

JEOFİZİK

CİLT: 6 SAYI: 1 / MART 1992

VOL. 6, NO. 1 / MARCH 1992

1. DEĞİŞKEN İNDİRGE ME DÜZLEMLERİNDEN GÖÇ
Ferudun Kılıç , Turan Kayıran

2. Karst Araştırmalarında Jeofizik Yöntemlerin Birlikte Kullanımı
Nikolla Konomi , Alfred Frasher

3. EN BÜYÜK OLASILIK YÖNTEMİ İLE KUZEY ANADOLU FAY
ZONU'NDA DEPREM RİSKİNİN BELİRLENMESİ
Ömer Alptekin , Ali Osman Öncel , Ahmet Yörük

4. RAYLEIGH DALGASI GRUP HIZI ÇÖZÜMLEMELERİNE GÖRE
DOĞU ANADOLU VE CİVARINDA KABUK VE ÜST MANTO YAPISI
Nilgün Sayıl , İlhan Osmanşahin , Mithat F. Özer , Özer Kenar

5. MART 1992 TEZ ÖZETLERİ

1. Migration From Floating Datum
Ferudun Kılıç , Turan Kayıran

2. APPLICATION OF THE INTEGRATED GEOPHYSICAL METHODS
FOR KARST INVESTIGATIONS
Nikolla Konomi , Alfred Frasher

3. Estimation of Seismic Risk for the North Anatolian Fault Zone by
Maximum Likelihood Method
Ömer Alptekin , Ali Osman Öncel , Ahmet Yörük

4. Crust and Upper-Mantle Structure Beneath Eastern Anatolia and
Surrounding Area from the Analysis of Rayleigh Wave Group Velocity
Nilgün Sayıl , İlhan Osmanşahin , Mithat F. Özer , Özer Kenar



TMMOB JEOFİZİK MÜHENDİSLERİ ODASI
THE CHAMBER OF GEOPHYSICAL ENGINEERS OF TÜRKİYE

DEĞİŞKEN İNDİRGEME DÜZLEMLERİNDEN GÖÇ

Migration From Floating Datum

Ferudun KILIÇ* ve Turan KAYIRAN**

ÖZET

Düzensiz topoğrafyalı sahalardan elde edilen sismik hatların statik sorunlarından dolayı, göç öncesi veri işlemlerinde, yatay indirgeme düzlemi (ID) yerine değişken ID kullanılabilir. Diğer yandan, alışılagelen göç hesap teknikleri, sayısal işlemlerde etkinlik için yatay bir düzlemde veri gerektirir. Bu yüzden, veri göç öncesinde değişken ID'nden yatay ID'ne taşınır. Ama, hız bilgisi bu yatay düzlemde başlamaz. Üstelik, statikler bu defa göç için sorun olur.

Bu makalede, Beasley ve diğ. (1989, 1990) tarafından sunulan ve hesap yoğunluğu bakımından dalga denklemi ile indirgemeye göre daha ekonomik olan "sıfır hız katmanı" görüşü, değişken ID'lerinden göç üzerinde incelenmiştir.

Alışılagelen göç hesap teknikleri, eldeki hız alanına yapılacak küçük bir değişiklikle kullanılabilir. Hızdaki bu değişiklik, yatay ID ile değişken ID arasındaki hızı sıfırlayarak gerçekleştirilir. Böylece, bu kısımda yayılmanın yanal yönde geri alınmasına izin verilmez ve göç işlemi yaklaştırma derinliği, değişken ID'ne eriştiğinde başlar. Sıfır hızı, yüksekliğe bağlı statiklerin değişken ID'ne kadar olan etkisini kaldırdığından sıfır hız katmanı (SHK) yöntemi, SHK indirgemesi olarak isimlendirilebilir.

Yapay ve gerçek arazi verileri için sunulan kesitler, SHK görüşünü kullanarak gerçekleştirilen "değişken ID'lerinden göç" yönteminin yeterince iyi çalıştığını ispatlamaktadır.

ABSTRACT

Because of static problems, a floating datum that changes as a smoothed surface instead of a flat datum throughout the seismic line may be used at processes before migration when the data are acquired on earth's surfaces with irregular topography.

On the other hand, for numerically efficient performance, the conventional migration algorithms require data from a flat datum. Therefore, data are taken from floating datum to the flat one before migration. But the final datum is not the datum where velocity information starts. Furthermore, statics cause problem for migration in this case.

In this paper, zero velocity layer concept presented by Beasley and et. al. (1989, 1990), which is computationally less costly method than wave equation datuming, is studied on migration from floating datum.

The conventional migration algorithms can be used with a simple well defined modification to the present velocity field. The modification only consists of ensuring zero velocity between the flat and the floating datums. Therefore, lateral depropagation is not allowed in this part and migration begins where the extrapolation depth reaches the floating datum. Because ensuring zero velocity removes the effect of elevation statics until floating datum ZVL method may be named "ZVL datuming".

Sections presented for both synthetic and real field data prove that the method of "migration from floating" using ZVL concept works satisfactorily.

GİRİŞ

Sismik veri üzerindeki topoğrafyanın ve düşük hız katmanının etkisini gidermek için kullanılan statik düzeltmeler, dalga alanının yeryüzüne çıkış açısına bakmadan sadece düşey yönde uygulanmaktadır. Bu yüzden düşey statik düzeltmeler, yeryüzüne dik olarak çıkan dalga alanları dışında dalga yayılımına aykırı olmaktadır.

Topoğrafyanın çok değişken olması ve statik değerlerinin artmasıyla ortaya veri-işlem sırasında gözardı edilemeyen sorunlar çıkmaktadır. Statiklerin değişken indirgeme düzlemleri olarak uygulanmasıyla sorunlar göç öncesi gözardı edilebilecek düzeye indirilebilir.

Berryhill (1979, 1984), Kirchhoff, tümlemesi kullanarak dalga denklemiyle bir verinin yatay bir indirgeme düzlemine

* TPAO, Arama Grubu, Veri İşlem Merkezi, Ankara.

** Ankara Üniversitesi, Fen Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü, Ankara.

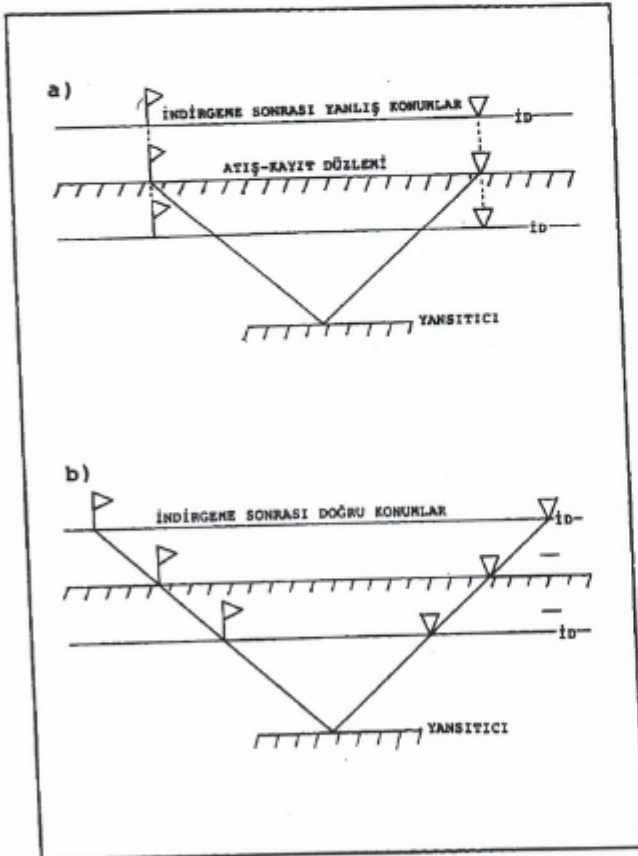
(ID) taşınabileceğini (wave equation datuming) gösterdi. Wiggins (1984), dalga alanının keyfi şekilli bir yüzeyden diğerine yaklaştırma olanağı veren Kirchhoff tümlemesinin matematik analizini yapmıştır. Setivelman ve Canning (1988), statik düzeltmelerin sınırlarını incelediler ve daha doğru bir indirgeme (datuming) işlemi için dalga denklemini kullandılar. Bilgisayar zamanı bakımından etkili olması için, Green fonksiyonlarına işlem sayısını azaltacak asimtotik yaklaşımlar yaptılar.

