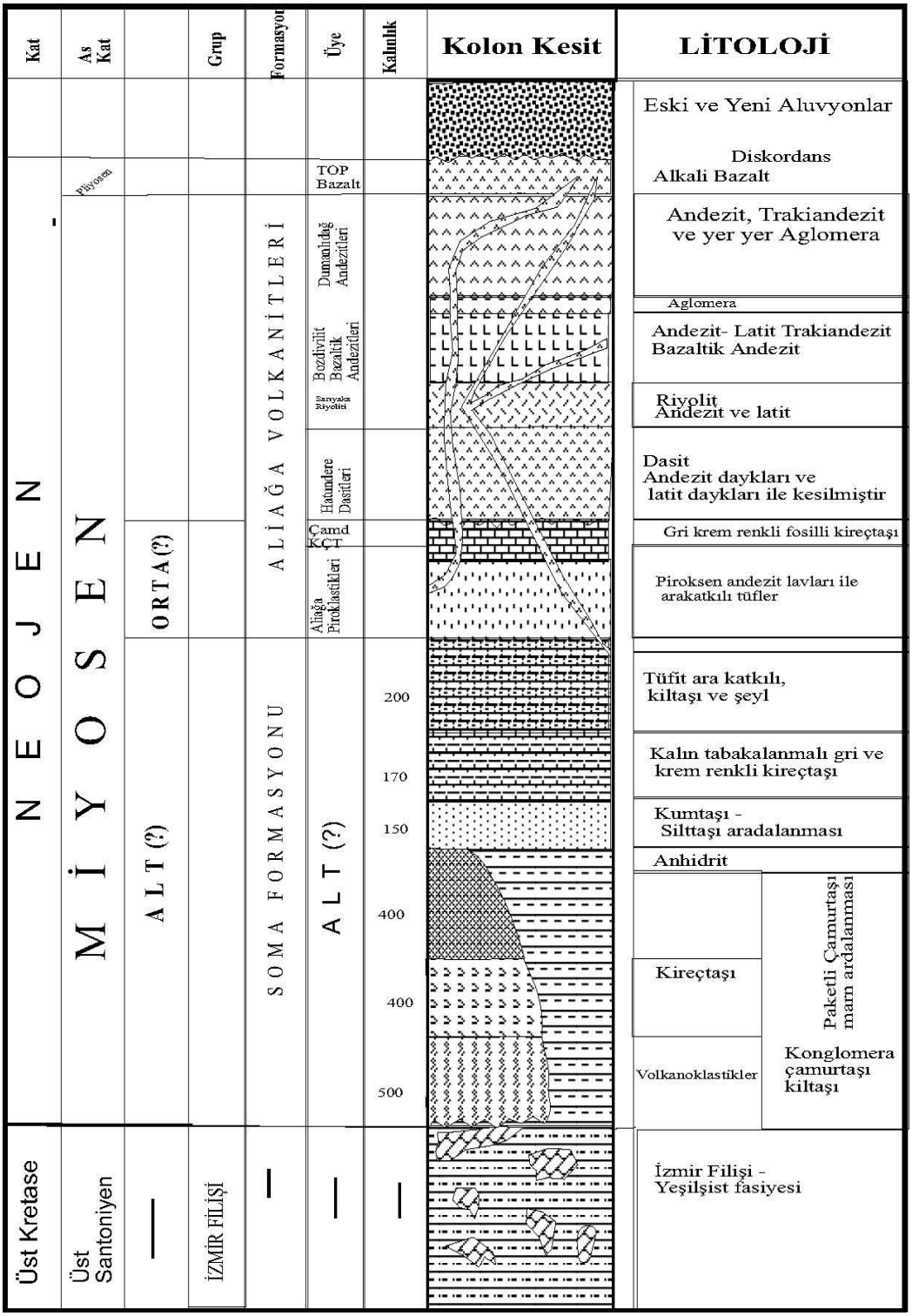
Hatundere dasitlerinden sonra sınırlı olarak tektonik gidişler üzerinde asit volkanik karakterde Sarıkaya Riyolitleri (Tryl) oluşmuştur. Bu volkanitler, kısa, kalın lav akıntısı ve dayk girdileri şeklinde mostralar vermektedir. Bordokahverengi tonlarda olup, yer yer çok sert ve masif bir yapıdadırlar. Ortalama kalınlık 100 metre olarak tahmin edilmiştir (Eşder ve diğ., 1991). Riyolit lav akıntıları ile riyolit dayk girmelerinin oluşum evreleri farklıdır.

KDGB doğrultulu tektonik gidişler üzerinde oluşmuş, altındaki ve üstündeki diğer volkanitlerden morfolojik, kimyasal ve petrografik yönden farklı olan, siyah renkli ve soğuma sütunları ile bazaltlara benzeyen volkanik kayalar, Eşder ve diğ. (1991) tarafından Bozdivlit Bazaltik Andezitleri (Tba) olarak adlandırılmıştır.

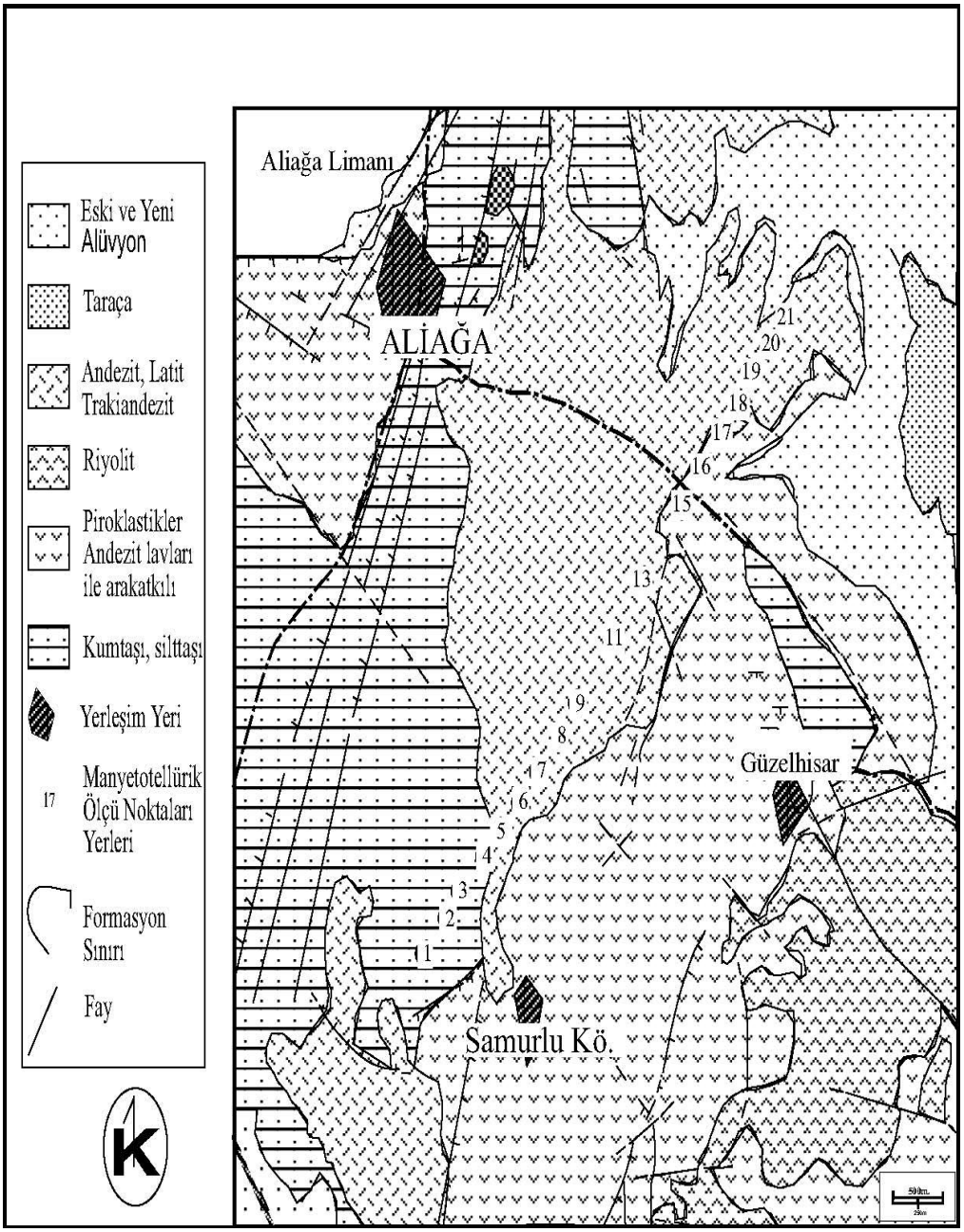
Kalınlıklarının 125 - 150 metre civarında olduğu tahmin edilmektedir. Bunların üzerlerinde, lav boşalımı öncesi, eksplosiv evrenin ürünü olan ve lav çıkış merkezlerine yakın yarılımlar boyunca görülen tüf çimento içersinde blok boyutuna varan köşeli çakıllardan oluşan aglomera (Tagl) gelmektedir.Volkanizmanın türü ve şiddetine bağlı olarak, kalınlıkları 50 - 100 metre arasında değişmektedir.

Dumanlıdağ andezitleri (Tand), bölgenin genel tektonik yapısına bağlı olarak belli yarık ve faylardan çıkan lav akıntılarından oluşmuştur (Eşder ve diğ., 1991). Bu volkanitler, trakiandezit, andezit cinsi kayalardır. Aşınmaya karşı daha dayanıklı olduklarından topoğrafik yükseltileri oluşturmuşlardır. Bunlar, dayk girmesi şeklinde Aliağa piroklastiklerini, Hatundere dasitlerini ve Bozdivlit bazaltik andezitlerini katederek veya kalın lav dilleri halinde onların üzerlerine akmışlardır. Alkalen volkanizmanın ürünü en son bazik volkanitler Top Tepe Bazaltları (Tp) olarak adlandırılmıştır.

Kuvaterner, alüvyonlar ile yamaç molozlarından oluşmuştur. Vadilerde geniş alüvyon düzlükleri bulunmaktadır. Alüvyonu oluşturan kayaların büyük çoğunluğu, akarsu ve derelerin taşıdığı volkanik çakıl ve bloklardan oluşmaktadır. Yamaç molozları ise volkanik yükseltilerin çevresinde gelişen volkanik bloklardan oluşmaktadır (Eşder ve diğ., 1991).



Şekil 1.2 Bölgeye ait stratigrafi kesiti (Eşdeğer ve diğ., 1991)

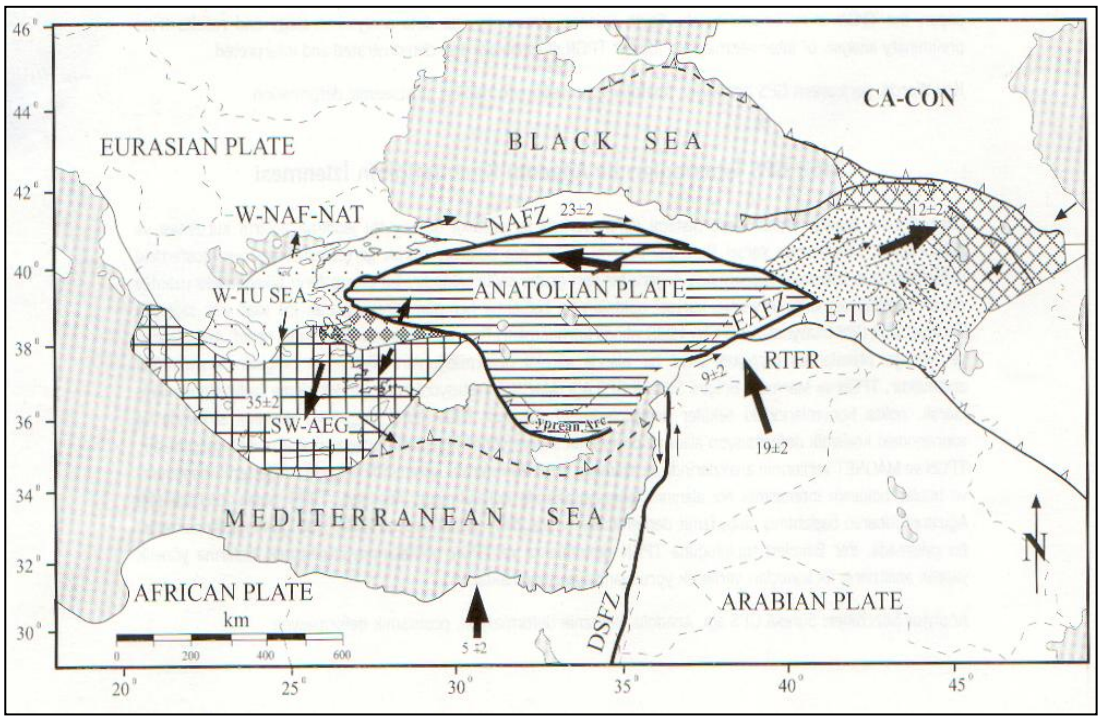


Şekil 1.3 Aliağa ve çevresinin jeoloji haritası (Eşder ve diğ., 1991) ve MT ölçü noktaları

1.2 Çalışma Alanının Tektoniği

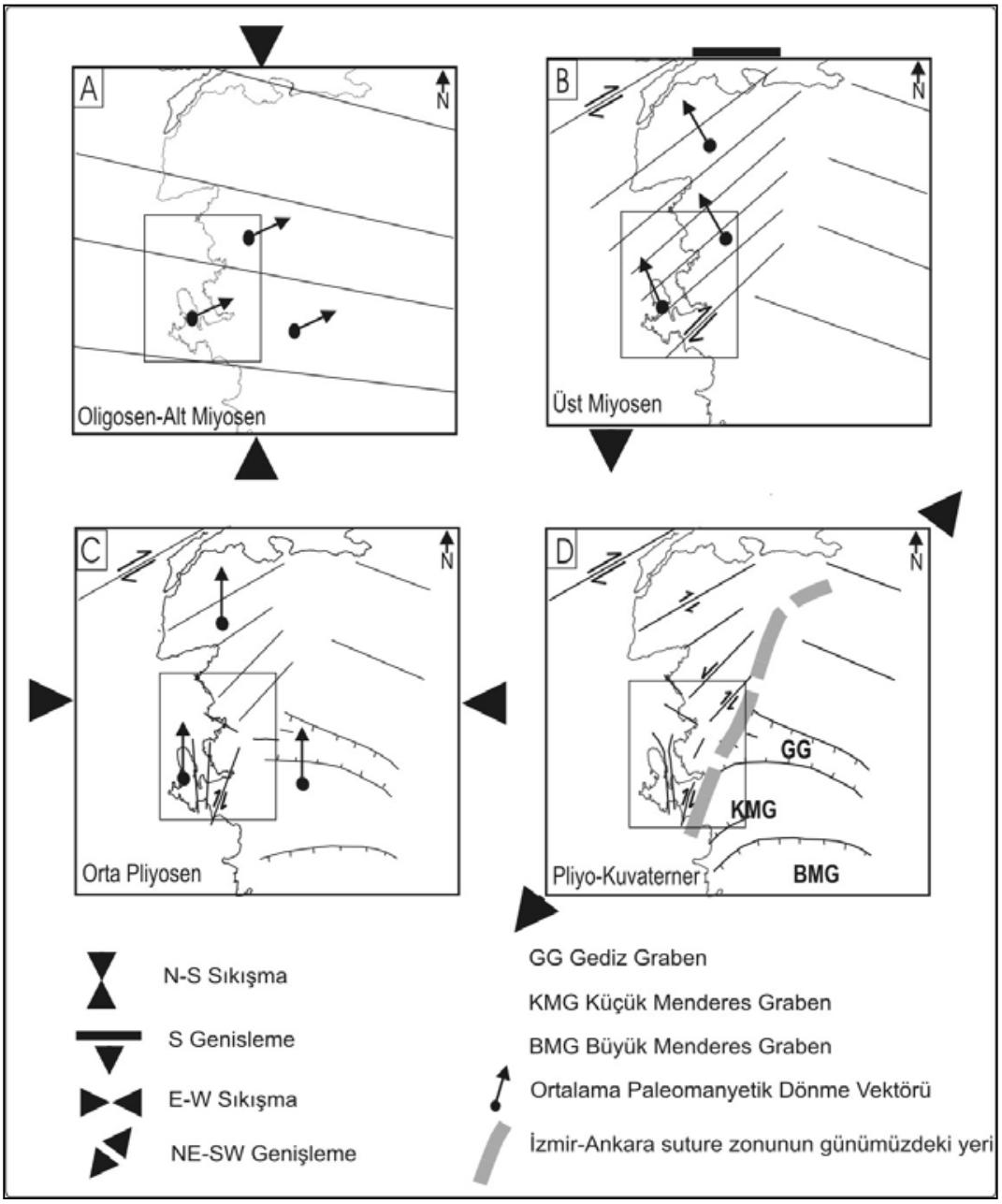
Batı Anadolu ve Ege Denizi'nin aktif tektoniği; Anadolu'nun sağ yanal Kuzey Anadolu (KAFZ) ve sol yanal Doğu Anadolu (DAFZ) doğrultu atımlı fay zonları boyunca batıya kaçışı; Yunanistan'ın batısındaki kıtasal kalınlaşmadan dolayı Anadolu'nun batıya kaçışının engellenmesi ve kuzey ve orta Ege bölgesinde doğu-batı sıkışma oluşması bunun sonucunda Batı Anadolu'nun saatin tersi yönünde

dönerek güneybatı yönünde Hellen yayı üzerine hareket etmesi ile özetlenebilir (McKenzie, 1972 ve 1978; Dewey ve Şengör,1979; Le Pichon ve Angelier, 1979 ve 1981; Şengör vd., 1985; McKenzie ve Yılmaz, 1991; Taymaz vd., 1991; Barka ve Reilinger, 1997; McClusky vd., 2000).



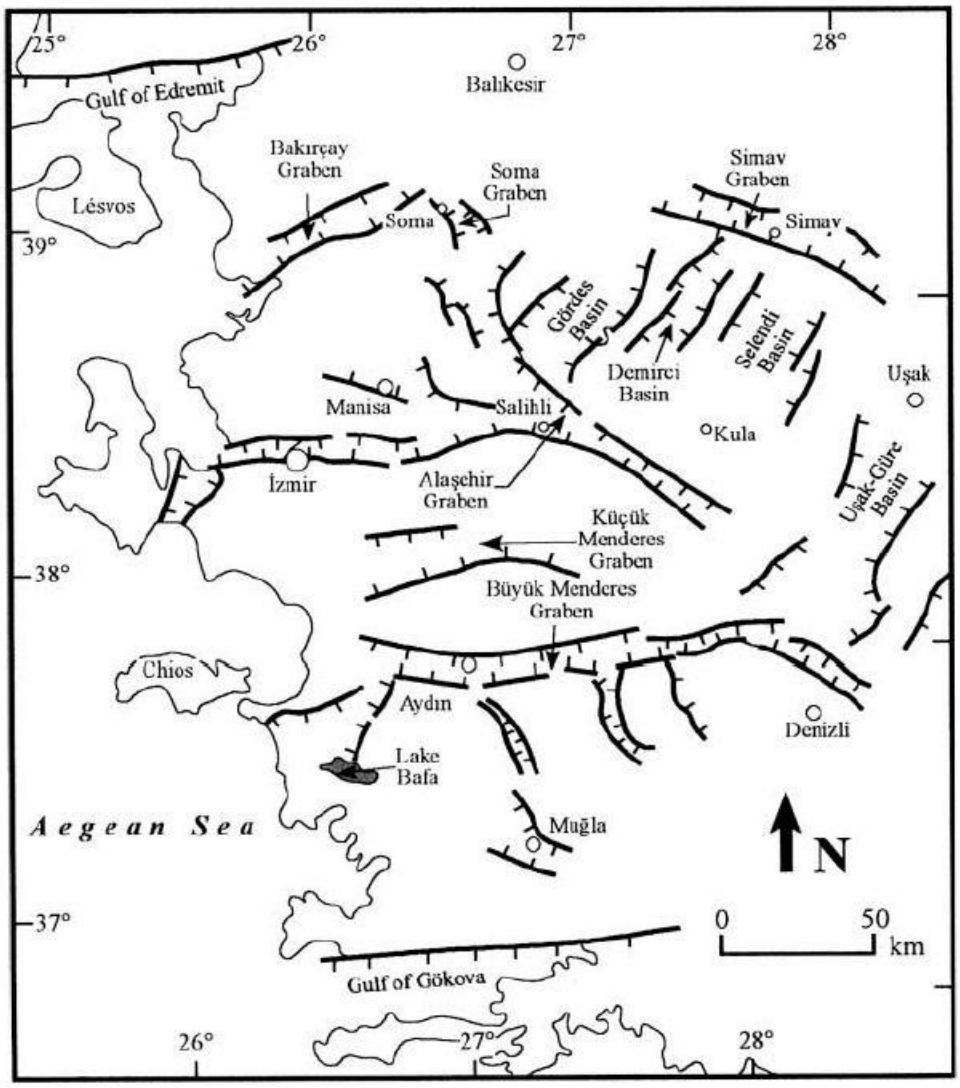
Şekil 1.4 Anadolu, Ege ve Doğu Akdeniz Bölgesinin Genel Tektonik Konumu (Mc clusky 2000)

Bu jeodinamik etkiler altında Batı Anadolu ve Ege Denizi'nin belirgin yapıları D-B gidişli grabenler olarak bilinir. Bu grabenlerden başlıcaları, kuzeyden güneye Saroz, Edremit, Bakırçay, Gediz, Küçük Menderes, Büyük Menderes ve Gökova grabenleridir. Bu anlamda çalışma alanı olan Çandarlı körfezinin uzanımı Batı Anadolu'nun D-B gidişli grabenleri ile uyumsuzluk göstermektedir.



Şekil 1.5 Çalışma alanı ve çevresinindeki fayların oluşumu için düşünülen model. (M.C. Tapırdamaz1 ve N. Ocakoğlu)

A) Oligosen-alt Miyosendeki paleomanyetik dönme yönleri ve tektoni yapıların uzanımları, B) Üst Miyosendeki paleomanyetik dönme yönleri ve oluşan fayların uzanımları, C) Orta Pliyosendeki paleomanyetik dönme yönleri ve oluşan tektonik yapılar, D) Pliyo-Kuvaternerde oluşan tektonik yapılar ve uzanımları.(M.C. Tapırdamaz1 ve N. Ocakoğlu)



Şekil 1.6 Batı Anadolu grabenlerinin basitleştirilmiş haritası (Bozkurt, 2001).