Beasley ve Lynn (1989), pahalı yöntemler olan dalga denklemi ile indirgeme (datuming) yerine, statik düzeltmeli hatların göçü sırasında bu düzeltmelerin zaman tepkilerindeki bozucu etkilerini karşılayan "sıfır hız katmanı" (zero velocity layer) tekniğini sundular. Bu teknik, göç sırasında, sismik hatın tüm topoğrafyasını altında bırakan yükseklikteki yatay bir ID ile topoğrafya arasındaki hız kırınma denkleminde (diffraction equation) sıfır alarak, göç işleminin topoğrafyadan başlatılması ilkesine dayanır.

Sıfır hız katmanı, yatay indirgeme düzlemi ve değişken indirgeme düzlemlerinin geçtiği yuvarlatılmış yeryüzeyi arasında tanımlanabilir. Böylece yapılacak göç işlemini, gerçek

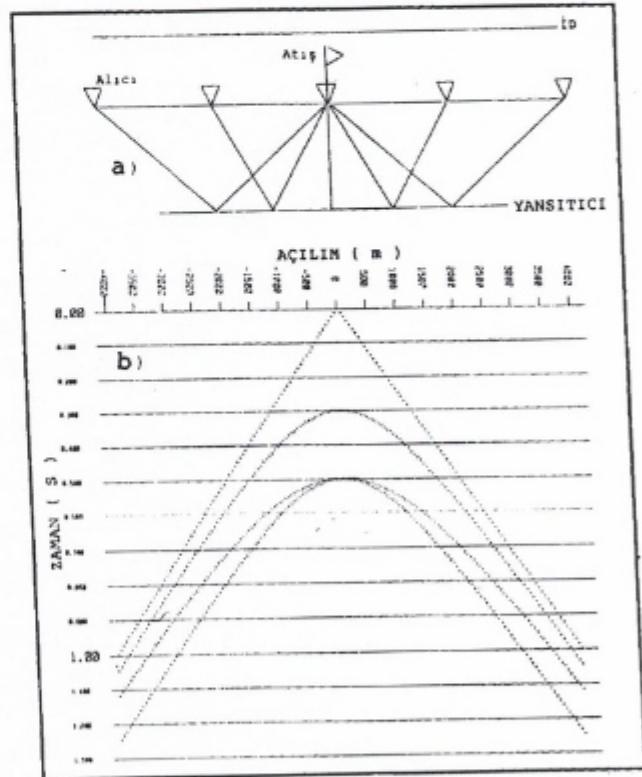
anlamda başladığı yeri gözönüne alarak, "değişken indirgeme düzlemlerinden göç" olarak isimlendirmek olasıdır. Sonuçta, statiklerin; değişken ID'li olarak uygulanmasıyla göç öncesinde ve sıfır hız katmanı tekniğinin kullanılmasıyla da göç işleminde yarattığı sorunlar gözardı edilebilecek düzeye gelir.

Yılmaz ve Lucas (1986), su katmanı ve su dibinin altındaki katman arasındaki büyük hız farkının neden olduğu, su dibindeki ışın bükülmeleri (ray bending) yüzünden daha derinlerdeki olayların zaman tepkilerinde oluşan bozulmaları gidermek için "katman değiştirme" (layer replacement) tekniğini sundular. Ancak, Berryhill'in (1979, 1984) dalga denklemi ile indirgeme (wave equation datuming) yönteminin bir uygulaması olan ve su katmanını su dibinin altındaki katmanın hızında eşdeğer bir katmanla dolduran "katman değiştirme" (layer replacement) tekniği, bütün dalga denklemi çözümlerinde olduğu gibi pahalı bir yöntemdir. Lynn, MacKay ve Beasley (1990), sıfır hız katmanı tekniğini, karalardaki değişken yükseltili yeryüzeyinden göç işlemine benzer olarak, denizlerdeki değişken yükseltili su dibinden göç işlemine benzer olarak, denizlerdeki değişken yükseltili su dibinden göç işleminde de



Şekil 1. Bir atış-alıcı çiftinin; a) düşey statiklerle indirgendikten sonraki olası hatalı konumları, b) ışın izlemeyle indirgendikten sonraki olası doğru konumları (ID: İndirgeme Düzlemi).

Fig. 1. For a shot-receiver pair; a) their probable false positions after datuming by vertical statics, b) their probable true positions after datuming by ray tracing (ID: datum).



Şekil 2. a) Tekdüze bir katman altındaki yatay yansıtıcı bir model ve yeryüzeyindeki kayıt düzlemi (ID: İndirgeme Düzlemi), b) Kaydedilecek hiperbol ile asimtotu, düşey statiklerle ve ışın izleme ile indirgenen hiperboller (ID: İndirgeme Düzlemi).

Fig. 2. a) A model with horizontal reflector beneath a homogeneous layer and the recording spread on the ground surface (ID: datum), b) The hyperbola to be recorded and its asymptote, hyperbolas datuming by both vertical statics and also ray tracing (ID: datum).

başarı ile uyguladılar. Katman değiştirme (layer replacement) tekniğinin ardından uygulanacak olan göç işlemine oldukça yakın sonuçlar, çok daha ekonomik olan sıfır hız katmanı ile göç işleminden sonrada sağlanmışır.

Sıfır hız katmanı tekniğinin en olumlu yanlarından biri, göç tekniklerinden en fazla başvurulması olan ve yatay bir düzlemde veri gerektiren sonlu farklar göç hesap tekniklerine, hız alanında yapılacak ufak değişiklikten sonra aynen kullanılabilme olanağı vermesidir.

Ellis ve Kitchenside (1989), yığma sonrası yuvarlatılmış yeryüzeyindeki veriyi yatay indirgeme düzlemine taşımadan, X-F göç hesap tekniğinde yaptıkları bir değişiklikten sonra doğrudan göç işlemine sokmuşlardır. Reshef (1991), Beasley ve Lynn'in (1989) sıfır hız katmanı tekniğinde kullanılan sıfır hız tanımının fiziksel olmayan özelliğine (nonphysical characteristic) değindikten sonra benzeri uygulamayı yığma öncesi veriler üzerine yapmıştır. Derinlikte yaklaştırma (extrapolation) işlemi yapmak için, aşağı uzanım sırasında veriyi frekans, hız, iz aralığı ve derinlik adımının fonksiyonu olan uzaysal bir işleyle (operator) katlamalı çarpım işlemine (convolution) sokacak şekilde faz-kayması (phase-shift) tekniğini kullanmıştır. Bu süzgeç işlecinin (filter operator) kullanımı, yuvarlatılmış yeryüzeyinin üzerinde kalan yaklaşım sonuçlarını sıfırlayacak şekilde etkili olur.

Yapay ve gerçek veriler üzerinde yapılan uygulamalardan, dalga denklemi çözümlerine göre çok ekonomik olan sıfır hız katmanı tekniğinin sonuçlarının bu çözümlere çok yakın sonuçlar verdiği gözlenmiştir.

ALİŞİLAGELMİŞ STATİKLERİN SORUNLARI

Statik düzeltmeler verileri düşey olarak, yatay bir ID'ne taşımaktadır. Ancak bu düzeltmeler yeryüzüne dik olarak çıkan dalga alanları dışında dalga alanının yayılım doğrultusuna uygun değildir (Şekil 1).

Şekil 2a'da verilen modele uygun olarak, b'de; üstte, kayıt sonucu elde edilecek yansıma hiperbolünü ve onun asimtotunu görüyoruz. En alttaki hiperbol, statik düzeltmeler sonrası elde edilmiştir. Dikkat edilirse her iki hiperbol, zaman ekseninde sabit bir kaydırma (shift) dışında aynıdır. Ortadaki hiperbol ise, atış-kayıt düzlemini ID'ne düşey olarak değilde ışın yolları boyunca taşındığında elde edilmesi gereken hiperboldür ve en üstteki hiperbol ile aynı hıza sahip olduğu için asimtotları ortaktır. Bu iki hiperbolün zamanları arasındaki fark, açılım arttıkça veya yansıma açısı genişledikçe artmaktadır.

Atış-kayıt yüzeyinin modeldeki gibi düz değilde genellikle olduğu gibi değişken bir topoğrafyaya sahip olması durumunda, bu değişkenlik hiperbol eğrisi üzerine çeşitli dalgalanmalar (ondulation) şeklinde eklenir. Bu durumda düşey statiklerle indirgemenin getirdiği aynı sorunla açılıma göre sabit değilde değişen statik değerleri için karşılaşılır.

Ortak Orta Noktalar (OON, CMP), içindeki izlerin düşey statik miktarları, o izlerin kaydedildiği alıcı noktaları ile ait oldukları kaynak noktalarının ID'den olan yükseklik farklarına bağlı olarak birbirlerine göre, yani açılımdan açılıma değişim gösterirler. Bu değişken statik değerleri arttıkça OON'ler içindeki yansıma eğrilerinin, hiperbol denklemini sağladıkları varsayımını kullanarak birer hızla Dik Yola Kaydırma (DYK, NMO) düzeltmelerini sağlıklı bir biçimde gerçekleştirmek zor-

laşır. Bu arada ID'ne taşınmış olan hiperbollerin t_0 tepe (apex) zamanları gerçek yerlerinden uzaklaşacaktır. Bilindiği gibi DYK hızları t_0 'a bağlıdır. Bu durumda hız analizlerinden elde edilecek olan hız bilgisi de gerçekten uzaklaşacaktır.

DEĞİŞKEN İNDİRGEME DÜZLEMLİ STATİK DÜZELTMELER

Statiklerin söz konusu sorunlarını en aza indirmek için, sabit yerine değişken ID kullanılır. Statik değerlerinin sismik hat boyunca; biri yeryüzü yüksekliğinin genel gidişine uyan yavaş değişimli bileşen ve diğeri bunun üzerine binmiş olan hızlı değişimli bileşen olmak üzere iki bileşenli olarak düşünülmesi, değişken ID'li statik düzeltmelerin yapılmasına olanak verir. Bunlardan yavaş değişimli ve büyük genlikli bileşeni ortalama statik değeri (ORT), hızlı değişimli ve küçük genlikli bileşeni artık statik değeri (ART) olarak isimlendirilebilir.

ORT'leri; her istasyondaki alıcı statik değeri 2 ile çarpıp hat boyunca bir kayan ortalama işleminden geçirerek elde edebiliriz. Bir atış veya OON'ye ait herhangi bir izin toplam statik değeri (TOP), o izin ait olduğu atış statik değeri (ATŞ) ve alıcı statik değerinin (ALC) toplamı,

$$TOP = ATŞ + ALC \quad (1)$$

olduğunu biliyoruz. ART artık statik değerleri ise,

$$ART = TOP - ORT \quad (2)$$

olarak kabul edilebilir.

DYK öncesi yansıma verisine, TOP'lerin sadece ART bileşenlerinin uygulanmasıyla yuvarlatılmış yeryüzeyine (smoothing surface) indirgeme yapılmış olur. Bunun anlamı, yuvarlatılmış yeryüzeyinin her bir noktasından ait oldukları OON'ler için ayrı ayrı yatay ID'lerinin geçtiğinin kabul edilmesidir. ID, hat boyunca sabit bir yükseklikte olmayıp, OON'den OON'ye yuvarlatılmış yeryüzeyinin yüksekliği şeklinde değişim gösterdiğinden değişken ID (floating datum) olarak isimlendirilir.

OON'ler içindeki izlerin her birinin atış ve alıcısı diğerlerinden farklı olduğuna göre TOP'leri ve dolayısıyla (2) den hesaplanabilen ART'leri birbirinden farklıdır. Her OON için yuvarlatılmış yüzey ile düz ID arasındaki yüksekliğe karşılık gelen bir tane ORT vardır ve OON'ler içindeki bütün izler için sabittir.

TOP'lerin büyüklüğünün DYK'de yarattığı sorunları göz önüne alarak, TOP'lerin ORT'lere göre oldukça küçük olan ART bileşenlerinin uygulanmasıyla yuvarlatılmış yeryüzeyine indirgenmiş olan OON'lere daha başarılı DYK düzeltmesi yapılabilecektir. Daha sonra, yığma kalitesinde etkin olan, TOP'lerin ART bileşenleri olduğundan veri-işlem yığma kesiti elde edene kadar sürdürülür. DYK'nin başarısındaki artış, yığma kalitesinde daha iyi olmasına ve hız analizleri ile daha sağlıklı hız belirlenmesine yarayacaktır.

Yığma kesitini elde ettikten sonra, veriyi yuvarlatılmış yeryüzeyinden sabit ID'ne indirgemek ve böylece kesitteki yapıların üzerinde topoğrafyanın etkisinden tümüyle kurtarmak için ORT'ler uygulanır. Sonuçta, statik düzeltmelerin sorunlarından yığma öncesi işlemlerde önemsenmeyecek kadar etkilanmış bir yapısal kesit (structural section) elde edilmiş olur.

SIFIR HIZ KATMANI İLE İNDİRGEME VE GÖÇ İŞLEMİ

Yapısal kesitler, göç işleminin gerektirdiği gibi düz bir yüzeyden veri şartını sağlar. Ancak, statiklerin, kaynaktan çıkan ve yüzey gelen tüm ışın yollarını dalga yayılımına aykırı olarak yüzeye dik bir biçimde bükerek (ray bending) gerçekleştirdikleri indirgeme (datuming) işlemi, bu kez, yığma sonrası yapıldıklarında göç gibi dalga denklemi yöntemleri içinde sorun yaratır. Aslında indirgeme işlemi (datuming) dalga yayılımına uygun bir biçimde dalga denklemini kullanarak yapmak olasıdır (Berryhill, 1979), ancak işlem yoğunluğu açısından pahalı ve zaman alıcıdır.

Beasley ve Lynn (1989), bilinen sonlu farklar göç hesap tekniklerini (algorithm) kullanarak, önce yatay düzlemdeki veriyi topoğrafyaya indirgeyip, statiklerin etkisinden kurtarıktan sonra göç işleminin yapılmasına olanak veren ve çok daha ekonomik olan Sıfır Hız Katmanı (Zero Velocity Layer) adlı yöntemi sundular. Bu yöntem, ışın bükülmelerinin uygunsuz olduğu statiklerle doldurulmuş kısımda, elde olduğu varsayılan yukarı giden (upgoing) dalga alanı verisinin, yatay ID'nden topoğrafyaya kadar olan yaklaştırma işleminde (depropagation) kırınma denkleminin hızını sıfır kullanarak korunması ilkesine dayanır.

Sonlu farklar derinlik göçü için kullanılabilecek olan 15 derece parabolik denklemini, hızdaki söz konusu bu ufak değişikliğe içerecek şekilde iki parçalı bir denklem sistemi olarak,

$$\frac{\partial P}{\partial z} = -i \frac{V_d(x,z)}{4\omega} \frac{\partial^2 P}{\partial x^2} \quad (3)$$

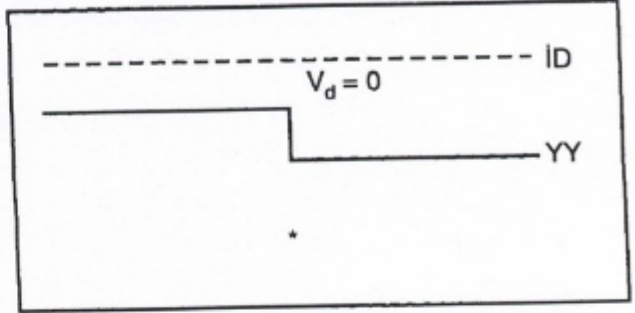
$$\frac{\partial P}{\partial z} = -i \frac{2\omega}{V(x,z)} P \quad (4)$$

şeklinde yazılabilir. Burada, P dalga alanı, ω açısal frekans, x ve z uzaysal değişkenler ve kırınma denklemi hızı,

$$V_d(x,z) = \begin{cases} 0 & \text{yüzeyinin yukarısında} \\ V(x,z) & \text{yüzeyinin aşağısında} \end{cases} \quad (5)$$

olarak tanımlanır. Bunlardan birincisi, kırınma denklemdir (diffraction equation) ve göç sırasında kırınma hiperbollerini tepelerine (apex) toplama görevini gerçekleştirir. Yani dalga alanını kaynağına yanal yönde taşıyan denklemdir. İkincisi, ince mercek denklemi (thin-lens equation) olarak bilinir. Yanal hız değişimlerinin kırınma hiperbollerinde yarattığı bozucu etkileri (time distortion) dalga alanına düşey yönde ilerleme sağlayarak kaldırır. Dolayısıyla, yanal hız değişimlerinin güçlü olmadığı kesitlere sadece kırınma denklemini kullanan zaman göçü uygulanmaktadır.