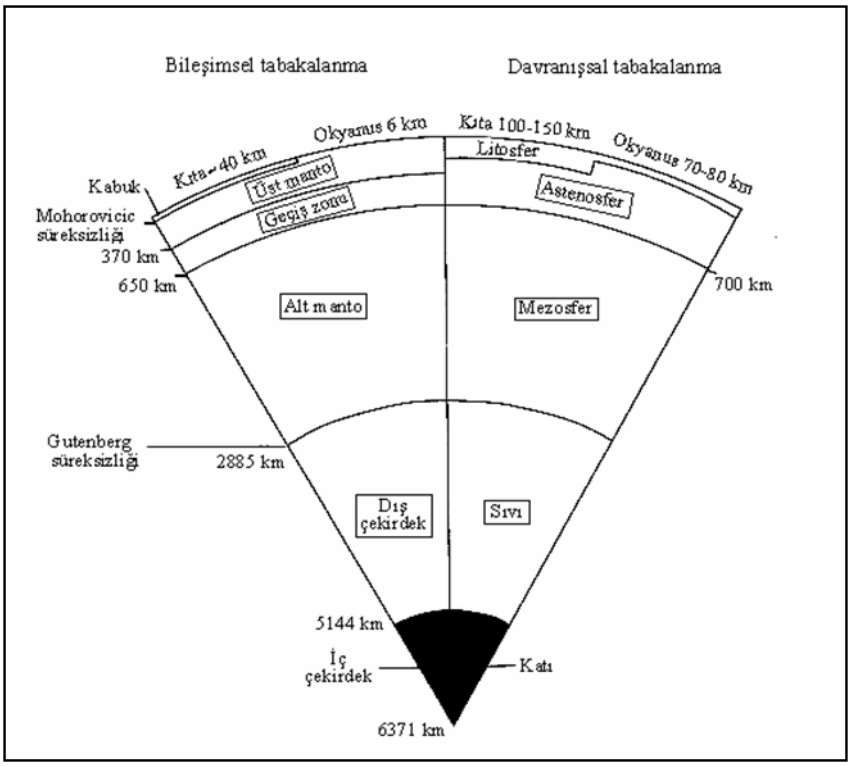
Kuvaterner tektoniğinde de etkili olduğunu belirtmiştir. Diğer bir açıdan, önceki çalışmalarla Çandarlı körfezi ve çevresinin deniz ve kara alanlarında haritalanan aktif fay sistemleri de diğer grabenlerin aktif fay sistemlerinede bağlıdır. Kuzey ve orta Ege'de Saroz ve Edremit körfezlerinde sağ yanal doğrultu atımlı KAFZ'nun ve kollarının etkileri görülürken (Mc Kenzie, 1978; Taymaz vd., 1991;) güneyde Gökova grabeninde olduğu gibi daha çok Hellen yayına bağlı gerilme rejimi hakimdir (Le Pichon ve Angelier, 1979 ve 1981; Kurt vd., 1999). Bu anlamda orta Ege'de yer alan çalışma alanındaki faylanma türlerinin Batı Anadolu'nun kuzey ve güney jeodinamikleri arasında; bir geçiş bölgesinde oluştuğu düşünülebilir.

BÖLÜM İKİ
METARYAL VE YÖNTEM

2.1 Yerin Isı Yapısı

2.1.1 Yer içi Sıcaklığı Ve Derinlikle Değişimi

Yerküre, bilindiği gibi dıştan içe doğru kabuk, manto ve çekirdek olmak üzere fiziksel ve kimyasal özellikleri birbirinden farklı üç ana katmana ayrılmaktadır. Yerin bu iç yapısı, iki tür tabakalanma şeklinde şekil 2.1'de gösterilmiştir. Yerkürenin oluşumundan bu zamana yer içinde öngörülen ayrımlaşma işlemleri ile yerküre günümüzdeki yapısını kazanmıştır. Ayrımlaşma işlemleri için iki temel enerji gerekmektedir. Bu enerjilerden biri ısı diğeri ise çekim enerjisidir. Isı enerjisi, ayrımlaşmaya uğrayacak kütlenin ergime sıcaklığına kadar ısıtılması için, çekim enerjisi ise ergimiş kütleyi oluşturan farklı yoğunluklu maddelerin en büyük yoğunluklu olanlarının en altta, en küçük yoğunluklu olanların da en üstte kalacak biçimde birbirinden ayrılarak dizilmeleri için gereklidir.



Şekil 2.1 Yerin iç yapısı (Bott, 1982)

Yerin ısı enerjisi veya iç ısısı; levhaların hareketleri, depremler, volkanizma, jeotermal alanlar, manto içerisindeki konveksiyon akımları, arz içi radyoaktif elementlerin yarılanma ömürleri, gravitasyon enerjisinin ısı enerjisine dönüşmesi ve basınç nedeniyle sıcaklığın derinlikle artmasından kaynaklanır.

Yer kabuğu, manto ve çekirdeği oluşturan malzemenin minerolojik yapısına ilişkin bazı jeolojik kabuller (Clark ve Ringwood, 1964) ve katı maddelerin yüksek basınçlarda ergime sıcaklığına ilişkin kuramsal çalışmalar (Lindemann, 1910 ve Often, 1952) sonucunda önerilen bir sıcaklık modeli şekil 3.2'de verilmiştir.

Yerkabuğunun sığ derinliklerinde ölçülen sıcaklık değerlerinden çok, sıcaklık gradyanının saptanması önemlidir. Çünkü bu yolla kabuğun sondajlarla erişilemeyen derinliklerindeki sıcaklığın ne olduğunu tahmin etme olanağı vardır. Ölçme sonuçlarına göre kabuk içinde 1 km derine inildiği zaman, sıcaklığın 10 ^{o}C ile 50 ^{o}C arasında arttığı gözlenmiştir. Ortalama değer ise 30 ^{o}C/km'dir. Kıtasal kabuğun ortalama kalınlığı 40 km civarında olmasına rağmen sıradağların bulunduğu bölgelerde kıtasal kabuğun 70-80 km kalınlığa ulaştığı bilinmektedir. Eğer ortalama sıcaklık gradyanı dikkate alınırsa söz konusu derinliklerde sıcaklık 2100-2400 ^{o}C arasında olmalıdır. Bu sıcaklık manto kayaçlarının %70'ini oluşturan olivinin ergime sıcaklığının üstündedir. Olivinin ergime sıcaklığı 1900 ^{o}C civarındadır. Buna göre, kabuk içindeki sıcaklık gradyanını saptamak amacıyla yapılan ölçmeler hep üstteki radyoaktif element bakımından zengin zon içinde kaldığından ölçümler sonucu bulunan sıcaklık gradyanı (ısı gradienti) kabuğun alt kısımları için geçerli değildir. Kabuğun alt kısımlarında sıcaklık gradyanı daha küçük olmalıdır. Yer içi sıcaklığının yükselmesinde üst kabuğu oluşturan kayaçların değişik miktarda radyoaktif izotop içermelerinin rolü vardır. Yerkabuğunun daha derin bölümleri için geçerli olacak sıcaklık gradyanının bulunabilmesi için kabuğa mantodan iletilen ısı enerjisi ile yerkabuğunun üst katmanlarını oluşturan kayaçlar içindeki radyoaktif izotopların ürettiği ısı enerjisinin birbirinden ayrılması gerekir. Yerkabuğunun üst katmanlarında yer alan kayaçlar (metamorfik veya plütonik kütleler) içindeki radyoaktif izotopların ısı üretimi, kayaçların U (ppm), Th (ppm) ve K (% ağırlık) içeriğinden,

$A = 0.1325\ \rho(0.718\ U + 0.193\ Th + 0.262\ K)$

bağıntısıyla veya yerkabuğu içindeki sismik Vp hızlarından,

$\ln A = 13.7 - 2.17\ Vp$

bağıntısı ile bulunabilir (Rybach ve Buntebarth 1982).

2.1.2 Yer içinde Isının İletimi

Isı enerjisinin iletimi üç ayrı yoldan olabilir. Bunlardan birincisi termal iletimdir. Termal iletimde maddeyi oluşturan atomlar aldıkları ısı enerjisi nedeniyle titreşirler. Bir atomda başlayan titreşim hareketi maddeyi oluşturan atom şebekesi vasıtasıyla diğer atomlara iletilir ve onların da titreşime geçmeleri sağlanır. Böylece ısı enerjisinin ortamda yayılması sağlanır. Isı enerjisinin iletilmesindeki ikinci yol termal ışıma (radyasyon) dur. Termal ışıma da ısı enerjisini alan bir atomun bu enerjisinin etkisiyle etrafına elektromanyetik dalgalar yayması söz konusudur. Bunun en güzel örneği Güneş'ten gezegenler arası ortama yayılan ısı enerjisidir. Isı enerjisinin iletilmesindeki üçüncü yol ise termal dolaşım(konveksiyon) dur. Bu halde ısınan madde kendisi hareket eder ve ısı enerjisinin ortamda bir yerden bir yere taşınmasını sağlar. Maddelerin ısı enerjisini iletme yetenekleri birbirinden farklıdır. Bu bakımdan her maddenin ısı enerjisini iletme yeteneği o maddeye has bir değişken ile belirlenir. Maddelerin termal iletim ve termal ışıma yoluyla ısı enerjisini iletme yeteneklerini sırasıyla k_s ve k_r simgeleriyle gösterelim.

Isı enerjisinin bu iki yoldan hangisi yardımıyla iletildiğini dikkate almadan maddenin ısı enerjisini iletme yeteneğinden söz ediyorsak yalnız k simgesi kullanılır. k'ya maddenin ısı iletim katsayısı denir.

Genel halde kayaçların k simgesiyle gösterilen termal iletim katsayıları,

$$k = k_s + k_r \qquad (2.1)$$

bağıntısıyla ifade edilir. 750°K (veya yaklaşık olarak 500 °C'den küçük sıcaklıklarda) k tamamen atom şebekesinin titreşimlerinden (yani k_s'den) dolayıdır. k_s aşağıda verilen bağıntıdan anlaşılacağı gibi artan sıcaklıkta (T) azalır.

$$k = k_s = 1 / (a + bT) \qquad (2.2)$$

a ve b malzemeye ait deney yoluyla saptanan küçük değerlerdir. k_s 'nin büyüklüğü 1500°K'in üstündeki sıcaklıklarda

$$k = B\ V_p\ (\rho/m_a)^{3/2} \quad (2.3)$$

bağıntısından bulunur. Bağıntıda görülen B Boltzman sabitini, V_p malzemeye ait sismik p dalgasının hızını, ρ yoğunluğunu ve m_a ortalama atomik ağırlığını göstermektedir. Görüldüğü gibi k_s sıcaklığa bağlı değildir. (2.3) numaralı bağıntıdan hesaplanan k_s değerleri basınçla ilişkilidir. Bunun nedeni aynı malzemeye ait V_p ve ρ'nun büyüklüğünün basınçla değişmesidir. Basınç arttıkça k s bir miktar artar.

Genel olarak 750°K'nin üstündeki sıcaklıklarda $k = k_r$ 'dir ve k_s önemini yitirir. k_r ile gösterdiğimiz termal ışıma aşağıdaki bağıntı yardımıyla hesaplanır.

$$k_r = 16\ T^3\ n^2\ B / 3e \quad (2.4)$$

k_r genellikle, kayaçlar içinde bulunan silikat minerallerinin kırmızı ışık dalga boyu ve ona civar dalga boylarındaki radyasyona ait geçirgenliğe bağlıdır. Bağıntıda geçen n malzemeye ait kırılma indisini B Boltzman sabitini ($5{,}67.10^{-8}$ jul/m^2.sn.derece) göstermekte olup, her ikisi de bir dalga sayısı bandına ait ortalama değerler olarak alınır. e, malzemeye ait opaklık değeri olup artan sıcaklıkta artar.

Günümüzde, yer içinin çeşitli derinliklerini oluşturduğu düşünülen kayaçlar için saptanan veya varsayılan ısı iletim katsayılarını içeren çizelge aşağıda verilmiştir.

Çizelge 2.1. Yer içinin çeşitli derinliklerini oluşturan kayaçların saptanan veya varsayılan ısı iletim katsayıları (Sanver, 1983'den alınmıştır.)

	k (W/m°K)
Kıta ve okyanus türü kabuk	2.5
Okyanus kabuğu altı Mohorovicic süreksizliği	3.4
Kıta kabuğu altı Mohorovicic süreksizliği	3.4
400 km derinlikte	3.4
Alt Manto	7.3
Çekirdek Manto sınırında	27
Çekirdek merkezde	36

Termal dolaşım ile ısı iletiminde, ortam içinde iki farklı enerjinin etkisi söz konusudur. Bu enerjilerden biri ısı enerjisi, diğeri çekim enerjisidir. Isı enerjisini alan madde ısınır ve ısınan madde de hacimce genleşir, bir başka değişle ortalama yoğunluğu küçülür. Maddenin daha düşük sıcaklıktaki kısımları daha büyük yoğunluğa sahip olduklarından, çekim enerjisinin yardımıyla ısınan maddeyi yerinden ayrılmaya ve madde içinde yükselmeye zorlarlar. Yerinden ayrılmaya zorlanan sıcak maddenin yerini dolduran nispeten soğuk madde aldığı ısı enerjisi nedeniyle genleşeceğinden benzeri olaylar devam eder. Bu olaya termal dolaşım olayı denir. Dolaşım olayında önemli olan, ortamda üretilen ısı enerjisinin, enerjiyi emen kütle tarafından bizzat daha soğuk ortamlara doğru taşımasıdır. Dolaşım hareketi gaz, sıvı ve katı haldeki maddelerde olabilir. Dolaşım gaz ortamda en hızlı, katı ortamda en yavaş biçimde seyreder.

Birçok kayacın ısı iletkenliği çok düşüktür. Çizelge 2.2'de görüldüğü gibi kayaçlarda ısı iletkenliği minerallere bağlı olmakla birlikte gözeneklilikten de çok etkilenir. Ayrıca sıcaklık ve basınca bağlı olarak da artar.

Çizelge 2.2. Normal şartlarda bazı kayaç ve minerallerin ısı iletkenlik katsayıları (Clark 1966) (kal/cm.s.°C 'ye çevirmek için 2.9 ile çarpılır)

Kayaç türü	**λ (W/m°C)**
Granit	0.6 – 2.7
Granodiyorit	0.5 – 3.0
Gnays	0.6 – 3.1
Bazalt	0.3 – 1.8
Divabaz	0.1 – 2.2
Gabro	0.15 – 2.15
Serpantinit	0.5 – 2.3
Dunit	3.7 – 5.2
Kumtaşı	2.5 – 3.2
Şeyl	0.2 – 1.4
Kireçtaşı	0.5 – 2.5
Kaya tuzu	1.0 – 5.7

Su	0.59
Buz	2.2

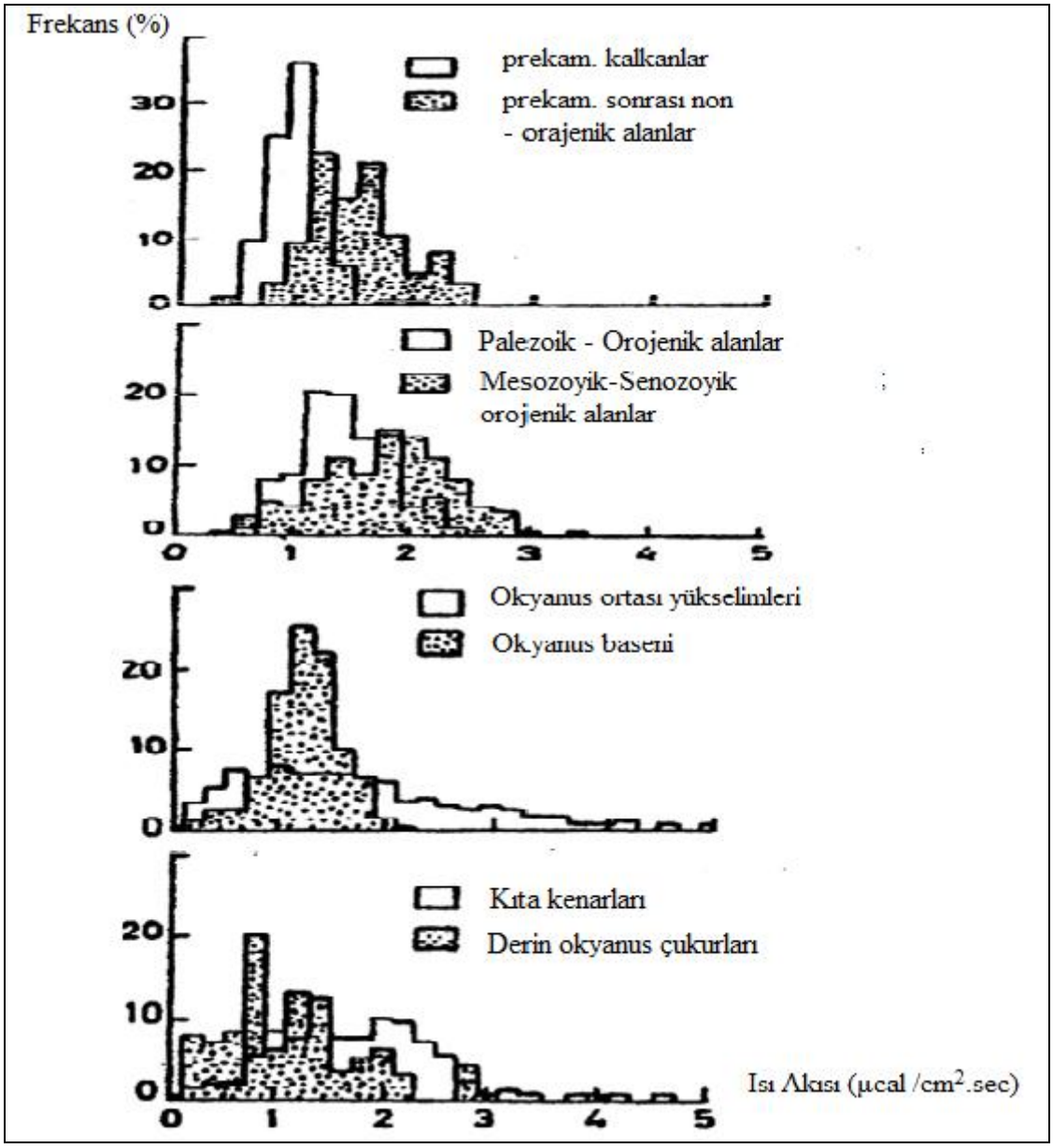
2.2 Yer Isısının Yer Yüzeyi Üzerindeki Dağılımının Gösterdiği Özellikler

2.2.1 Kıtalarda Isı Akısı

Isı akısının yeryüzünde dağılımı incelendiğinde çeşitli jeolojik yapıların belirli değerler etrafında biriktiği görülmektedir. Şekil 2.3'teki histogramlardan anlaşılabileceği gibi kıtalarda Prekambriyen kalkanlarda oldukça düzgün dağılan ve düşük değerde ısı akısı ölçülmesine karşın Mesozoyik-Senozoyik alanlarda daha yüksek değerde ve daha büyük standart sapması olan değerler ölçülmüştür. Kıtalarda jeolojik yapıları farklı alanlarda ölçülen ısı akısı değerleri ve ölçüm sayıları çizelge 2.3'de gösterilmiştir.

Çizelge 2.3 Kıtalarda farklı jeolojik yapılarda ısı akısı ölçüm değerleri (Lee and Uyeda, 1965)

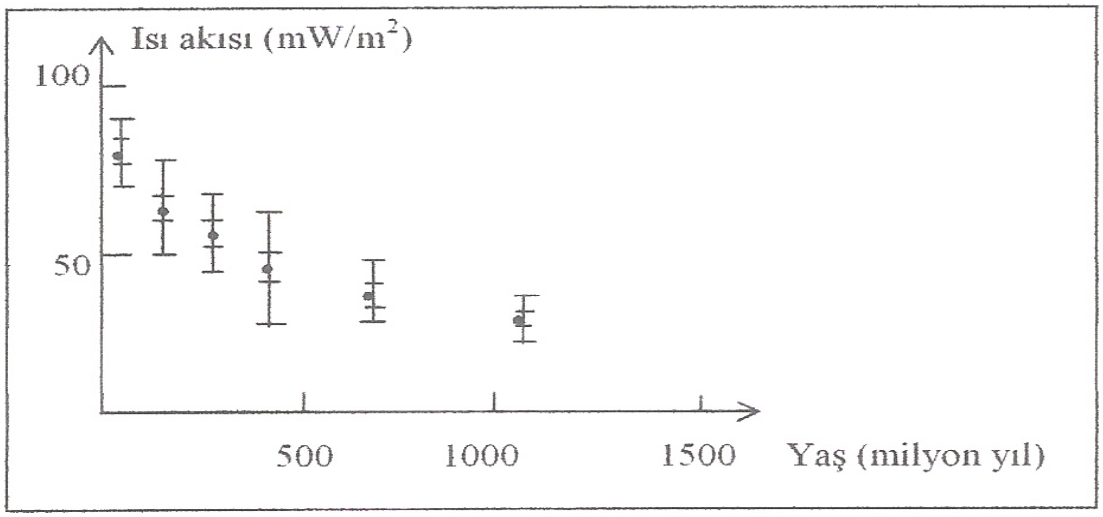
Jeolojik Yapısı	**Ölçü Sayısı**	**Ortalama Isı Akısı (HFU)**
Prekambriyen kalkanlar (Shields)	26	0.92±0.70
Palezoyik orojenik alanlar	21	1.23±0.40
Mesozoyik-Senozoyik yaşlı orojenik alanlar	19	1.92±0.49
Senozoyik yaşlı volkanik alanlar (Jeotermal saha dışındakiler)	11	2.16±0.46



Şekil 2.3. Çeşitli jeolojik yapılar ile ısı akısı arasındaki ilişki (Lee, 1970)

Sadece kıtalardaki ısı akısı ölçümlerini etkileyen ve düzeltilmesi gereken bir olay vardır. Bilindiği gibi, üst kabuğu oluşturan kayaçlar değişik miktarda radyoaktif izotop içerirler ve bu radyoaktif izotoplar ısı yolu ile enerji yayarlar. Bu durumda kabuk içinde radyoaktif yolla üretilen ısı, yerkürenin içinden gelen ısıya (mantodan kabuğa iletilen ısı) eklenecek ve yeryüzünde her iki ısıdan meydana ısı enerjisi (ısı akısı) ölçülecektir. Bu durumun yorumlarda dikkate alınması gerekir.

Kıtasal ısı akısı ölçümlerinin incelenmesinden elde edilen önemli sonuçlardan birisi kıtasal ısı akısı değerlerinin artan tektonik yaşla azaldığıdır. Bu olay şekil 2.4'te gösterilmiştir. Kıtasal kabuğun ısı akısı değerlerinde gözlenen bu yavaş azalmanın nedeni, kabuk içinde yer alan uzun yarı ömürlü radyoaktif izotopların ölçülen ısı akısına katkısın dan dolayıdır. Bu yüzden Prekambriyen kalkanlar gibi (t > 600 milyon yıl) yaşlı kaya birimleri üzerinde düşük ısı akısı, Senozoyik gibi (t < 70 milyon yıl) genç kıvrımlar civarında yüksek ısı akısı ölçülmüştür. Ayrıca ısı akısı değerleri ile yerkabuğu kalınlığı ters orantılıdır.