Sıfır hız katmanı kavramını, Şekil 3 ile verilen derinlik modelinin Şekil 4.a'daki sıfır açılım zaman tepkisi kesiti ile açıklayalım. Şekil 4.b'de, bu zaman kesiti, göç işleminin gerektirdiği gibi modeldeki yatay ID'ne (statiklerle) taşındıktan sonra görülmektedir. Dikkat edilirse, kesitteki zaman tepkisi bakışık (symmetric) olmayan bir hiperboldür. Statiklerle doldurulan kısım (kırınma noktasının sol tarafından 200 ms, sağ tarafından ise 400 ms) kesitte koyu olarak çizilmiştir. Burası, denklem (5)'teki tanıma göre, göç işleminde hızın sıfır alınacağı kısımdır.



Şekil 3. Tekdüze bir ortamdaki kırınma noktası (ID: İndirgeme düzlemi, YY: basamak şekilli yeryüzeyi, V_d : kırınma denkleminde kullanılacak hız, * ise kırınma noktası).

Fig. 3. The diffractor point in a homogeneous medium (ID: datum, YY: step formed ground surface, V_d : velocity to be used in diffraction equation, * denotes diffractor point).

Dalga yayılımına uygun olarak ışın yolları doğrultusunda taşıma yaparak elde edilen bakışık kırınma hiperbolü ise Şekil 4.c'deki kesitte görülmektedir. (3)'deki kırınma denklemini ve (5)'teki hız bilgisini kullanarak 400 ms'ye kadar sürdürülen zaman göçü ile elde edilen kesit Şekil 4.d'de görülmektedir. Gerçek anlamda göç işlemi, hızın sıfır olmadığı zamanlardan yani kesitin sol yarısı için 200 ms'den ve sağ yarısı için 400 ms'den başlayacaktır. Dolayısıyla, zaman tepkisinin sadece sol tarafında 200 ms den başlayan ve 400 ms'ye kadar süren adımlarda, dalga yayılımının kaynağına doğru kaldırılması (depropagation) yani hiperbolün sol kanadının tepesine toplanması işlemi gerçekleştirilmiştir. Sonuçta, tüm kesit sıfır hız katmanı kavramı ile basamak yeryüzeyinin sağındaki seviyeden geçen yatay düzleme indirgenmiştir (zero velocity layer datuming). Bu arada, düşey statik uygulamasının etkisinden kurtulmuş ve hiperbolde bakışık olmuştur. Zaman tepkisinin sol kanadındaki veri eksikliği, giriş verisinin yanal yönde sınırlı olmasındandır.

Göç işlemini 400 ms'de kesmeyip kesitin sonuna kadar sürdürerek elde edilen kesit Şekil 4.e'de verilmiştir. Kesitteki zaman tepkisi derinlik modelindeki gibi noktaya dönüşmüştür. Şekil 4.f'de ise göç işleminin alışlagelmiş uygulaması sonucu yani statiklerle doldurulan kısımda, sıfır hızı kullanmayarak göç işleminin tüm kesit için modeldeki ID'ne karşılık gelen sıfır zamanından başlatılmasıyla elde edilen kesit verilmiştir. Doğal olarak, bu tür bir uygulama aşırı göçe (overmigration) neden olmuştur.

SIFIR HIZ KATMANI İLE DENİZ TABANINDAN GÖÇ

Bilindiği gibi yanal hız değişimlerinin olduğu yerlerin daha derinlerdeki olaylar üzerinde, kırınma hiperbollerinin tepelerinin yanal olarak yukarı eğim yönünde kaydırılması ve bakışıklığın bozulması şeklinde zaman tepkilerini bozucu etkileri (time distortion) vardır. Bu etkilerden kurtulmak için zaman göçü yerine, (4)'deki ince mercek denklemini de gözönüne alarak iki kat işlem yoğunluğu gerektiren derinlik göçü uygulamaları yapılır (Judson ve diğ. 1980).

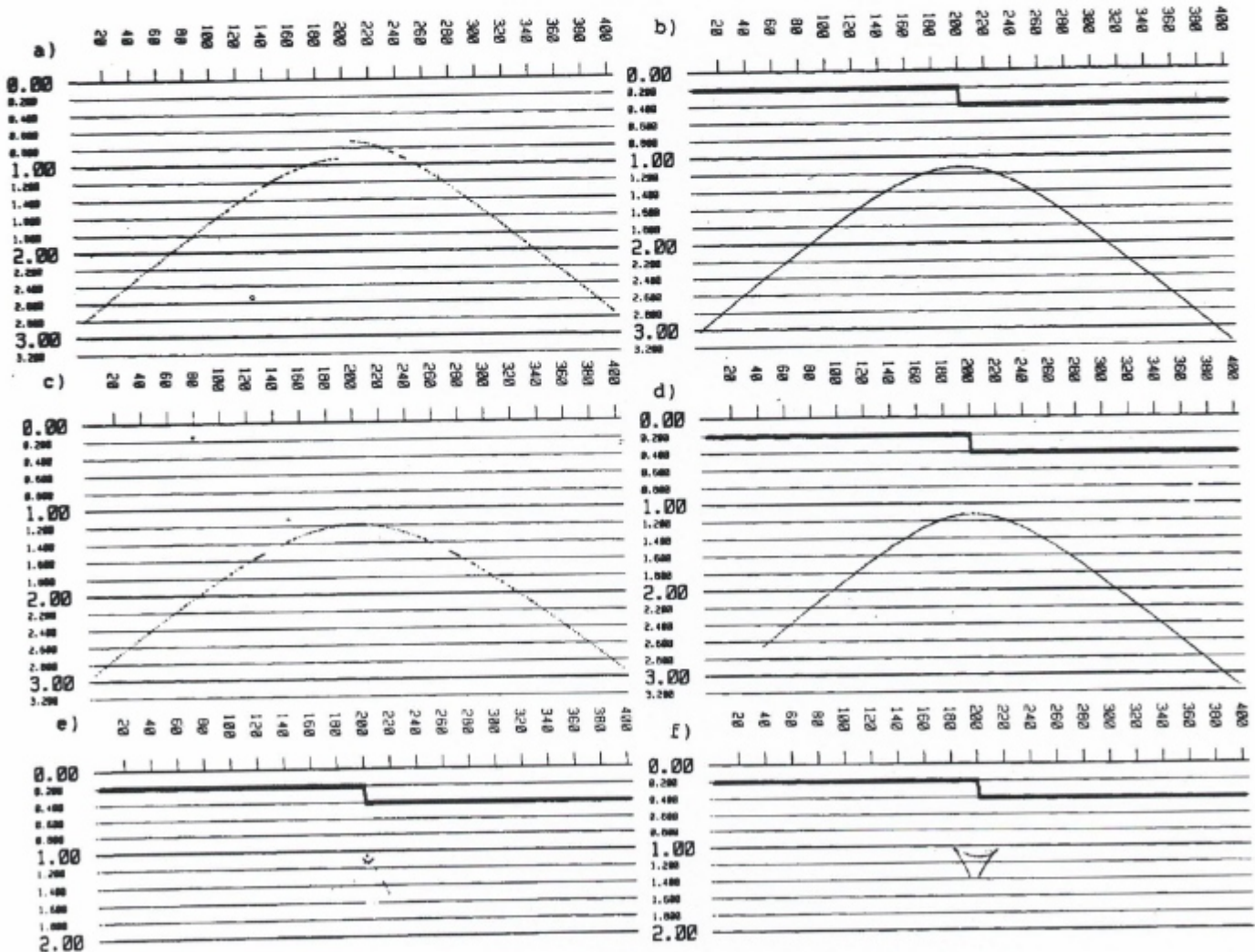
Çok değişken deniz tabanı topoğrafyasına sahip olan deniz kesitlerinde, deniz suyu ile deniz tabanı arasındaki büyük hız farkları sonucu bu arayüzdeki ışın yollarının bükülmesi deniz tabanının etkisini daha derinlerdeki yansıtıcılara zaman tepkilerinde bozulmalara neden olacak şekilde taşımaktadır. Bu sorun, kara çalışmalarındaki statiklerle yapay olarak yaratılan düşey doğrultudaki ışın bükülmelerinin yansıtıcılar üzerindeki bozucu etkilerinin yarattığı soruna benzer.

Lynn, MacKey ve Beasley (1990), bu bozucu etkiyi ortadan kaldıracak şekilde, sıfır hız katmanı kavramı ile indirgeme işlemine, denizlerde de ama bu kez iki aşamalı bir uygulama alanı buldular.

Tekniğin birinci aşamasını gerçekleştirmek için, su katmanında su hızı ve su dibinin aşağısında, en derin su dibinden geçen yatay düzleme kadar olan kısımda sıfır hızından oluşan bir hız alanı için zaman göçü gerçekleştirilir. Göç işlemi boyunca, dalga yaklaştırma işleci su katmanında iken, yansıma olayları eğim yönünde yukarı hareket ederler ve kırınma hiperboleri tepelerine (apex) toplanmayı sürdürürler. Yaklaştırma

(extrapolation) derinliği su dibini geçtiğinde sıfır hızından dolayı göç işlemindeki kırınma denklemi çalışmayacağından, yanal yönde yayılma giderilmesi (lateral depropagation) olmayacak ve göç işlemi ile veriye zamanda her aşağı uzanım adımından sonra sadece düşey kayma sağlanacaktır. En derin yatay su dibi seviyesine kadar sürdürülen bu göç aşaması sonunda, veriye, su dibi dışında hiç bir jeolojik olay olmamasına rağmen, su dibi ve deniz yüzeyi arasında tamamen ve su dibinin aşağısından gelen yansımalar kısmen göç işlemi uygulanmıştır. Sıfır hızı kullanımı sayesinde, kısmen uygulanan göç işlemi ile, su dibi ve deniz yüzeyi arasındaki dalga yayılımı etkileri kaldırılmıştır. Artık eldeki veri en derin su dibi seviyesine indirgenmiş durumdadır (zero velocity layer datuming). Bu ilk göç işleminden sonra kesitteki zamanlar t olsun. Bu kesiti, su dibine indirgenen yani su dibi sıfır zamanına getirilen bir kesit yapmak için, kesitteki yeni T zamanları,

$$T = t - 2(Z_w / V_w) \quad (6)$$



Şekil 4. Şekil 3'deki model için; a) sıfır açılım tepkisinden, b) statiklerle indirgeme, c) dalga denklemi ile indirgeme, d) sıfır hız katmanı ile indirgeme, e) sıfır hız katmanı ile göç, f) alışlagelen göç işlemlerinden sonra elde edilen kesitler.

Fig. 4. Section obtained for the model in Figure 3 after; a) zero source-receiver offset response, b) datuming by statics, c) datuming by wave equation, d) datuming by zero velocity layer, e) migration by zero velocity layer, and f) conventional migration.

olacak şekilde OON'lere zamanda dikey kaymalar verilir. Burada; z_w ' su derinliği ve V_w ' su hızıdır. Veri, yeni T zamanları ile sanki su dibinde kaydedilmiş gibidir.

Bu andan sonra veri düzensiz yüzeyler boyunca kaydedilmiş olan kara verisine benzer. Dolayısıyla, tekniğin ikinci aşamasında, sıfır hız katmanı artık önceki bölümdeki gibi kullanılacaktır. İlk önce, veriyi su yüzeyine veya en sığ su dibi seviyesinden daha küçük olmayan herhangi bir yatay seviyeye indirmek için, yüksekliğe bağlı statik düzeltmesi olan ikinci bir zaman kayması uygulanır. Bu zaman düzeltmesinde kullanılacak hız, su dibinin (water bottom) altındaki tabakanın hızı (subwater velocity) V_s 'dir. Yatay ID su yüzeyi olarak seçilirse, (6)'daki ilk zaman kaymasında gözönüne alınarak, sıfır hız katmanı tekniğinde kullanılacak giriş zamanları,

$$T = t - 2zw \left(\frac{1}{V_w} - \frac{1}{V_s} \right) \quad (7)$$

olacaktır. Bu denklem, derinlik göçündeki ince mercek denkleminin her aşağı uzanım adımında uyguladığı statik zaman kaymasına karşılık gelmektedir. Her OON için (7) zaman kaymalarının (ince mercek düzeltmesinin) birer kez uygulanması yeterli olacağı için, derinlik göçüne göre bir etkinlik sağlanacaktır.

İnce mercek düzeltmesiyle su yüzeyine indirgenmiş verinin ikinci zaman göçü aşamasında, bu kez karalardaki sıfır hız katmanı uygulamasına benzer olarak; su katmanında sıfır hızı ve su dibinin aşağısında gerçek jeoloji hızları kullanılır. Su katmanının yeni hızı V_s olduğundan, göç işleminden sonra derinlik dönüştürmesi (depth conversion) yapılacaksa, bu hız kullanılmalıdır. Eğer bu teknikle elde edilen zaman göçlü kesit, zaman göçü uygulanmış diğer kesitlerle karşılaştırılacaksa, (7) ile uygulanan zaman kaymaları bu kesitten kaldırılmalıdır.

Şekil 5'de verilen hız-derinlik modeli için atış kayıt düzlemi deniz yüzeyi olacak şekilde elde edilen; sıfır açılım tepki, alışılagelen göç, katman değiştirmeli (layer replacement) göç ve sıfır hız katmanlı göç kesitleri Lynn ve diğ.'in (1990) çalışmasından alınarak Şekil 6'da sunulmuştur. Göçlü kesitler, zaman eksenleri derinliğe dönüştürülerek verilmiştir. Sıfır açılım zaman kesitindeki derinliğe dönüştürülerek verilmiştir. Sıfır açılım zaman kesitindeki derinliğe dönüştürülerek verilmiştir. Sıfır açılım zaman kesitindeki derinliğe dönüştürülerek verilmiştir. Bu bozulmalar sığdaki düz tabakanın kırığını belirsizleştirmiştir. Bu durumda, tabakaların ikisi birden sürekli veya kırıklı olarak yorumlanabilir. İnce mercek denklemini içermeyen zaman göçü, deniz tabanındaki bu kuvvetli yanal hız değişimlerini karşılayamadığı ve uygunsuz taşımalar yaptığı için, zaman göçlü kesit derindeki tabakanın kırıklı olduğu şeklinde hatalı yoruma neden olabilecek bir sonuç vermiştir.

Sıfır hız katmanlı göç ile elde edilen kesitte ise modeldeki yapıların doğru yerlerinde görüntülendikleri (imaging) gözlenmektedir. Ayrıca pahalı bir dalga denklemi yöntemi olan katman değiştirmeli göç ile elde edilen kesitte küçük farklılıklar dışında oldukça benzerdir. Bu küçük farklılıklar ise, dalga alanı yaklaştırma işlecinin (operator) su dibini geçerken, işlecin ayrı yollarına düşen sıfır ve sıfırdan farklı hızların neden olduğu hataları önemsemeyip gözardı etmekten kaynaklanmıştır.

SIFIR HIZ KATMANI İLE DEĞİŞKEN İNDİRGEME DÜZLEMLERİNDEN GÖÇ

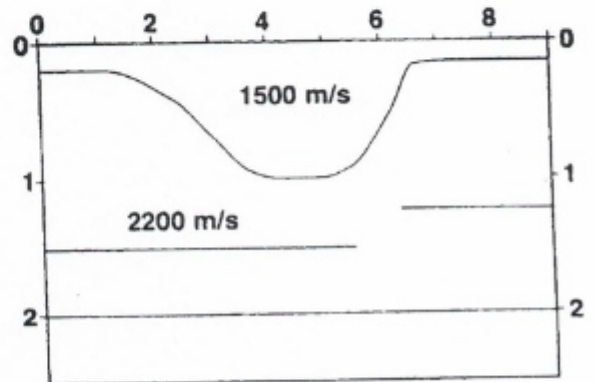
Yine sıfır hız katmanı kavramı ile ama bu kez daha önce (5) ile verilen hız bilgisi yerine,

$$V_d(x,z) = \begin{cases} 0 & \text{yuvarlatılmış y. yüzeyi yukarısında} \\ V(x,z) & \text{yuvarlatılmış y. yüzeyi aşağısında} \end{cases} \quad (8)$$

hız bilgisini kullanarak değişken ID'lerinden (floating datum) diğer bir deyişle yuvarlatılmış yeryüzeyinden göç işlemi gerçekleştirmek olasıdır. Zaten veri-işlemi değişken ID ile sürdürüp göç aşamasına getirilmiş bir kesit için hız analizlerinden sağlanmış olan eldeki hız bilgisi bu değişken ID'lerinden başlamaktadır. Şimdi, yapay ve gerçek veriler üzerinde uygulamalar izleyen şekildedir.