Şekil 2.4 Bölgede en son etkili olan tektonik olayın yaşına karşılık bölgesel ısı akısı değerlerinin dağılımı (noktalar ortalama ısı akısı değerlerini, noktaların iki tarafına çizilmiş olan düşey çizgiden uzun olanı ve kısa olanı sırası ile ortalamaya ait standart sapma ve standart hatayı göstermektedir) (Pollack ve Chapman , 1977)

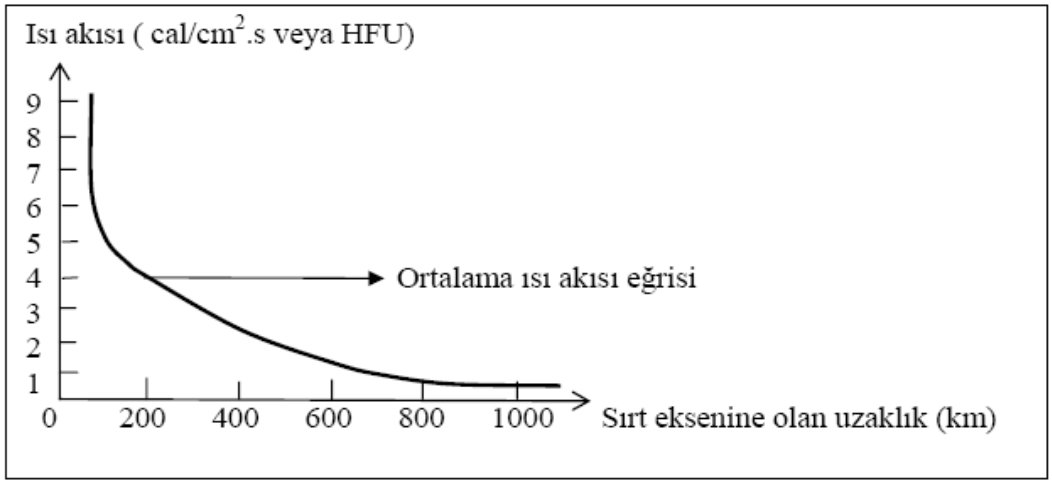
2.2.2 Okyanuslarda Isı Akısı

Şekil 2.3'de gösterildiği gibi kabuk malzemelerinin farklı olmasına karşın, okyanuslardaki (veya denizlerdeki) ısı akısı ölçümleri ile kıtalardaki ölçümlerin ortalama değerleri birbirinden çok farklı değildir, yaklaşık olarak aynı değerdedir. Jeolojik yapısı ve tektoniği farklı olan alanlarda ısı akısı değerleri (HFU cinsinden) ve ölçü sayıları aşağıda gösterildiği gibidir.

Çizelge 2.4 Jeolojik yapısı ve tektoniği farklı olan alanlarda yapılan ısı akısı ölçüm değerleri (Lee and Uyeda, 1965)

Okyanussal basenler	273 ölçü	1.28 ± 0.53 HFU
Okyanus ortası sırtlar	338 ölçü	1.82 ± 1.56 HFU
Okyanus çukurları (trençler)	21 ölçü	0.99 ± 6.61 HFU

Levha tektoniği kavramlarına uygun olarak okyanus ortası sırtlar boyunca yüksek (Lee and Uyeda,1965; Langseth and Taylor,1967; McKenzie, 1967; Gorshkov, 1972; Zonenshin, 1975), dalma-batma bölgelerinde; çukurun önünde düşük, arkasında ise yüksek ısı akısı değerleri gözlenir. Okyanus çukurlarında ise ısı akısı oldukça düşüktür. Ayrıca okyanus ortası sırt eksenine dik yönde uzaklaştıkça ısı akısında azalma görülmüştür. En yüksek değer sırt ekseni üzerinde bulunur. Sırt eksenine olan uzaklık ile ısı akısı arasındaki ilişki şekil 2.5'te verilmiştir.



Şekil 3.5 Atlantik sırtı ortasında ısı akısı değeri (McKenzie, 1967)

Okyanus veya denizlerdeki ısı akısı ölçümlerinde düzeltilmesi gereken önemli bir olay vardır. Okyanuslarda çökelme hızı düşük olmakla birlikte kıtalara yakın küçük basenlerde oldukça yüksektir. Buralarda yerküreye ait ısının önemli bir bölümü, hızla çökelen taneciklerin ısınması ile yutulur ve ısı gradyanı bağıl olarak daha küçük ölçülür. Bu etkinin giderilmesi için çökelme türü hızı ve okyanus baseni gelişim tarihinin bilinmesi gerekir. Örneğin, Karadeniz'de çökelme hızı 0.2 cm/yıl ve süresi 100 my. alınarak ısı akısı değerlerinde % 50 kadar bir etkinin olabileceği hesaplanmıştır (Ericson, 1970).

2.2.3 Volkanik Bölgeler İle Jeotermal Alanlarda Isı Akısı

Volkanik etkinliklerin olduğu yerlerde açığa çıkan ısı miktarı, yeryüzünde ölçülen ısı akısı değerlerine yansımaktadır. Bu yüzden volkanik etkinliği yüksek yerlerde ölçülen ısı akısı değerleri yerin normal ısı akısı değildir. Bu durum jeotermal alanlar için de geçerlidir. Yer yüzeyinde ısı akısı değerlerinin 2 HFU'dan yüksek olduğu noktalara örnek olarak; Pasifik ve Alp dağ oluşum kuşaklarını, okyanus ortası sırt sistemi ve uzantılarını, yüksek dağlık bölgeleri verebiliriz. Volkanların 2/3'ü de Pasifik zonunda bulunmaktadır. Genel olarak volkanik bölgelerde ısı akısının yüksek olduğunu söyleyebiliriz.

Jeotermal alan, yerkabuğunun derinliklerinde bulunan bir magma odası tarafından ısıtılan, çevresindeki normal yeraltı ve yerüstü sularına göre daha fazla erimiş madde içeren sıcak su ve buharın bulunduğu alandır. Jeotermal alanlar için ısı akısı değerleri (3-40) HFU arasında değişmektedir (Elder, 1965).

2.2.4 Tektonik Olaylarla Isı Akısı Arasındaki İlişki

Kabukta üretilen ısı akısının bir kısmı aktif tektonik bölgelerde tektonik hareketlerden kaynaklanır, bir kısmı ise radyojenik ısı akısıdır (Witorello and Pollak, 1980). Tektonikle ilgili ısı akısı bileşeni jeolojik yaşa göre de değişir. Prekambriyen kalkanlar gibi yaşlı tektonik birimler üzerinde düşük, Senozoyik gibi genç kıvrımlarda yüksek ısı akısı ölçülmektedir. Dağ oluşumuna paralel doğrultularda yüksek ısı akısı ölçülmektedir.

Graben yapılarda ısı akısı yüksektir (Sclate, 1972). Genç havza oluşumları ısı akısı açısından önem arz etmektedir. Adayayı oluşumlu yerlerde, dalma-batma zonlarında ve levha çarpışma zonlarının yakınlarında ısı akısı yüksektir.

Derin fay zonlarında ısı akısı yüksektir (Lysak, 1970). Rift oluşumlarında, genç kıvrımlarda, okyanus ortası sırtlarda ısı akısı dünya ortalamasının üzerindedir. Ayrıca

levha tektoniği ile ilişkili olarak, kabuktaki yanal ve düşey hareketler ile volkanik etkinliklerin biçimlendirdiği ısı transferinin ısı akısı değerlerine yansıdığını da unutmamamız gerekir.

2.3 Isı Akısı Hesaplamaları ve Ölçüm Tekniği Yöntemleri

2.3.1 Isı Akısı Hesaplamaları

Isı akısını hesaplamak için değişik yol ve yöntemler bulunmaktadır. Bu yöntemleri beş grupta inceleyebiliriz.

2.3.1.1Silika Jeotermometresi İle Isı Akısı Hesaplaması

Kaynak sularındaki çözünmüş SiO_2 miktarından hareketle ısı akısı hesaplanmasına dayanır. Jeotermal sistemlerin hazne kayaçlarının sıcaklıklarının saptanmasında uygulanan silika jeotermometresi (silika sıcaklığı), kuvarsın sudaki çözülebilirliğinin sıcaklık ile değişimini temel alır (Fournier and Rowe, 1966). Sudaki çözünmüş silikat SiO_2, miligram/litre olarak ölçülmüş ise hazne sıcaklığı °C cinsinden;

$$TSiO_2 = \frac{1315}{5.205\text{-}\log SiO_2} - 263.15 \qquad (2.5)$$

bağıntısıdan bulunabilir (Trusdell, 1976).

Silika sıcaklıklarından ısı akısı değerleri ise silika jeotermometresi (T_{SiO2}) ile ısı akısı arasındaki ilişkiyi veren

$$q = (T_{SiO2} - T_H) / m \qquad (2.6)$$

bağıntısı yardımı ile hesaplanmıştır (Swanberg and Morgan, 1979). Burada T_{SiO2} °C olarak derin hazne kayanın sıcaklığı, q mW/m² olarak ısı akısı, T_H °C olarak uzun dönem ortalama hava sıcaklığı, m ise termal direnç olup ortamın ısı iletkenlik katsayısı (λ) ile çarpıldığında yer altı sularının dolaştığı ortalama derinliği (yd) verir.

$$yd = m*\lambda \qquad (2.7)$$

Suda erimiş diğer iyonların (Ca, Na, K) değerlerini kullanarak da derinliklerdeki hazne sıcaklığının (silika sıcaklığının) hesaplanması olanağı vardır (Fournier, 1977). Ancak yüzeye yakın kısımlarda jeotermal sisteme katılan veya ayrılan suların vereceği hatalardan fazla etkilenme olmaktadır. Bu yüzden SiO_2 jeotermometresi iyi bir sıcaklık belirtecidir. Yüksek sıcaklıklarda SiO_2 çok miktarda bulunduğundan yüksek SiO_2 yüksek sıcaklık demektir. Türkiye'de (İlkışık, 1991) silika sıcaklığı yöntemi ile ilgili araştırma yapmış ve Türkiye'nin ısı akısı haritasını hazırlamıştır.

2.3.1.2 Isı Akısının Bullard Yöntemi İle Hesaplaması

Özellikle tortul kayaçların bulunduğu ortamda açılan sondaj kuyularında ısı akısı hesaplamak için en çok tercih edilen yöntemdir. Düzgün olmayan sıcaklık gradyanı ve iletkenlik gözlemlendiği durumlarda geçerli en iyi yöntemdir. Eğer bir boyutlu ortamda q_0 yüzeydeki ısı akısı belli ise ve kayaçların λ ısı iletim katsayıları biliniyorsa farklı derinliklerdeki sıcaklıklar aşağıdaki bağıntıdan bulunur (Bullard, 1939).

$$T_{(z)} = T_0 + q_0 * \sum_{i=0}^{i=max} (\Delta z_i / \lambda_i) \qquad (2.8)$$

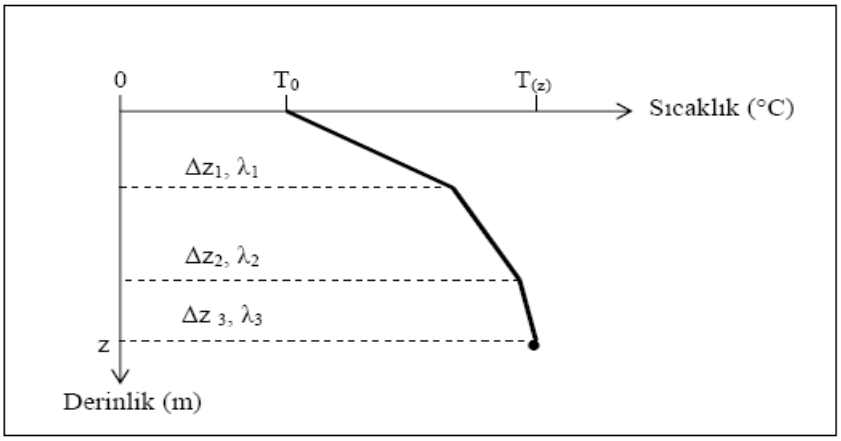
$T_{(z)}$: z derinlikteki sıcaklık (°C)

T_0 : z=0 daki yüzey sıcaklığı (°C)

Δz_i : Derinlik artım (m)

λ_i : Δz aralığındaki ısı iletim katsayısı (W/m°C)

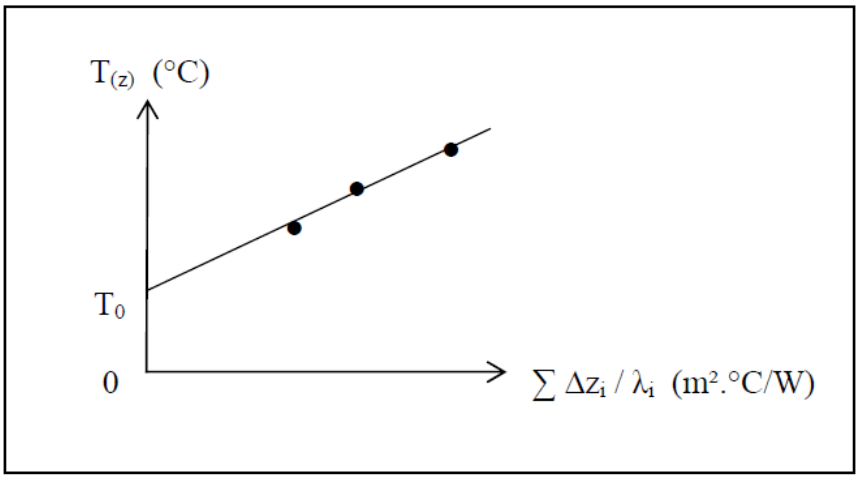
q_0 : Yüzey ısı akısı



Şekil 2.6 Bullard Yöntemi (Termal Direnç) Gösterimi (Bullard, 1939)

Kuyu boyunca sıcaklık logu alınmış ve kuyudaki kayaçların ısı iletkenlik katsayısı (λ) değerleri biliniyorsa, termal direncin fonksiyonu $\Sigma\ \Delta z_i / \lambda_i$ olarak $T_{(z)}$ sıcaklık grafiği çizilirse (şekil 2.7) bu doğrunun eğimi bize o kuyudaki q ısı akısı değerini verecektir (Rybach ve Bodmer 1983).

$$q=\left[T_{(z)}-T_0\right]/\left[\sum_{i=0}^{i=max} \Delta z_i/\lambda_i\right] \qquad (2.9)$$



Şekil 2.7 Bullard-Plot $T_{(z)}$ ve $\Sigma\ \Delta z_i / \lambda_i$ grafiği (Rybach ve Bodmer, 1983)

Yukarıdaki Bullard-Plot grafiğindeki doğrunun denklemi y = ax + b ise eğimi x = q (mW/m²) ve b = T_0 (°C) olacaktır.

2.3.1.3 Sıcaklık Gradyanı İle Isı Akısı Hesaplaması

Isının bir ortamda iletimi sırasında sıcaklığın derinlikle değişim oranına sıcaklık gradyanı denir. Isı akısı ile ilgili jeofizik araştırmalarda sadece düşey doğrultulardaki sıcaklık değişimi (dT/dz) dikkate alınır. Herhangi bir ortam içinde ısı, birbirine paralel birim kesitte yüzeyler içinde bu yüzeylere dik olarak akmakta ise ve dengeli duruma ulaşmış ise ısı akısı (q); ısı iletkenliği katsayısı ve sıcaklık gradyanının çarpımına eşittir ve

$$q = \lambda * (dT/dz) \qquad (2.10)$$

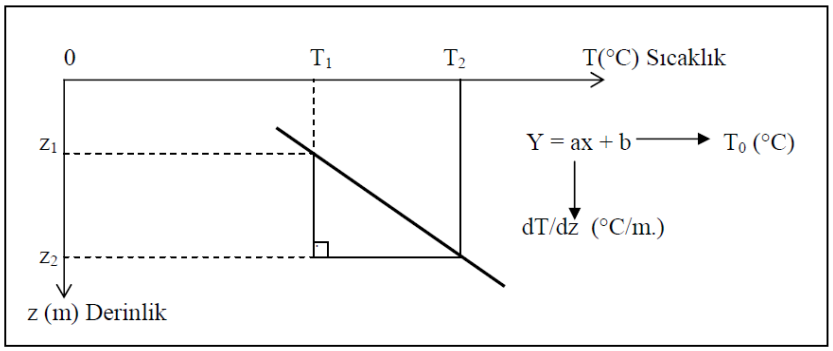
bağıntısı ile hesaplanır. Burada ısı akısının (q), SI birim sisteminden birimi mW/m²'dir.

λ ile gösterilen ısı iletkenlik katsayısının SI birim sisteminden birimi W/m°C, dT/dz ile gösterilen sıcaklık gradyanının SI birim sisteminden birimi ise °C/m'dir. Isı akısının eski birimi cgs sisteminde türetilmiş μkal / cm²s (HFU)'dur. Isı akısının günümüzde kabul edilen SI birim sistemine uygun birimi mW/m² ile cgs sistemindeki eski birimi HFU arasında aşağıdaki ilişki mevcuttur.

1 μkal /cm²s (HFU) = 41.84 mW/m² (2.11)

Sıcaklık gradyanının hesaplanması için en az iki noktada farklı derinlik ve bu farklı derinliklerdeki sıcaklıkların bilinmesi gerekmektedir (şekil 2.8). λ ısı iletim katsayısı da bu ara derinlikteki kayacın ısı iletimidir. Laboratuvarda ölçüm yapılarak bulunmaktadır. Sıcaklık gradyanı aşağıdaki formülden bulunur.

$dT/dz = (T_2 - T_1) / (z_2 - z_1)$ (2.12)



Şekil 2.8 Sıcaklık Gradyanı ile Isı Akısı Hesaplaması

Sıcaklık gradyanı ile ısı akısı hesaplanmasında iki yol mevcuttur. Isı akısı hesaplamasında kullanılan bu iki yol, aşağıda örnekler verilerek açıklanmıştır.

1-) Biri kuyu dibinde diğeri kuyu ağzında ortalama sıcaklığı ölçerek sıcaklık gradyanının bulunmasına dayanır. Sonra kuyuda geçilen birkaç jeolojik birimin ısı iletim katsayıları ölçülüp bunların da ortalama değeri kullanılarak bu bulunan iki ortalama değerlerin çarpımından ısı akısı hesaplanır. Bu yöntem yaklaşık bir ısı akısı değeri verir.

Sayısal Örnek: Kuyu ağzı ortalama sıcaklık $T_{1(ort)=}$25 °C, kuyu dibi ortalama sıcaklık $T_{2(ort)=}$37 °C ve kuyu derinliği 150 metre, kuyuda geçilen üç değişik formasyona ait ölçülmüş ısı iletim katsayıları ise λ_1 = 1.250 W/m°C, λ_2 = 2.125 W/m°C, λ_3 = 3.100 W/m°C'dir. Buradan kuyu içi aritmetik ortalaması λ_{ort} =(1.250+2.125+3.100)/3 = 2.158 W/m°C bulunur. Kuyu için ortalama ısı akısı q_{ort} = 2.158 ((37-25)/50) = 172.64 (mW/m²) olarak bulunur.

2-) Kuyu içinde geçilen her bir formasyona ait sıcaklık gradyanlarının, ölçülen sıcaklık eğrisinden en küçük kareler yöntemi ile hesaplanmasına dayanır. Yine her bir formasyondan alınan kayaç örneklerinin ısı iletim katsayıları ölçülür ve daha sonra her bir formasyon için bulunan sıcaklık gradyanı ile çarpılarak ısı akısı değeri bulunur. Sonuçta tüm kuyunun ortalaması alınarak ölçümü yapılan kuyu içi ısı akısı değeri bulunmuş olur.

Sayısal Örnek: En küçük kareler yöntemi ile her bir formasyona ait sıcaklık eğrisinden hesap edilen dT/dz değerleri sırası ile *1. formasyon için:* sıcaklık gradyanı $(dT/dz)_1$ = 0.125 (°C/m) ve ısı iletim katsayısı λ_1= 0.125(W/m°C) *2. formasyon için:* sıcaklık gradyanı $(dT/dz)_2$ = 0.025 (°C/m) ve ısı iletim katsayısı λ_2=1.250 (W/m°C) *3. formasyon için:* sıcaklık gradyanı $(dT/dz)_3$=0.120(°C/m) ve ısı iletim katsayısı λ_3=1.530(W/m°C) ise, buradan q_1= 0.125x(0.125) =15.62 (mW/m²), q_2= 1.250x (0.025) = 31.25 (mW/m²) ve q_3=1.530x(0.120)=183.60 (mW/m²) bulunur ve bu üç formasyonda bulunan ısı akısı değerlerinin aritmetik ortalaması alınarak q_{ort}= (q_1+q_2+q_3)/3 kuyuya ait ortalama ısı akısı değeri q_{ort}=(15.62+31.25+183.60)/3=76.82 (mW /m²) olarak bulunur.

2.3.1.4 Modelleme (Flow, Beta, Ram) Yöntemi İle Isı Akısı Hesaplanması

Yeraltı sıcaklık dağılımını ayrıntılı kayıtlar alarak değişik tip yeraltı suyu akış rejimini karakterize ederek modellemek mümkündür. Bu tip çalışmalarda belirli modelleme yöntemleri kullanılmaktadır. Bu modellemelerde yeraltındaki termal düzeni çok daha gerçekçi açıklayan ısı akısı değerleri bulunabilmektedir. Kuyu içi su hareketlerine göre modelleme yöntemleri aşağıda kuyu örnekleri ile izah edilmiştir. Örnek kuyular Türkiye'den seçilmiştir (Pfister, 1995).

2.3.1.4.1 Flow Model: Yeraltındaki Düşey Su Hareketleri. İletim neticesindeki tek boyutlu düzenli düzeyli ısı transferi ve belli bir derinlik aralığındaki izotrop, homojen ve geçirgen ortamdaki düşey yeraltı suyu hareketlerini içermektedir. Bunun için aşağıdaki diferansiyel denklem kullanılır.

$$\partial^2T/\partial^2z = (c.\rho.VD/\lambda).(\partial T/\partial z) \quad (2.13)$$

Burada;

c: Yeraltı suyu ısı kapasitesi (J/kg°C)

ρ: Yeraltı suyu yoğunluğu (kg/m³)

λ: Kayaç ısı iletkenlik katsayısı (W/m°C)

V_D: Yeraltı suyu Darcy hızı (m/yr)

T: Kuyu sıcaklığı (°C)

z: Kuyu derinliği (m)'dir.

Şekil 2.9'da a1 kuyu içerisindeki su hareketini, a2 ise ölçülen veriler ile model verilerini içermektedir. Bu bir boyutlu basit modelde bilinmeyen başlıca parametre kayaçların iletkenlik katsayısıdır ki bu da kayaç numunelerinden ölçülmektedir.

$$T_{(z)} = (q_0/\lambda\ .p).[\ e^{\beta.z} - 1\ ] + T_0 \quad (2.14)$$

$$p = c.\rho.V_D\ /\lambda = P_e\ /\ L \quad (2.15)$$

Burada;

q_0 : Yüzey ısı akısı (mW/m²)

T_0 : Yüzey sıcaklığı (°C)

P_e : Peclet sayı analizi

L : Su sirkülasyon uzunluğu (m)

p : Denklem sabitidir.