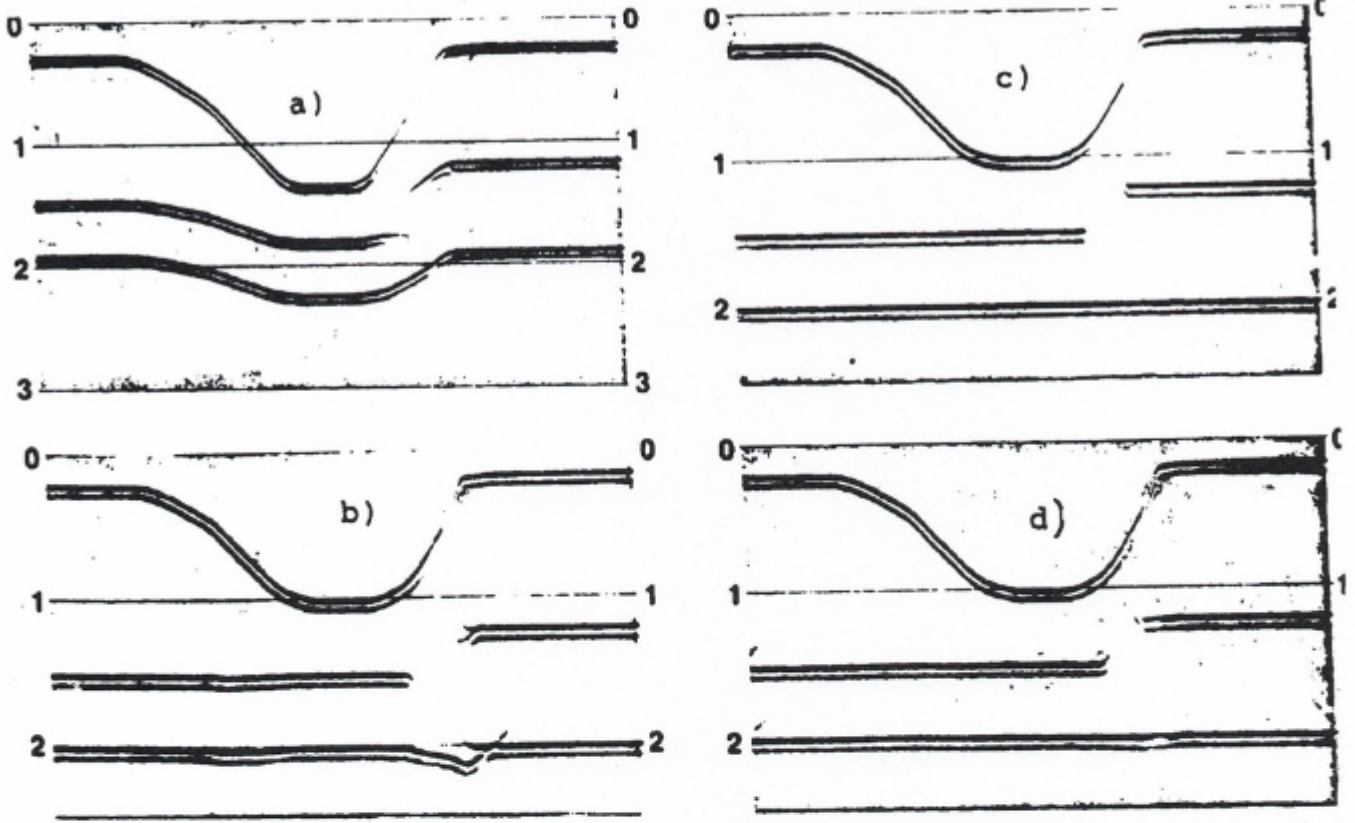
Şekil 7'de, değişken yükselteli bir yeryüzeyi ve antiklinal şeklinde yapı içeren bir derinlik modeli, 8'a da bu derinlik modelinin Kirchhoff yaklaşımından düz modelleme ile elde edilmiş olan sıfır açılım zaman kesiti görülmektedir. Bu kesiti, ART'li (yuvarlatılmış yeryüzeyindeki) yığma kesiti olarak var sayabiliriz. Şekil 8b'de ise, bu kesit, göç işleminin gerektirdiği gibi yatay bir düzleme (modelin 0 m seviyesine) taşındıktan sonra verilmiştir. Taşıma işlemi, ORT değerleri olarak varsayabileceğimiz statiklerle gerçekleştirilmiş ve kesitte koyu renkli olarak belirtilmiştir. (8) hız tanımına göre, sıfır zamanı ile bu belirtilen zamanlar arasındaki göç hızı (3) kırınma denkleminde sıfır alınacaktır. Gerçek hız bilgisinde ise herhangi bir değişiklik yapılmayacaktır. Bu şekilde yapılan zaman göçü ile elde edilen ve derinlik modeli ile oldukça uyumlu olan zaman kesiti Şekil 8c'de, alışılagelen şekilde yapılan zaman göçü ile elde edilen ve aşırı taşınma (overmigration) gözlenen zaman kesiti ise Şekil 8d de verilmiştir.

Şekil 8 b'deki kesiti statiklerle değil, dalga yayılımına uygun bir şekilde Kirchhoff yaklaşımı ile ID'ne (0 m seviyesine) taşındıktan sonra (wave equation datuming) elde edilen kesit Şekil 8c'de ve böylece başarılı bir alışılagelen göç işlemi sonucu elde edilen kesit Şekil 8f de verilmiştir. Bu kesitin, Şe-



Şekil 5. Deniz seviyesinden başlayan bir derinlik-hız modeli (Lynn ve diğ. 1990).

Fig. 5. A depth-velocity model from sea level (Lynn et.al. 1990).



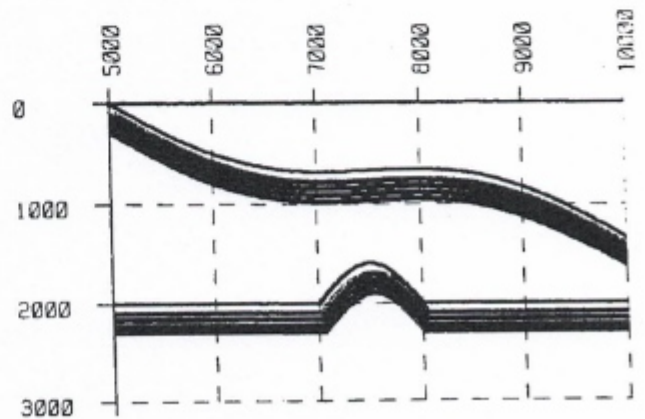
Şekil 6. Şekil 5'deki model için; a) sıfır açılım tepkisinden, b) alışlagelen göç, c) katman değiştirmeli göç, d) sıfır hız katmanlı göç işlemlerinden sonra elde edilen kesitler. Göçlü kesitler zamandan derinliğe dönüştürülmüştür (Lynn ve diğ. 1990).

Fig. 6. Section obtained for the model in Figure 5 after; a) zero source-receiver offset response, b) conventional migration, c) layer replacement+conventional migration, and d) migration by zero velocity layer. Migration sections are converted from time to depth (Lynn et.al. 1990).

Şekil 8.e'deki sıfır hız kavramıyla gerçekleştirilen göçlü kesit ile hemen hemen aynı olduğu gözlenmektedir.