2.3.1.4.2 Beta Model : Sınırlandırılmış Derinlik Aralığında Düşey Su Hareketi. Bazı durumlarda düşey yeraltı su hareketi belirli tabakalarda ve bunun altındaki derinliğe doğrudur. Yani üst tabakalarda yeraltı su hareketi fazla gözlenmemektedir. Şekil 2.9'da b1 kuyu içerisindeki su hareketini, b2 ise ölçülen veriler ile model verilerini içerir. Şayet yeraltı suyu akışı sabit bir derinlik aralığı ile sınırlandırıldığı takdirde yine aşağıdaki formüllerden ısı akısı hesaplanır.

$$\partial^2T\ (z)/\ \partial z^2 = (-c.\rho.V_D/\lambda(z)\ ).(\partial T(z)\ /\ \partial z) \quad (2.16)$$

$$p = (c.\rho.V_D.L)\ /\ \lambda \quad (2.17)$$

2.3.1.4.3 Ram Model: Yeraltındaki Düşey Su Hareketi. Yeraltında lineer bir sıcaklık gradyanı var ise bu yeraltı su hareketi ile bozulur. Su kuyu içerisinde gözenekli yapılarda hem girebilir hem de çıkabilir. Şekil 2.9'da c1 kuyu içerisindeki su hareketini, c2 ise ölçülen verileri ve model verilerini içermektedir. Akışın kuyuya girdiği noktanın altındaki veya üstündeki sıcaklık için bu durumun analitik düzenlenmesi aşağıdaki gibidir (Ramey 1962).

$$T_{(z)} = T_{(i)} + z.\partial T/\partial z \pm [\ e^{-z/A} - 1\ ].A.\partial T/\partial z \qquad (2.18)$$

Bir haftadan fazla süreler için;

$$A = v.\rho.c.r^2.f_{(t)}/2\lambda,\ f_{(t)} = -\ln(\ r/2(H_D.t)^{1/2}\ ) - 0.290 \qquad (2.19)$$

formülü kullanılır. Burada;

$\partial T/\partial z$: sıcaklık gradyanı (°C/m)

$\lambda_{(z)}$: kayaç termal iletkenliği (W/m°C)

$T_{(i)}$: suyun giriş yaptığı noktadaki sıcaklık (°C)

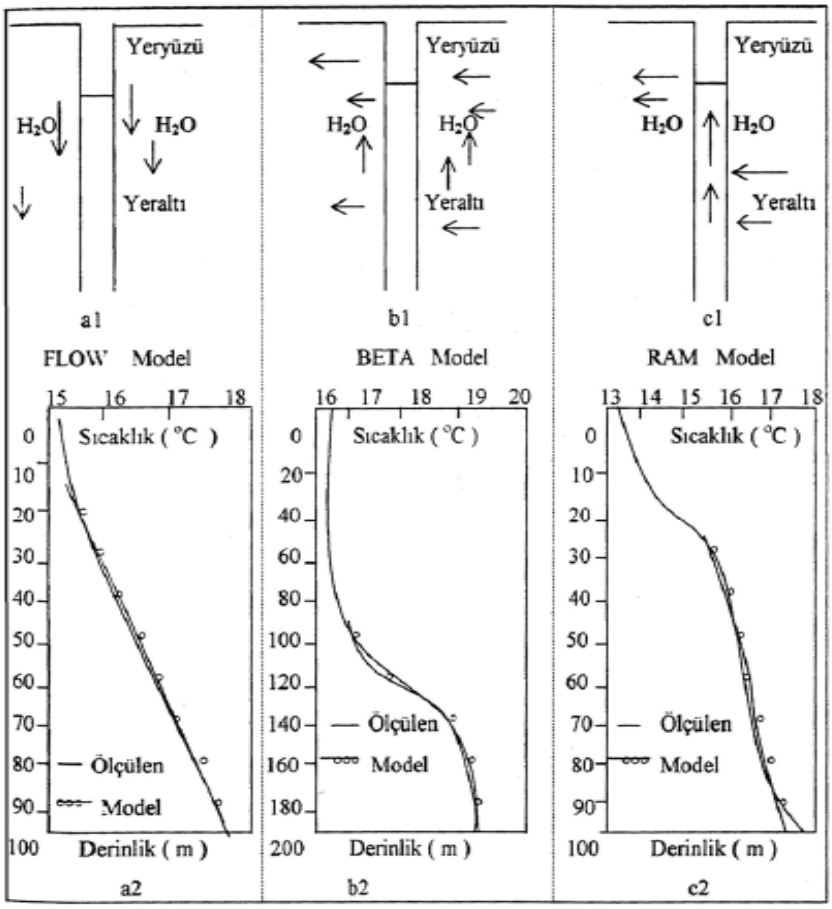
v: kuyudaki akışkanın hızı (m/s)

r: kuyu yarıçapı

$f_{(t)}$: zaman fonsiyonu

H_D: ısı yayınımı (1.10^{-6} m^2/s)

t: zaman (s)'dir.



Şekil 2.9 Yeraltı suyu hareketlerinin üç farklı modeli (Pfister, 1995)

2.3.2 Curie Nokta Derinliklerinden Yararlanarak Isı Akısı Değerlerinin Hesaplanması

Isı akısı değerlerinin bu yöntemle hesaplanmasında ilk aşama aeromanyetik verilerden yararlanarak Curie nokta derinliklerinin belirlenmesidir. Bilindiği üzere, ferromanyetik özellik gösteren mineraller Curie sıcaklığının üzerinde mıknatıslanmalarını kaybederek paramanyetik özelliğe dönüşür. Bu mıknatıslanmanın kaybolduğu veya mıknatıslanma özelliğinin değiştiği noktalara Curie nokta derinlik değerleri denir. Aeromanyetik veriler kullanılarak Curie nokta derinliklerinin belirlenmesinde spektral yöntemler ile en küçük kareler ters çözüm yöntemi kullanılmaktadır. Biz burada sadece en küçük kareler ters çözüm yöntemi ile Curie nokta derinliklerinin elde edilmesinden bahsedeceğiz.

Isı akısının hesaplanmasındaki ikinci aşama ise Curie sıcaklığının 580°C alınarak Curie nokta derinliklerinden ısı gradiyentlerini hesaplamaktır. Isı gradiyentleri hesaplandıktan sonra çalışma bölgesi için ısı iletkenlik katsayılarını da kullanarak

$$q=\frac{dT}{dz}\lambda \qquad (2.20)$$

bağıntısı yardımıyla ısı akısı değerleri hesaplanmıştır. Isı akısının saptanmasında kullanılan bu aşamaların ayrıntıları aşağıdaki 2-B olarak yapılan örnek çalışmada gösterilmiştir.

Örnek çalışma:

Bu çalışmada M.T.A. Enstitüsünün hazırlamış olduğu Edremit, Susurluk ve Balıkesir bölgelerinin 1/100000 ölçekli aeromanyetik haritalarından yararlanılmıştır. Veriler 0.5 cm. de bir örneklenmiştir. Sonra küçük dalga boylu değişimleri atmak amacıyla aeromanyetik harita 0.1 devir/veri aralığı kesme frekanslı alçak geçişli bir süzgeç ile süzgeçlenmiştir. Süzgeç kullanılarak elde edilmiş havadan manyetik harita şekil 2.10'da verilmiştir. Süzgeçlenmiş harita ile jeolojik yapının ilişkisi belirlendikten sonra bir başka ifadeyle, manyetik belirtiye neden olan kütle veya kütlelerin yapısal doğrultularının belirlenmesi ile süzgeçlenmiş harita üzerinden uygun kesit yerleri belirlenmiş ve bu kesitlerden gözlenen veriler hesaplanmıştır. Ayrıca bir ön model seçilip, parametreler üzerinde yineleme (iterasyon) yaparak en küçük kareler ile ters çözüm işlemi gerçekleştirilmiştir. Ters çözüm sonucu gözlenen verilere en iyi çakışan model yanıtının model parametreleri (sonuç parametreleri) elde edilmiştir.

Sonsuz derinlikteki düzgün mıknatıslanmış bir daykın toplam manyetik alan anomalisinin matematiksel ifadesi (model yanıtı), Gay (1987) tarafından

$$T(x) = 2.\ sk.Tm\ .h^2.Sin(\beta).[Sin(2.I - \beta).\Delta\varphi - Cos(2.I - \beta).\ln \Delta R] + Td \qquad (2.21)$$

şeklinde verilmiştir. Bu denklemde kullanılan manyetik parametreler şunlardır:

$I = Arctan\ (\tan i / \sin \alpha)$

i = Yer manyetik alanının inklinasyonu

α = Cismin saatin tersi yönünde kuzeyle yaptığı açı

β = Daykın eğimi

Tm = Yer manyetik alan şiddeti

x_0 = Yüzeyde prizma veya daykın merkezi

b = Yarı değer genişliği

d = Modelin üst derinliği

T_d = Datum seviyesi

sk = Süseptibilite kontrastı

$h^2 = 1 - Cos^2\alpha\ Cos^2 i$

$\Delta\varphi = \varphi_1 - \varphi_2$

$\Delta R = R_1/R_2$

$\varphi_1 = Arctan\ (\ (x-b)/d\ )$

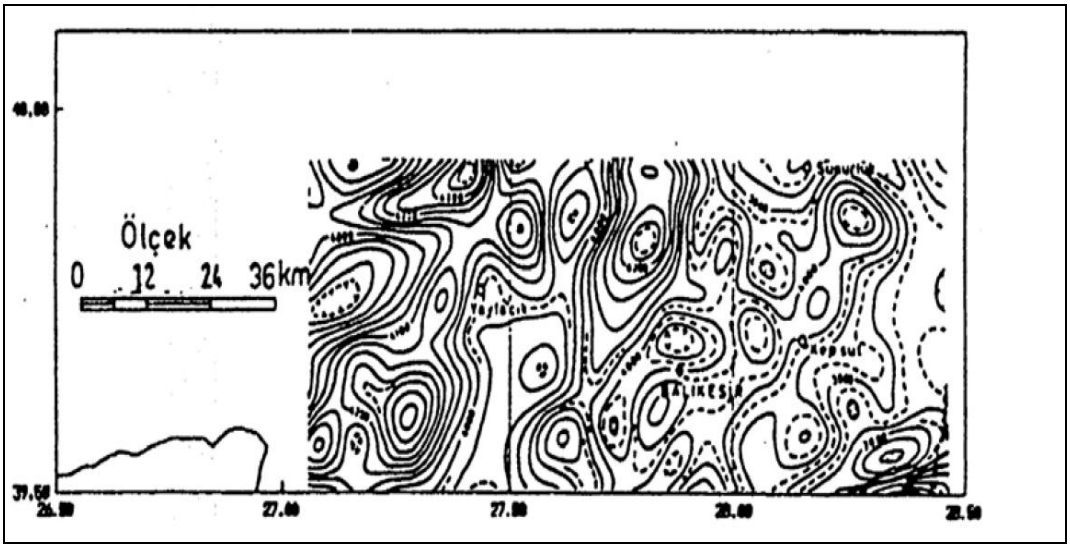
$\varphi_2 = Arctan\ (\ (x+b)/d\ )$

$R_1 = (\ d^2 + (x-b)^2\ )^{1/2}$

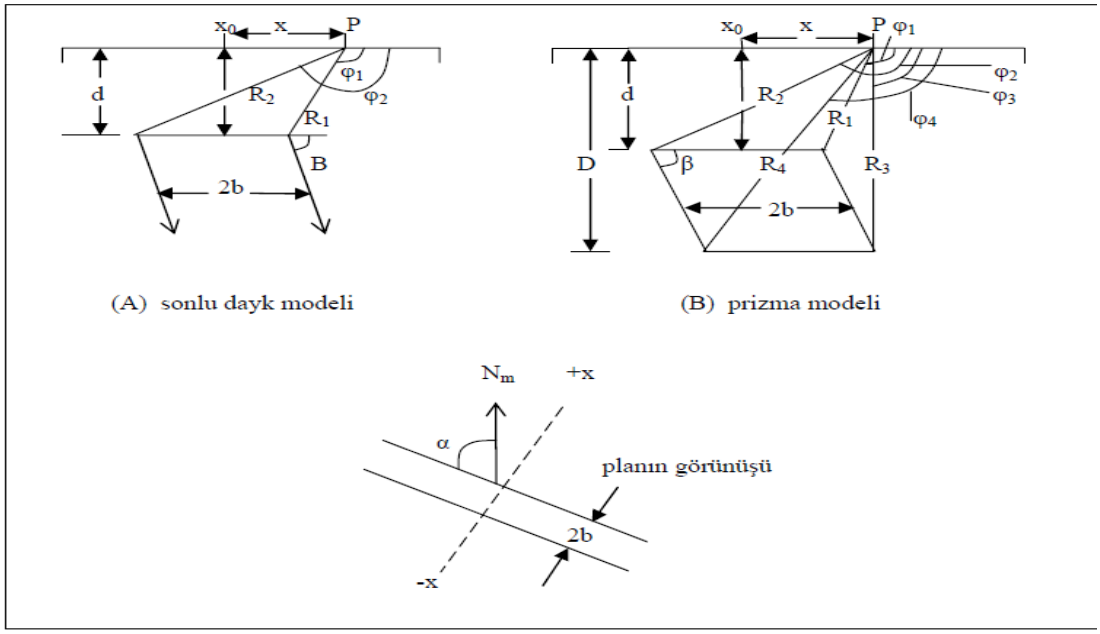
$R_2 = (\ d^2 + (x+b)^2\ )^{1/2}$

(2.21) nolu denklemde geçen büyüklükler şekil 2.11' de gösterilmiştir. Prizma modelinden kaynaklanan anomali (model yanıtı), ölçü düzlemi altında **D** ve **d** üst derinliklerinde olan sonsuz alt derinlikteki iki dayk anomalisinden hesaplanabilir.

Şekil 3.11'de gösterilen prizma modelinin **d**, $\mathbf{X_0}$, **b**, **β**, **D**, $\mathbf{T_d}$, **sk**, **T** parametrelerine göre kısmi türevlerinin hesaplanması gerekir. Prizma model anomalisinin kısmi türevleri, üst derinlikleri **d** ve **D** olan benzer iki daykın ayrı ayrı kısmi türevlerinin farkları şeklinde verilebilir (Marobhe, 1989).



Şekil 2.10 0.1 devir/veri aralığı frekanslı alçak geçişli süzgeç kullanılarak elde edilmiş aeromanyetik harita (Sanver, 1974)



Şekil 2.11 Model geometrisi (N_m manyetik kuzey ve α cismin manyetik kuzeyle saat yönünün tersindeki doğrultu açısıdır) (Marobhe, 1989)

Bilindiği gibi, gözlenen veri sayısının parametre sayısından büyük olması durumunda parametre düzeltme miktarının Marquardt-Levenberg veya sönümlü en küçük kareler ters çözümü,

$$\Delta\mathbf{P} = (\mathbf{A}^T\mathbf{A} + \varepsilon\mathbf{I})^{-1}\,\mathbf{A}^T\,\Delta\mathbf{d} \qquad (2.22)$$

şeklinde verilir. Burada $\Delta\mathbf{P}$ parametre düzeltme dizeyini, $\mathbf{A}$ kısmi türevleri içeren Jacobian dizeyi, $\Delta\mathbf{d}$ gözlenen ve hesaplanan değerler arasındaki farkı göstermektedir. ε, sönüm katsayısı olup $\mathbf{A}^T\mathbf{A}$ dizeyini tekillikten kurtarmak amacıyla matrisin köşegenine eklenen bir sabittir. (2.22) nolu denklemdeki $\mathbf{A}$ dizeyini tekil değerlere (SVD) ayırarak yeniden yazacak olursak,

$$\Delta\mathbf{P} = \mathbf{V}\,\mathbf{diag}\,[\,\mathbf{S} / (\mathbf{S}^2 + \varepsilon)\,]\,\mathbf{U}^T\,\Delta\mathbf{d} \qquad (2.23)$$

elde edilir (Lines ve Treitel 1984). Burada $\mathbf{U}$ nxp boyutunda veri özyöney dizeyini, $\mathbf{V}$ mxp boyutunda parametre özyöney dizeyini ve $\mathbf{S}$ pxp boyutunda özdeğerleri göstermektedir. Genelde $\Delta\mathbf{P}$'nin değişimini ayarlamak ve duraylı iterasyonu sağlamak amacıyla $\Delta\mathbf{P}$, γ gibi bir yuvarlatma faktörü ile çarpılarak yeni parametre ($\mathbf{P}$) aşağıdaki

$$\mathbf{P}_{k+1} = \mathbf{P}_k + \gamma\,\Delta\mathbf{P}$$

bağıntısı ile bulunur. Bu yuvarlatma faktörü % hata miktarına bağlı olarak seçilir.

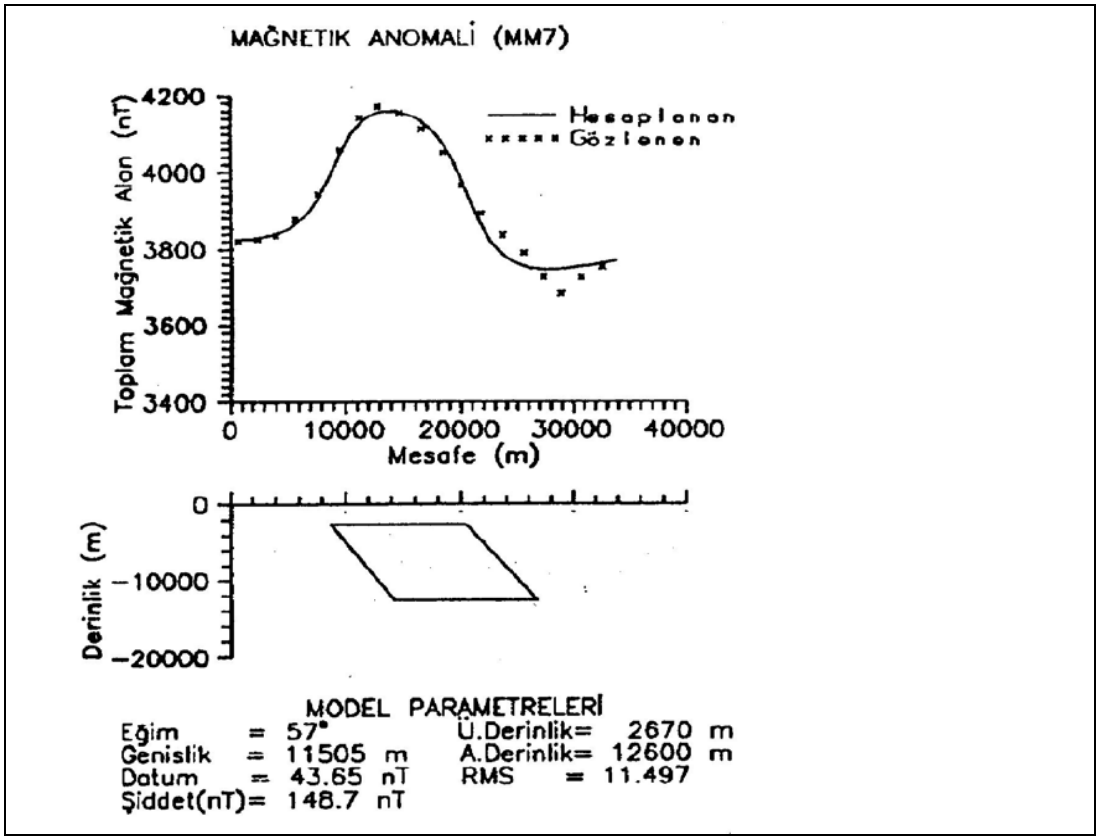
Ters çözüm sonucu elde edilen model parametrelerinden (**P**), (2.21) nolu denklem sayesinde model yanıtı (kuramsal veriler) elde edilir. Modelleme sonucu bulunan prizma alt derinlikleri Curie nokta derinliği olarak kabul edilmiştir. Seçilen kesitlerin (profillerin) modellenmesine bir örnek şekil 2.12'de verilmiştir. Elde edilen Curie nokta derinliklerinden yararlanarak çalışma alanının Curie nokta derinlik haritası çizilmiştir. Çalışma alanının Curie nokta derinlik haritası şekil 2.13'te verilmiştir.

Çalışmada, Curie sıcaklığı 580°C alınarak Curie nokta derinliklerinden ısı gradiyentleri hesaplanmıştır. Tezcan'nın (1979) kullanmış olduğu ortalama 2.1 W/m°C ısı iletkenlik katsayısı dikkate alınarak çalışma bölgesi için ısı iletkenlik katsayısı 2 W/m°C ve 3 W/m°C seçilmiş ve $q = \lambda .(dT/dz)$ denklemini kullanarak bölgeye ait ısı akısı değerleri hesaplanmıştır.

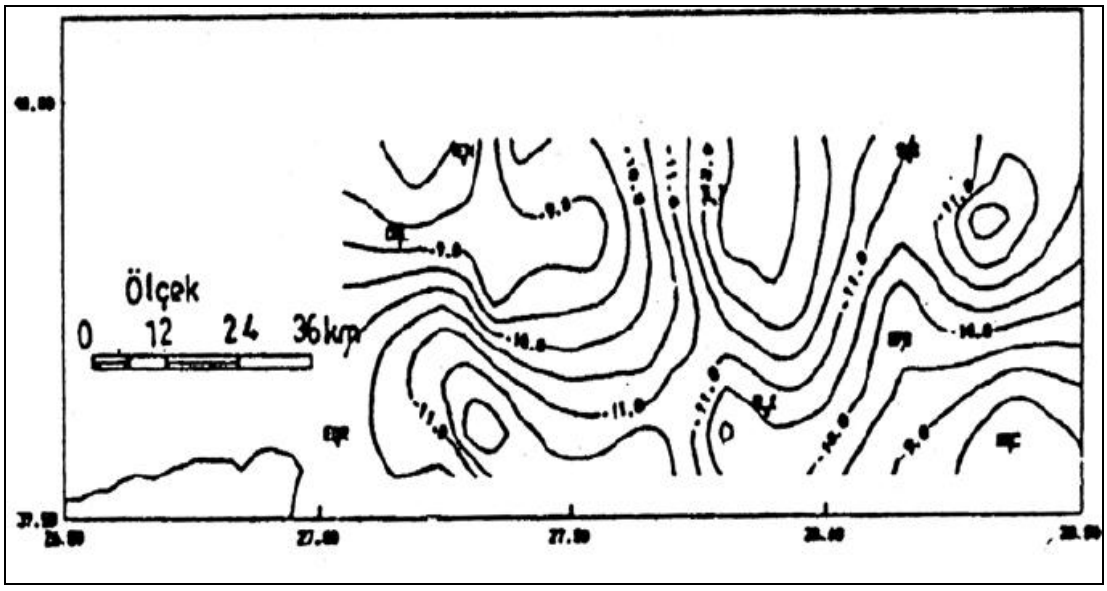
Elde edilen sonuçlar çizelge 2.5 te verilmiştir. Bununla birlikte Curie nokta derinliklerinden hesaplanan ısı akısı değerleriyle Tezcan ve İlkışık'ın vermiş olduğu ısı akısı değerleri karşılaştırdığımızda sonuçların birbirleriyle çok iyi bir uyumluluk içinde olduğu görülmektedir.