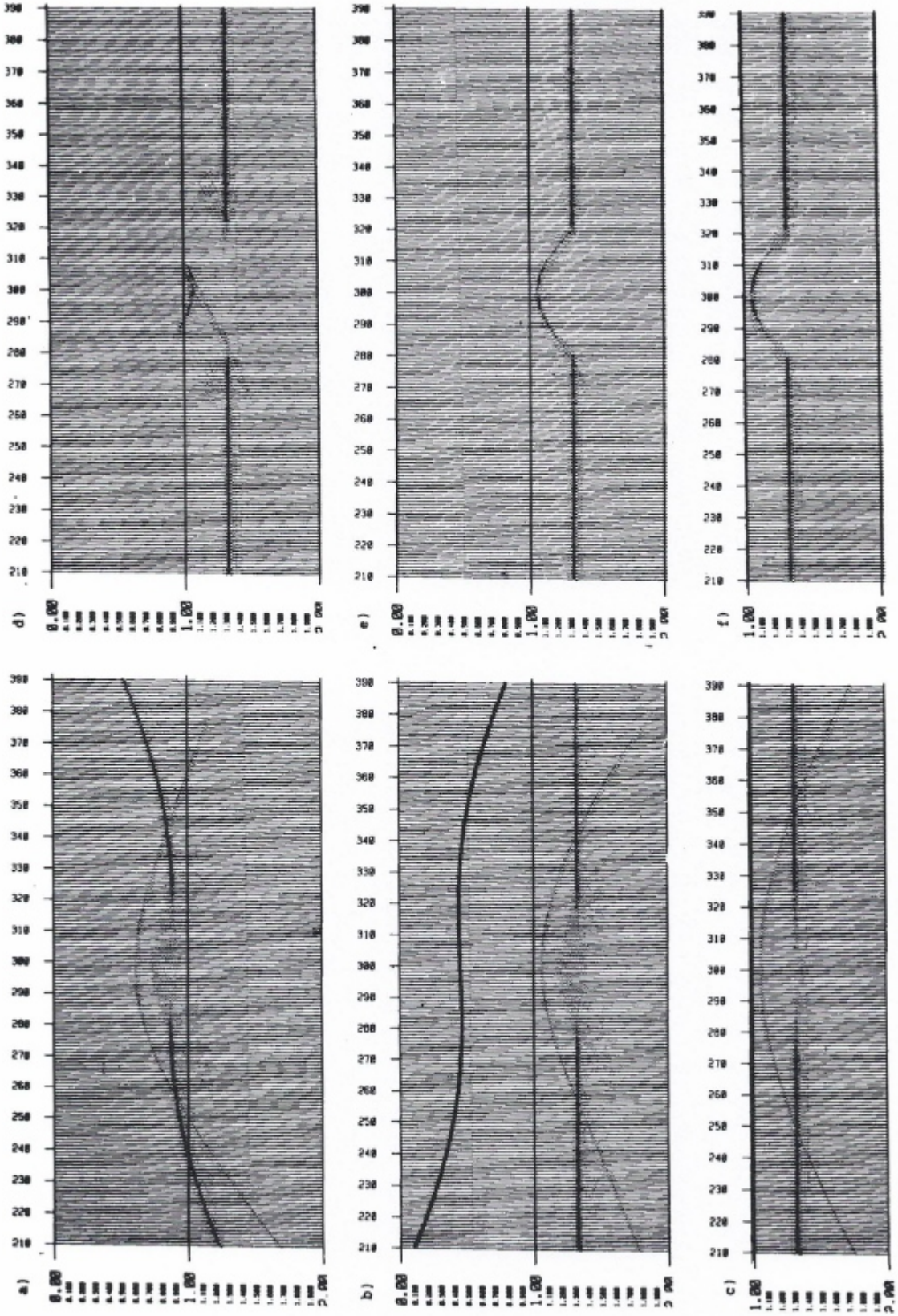
Şekil 9'da, farklı bir model için tekrarlanan uygulamaların aynı sonuçları verdiği gözlenebilir.

Şekil 10'da ise gerçek bir veri üzerine yapılan uygulamalar verilmiştir. Şekil 10a'da değişken İD'li veri-işlem sonucu elde edilmiş olan (ART'li) bir yığma kesiti, Şekil 10b'de bu verinin (ORT'ler uygulanarak) yatay İD'ne taşındıktan sonra elde edilen kesitini görüyoruz. Eldeki bilinen hız bilgisinin başladığı ORT değerleri kesitte koyu renkli olarak belirtilmiştir. Sıfır hız katmanı kavramını kullanarak göç işlemini gerçekleştiren, daha önce söz edildiği gibi bu değerlerden daha küçük zaman değerlerinde (yatay İD ile değişken İD'lerinin geçtiği yuvarlatılmış yeryüzeyi arasında) kırınma denkleminde (3) hız sıfır alınacaktır. Şekil 10c'de, bu şekilde elde edilen zaman göçlü kesit, d'de ise alışlagelmiş göçlü kesit görülüyor. Antiklinallerdeki daralmalar, senklinaldeki genişleme ve fay aynasındaki savrulmaya bakarak, alışlagelmiş göçlü kesit, aşırı göç uygulanmış (overmigration) şeklinde yorumlanabilir.



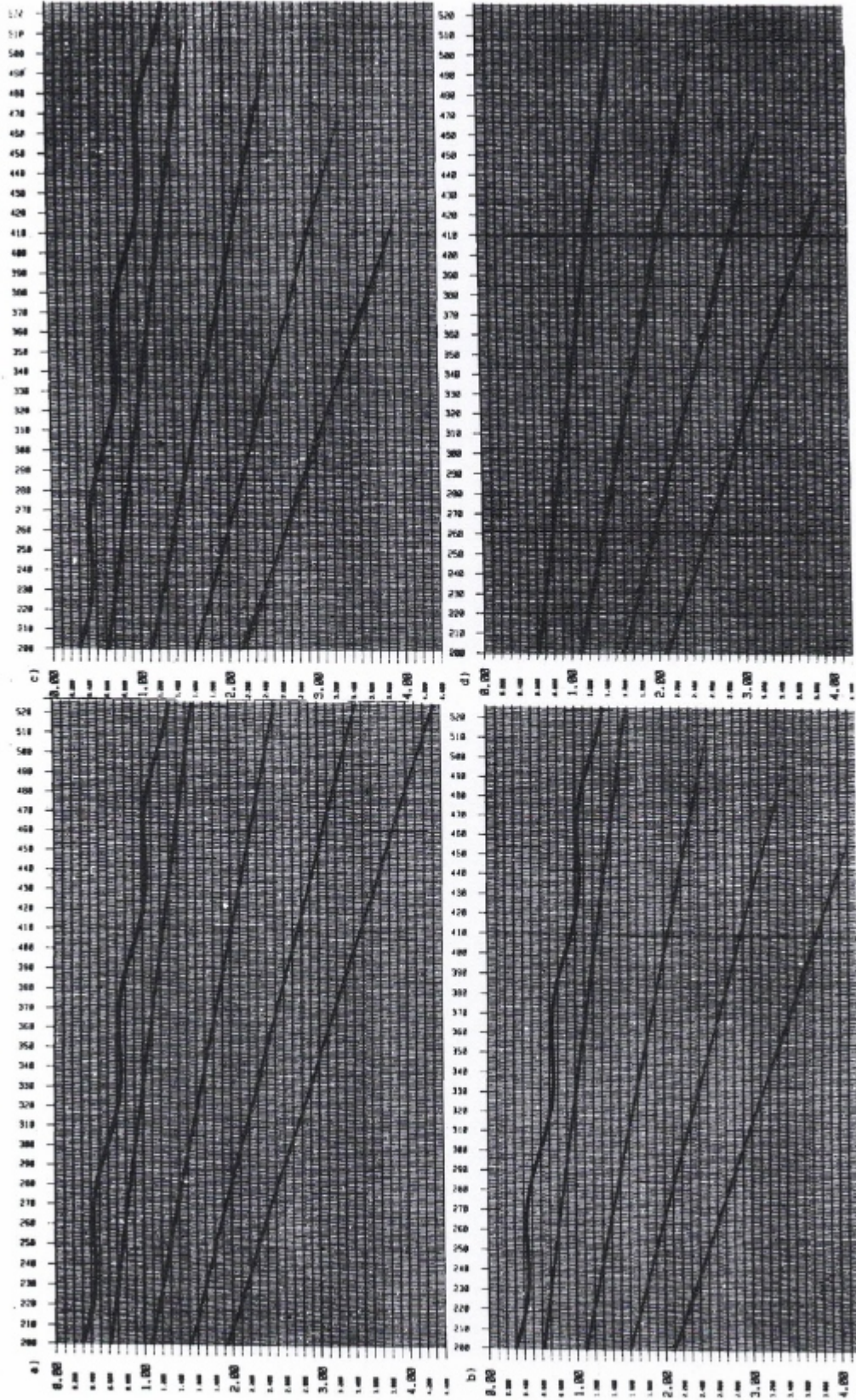
Şekil 7. Yatay olmayan yeryüzeyli bir derinlik modeli.

Fig. 7. A depth model with non-flat topography.