Çizelge 2.5 Curie nokta derinliklerinden ve daha önceki çalışmalardan elde edilen ısı akısı değerleri (Hisarlı, 1995)

Alan	**Curie nokta derinliği x10^{3}m**	**Isı Gradiyenti °C/mx10^3**	**Isı akısı (mW/m^2) k=2 k=3 W/m°C**	**İlkışık (mW/m^2)**	**Tezcan (mW/m^2)**
Balya	10.5	57.70	115 114	120	120
M.K.Paşa	10.8	53.60	107 134	110	90-100
B.Kesir	12.1	47.85	95 119	66	90-100
Yenice	9.0	64.40	128 161	-	140-160



Şekil 2.12 Curie nokta derinliklerinin belirlenmesinde seçilen profillerin modellenmesine bir örnek (Hisarlı, 1995)



Şekil 2.13 Aeromanyetik verilerden elde edilen Curie nokta derinlik haritası (Hisarlı, 1996)

2.4 Kuyularda Sıcaklık Ve Diğer Ölçümler

Kuyu içi sıcaklık ve diğer parametrelerin ölçümü ihtiyaç duyulan bilgiye göre değişik tip ve marka ölçüm aletleri kullanılarak yapılmaktadır. Kuyu içi bilgileri bilgisayar ortamına aktaran ölçüm aletleri olmakla birlikte mekanik ölçüm de yapılabilmektedir.

Log aletinin kuyu içerisine gönderilecek geçirimsiz ve yalıtkan döner başlıklı kablonun ucunda bulunan özel uyumlu başlığa hangi parametreler ölçülecek ise (gamma ray, SP, sıcaklık, rezistivite ve diğerleri) ilgili prob takılarak kuyu dibinden başlayarak kuyu ağzına kadar metrik ölçüm yapılabilir. Kuyu ağzından kuyu dibine doğru da ölçüm almak mümkündür. Tüm bu ölçümler Mount Soupris marka log aleti ile alınmaktadır.

Mount Soupris marka log aletinin görünümü şekil 2.14'te gösterilmiştir. Bir kuyu içinde istenen derinlik veya kuyu boyunca jeolojik formasyonu ve kuyu niteliklerini fiziki paramertreler cinsinden sağlıklı elde etmek kaydıyla ve ne isteniyorsa ona cevap verecek şekilde log metodunun ve ölçüm tekniklerinin seçilmesi gereklidir.

Biz burada ısı akısı ile ilgili olan log metotlarından bahsedeceğiz.

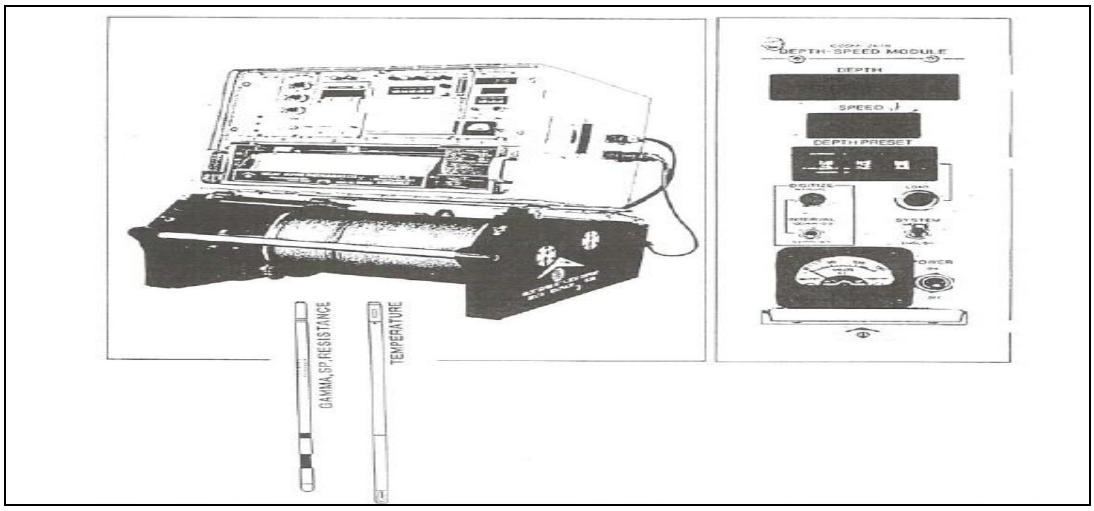
1-) Sıcaklık Logu: Sıcaklık probu kullanılarak bir kuyudaki sıcaklık ölçümü verileri (°C) derinliğin (metre) fonksiyonu olarak log aleti tarafından kaydedilir. Bu kayıtlar kullanılarak kuyu derinliğine bağlı sıcaklık eğrileri elde edilir. Aynı veriden seçilen metrelerde sıcaklık gradienti (°C/m) elde etmemiz mümkündür (Şekil 2.15).

Kuyuya ait sıcaklık artışları ile kuyu sıcaklık gradientinin belirlenmesinde, belirli aralıklarda termal gradyan hesaplamalarında, sıcak ve soğuk akiferlerin kalınlık ve derinliklerinin belirlenmesinde, kuyu litoloji sınırlarının belirlenmesinde ve aktif gaz çıkışlarının tespitinde kullanılır.

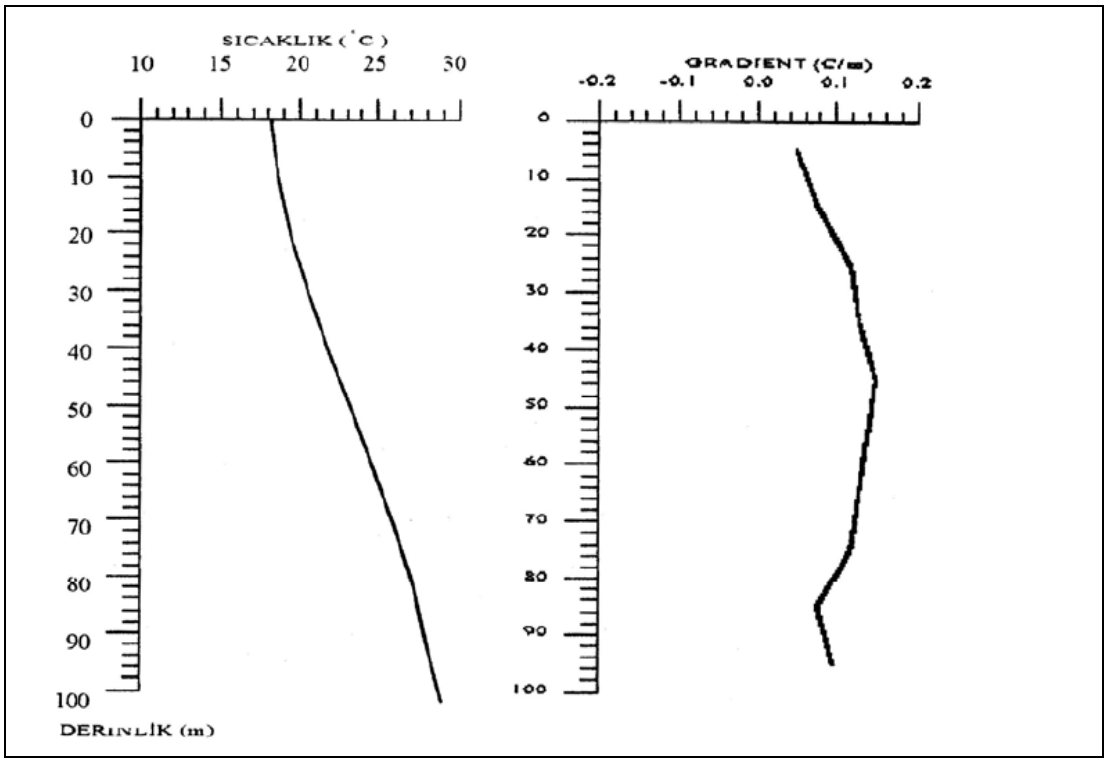
2-) Doğal uçlaşma (SP) Logu: Kuyuya ait derinliğin fonksiyonu olarak potansiyel değişimini verir. Milivolt olarak ölçülür. Kuyu içi iletken ve sıvı geçirgen formasyonları gösterir. Kuyu litolojisi ve stratigrafisi korelasyonuna yardımcı olur.

3-) Gamma Ray Logu: Bazı maddeler içerisinde radyoaktif element içerirler (α , β, γ). Kuyularda bu amaçla derinliğin fonksiyonu olarak gamma ışını (c/s) olarak ölçülür. Killi ve marnlı seviyelerin belirlenmesine yarar.

4-) Özdirenç Logu: Kuyu içi tabakaların özdirenç değerlerini verir. Ohm-m. olarak ölçülür. Formasyon değişiminde özdirenç te değişeceğinden formasyon sınırları ile ilişki kurulmasında yardımcı olur.



Şekil 2.14 Mount Soupris marka log aletinin görünüşü (İlkışık vd, 1996)



Şekil 2.15 Çayyüzü'deki kuyuda sıcaklık eğrisi (oC) ve sıcaklık gradienti (oC/10 m) (Yemen, 1999)

2.5 Kuyularda SiO2 Ölçümü İle b Ve m Parametrelerinin Bulunması

Üst kabuk içinde 300 °C'ye kadar olan sıcaklıklarda kaynak sularındaki SiO_2 eriği miktarı ile hazne kaya sıcaklığı arasında doğrusal bir uyum görülür ve silika belirleyicisi jeotermal sisteme dışardan olan küçük katkılardan en az etkilenmektedir. Bu nedenle kaynakların içerdiği SiO_2 miktarı kullanılarak hazne kayadan bilgi taşıyan silika sıcaklığı bulunur.

Jeotermal suların (ılıca-içme-maden suyu) bulunduğu yerlerde yapılan sondajlardan elde edilen su numunelerinin laboratuvarda yapılan kimyasal analizleri sonucu SiO_2 (veya H_2SiO_3) miktarı mg/litre olarak ölçülür. Yeraltı sularının ortalama dolaşım derinliğine karşılık gelen termal direnç m, yeraltı sularının dolaştığı ortalama derinliğin y_d (kaynakların ilişkili oldukları havzaların derinliği) incelenen bölgedeki kayaçların ısı iletkenlik katsayısına (λ) bölünmesi ile bulunur. İncelediğimiz bölgede kayaçların ısı iletkenlik katsayısına ilişkin ölçülmüş veya yayınlanmış veriler olmayabilir. Bu durumda bölgedeki kaynakların ilişkili oldukları havzaları oluşturan malzemeler dikkate alınarak bir ısı iletkenlik katsayısı saptanabilir. Yerkürenin çeşitli yerlerindeki araştırmalara ilişkin yayınlarda λ değerleri, kristalin kayaçlar için 3.1 ve tortullar için 1.9 W/m°C civarında verilmektedir (Clark, 1966; Beaumont vd, 1982). Bazı kayaç ve minerallerin ısı iletkenlik katsayıları aşağıda verilmiştir.

Çizelge 2.6 Çeşitli kayaçların ısı iletkenlik katsayılarının değerleri (Allen ve Allen, 1990; Bilir, 1998)

Litoloji Isı	**iletkenlik katsayısı (W/m°C)**
Şeyl	1.3-3
Kumtaşı	1.5-4.2
Kireçtaşı	2.0-3.4
Dolomit	3.2-5.0
Mermer	2.5-3.0
Gnays	2.1-4.2
Bazalt	1.3-2.9
Granit	2.4-3.8
Diyabaz	1.7-2.5

Gabro	1.9-2.3
Halit	5.4-7.2

Ortalama hava sıcaklığı b, uzun yıllar boyunca her bölge için ayrı ayrı yapılan ölçümlerden elde edilen verilere dayanarak belirlenen bölgelere ait ortalama sıcaklık değeridir. Uzun dönem bölgenin yıllık hava sıcaklığı ortalaması b, silika ısı akısı hesabında kullanılan önemli parametrelerden biridir. Bölgelere göre ortalama hava sıcaklıkları (Abur, 1990) aşağıdaki çizelgede verilmiştir.

Çizelge 2.7 Bölgelere göre uzun yıllar (yaklaşık 55 yıl) ortalama hava sıcaklıkları (Abur, 1990)

Yöre	**Sıcaklık (°C)**	**Yöre**	**Sıcaklık (°C)**	**Yöre**	**Sıcaklık (°C)**
Adana	18.7	Ağrı	5.8	Amasya	13.7
Bingöl	12.0	Bitlis	9.4	Diyarbakır	15.8
Elazığ	13.0	Erzincan	10.3	Erzurum	6.0
Hatay	19.6	İçel	18.4	Kastamonu	9.8
Kayseri	10.6	Kırşehir	11.3	Maraş	16.5
Mardin	15.7	Muş	9.4	Nevşehir	10.6
Niğde	10.3	Ordu	3.6	Rize	14.1
Samsun	14.3	Siirt	15.4	Tokat	12.4
Sivas	8.6	Trabzon	14.4	Tunceli	12.6
Van	8.8	Yozgat	8.7		

2.6 Isı İletkenlik Katsayısının (ısı iletim katsayısı) Ölçümü Ve Hesabı

Bir ortamda iletim yolu ile ısı aktarımı sadece sıcaklık gradyanına ve termal difüziviteye (a: sıcaklığın nüfuz etme katsayısı) bağlıdır. Difüzyon bağıntısını,

$$\nabla^2 q = - a \, (\partial T/\partial z) \qquad (2.24)$$

eşitliği ile gösterebiliriz. Burada q ısı akısını, T mutlak sıcaklığını, a termal difüziviteyi ve z derinliği temsil eder. Difüzyon bağıntısında yer alan termal difüzivite a; ortamın ısı iletkenlik katsayısı (λ), ortamın ısıl kapasitesi (c_p) ve kayaç yoğunluğuna (ρ) bağlıdır. Bu ilişki aşağıda verilmiştir.

$$a = \lambda / (\rho . c_p) \tag{3.25}$$

Isı iletim katsayısı değeri (λ)'nın, ısı iletim katsayısı değeri fazla değişmeyen kayaçlarda hesaplanmasında aritmetik ortalama yöntemi kullanılabilir. Karotu alınamayan kuyularda veya yüzey örneği olmayan yerlerde λ değeri yerine kuyu litolojisine uygun değerler çarpan olarak alınabilir. En iyi hesaplama yöntemi ağırlıklı ortalama (efektif) yöntemidir. Bu yöntemle bulunan efektif ısı iletim katsayısı bağıntısı,

$$\lambda_{ef} = \frac{\sum_{i=1}^{n} \Delta z_i}{\sum_{i=1}^{n} \Delta z_i / \lambda_i} \tag{2.26}$$

şeklinde verilebilir. Burada n: kesilen katman sayısı, Δzi: katman kalınlığı, λi: her bir katmanın ısı iletim katsayısıdır.

Kayaçların oluşumu sırasında λ ısı iletim katsayısı değişimini etkileyen özellikleri şöyle sıralayabiliriz.

- Sıcaklık
- Basınç
- Gözeneklilik
- Suya doygunluk
- Yoğunluk
- Dane boyutu ve şekli
- Çimentolanma derecesi
- Mineral içeriği ve içerdiği akışkan

Gözeneklilik ve suya doygunluk oranları önemlidir. Çünkü suya doygun ve kuru olması durumunda laboratuvarda ölçülen λ değerleri arasında % 30'a varan farklar oluşmaktadır (Scharli ve Rybach, 1984). Çizelge 2.8'de ısı iletim katsayısı λ'nın (kuru, doğal ve ıslak) ölçülen değerleri verilmiştir (JICA, 1987).

Çizelge 2.8 Ege Bölgesi'nde bazı kayaç örneklerinde (kuru, doğal ve ıslak) ölçülen λ değerleri (JICA, 1987)

Yer/Kuyu Adı	**Z(metre)**	**Litoloji**	**Kuruλ W/m°C**	**Doğal λ**	**Islak λ**
Aydın/ÖB-8	760	Kumtaşı	3.314	3.441	4.436
İzmir/Biçer-1	85	Killi kireçtaşı	1.592	1.762	1.773
İzmir/Dikili,DG-2	151	Az altere andezit	2.637	2.542	2.641
Manisa/SC-1	783	Meta kumtaşı	2.958	3.129	3.380

QTM (Quick Thermal Measurement), laboratuvarda kayacın sıcaklığı kararlı duruma gelmeden λ ısı iletim katsayısının ölçülmesi amacıyla geliştirilmiş bir alettir. λ değeri ölçülmek istenen ve boyutları (≈ 5.10.16 cm.) olarak düzgün yüzlü kesilen kayaç örneği yüzeyine QTM probu düzgün bir şekilde yerleştirilir. Prob önce λ değeri bilinen bir madde ile test edilir. Alet test edilen madde, termokupul ve bir ısıtıcıdan ibarettir. QTM aleti portatif taşınabilir, hızlı ve seri ölçüm alımı dolayısıyla kullanımı çok kolay olan bir alettir.

Ölçümü yapılacak numune üzerinde bir dakika süresince voltaj uygulanarak ısıtma yapılırken yine bu süre boyunca kayanın sıcaklığı (T), zaman (t) fonksiyonu olarak kaydedilir. Daha sonra kaydedilen (T-t) diyagramının doğruya yakın kısmı otomatik olarak saptanarak kayacın ısı iletim katsayısı,

$$\lambda = F [I^2.\ln (t_2-t_1) / (V_2-V_1)] - H \quad (2.27)$$

bağıntısından bulunur. Burada;

F ve H: Alet katsayıları

V_1 ve V_2: t_1 ve t_2 zamanındaki uygulanan voltaj (mV)

I: Isıtma akımı (amper) dir.

BÖLÜM ÜÇ
UYGULAMALAR

3.1 Manyetik Ölçümler

Manyetik ölçümler, teknik özellikleri amaçlarına göre değişen manyetometre adı verilen cihazlarla yapılmaktadır. Bu ölçümler kara ve denizel olabileceği gibi ayrıca havadan da yapılabilmektedir. Çalışma alanında yaptığımız manyetik araştırmalar süresince Shark Marine SDM-4000 Dijital Manyetometre sistemi kullanılmıştır (Şekil 3.16).



Şekil 3.16 Shark Marine SDM-4000 Dijital Manyetometre Sistemi

3.2 Manyetik Ölçümlerde Kullanılan Parametreler

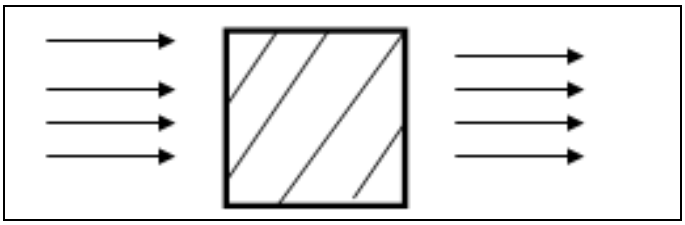
Manyetik ölçümlerde kullanılan başlıca altı parametre bulunmaktadır:

Manyetik Kutup: Bir mıknatıs çubuğun manyetik özelliğinin toplanmış olduğu uç noktaya manyetik kutup adı verilir.

Manyetik Moment: Bir mıknatıs çubuğun kutup şiddeti (m) ile mıknatıs çubuğun boyunun çarpımı olarak verilir ve (M) ile gösterilir ($M = m \times L$).

Manyetik Alan Şiddeti: Manyetik alan içinde bulunan bir noktadaki birim kutba uygulanan kuvvetidir. $H = m / r^2$ olarak verilir. Birimi AM^{-1} dir.

Manyetik Akı: H şiddetinde bir alan içinde bulunan A yüzeyin den dik geçen kuvvet çizgileri sayısıdır (Şekil 3.16). Genel olarak maxwell olarak ifade edilir. ∅ = H x A olarak verilir.



Şekil 3.17 Manyetik akı çizgileri.

Manyetik alan içersinde herhangi bir cismin bulunması halinde belirli yüzeydeki manyetik akı değişir. Bu halde manyetik indüksiyondan bahsedilir. ∅= B x A ile gösterilir. Buradaki B indüksiyon alanını ifade etmektedir.

Permeabilite (Geçirgenlik) : Düzgün bir manyetik alan içersindeki birim yüzeydeki kuvvet çizgileri sayısının aynı yüzeyden havadan geçen kuvvet çizgilerine oranı olarak verilir. M = B / H olarak ifade edilir.

Mıknatıslanma şiddeti: Birim hacime isabet eden manyetik moment veya birim yüzeye rastlayan kutup şiddeti olarak tarif edilir. J = M / V veya J = m / A şeklinde gösterilir. Birimi Am^{-1} dir. M = m x L = J x V ve J = M / V veya M x L = J x L x A buradan J = M / A bulunur. Eğer kesit yüzeyi a = 1 cm^2 alınacak olursa J = M olacak ve böylece mıknatıslanmanın şiddetine birim elementin momenti veya dipol yoğunluğu denir.

Suseptibilite: Cismin mıknatıslanmaya karşı göstermiş olduğu duyarlılık olarak kabul edilir. K = J / H olarak ifade edilir. Manyetik alan şiddeti birimi 1 gauss dur.

$1\Gamma = 1cm^{-1/2}\, g^{1/2}\, sn^{-1}$ veya örsted olarak ifade edilir.

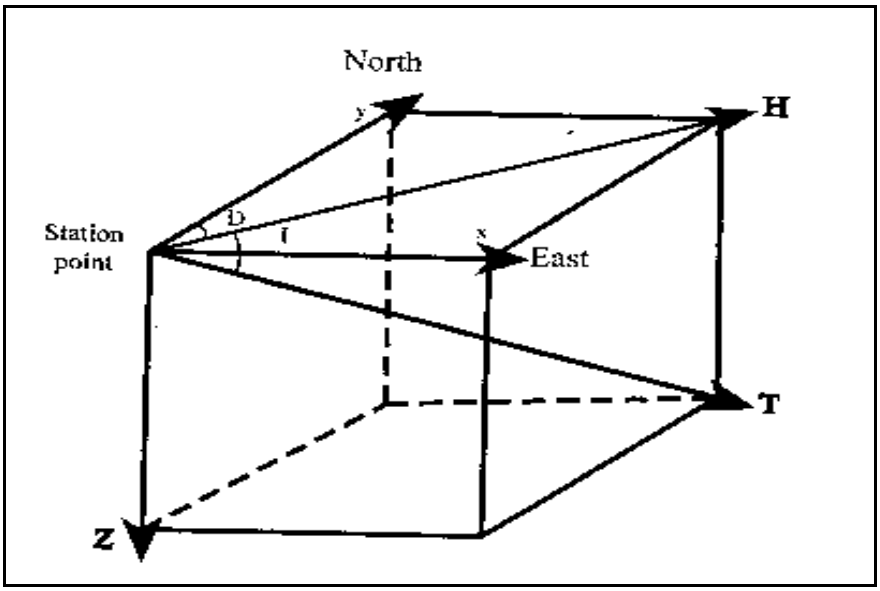
10^{-5} gauss = 1γ = nT dır.

3.3 Yer Manyetik Alanının Elemanları

Arzın yüzeyinde verilen noktada arz toplam manyetik alan şiddeti (T) bir vektörle ifade edildiğinde biri düşey (Z) biri yatay (H) iki bileşeni mevcuttur (Şekil 3.18).

Verilen noktada yatay bileşen ile bu noktadan geçen meridyen düzlemi arasındaki açıya sapma açısı denir (Deklinasyon). [D] ile gösterilir. Sapma açısı doğuya doğru daima pozitif alınır.

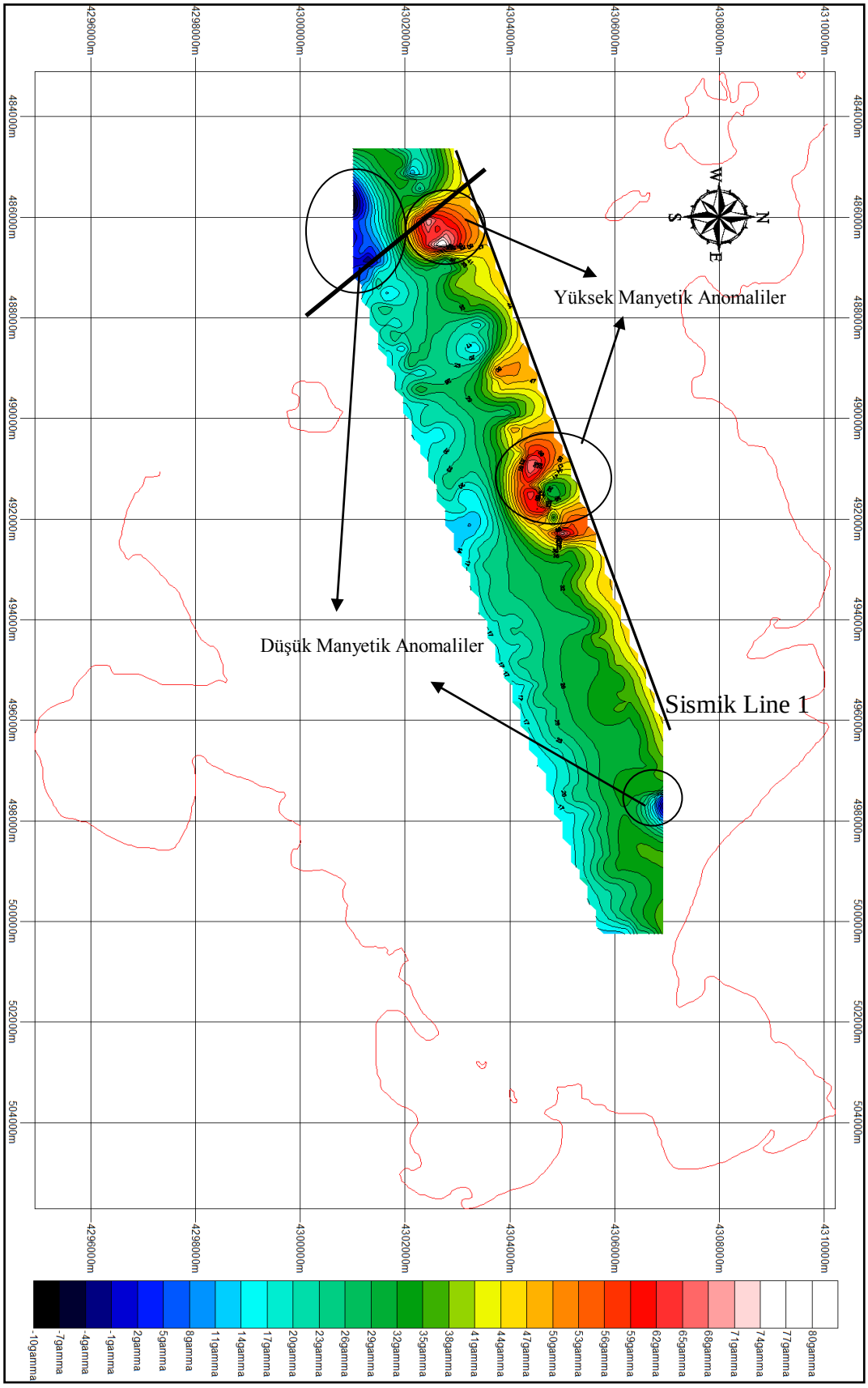
Yatay bileşen ile toplam manyetik alan arasındaki açıya yatım açısı (Inklinasyon) denir. I ile gösterilir. Arz manyetik alanın bu elemanları arasında bağıntılar mevcuttur.



Şekil 3.18 Yer manyetik alan elemanlarının şematik gösterimi.

Yer manyetik alanının yer üzerindeki dağılımı düzgün değildir. Bu değişimler – seküler, yere bağlı ve küçük (günlük) değişimler - sürekli yapılan ölçümlerle belirlenebilmektedir.

Çalışma alanında KD – GB doğrultulu iki ana profil üzerinde yaptığımız manyetik çalışmalar neticesinde iki farklı bölgede manyetik değerlerde düşme, bazı bölgelerde ise manyetik değerlerde artışlar saptanmıştır (Şekil 3.19). Düşüşler sıcak su kaynaklarına işaret edebileceği gibi yükselen manyetik alan değerlerinin bulunduğu bölgelerde temel kaya sokulumlarının etkisi muhtemeldir.

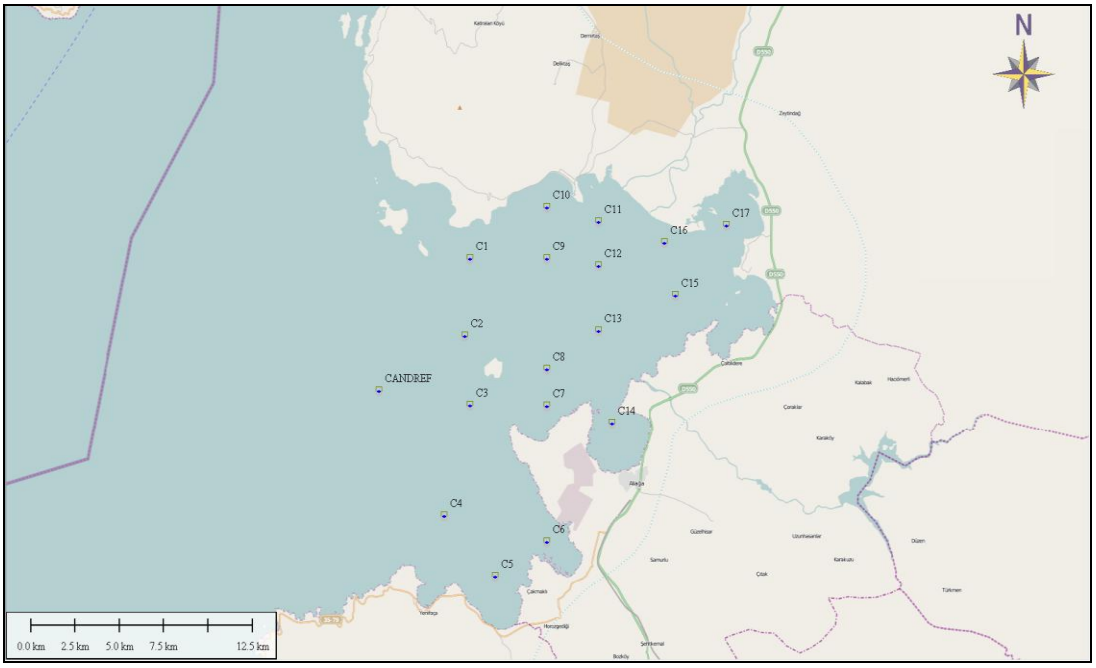


Şekil 3.19 Çandarlı körfezi toplam manyetik alan haritası.

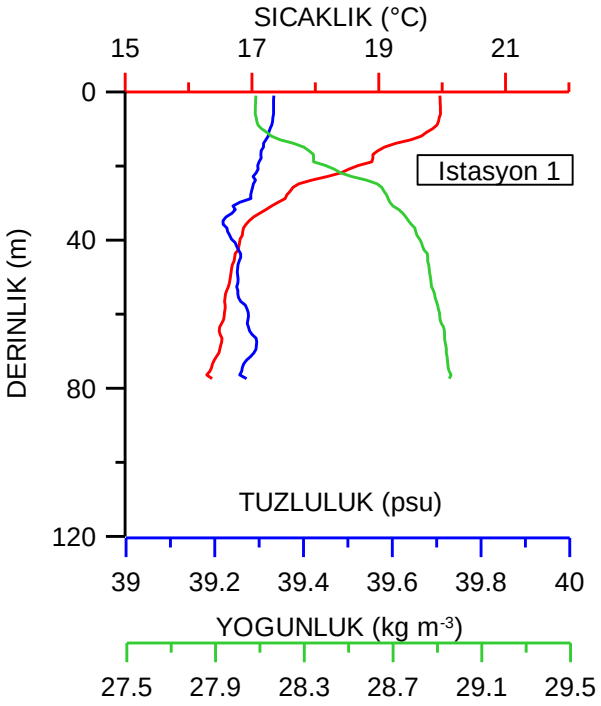
3.4 CTD (Conductivity/Temperature/Depth) Ölçümleri

Çalışma alanını en iyi şekilde tanımlayacak şekilde seçilmiş toplam 18 noktada (Şekil 3.20) CTD ölçümü yapılmış ve iletkenlik, sıcaklık ve derinlik grafikleri çizilmiştir.

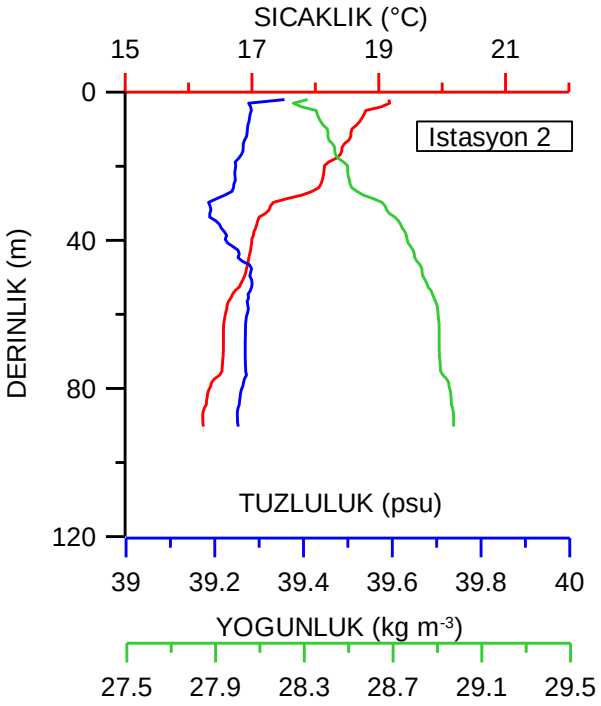
Bu grafikler (Şekil 3.21.a,b,c,d,e,f,g,h,ı,j,k,l) neticesinde istasyonundaki deniz derinlik kolonunda ve deniz tabanında sıcaklıklar izlenmiştir.



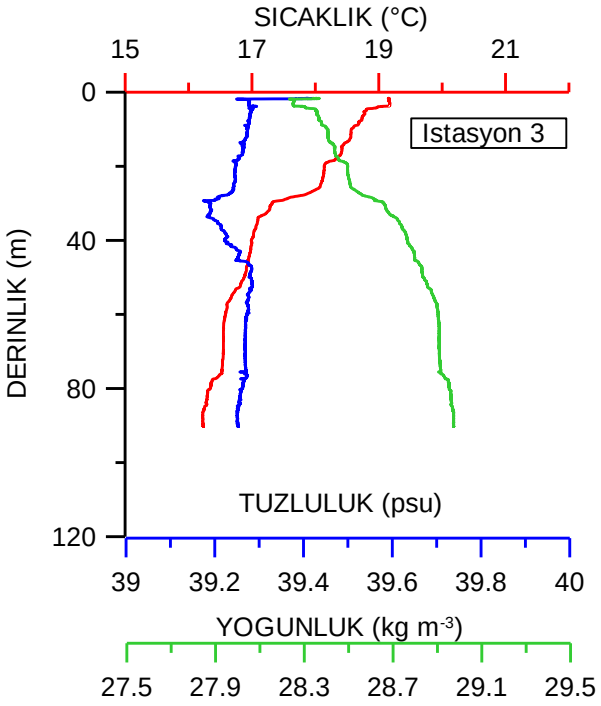
Şekil 3.20 CTD ölçüm istasyonları lokasyon haritası.



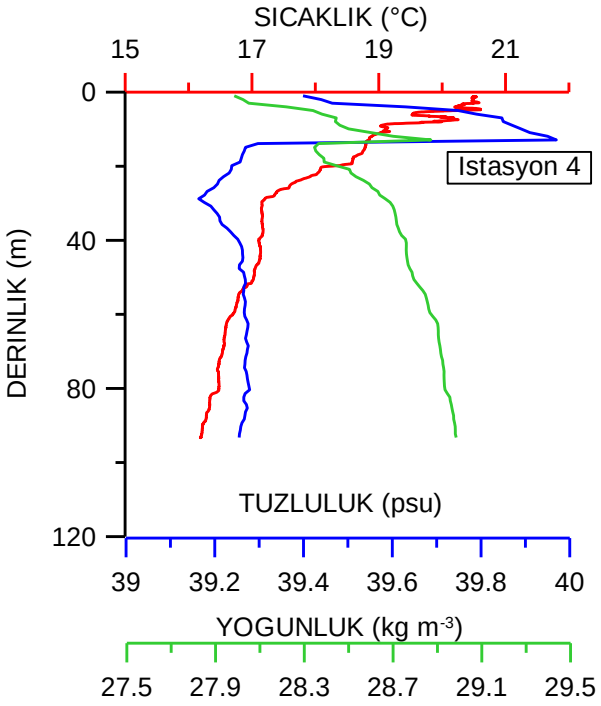
Şekil 3.21.a İstasyon 1



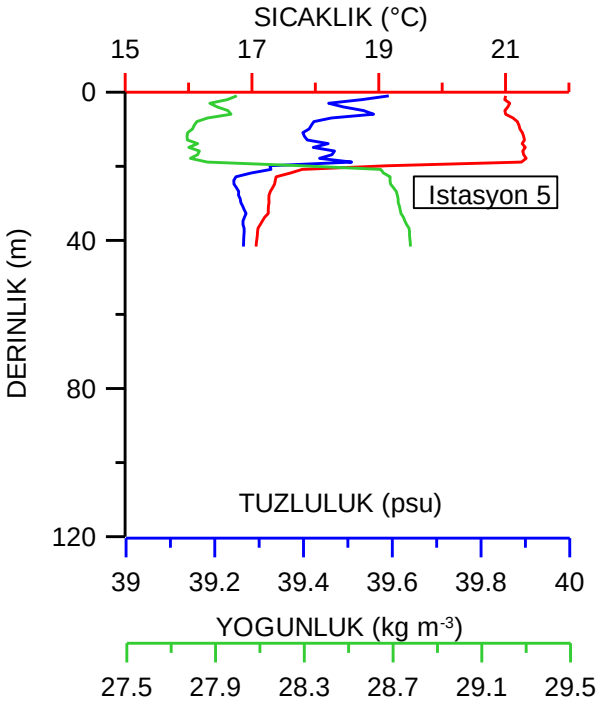
Şekil 3.21.b İstasyon 2



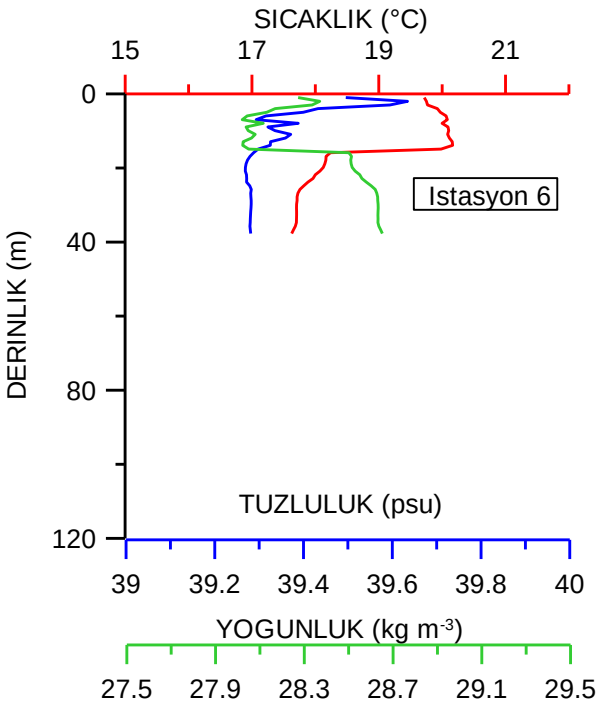
Şekil 3.21.c İstasyon 3



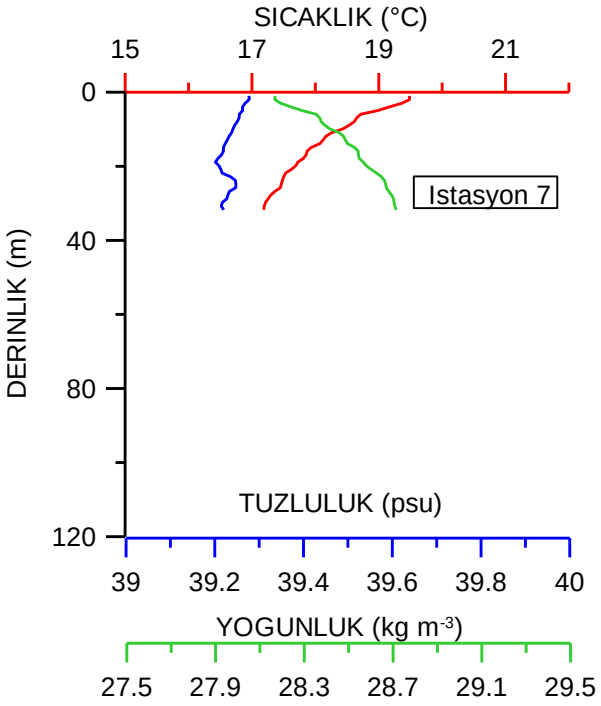
Şekil 3.21.d İstasyon 4



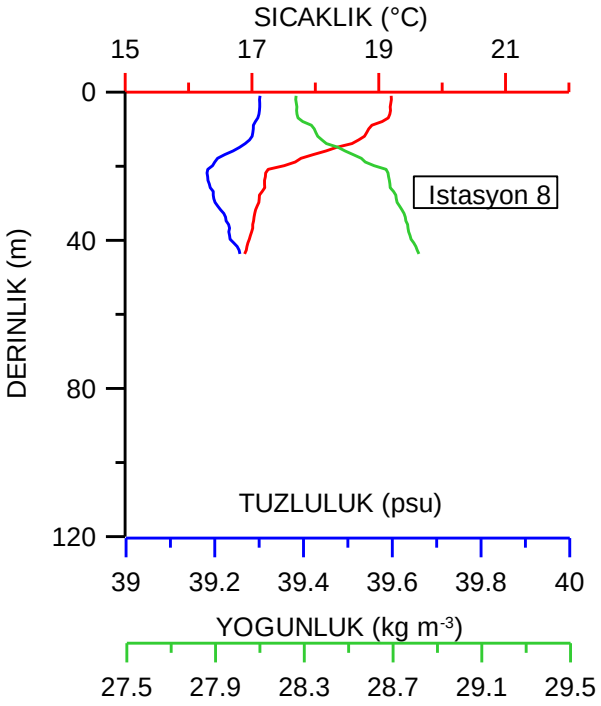
Şekil 3.21.e İstasyon 5



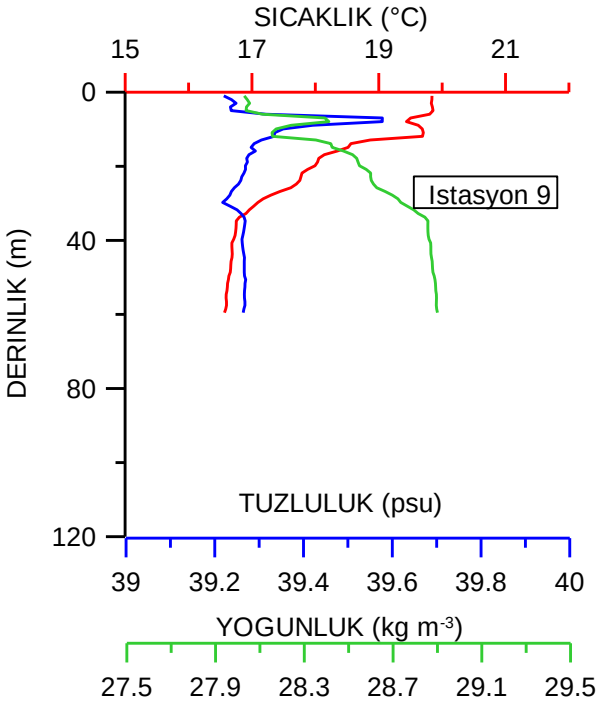
Şekil 3.21.f İstasyon 6



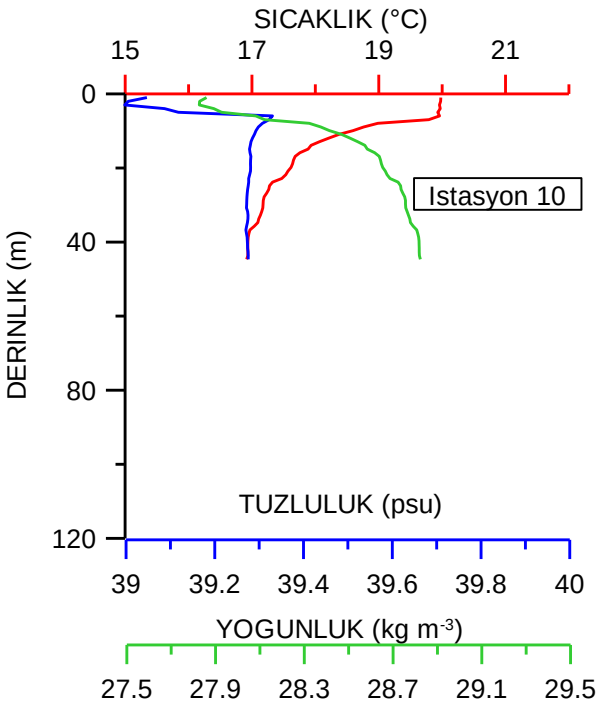
Şekil 3.21.g İstasyon 7



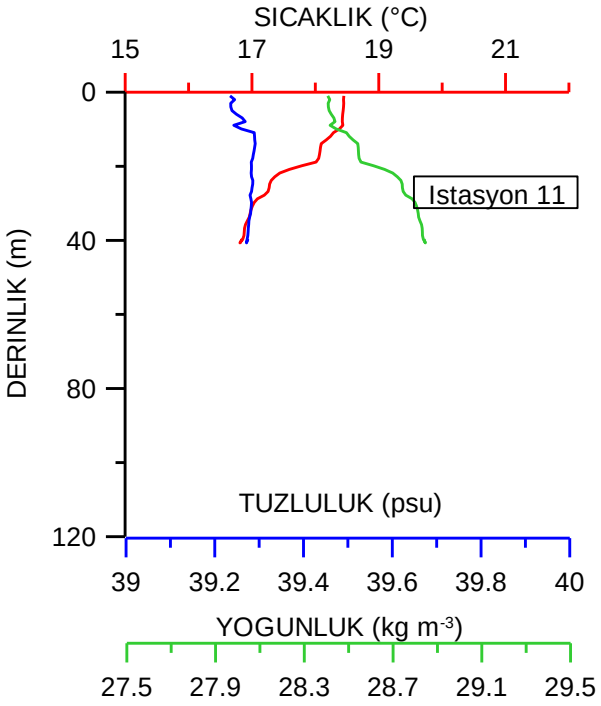
Şekil 3.21.h İstasyon 8



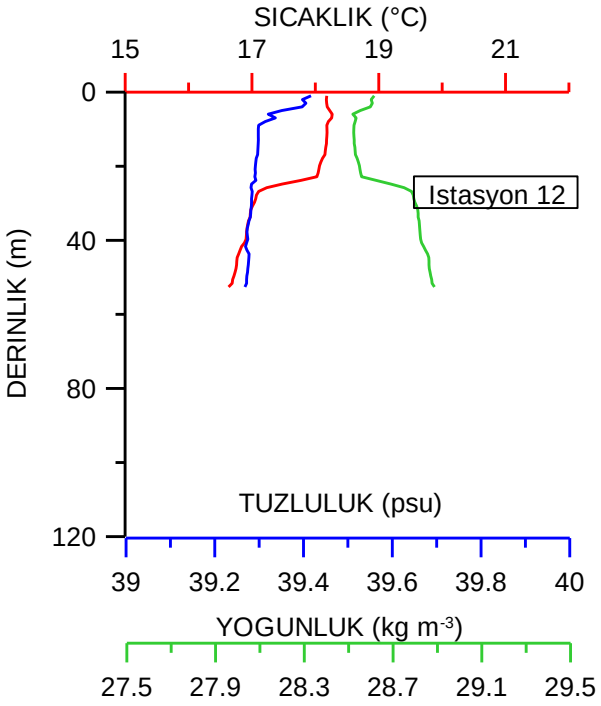
Şekil 3.21.ı İstasyon 9



Şekil 3.21.j İstasyon 10



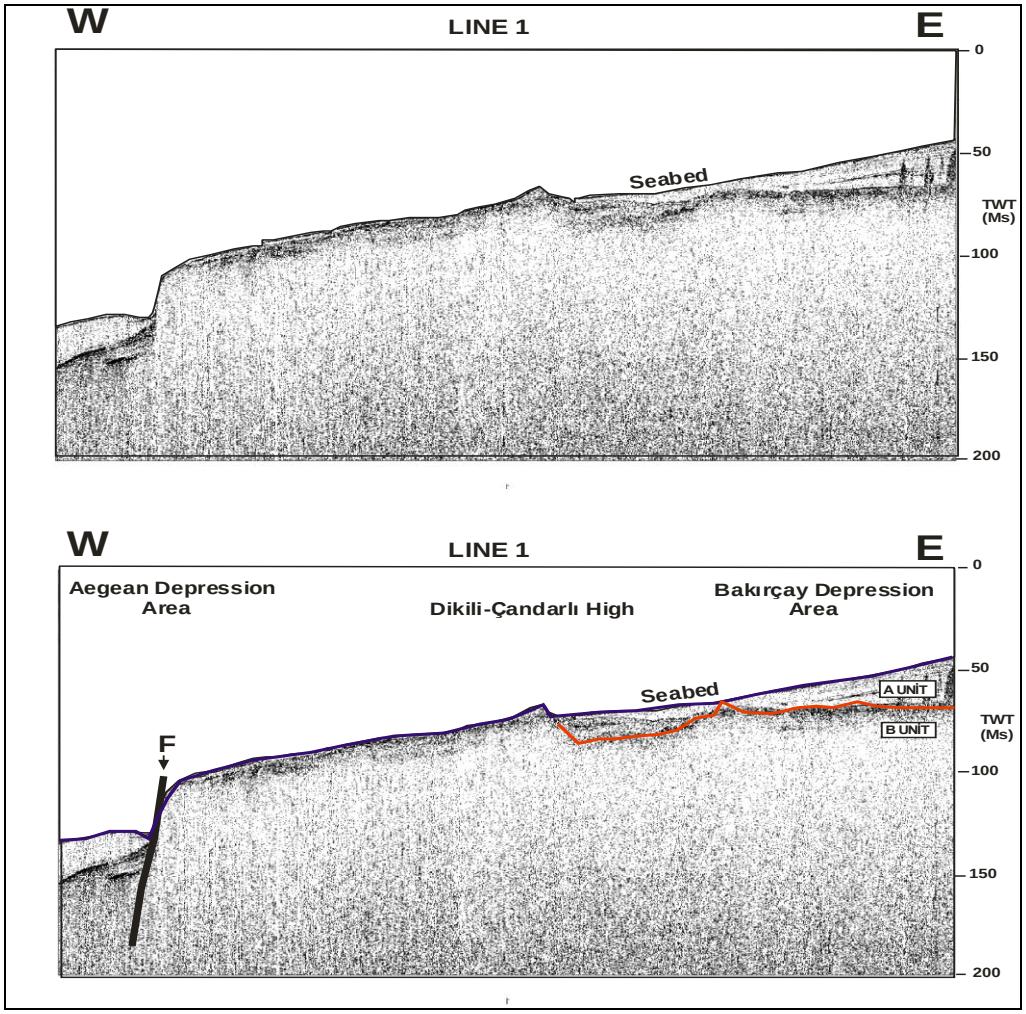
Şekil 3.21.k İstasyon 11



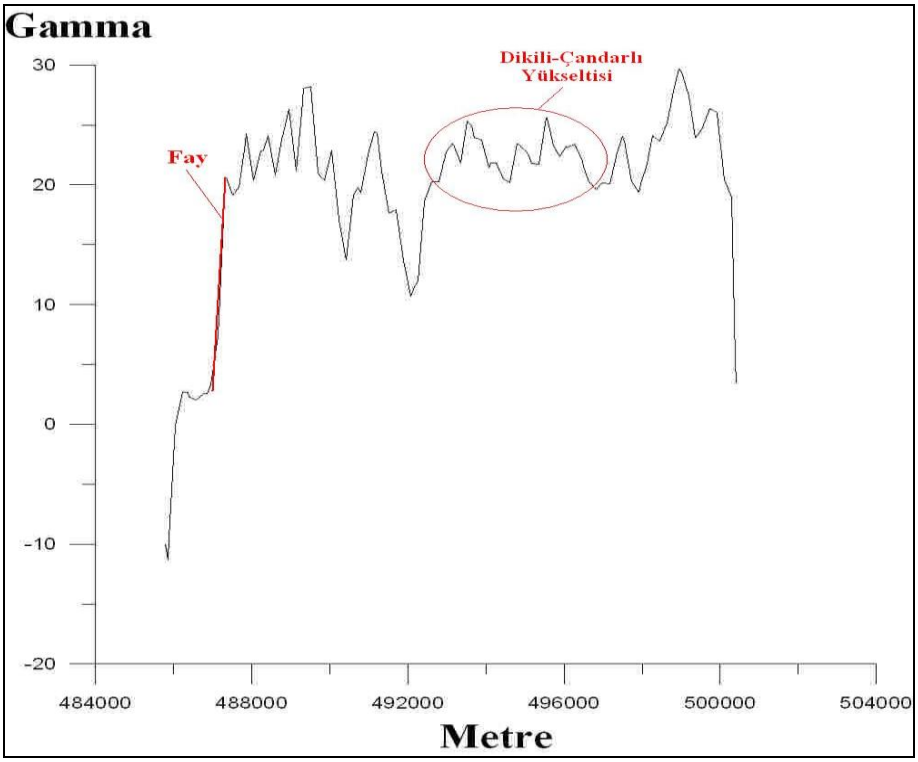
Şekil 3.21.l İstasyon 12

Sıcaklık, tuzluluk ve derinlik bağlantılı grafiklerdende izleneceği gibi çalışma alanının batı kesiminde 80m de deniz taban sıcaklığının 16° civarında olduğu izlenmektedir.

Çandarlı Körfezinde Sezyum tipi manyotometre ile Körfez içinde Doğu Batı yönelimli Hatlar üzerinde Toplam Manyetik Alan ölçümleri yapılmıştır. Ölçümler daha sonra haritalanarak, Bölgeye ait Şekil 3.19'da profil lokasyonu verilen doğu – batı doğrultulu yüksek ayrımlılıklı sismik kesitle (Şekil 3.22) birlikte değerlendirilmiştir. Çalışma alanından elde edilen Toplam Manyetik Alan Haritasının batısında gözlenen anomalilerin sismik kesitin batısında izlenen düşey atımlı fay ile ilişkili olduğu düşünülmüştür. Ayrıca buraya yakın 2 ve 3 nolu istasyondaki sıcaklık ölçüm değerlerinde artışlar izlenmiştir.



Şekil 3.22 Çalışma alanına ait yüksek ayrımlılıklı sismik kesit (Özel, 2011)



Şekil 3.23 Çalışma alanımızda seçilen profil kesitinin modellenmesi

Anomaliye neden olan kütlenin dayk olarak düşünülüp PDYKE programında değerlendirildiğinde aşağıdaki parametrelere yaklaşım sağlanmıştır.

MODEL PARAMETRELERİ

Tabandan olan derinlik; 540m
Genişlik ;50m
Kütle uzunluğu; 1000m
Eğim 90 derece
Yoğunluk; 1.00 gm/cc
Süseptibilite; 0.0100 SI
Süseptibilite; 0.00080 cgs

ALAN PARAMETRELERİ

H = 4500000 nT
Deknilasyon ; 0.0 derece
İnklinasyon ; -50.0 derece

BÖLÜM DÖRT
SONUÇ

Çalışma alnında yapılan Körfez taban sıcaklık dağılımı, deniz suyu fiziksel parametreleri, Toplam Manyetik Alan Manyetik ölçümleri ve sismik korelasyonu neticesinde elde edilen veriler bölgedeki termal aktivitenin iç ve dış körfezin ayırımını belirleyen yaklaşık kuzey – güney yönelimli normal fayın üzerinde fazlalaştığı belirlenmiştir. Ayrıca termal aktivitenin artışına neden olan kütlenin tabandan yaklaşık 550 m derinde olduğu modellenmiştir.

KAYNAKLAR

Agocs, W. B. (1951). Least squares residuel anomaly determination. *Geophysics, 16*, 686-696.

Akkök, R. (1983). Structural and metamorphic evolution of the northern part of the Menderes Massif: new data from the Derbent area and their implication for the tectonics of the massif. *J. Geol., 91*, 342-350.

Akkök, R., Satır, M ve Şengör, A. M. C. (1984). Timing of tectonic events in the Menderes Massif and its implications. *Ketin Symp. Geol. Soc.* Turkey, 93-94.

Alldredge, L. R. and Van Voorhis, G. D. (1961). Depth to sources of magnetic anomalies. *J. Geophys. Res., 66*, 3793-3800.

Altunel, E., Stewart, I. S., Piccardi, L. ve Barka A. A. (2003). Earthquake faulting at ancient Cnidus, SW Turkey. *Turk J. Earth Sci., 12*, 137–152.

Anderson, K. R. (1982). Robust earthquake location using M-estimates. Phys. *Earth Plan. Int., 30*, 119-130.

Arpat, E., Şaroğlu, F., İz, H. B. (1975). Türkiye'deki bazı önemli genç tektonik olaylar. *Türkiye Jeo. Kur. Bült., 18*(1),91-101.

Aşçı, M. (1998). *Doğu Anadolu bölgesi mağnetik haritalarının değerlendirilmesi ve Curie derinliklerinin saptanması*. İstanbul Üniversitesi, doktora tezi.

Aydın, İ., Karat, H.İ. (1995). Türkiye aeromanyetik haritalarına genel bir bakış. *Jeofizik, 9*(10), 41-44.

Beltrao, J. F., Silva, J. B. C. and Costa, J. C. (1991). Robust polynomial fitting method for regional gravity estimation. *Geophysics, 56*(1),80-89.

Bhattacharyya, B.K., (1964). Magnetic anomalies due to prismshaped bodies with arbitrary polarization. *Geophysics, 29*, 517-531.

Bhattacharyya, B.K. and Morley, L.W. (1965). The delination of deep crustal magnetic bodies from total aeromagnetic anomalies. *J. Geomag. and Geoelec., 17*; 237-252.

Bhattacharyya, B.K. and Leu, L.K. (1975). Spectral analysis of gravity and magnetic anomalies due to two dimensional structures. *Geophysics, 40*, 993-1013.

Bhattacharyya, B.K. and Leu, L.K. (1975). Analysis magnetic anomalies over Yellowstone National Park: mapping of Curie point isothermal surface for geothermal reconnaissace. *J. Geophysics Res., 80*; 4461-4465.

Bhattacharyya, B.K. and Leu, L.K. (1977). Spectral analysis of gravity and magnetic anomalies due to rectangular prismatic bodies. *Geopyhsics, 42,* 41-50.

Bhattacharyya, B.K. (1980). A generalized multibody model for inversion of magnetic anomalies. *Geophysics, 45*(2), 255-270.

Bingöl, E. (1989). 1/ 2 000 000 ölçekli Türkiye jeoloji haritası. *MTA*, Ankara.

Bott, M.H.P. (1973). *Invers methods in the interpretation of magnetic and gravity anomalies in "methods in computational physics; advances in research and aplications*, vol. 13 (Geophysics)" , Academic Press, 133-162.

Bozkurt, E. Park, R. G. (1994). *Southern Menderes Massif: an incipient metamorphic core complex in western Anatolia*. Turkey. J. Geol. Soc., London, 151, 213-216.

Bozkurt, E., Winchester, J. A., Park, R. G. (1995). Geochemistry and tectonic significance of augen gneisses from the southern Menderes Massif (West Turkey). *Geol. Mag.*, 132, 287-301.

Bozkurt, E. (1995). Deformation during main Menderes metamorphism (MMM) and its tectonic significance: evidence from southern Menderes Massif, western Turkey. *Terra Abstr*., 7, 176.

Bozkurt, E. (1996). Metamorphism of Palaeozoic schists in the Southern Menderes Massif: field, petrographic, textural and microstructural evidence. *Tr. J. Earth Sci., 5*, 105-121.

Bozkurt, E. (2000). *Timing of extension on the Büyük Menderes Graben, western Turkey, and its tectonic implications*, in: Bozkurt E., Winchester J. A., Piper J.D.A. (Eds.), tectonics and magmatism in Turkey and the surrounding area. Geological Society Special Publication no. 173, Geological Society, London, 385–403.

Bozkurt, E. (2000). Late Alpine evolution of the central Menderes Massif, western Anatolia, Turkey. *Int. J. Earth Sci*., DOI 10.1007/s005310000141.

Bozkurt, E. (2002). Discussion on the extensional folding in the Alaşehir (Gediz) graben, western Turkey. *J. Geol. Soc. London,* 159, 105–109.

Bozkurt, E. (2003*)*. Origin of NE-trending basins in western Turkey. *Geodinam Acta, 16*, 61–81

Bozkurt, E., Sözbilir, H. (2003). Tectonic evolution the Gediz Graben: field evidence for an episodic, two-stage extension in western Turkey. *Geol. Mag.* (in press)

Bozkurt, E., Winchester, J. A., Park, R. G. (1995). Geochemistry and tectonic significance of augen gneisses from the southern Menderes Massif, West Turkey. *Geol. Mag., 132*, 287–301.

Brinkmann, R., Flugel, E. J.V., Lehner, H., Rendel, B., Tric, P. (1972). Trias, Jura Unterkreide der Halbinsel Karaburun (Westanatolien). *Geologica et Palaentological,6,* 136-150.

Buddington, A. F., Lindsley, D. H. (1964). Iron titanium oxide minerals and synthetic equivalent. *J. Petrol, 5*, 310-357.

Bullard, E.C. (1939). Heat flow in South Africa. *Proc. Roy. Soc., London, Ser. A, 173*, 474-502.

Byerly, P.E., Stolt, R.H. (1977). Atempt to define the Curie point isotherm in Northern and Central Arizona. *Geophysics, 42*, 1394-1400.

Candan, O., Dora, O. Ö., Kun, N., Akal, C., Koralay, E. (1992). Aydın Dağları (Mendederes Masifi) güney kesimindeki allokton metamorfik birimler (allochtonous metamorphic units at the southern part of the Aydın Mountains; Menderes Massif). *Bull. TPJD, 4*, 93-110.

Cermak, V. and Hurting E. (1978/79). The preliminary heat flow map of Europe and some of its tectonic and geophysical implications. *Pageoph. 117*, 92-103.

Clark, S. P. and Ringwood, A. E., (1964). Density distribution and constitution of the mantle. *Rev. Geophys., 2*, 35-88.

Clark, S. P., (1966). *Handbook of physical constants*. GSAM, no: 97, Washington.

Couch, R., Gemperle, M., Connard, G. and Pitts, G. S. (1981). Structural and thermal implications of gravity and aeromagnetic measurements made in Cascade Volcanic Arc. *Geophysics, 47*, 424-430.

Coles, R.L. (1976). A flexible iterative magnetic anomaly interpretation technique using multiple rectangular prisms. *Geoexploration, 14*, 125-141.

Dam, A. T. and Khrebtov, A. I. (1970). The Menderes Massif geothermal province. *Geothermics, 2*(1), 117-123.

Dannat, C. (1997). *Geochemie, Geochronologie und Nd-Sr-Isotopie der granitoiden Kerngneise des Menderes Massivs,* SW-Türkei. PhD Thesis, Johannes Gutenberg University Mainz.

Delaloye, M., Bingöl, E. (2000). Granitoids from western and northwestern Anatolia: geochemistry and modelling of geodynamic evolution. *Int. Geol. Rev., 42*, 241-268.

Dewey, J. F., Şengör A.M.C. (1979). *Aegean and surrounding regions: complex multiple and continuum tectonics in a convergent zone*. Geol. Soc. Am. Bull., 90; 84–92.

Dora, O. Ö., Candan, O., Dürr, H., Oberhänsli, R. (1995). *New evidence on the geotectonic evolution of the Menderes Massif*. In: Pikin, Ö., Ergün, M., Savaşçın, M. Y., Tarcan, G. (eds). IESCA Proc., 53-72.

Dora, O. Ö., Candan, O., Dürr, S., Oberhansli, R. (1997). *New evidence on the geotectonic evolution of the Menderes Massif*. Proc. IESCA 1995, 1, 53-72.

Dürr, S. (1975). *Über Alter und geotektonische Stellung des Menderes Kristallins / SW – Anatolien und seine Äquivalente in der Mittleren Aegean.* Habilitation Thesis, University of Marburg.

Elder, J. W. (1965). Physical process in geothermal area: in Terrestrial Heat Flow Geop. Monog. Serie. *Am. Geop., 8,* 211-238.

England, P. (2003). The alignment of Earthquake T-axes with the principal axes of geodetic strain in the Aegean region. *Turk J. Earth Sci. 12*, 47–54.

Enriquez, J. O., Esquivel, M.A.A. and Fucuqauchi, J. U. (1984). Curie isotherm and shallow-crustal structure of the Trans-Mexican Belt, from aeromagnetic data. *Tectonophysics, 172*, 77-90.

Ercan, T. (1982). *Batı Anadolu'nun genç tektoniği ve volkanizması*: In: Batı Anadolu'nun genç tektoniği ve volkanizması paneli, 5-14.

Ercan, T., Satır, M., Kreuzer H., Türkecan, A., Günay, E., Çevikbaş, A., Ateş, M., Can, B., (1985). *Interpretation of the new geochemical, isotopic and radiometriz data from the western Anatolian Cenozoic.* Bulletin of Geological Society of Turkey 28, 121–136.

Ercan, T., Satır, M., Sevin, D., Türkecan, A., (1996). *Interpretations of the nw radiometric age determinations of the Tertiary–Quaternary volcanic rocks in western Anatolia.* Bulletin of the Mineral research and Exploration (MTA), 119, 103–112.

Ercan, T., Satır, M., Sevin, D., Türkecan, A. (1997). *Interpretation of radiometric ages data on Tertiary-Quaternary volcanic rocks in W Anatolia (in Turkish with English Abstract).* Min. Res. Expl. Inst. Turkey Bull., 119, 103-112.

Erdoğan, B. (1990). *İzmir-Ankara zonu ile Karaburun kuşağının tektonik ilişkisi*. MTA Dergisi, 110, 1-16., Ankara.

Erdoğan, B., Altıner, D., Güngör, T., Özer, S. (1990). Karaburun Yarımadası'nın stratigrafisi. *MTA Dergisi, 111,* 1-23.

Erentöz, C. ve Ternek, Z. (1968). Türkiye'de termomineral kaynaklar ve jeotermik enerji etüdleri. *MTA Enst. Derg.,20*, 1-57.

Ergin, K. (1973). Uygulamalı jeofizik. *İ.T.Ü. yayını*, no: 935.

Ericson, A.J. (1970). *The measurement and interpretation of heat flow in the Mediterranean and Black Sea*. Ph. D. Thesis, MIT, Dept. of Earth and Planetary Sci., Massachusetts. Erişen, B. 1996. Türkiye jeotermal envanteri. MTA, Ankara.

Fournier, R.O. and Rowe. J.J. (1966). Estimation of underground temperatures from the silica content of water from hot springs and wet-steam wells. *Am. J. Of Science, 264*, 685-697.

Fournier, R.O. (1977). *A review of chemical isotopic geothermometers for geothermal systems.* Symposium of Geothermal Energy, Ankara, 133-144.

Frese, R.B., Hince, W.J. and Braile, L.W. (1982). Regional North American gravity and magnetic anomaly correlations. *Geophysical J. Roy. Astr. Soc., 69*, 745-761.

Fuller, B. D. (1967). Two-dimensional frequency analysis and design of grid operators. *Mining geophy., 2*, 658-708, Society of exploration geophysicists, Tulsa, Oklahoma.

Fytikas, M. D. (1980). *Geothermal exploitation in Greece. 2 nd Int. Sem on the results of E.C. Geothermal Energy Research*, Strasbourgh. (eds.) A. S. Strub ve P. Ungemach, 213-237, Reidel Publ., Dordrecht.

Fytikas, M., Innocenti, F., Manetti, P., Mazzuoli, R., Peccerillo, A., Villari, L., (1984).*Tertiary to Quaternary evolution of volcanism in the Aegean Region*. In: Dixon, J. E., Robertson, A. H. F. (Eds.), The Geological Evolution of the Mediterranean. Geological Society Special Publications, London, 17, 687- 699.

Genç, C., Altunkaynak, Ş., Karacık, Z., Yazman, M., Yılmaz, Y. (2001). The Çubukdağ graben, south of İzmir: its tectonic significance in the Neogene geological evolution of the western Anatolia. *Geodinam Acta, 14*, 45–56.

Gessner, K., Passchier, C. W., Ring, U., Güngör, T. (1998). *A conspicuous change of shear-sense in the granitoid augen gneiss of the Pan-African basement unit of the Menderes Massif, SW Turkey.* Third Int. Turk Geol. Symp. Ankara Abstr., 265.

Gillvarry, J. J. (1957). *Temperature in the Earth's interior.* J. Atmospheric. Terres. Phys., 1; 84.

Gorshkov, G. S. (1972). *Progress and problems in volcanology:* Tectonophysics, 13(14), 123-140.

Göktürkler, G., Salk, M. and Sarı, C. (2003). Numerical modeling of the conductive heat transfer in western Anatolia. *Journal of the Balkan Geophysical Society, 6*(1), 1-15.

Göncüoğlu, M. C., Turhan, N., Şentürk, K., Özcan, A., Uysal, Ş., Yalınız, M. K. (2000). *A geotraverse across northwestern Turkey: tectonic units of the central Sakarya region and their tectonic evolution.* In: Bozkurt, E., Winchester, J. A., Piper, J. D. A. (eds) tectonics and magmatism in Turkey and the surrounding area. Geol. Soc. London Spec. Publ., 173, 139-161.

Görür, N., Şengör, A.M.C., Sakınç, M., Tüysüz, O., Akkök, R., Yiğitbaş, E., Oktay, F. Y., Barka, A.A., Sarıca, N., Ecevitoğlu, B., Demirbağ, E., Ersoy, Ş., Algan, O., Güneysu, C., Akyol, A. (1995). Rift formation in the Gökova region, southwest Anatolia: implications for the opening of the Aegean Sea. *Geol. Mag. 132*, 637–650.

Gutnic, M., Monod, O., Poisson, A., Dumon, J. F. (1979). Géologie des Taurides Occidentales (Turquie). *Mém Soc Geol France 137,* 1-112

Güleç, N., (1991). Crust-mantle interaction in western Turkey: implications from Sr and Nd isotope geochemistry of Tertiary and Quaternary volcanics. *Geological Magazine*, 23, 417, see also 435.

Gülen, L., (1990). *Isotopic characterization of Aegean magmatism and geodynamic evolution of the Aegean subduction.* In: Savaşçın, M. Y., Eronat, A. H. (Eds.), International Earth Science Colloquium on the Aegean Region (IESCA), İzmir, Turkey, Proceedings, II, 143–166.

Gürer, Ö. F., Bozcu, M., Yılmaz, K., Yılmaz, Y. (2001). Neogene basin development around Söke-Kuşadası (western Anatolia) and its bearing on tectonic development of the Aegean region. *Geodinam Acta, 14,* 57–70.

Gürer, Ö. F., Yılmaz, Y. (2002). Geology of the Ören and surrounding regions, SW Turkey. *Turk J. Earth Sci., 11,* 2–18.

Henden, I. (1980). *Uzay görüntülerinden Türkiye çizgisellik haritası ve maden aramaları için hedef sahalarının seçilmesi, bölgesel çizgiselliklerin deprem ve sıcak su kaynakları ile ilişkisi.* M.T.A. Enstitüsü Bülteni, 95/96, 25-33.

Hetzel, R., Passchier, C. W., Ring, U., Dora, O. Ö. (1995). Bivergent extension in orogenic belts: the Menderes massif (southwestern Turkey). *Geology, 23,* 455-458.

Hetzel, R., Ring, U., Akal, C., Troesch, M. (1995). Miocene NNE-directed extensional unroofing in the Menderes Massif, southwestern Turkey. *J. Geol. Soc., London, 152,* 639-654.

Hetzel, R., Reischmann, T. (1996). Intrusion age of Pan-African augen gneisses in the southern Menderes Massif and the age of cooling after Alpine ductile extensional deformation. *Geol. Mag., 133,* 565-572.

Hetzel, R., Romer, R. L., Candan, O., Passchier, C. W. (1998). Geology of the Bozdağ area, central Menderes massif, SW Turkey: Pan-African basement and Alpine deformation. Geol. Rundsch., 87, 394-406.

Hisarlı, M. (1995). Determination of Curie point depths in Edremit-Susurluk region. *Jeofizik, 9*(10), 111-117.

Hisarlı, M. (1996). *Batı Anadolu'da Curie nokta derinliklerinin saptanması ve jeotermal alanlarla ilişkisi.* Doktora tezi, İ.Ü. Fen Bil. Enst. Jeofizik Müh. Anabilim Dalı yer fiziği programı, İstanbul.

Huber, P. J. (1981). *Robust statistics*: John Wiley and Sons.

Işık, V., Tekeli, O. (2000). Late orogenic crustal extension in the northern Menderes Massif (western Turkey): evidences for metamorphic core complex formation. *Int. J. Earth Sci.,* DOI 10.1007/s005310000105.

İlkışık, O.M. (1989). Kuzeybatı Anadolu'da ısı akısı dağılımı. *Jeofizik, 3,* 83-91.

İlkışık, O.M., Alptekin, Ö., Ezen, Ü., Üçer, B. (1990). *Heat flow, seismicity and the crustal structura of Western Anatolia*. Int. Earth Sci. Cong. Aegean Regions, 1-6, İzmir.

İlkışık, O.M. (1991). *Mühendislik Jeolojisi* Bült., 12, 35-39.

İlkışık, O.M. (1992). *Silica heat flow estimates and litospheric temperature in Anatolia*. Proc. of XI. Con. of World Hydrothermal Org. 13-18.5.1992, 92-106, İstanbul-Pamukkale.

İlkışık, O.M. (1995). Regional heat flow in Western Anatolia using silica temperature estimates from thermal springs. *Tectonophysics, 244,* 175-184.

İlkışık, O. M., Öztürk, S., Şener, Ç. ve Tokgöz, T. (1995). Geothermic investigation in Turkey. *Jeofizik, 9*(10), 117-122.

İlkışık, O.M., Yalçın, M.N., Sarı, C., Okay, N., Bayrak, M., Öztürk, S., Şener, Ç.,Yenigün, H.M., Yemen, H., Sözen, İ. ve Kahramanderesi, İ. H. (1996). *Ege bölgesinde ısı akısı araştırmaları.* Tübitak Proje No: YDABÇAĞ-233/G, İstanbul.

İspir, Y. (1972). *Arz içinde ısı akısı*. İ.Ü. Fen Fakültesi Jeofizik Kürsüsü Öğretim Yayınları 5, İstanbul. JICA, 1987. The pre-feasibility study on the Dikili-Bergama geothermal development project. Final Report. Japan Int. Coop. Agency, MPN 87-160, Tokyo.

Jongsma, D. (1974). Heat flow in the Aegean Sea. Geophys. *J.R. Astr. Soc., 37,* 337-346.

Karat, H.İ. ve Metin, O. (1992). *Türkiye'nin havadan rejyonel manyetik haritalarının hazırlanması hakkında genel bilgi.* MTA raporu, derleme no: 9402, Ankara.

Kaya, O. (1981). *West Anatolian lower thrust: geological setting of the ultramafic unit and the Menderes Massif*. Doa. Sci. Bull. Atatürk Spec. Vol., 15-36.

Kissel, C., Laj C. (1988). Tertiary geodynamical evolution of the Aegean arc: a paleomagnetic reconstruction. *Tectonophysics, 146,* 183–201.

Koçyigit, A., Yusufoğlu, H., Bozkurt, E. (1999). Evidence from the Gediz graben for episodic two-stage extension in western Turkey. *J. Geol. Soc., London, 156,* 605–616.

Konak, N., Çakmakoğlu, A., Elibol, E., Havzoğlu, T., Hepen, N., Karamanderesi, H., Keskin, H., Sarkaya, H., Sav, H., Yusufoğlu, H. (1994). *Development of thrusting in the median part of the Menderes Massif*. Third Int. Turkish Geol. Symp. Abstr., 34.

Koralay, E., Satır, M., Dora, O. Ö. (1998). *Geochronologic evidence of Triassic and Precambrian magmatism in the Menderes Massif, west Turkey.* Third Int. Turkish Geol. Symp. Abstr., 285.

Kunaratnam, K. (1981). Simplified expressions for the magnetic anomalies due to vertical rectangular prisms. *Geophys. Prosp., 29*(6), 883-890.

Langseth, M. G. and Taylor, P. T. (1967). Recent heat flow measurements in the İndianocean: Journ. *Geop. Research, 72*(24), 6249-6260.

Lawson, C. L., Hanson, R. J. (1974). *Solving least squares problems.* Prentice-Hall Inc. New Jersey.

Le Pichon, X., Angelier J. (1979). The Aegean arc and trench system: a key to the neotectonic evolution of the eastern Mediterranean area. *Tectonophysics, 60*; 1–42.

Le Pichon X., Angelier J. (1981). The Aegean Sea. Philop. *Trans. R. Soc. London Ser. A, 300,* 357–372.

Lee, W.H.K. and Uyeda, S. (1965). Review of heat flow data: Terrestrial Heat Flow. *Geop. Monog. Serie. Am. Geop. Union, 8,* 87-190.

Lee, W.H.K. (1970). On the global variations of terrestrial heat flow. Phys. *Earth Planet. Int., 2,* 332-341.

Levenberg, K. (1944). A method for the solution of certain nonlinear problems least squares. *Quaterly of Applied Mathematics, 2,* 164-168.

Lindemann, F. A. (1910). *The calculation of molecular vibration frequencies*. Phys. Zeit., 11, 609.

Lines, L.R. and Treitel, S. (1984). A review of least squares inversion and its application to geophysical problems. *Geophysical Prospecting, 32,* 159-186.

Loos, S., Reischmann, T. (1999). The evolution of the southern Menderes Massif in SW Turkey as revealed by zircon dating. *J. Geol. Soc., London, 156,* 1021- 1030.

Lubimova, E.A. and Polyak B.G. (1969). *Heat flow map of Eurasia.* The Earth's Crust and Upper Mantle. (Ed.) P.J. Hart. AGU Geopys. Mong.,13, 826.

Lysak, S.V. (1970). Geothermy of Lake Baykal region. *Int. Geol. Review, 12*(9), 1155-1158.

Marobhe, I. M. (1989). A versatile turbo-pascal program for optimization of magnetic anomalies caused by two-dimensional dike, prism or slope models, *Computers & Geosciences, 16,* 341-365.

Marquard, D.W. (1963). An algorithm for least squares estimation of non-linear parameters. *Journal of the Society of Industrial and Applied Mathematics, 11,* 431-441.

McKenzie, D. (1972). Active tectonics of the Mediterranean region. *Geophys. J. R. Astr. Soc., 30,* 109-185.

McKenzie, D. (1978). Active tectonics of Alpine-Himalayan belt: the Aegean and surrounding regions, *Geophys. J. R. Astr. Soc., 55,* 217-254.

Meulenkamp, J. E., Wortel, W. J. R., Van Wamel, W. A., Spakman, W., Hoogerduyn Strating, E. (1988). On the Hellenic subduction zone and geodynamic evolution of Crete in the late middle Miocene. *Tectonophysics, 146,* 203–215.

Nagata, T. (1961). *Rock magnetism.* Maruzen Company Ltd., Tokyo.

Oberhänsli, R., Candan, O., Dora, O. Ö., Dürr, S. H. (1997). Eclogites within the Menderes Massif/western Turkey. *Lithos, 41,* 135-150.

Oberhänsli, R., Monié, P., Candan, O., Warkus, F. C., Partzsch, J. H., Dora, O. Ö. (1998). The age of blueschist metamorphism in the Mesozoic cover series of the Menderes Massif. *Schweiz Mineral Petrogr. Mitt., 78,* 309-316.

Okay, A., Satır, M., Maluski, H., Siyako, M., Monie, P., Metzger, R., Akyüz, S. (1996). *Palaeo- and Neo-Tethyan events in northwest Turkey: geological and geochronological constraints.* In: Yin, A., Harrison, M. (eds) tectonics of Asia. Cambridge Univ. Press, Cambridge, 420-441.

Okuba, Y., Grat, J.R., Hansen, R.O., Ogawa, K., Tsu, H. (1985). Curie point depths of the Island of Kyushu and surrounding areas, Japan. *Geophysics, 53*, 481-494.

Oran, C. (1991). *Doğu Anadolu'da ısı akısı dağılımı.* İstanbul Üniversitesi, yüksek lisans tezi.

Partzsch, J. H., Oberhänsli, R., Candan, O., Warkus, F. C. (1998). The evolution of the central Menderes Massif, West Turkey: a complex nappe pile recording 1.0 Ga of geological history. *Freiberger Forschungsheft, C-471,* 166-168.

Pe-Piper, G. G., Piper, D. J. W., (1989). Spatial and temporal variations in Late Cenozoic back-arc volcanic rocks, Aegean Sea region. *Tectonophysics, 196,* 113-134.

Pfister, M. and Rybach, L. (1994). *High-resolution temperature logging in shallow drillholes for the determination of terrestrial heat flow.* Tectonophysics, in press.

Pfister, M. (1995). *Geothermische untersuchungen in der Region Marmara* (NW Turkei).

Pollack, N.N., Chapman, D.S. (1977). Regional geotherm and litospheric thicknessses. *Geology, 5*, 265-268.

Ramey, H. J. (1962). Wellbore heat transmission. *Journal of Petroleum Technology*, 427- 435.

Rao, B.D. and Babu, N.R. (1991). A rapid method for three-dimensional modeling of magnetic anomalies. *Geophysics, 56*(11), 1729-1737.

Rao, B.D. and Babu, N.R. (1993). A fortran-77 computer program for three-dimensional İnversion of magnetic anomalies resulting from multiple prismatic bodies. *Computers & Geosciences, 19*(6), 781-801.

Reischmann, T., Kröner, A., Todt, W., Dürr, S., Şengör, A. M. C. (1991). Episodes of crustal growth in the Menderes Massif, W Turkey, inferred from zircon dating. *Terra Abstr.*, 3, 34.

Ring, U., Gessner, K., Güngör, T., Passchier, C.W. (1999). The Menderes Massif of western Turkey and the Cycladic Massif in the Aegean–do they really correlate? *Journal of the Geological Society, London, 156*, 3-6.

Ryan, W.B.F. (1971). *The tectonics and geology of the Mediterranean Sea.* The Sea (ed.) A.E. Maxwell, Vol. 4, Interscience, New York.

Rybach, L. and Bodmer, P. (1983). Processing and representation of heat flow density maps. Part II. Construction and contouring of heat flow density maps. Zlb. *Geol. Palaon-tol. Teil I, 1/2,* 87-92, Stuttgart.

Sanver, M. (1974). *Ege Bölgesi havadan mağnetik haritasının iki boyutlu filtreler ve istatistik yöntemlerle analizi*. İ.T.Ü. Maden Fakültesi doçentlik tezi, İstanbul.

Sanver, M. (1992). *Paleomağnetizma.* İ.T.Ü. yayınları, 1495, İstanbul.

Sarıca, N. (2000). The Plio-Pleistocene age of Büyük Menderes and Gediz grabens and their tectonic significance on N–S extensional tectonics in West Anatolia: mammalian evidence from the continental deposits, *Geol. J., 35,* 1–24.

Savaşçın, M.Y., Güleç, N., (1990). *Relationship between magmatic and tectonic activities in western Turkey.* In: Savaşçın, M. Y., Eronat, A. H. (Eds.). International Earth Science Colloquium on the Aegean Region (IESCA), Proceedings, II, 300–313.

Scharli, U. and Rybach, L. (1984). On the thermal conductivity of low porosity crystalline rocks. *Techtonophysics, 103,* 307-313.

Schuiling, K. D. (1962). *On the petrology, age and structure of the Menderes migmatites complex (SW Turkey).* Min. Res. Expl. Inst. Turkey Bull., 58, 71-84.

Serson, P. H. and Hannoford, W.L.W. (1957). A statistical analysis of magnetic profiles. *J. Geophys. Res., 62,* 1-18.

Seyitoğlu, G., Scott, B. (1991). Late Cenozoic crustal extension and basin formation in west Turkey. *Geol. Mag., 128,* 155–166.

Seyitoğlu, G., Scott, B. (1992). The age of the Büyük Menderes Graben (western Turkey) and its tectonic implications. *Geol. Mag., 129,* 239–242.

Seyitoğlu, G., Scott, B.C., Rundle, C.C. (1992). Timing of Cenozoic extensional tectonics in west Turkey. J. Geol. Soc., London, 149, 533–538.

Seyitoğlu G., Scott B. (1996). The cause of N–S extensional tectonics on western Turkey: tectonic escape vs back-arc spreading vs orogenic collapse. *J. Geodyn., 22,* 145–153.

Seyitoğlu, G., Scott, B. C. (1996). Age of the Alasehir graben (west Turkey) and its tectonic implications. *Geol. J., 31,* 1-11.

Seyitoğlu, G. (1997). Late Cenozoic tectono–sedimentary development of the Selendi and Uşak–Güre basins: a contribution to the discussion on the development of E–W and north trending basins in western Turkey. *Geol. Mag., 134,* 163– 175.

Seyitoğlu, G. (1999). Discussion on evidence from the Gediz Graben for episodic twostage extension in western Turkey. *Journal of the Geological Society, London, 156*, 1240-1242.

Seyitoğlu, G., Çemen, I., Tekeli, O. (2000). Extensional folding in the Alaşehir (Gediz) Graben, western Turkey. Journal of the Geological Society, London, 157, 1097-1100. 138

Shuey, R.T., Schellinger, D.K., Tripp, A.C. and Alley, L.B. (1977). Curie depth determination from aeromagnetic spectra. *Geophys. J. Roy. Astr. Soc., 50,* 75-101.

Smith, R. H., Shuey, R. T., Felton, J. R. and Bailey, J. P. (1977). Yellowstone hot spot: Contemporary tectonics and crustal properties from earthquake and magnetic data. *J. Geophys. Res., 82,* 3665-3676.

Sözbilir, H. (2001). Geometry of macroscopic structures with their relations to the extensional tectonics: field evidence from the Gediz detachment, western Turkey. *Turk J. Earth Sci., 10,* 51–67.

Sözbilir, H. (2002). Geometry and origin of folding in the Neogene sediments of the Gediz graben, western Anatolia, Turkey. *Geodinam Acta, 15*, 277–288.

Swanberg, C.A. and Morgan, P. (1979). The linear relation between temperatures based on the silica content of groundwater and regional heat flow: A new heat flow map of the United States. *Pageoph, 117,* 227-241.

Şaroğlu, F. (1992). *Türkiye'nin diri fay haritası. Jeoloji Etüdleri Dairesi*, MTA, Ankara.

Şengör, A.M.C. (1979). The North Anatolian Transform Fault: its age, offset and tectonic Significance. *J. Geol. Soc., London, 136*, 269–282.

Şengör, A.M.C. (1980). *Ege'nin neotektonik evrimini yöneten etkenler. Batı Anadolu' nun genç tektoniği ve volkanizması paneli*, Türkiye Jeoloji Kurultayı, 59-72.

Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y. (1981). Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach, *Tectonophysics, 7*5, 181–241.

Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y. (1983). *Türkiye ile Testis'in evrimi: levha tektoniği açısından bir yaklaşım.* Türkiye Jeoloji Kurultayı, Yerbilimleri Özel Dizisi, 1, 75

Şengör, A.M.C, Satir, M., Akkök, R. (1984). Timing of tectonic events in the Menderes Massif, western Turkey: implications for tectonic evolution and evidence for Pan-African basement in Turkey. *Tectonics 3,* 693-707

Şengör, A.M.C., Görür, N., Şaroğlu, F. (1985). *Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study,* in: Biddle K.T.,

Christie-Blick N. (Ed.), Strike-slip Faulting and Basin Formation. Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Sp. Pub., 37, 227–264.

Şengör, A.M.C. (1987). *Cross-faults and differential stretching of hanging walls in regions of low-angle normal faulting: examples from western Turkey*, in: Coward, M. P., Dewey, J. F., Hancock, P. L. (Ed.), continental extensional tectonics. Geological Society Special Publication no: 28, Geological Society , London, 575–589.

Ternek, Z. (Ed.) (1964). *1:500 000 ölçekli Türkiye jeoloji haritası, İstanbul paftası*. MTA yayınları, Ankara.

Tezcan, A.K. (1977). *Türkiye'de jeotermal etüdler, bugünkü durum ve ısı akısı haritasına katkıları.* MTA, Ankara.

Tezcan, A.K. (1979). *Geothermal studies, their present status and contribution to heat flow contouring in Turkey.* Čermak, V. ve Rybach, L.(Ed.), Terrestrial heat flow in Europe, 283-291. Springer Verlag, Berlin.

Tezcan, A.K. ve Turgay, I. (1989). Türkiye ısı akısı haritası. *MTA Genel Md., Jeofizik Etüdleri Dairesi* (yayınlanmış doküman), Ankara.

Uffen, R. J. (1952). *A method of estimating the melting point gradient in the Earth's mantle*. Trans. Am. Geophys. Un., 33, 893.

Ünalan, G. and Öngür, T. (1979). Geothermal gradient and temperature investigation at 1000 m. depth at some of basins of Turkey. *Yeryuvarı ve insan*, 54-70, MTA, Ankara.

Vacquier, V. and Affleck, J. (1941). A computation of the average depth the bottom of the earth's crust, based on a statistical magnetic properties. *Trans. Amer. Geophys. Union*, 446-450.

Vitorello, I. and Pollak, H.N. (1980). On the variation of continental heat flow with age and the thermal evolution of continents. *J. Geophys. Res., 85*, 983-995.

Warkus, F. C., Partzsch, J. H., Candan, O., Oberhänsli, R. (1998). The tectonometamorphic evolution of the Birgi-Tire nappe in the Menderes Massif SW Turkey. *Freiberger Forschungsheft, C 471*, 237-238.

Westaway, R. (2003). Kinematics of the Middle East and Eastern Mediterranean updated. *Turk J. Earth Sci., 12*, 5–46.

Whitehill, D..E., (1973). Automated interpretation of magnetic anomalies using the vertical prism model. *Geophysics, 38,* 1070-1087.

Yağmurlu, F. (1980). *Bornova (İzmir) güney filiş topluluklarının jeolojisi.* Türkiye Jeoloji Kurultay Bülteni, 23, 141-152.

Yemen, H. (1999). *Ege bölgesi ısı akısı dağılımı*. Süleyman Demirel Üniversitesi, yüksek lisans tezi.

Yenal, O. (Ed.) (1969). Türkiye maden suları. *Cilt 1,2. İ.Ü. Tıp Fak. Hidro-Klimatoloji kürsüsü,* İstanbul.

Yılmaz, Y., (1989). *An aproach to the origin of young volcanic rocs of western Turkey.* In: Şengör, A. M. C. (Ed.), Tectonic Evolution of the Tethyan Region. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 159–189.

Yılmaz, Y., Altunkaynak, Ş., Karacık, Z., Gündoğdu, N, Temel, A., (1994). *Development of Neo-Tectonic Related Magmatic Activities in Western Anatolia*. International Volcanology Congress, Ankara, Abstracts 13.

Yılmaz, Y. (1997). *Geology of western Anatolia.* In: Schindler, C., Phister, M. (Ed.) active tectonics of northwestern Anatolia: the Marmara Poly-Project. Hochschulverlag AG an der ETH, Zurich, 31-53.

Yılmaz, Y., (2000). *Active tectonics of the Aegean region*. Batı Anadolu'nun Depremselliği Sempozyumu, Bildiriler, 3–14.

Yılmaz, Y., Genç, S. C., Gürer, O. F., Bozcu, M., Yılmaz, K., Karacık, Z., Altunkaynak, Ş., Elmas, A. (2000). *When did the western Anatolian grabens begin to develop* in: Bozkurt, E., Winchester, J. A., Piper, J.D.A. (Ed.), tectonics and magmatism in Turkey and the surrounding area. Geological Society Special Publication 173, Geological Society, London, 353–384.

Yılmaz, Y., Genç, Ş. C., Karacık, Z., Altunkaynak, Ş., (2001). Two contrasting magmatic associations of NW Anatolia and their tectonic significance. *Journal of Geodynamics*, 31, 243–271.

Zonenshin, L. P. (1975). *Problems of global tectonics.* Bull. Am. Assoc. Petrolum Geologists, 59(1), 124-133.