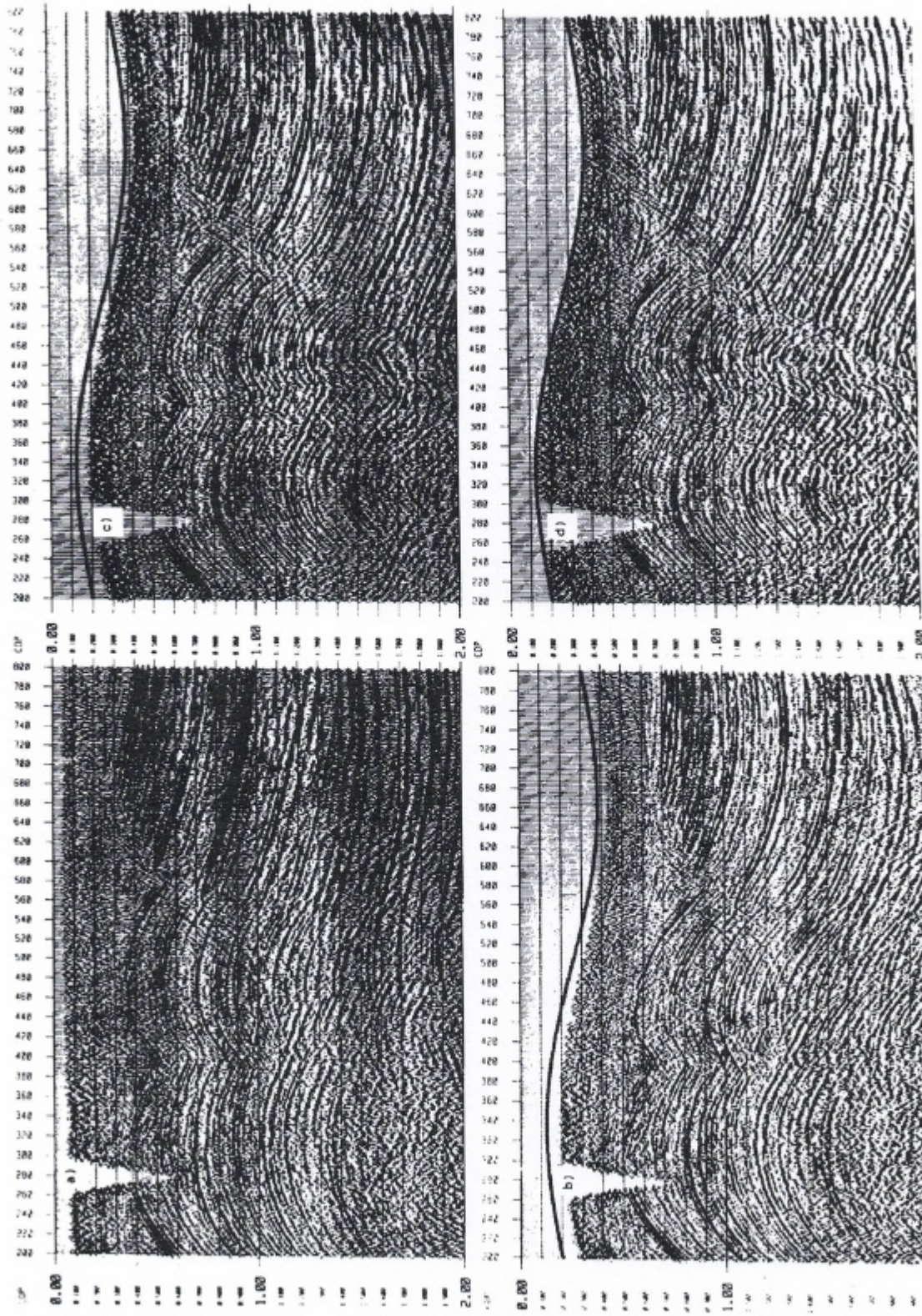
Şekil 8. Şekil 7'deki model için; a) sıfır açılım tepkisinin, b) statiklerle indirgeme, c) dalga denklemleri ile indirgeme, d) alıslagelen göç, e) sıfır hız katmanı ile göç, f) dalga denklemleri ile indirgeme+alıslagelen göç işlemlerinden sonra elde edilen kesitler.

Fig. 8. Sections obtained for the model in Figure 7 after; a) zero source-receiver offset response, b) datuming by statics, c) datuming by wave equation, d) conventional migration, e) migration by zero velocity layer, f) datuming by wave equation+conventional migration.



Şekil 9. Verilen bir derinlik modeli için; a) statiklerle indirgenmiş sıfır açılım tepkisi, b) sıfır hız katmanlı göç, c) alışılagelen göç, ve d) dalga denklemi ile indirgeme+alışlagelen göç işlemlerinden sonra elde edilen zaman kesitleri.

Fig. 9. Time sections from; a) zero source-receiver offset response after datuming by statics, b) migration by zero velocity layer, c) conventional migration, and d) datuming by wave equation+conventional migration for a given depth model.



Şekil 10. Trakya'dan bir arazi verisi için; a) değişken ID'nden yığılma kesiti, b) yatay ID'nden yığılma kesiti, c) sıfır hız katmanı ile elde edilen göç kesiti, d) alışılagelen göç ile elde edilen göç kesiti.

Fig. 10. For a field data acquired from Thrace; a) stack section from floating datum, b) stack section from zero velocity layer, c) migration section obtained by zero velocity layer, d) section obtained by conventional migration.

SONUÇLAR

Düşey yönde uygulanan statik düzeltmelerin dalga yayılımına aykırılığının veri-işlem boyunca neden olduğu sorunlar, çok değişken yükselteli sahalarda artmaktadır. Bu sorunlar, sismik hatların veri-işlemi, yuvarlatılmış yeryüzeyinden geçen değişken indirgeme düzlemlerinde sürdürülerek önemli ölçüde önlenir.

Göç öncesi, statiklerin büyük bileşenleri ile yuvarlatılmış yeryüzeyinden yatay indirgeme düzlemine taşınan yığma kesitinin, alışlagelmiş göç hesap tekniklerinin gerektirdiği gibi aynı yatay düzlemden veri şartını sağlayan yapısal (structural) bir kesit olması sağlanır. Statiklerin, değişken indirgeme düzlemi olarak uygulanması ile, göç öncesi işlemlerde önemli ölçüde önlenen sorunlar bu kez göç işlemi için söz konusu olur.

Ancak, Beasley ve Lynn'in (1989), sundukları sıfır hız katmanı kavramı, statiklerin dalga yayılımında yarattıkları sorunları göç işleminde karşılayarak, değişken 1D'lerinden başarı ile göç yapmamıza olanak sağlamıştır. Ayrıca, elde edilen sonuçlar, statik düzeltmelere göre daha pahalı bir yol olan dalga denklemiyle indirgenen verilerin göç işlemi sonuçlarına oldukça yakındır.

KAYNAKLAR

- Beasley, C.J., Lynn, W. 1989, Zero velocity layer: Expanded abstracts of the technical program of S.E.G. annual international meeting, 2, 1179-1183.
- Lynn, W., MacKey, S. and Beasley, C.J. 1990, Efficient migration through irregular water-bottom topography, Expanded abstracts

of the technical program of S.E.G. annual international meeting, 2, 1297-1300.

- Berryhill, R.T. 1979, Wave equation datuming, *Geophysics* 44, 1329-1344.
- Clearbout, J.F. 1985, *Imaging the Earth's Interior*, Blackwell Scientific Publ.
- Ellis, N. and Kitchenside, P. 1989, Recursive implementation of redatuming, imaging, and layer replacement for irregular topography: Expanded abstracts of the technical program of S.E.G. annual international meeting, 1, 482-483.
- Judson, D.R., Lin, J., Schultz, P.S. and Sherwood J.W.C. 1980, Depth migration after stack, *Geophysics* 45, 361-375.
- Hatton, L., Lerner, K. and Gibson, B.S. 1981, Migration of seismic data from inhomogeneous media, *Geophysics* 46, 751-767.
- Lynn, W., MacKey, S. and Beasley, C.J. 1990, Efficient migration through irregular water-bottom topography: Expanded abstracts of the technical program of S.E.G. annual international meeting, 2, 1297-1300.
- Reshef, M. 1991, Depth migration from irregular surfaces with depth extrapolation methods, *Geophysics* 56, 119-122.
- Reshef, M. and Kosloff, D. 1986, Migration of common-shot gathers, *Geophysics* 51, 324-331.
- Shtivelman, V. and Canning, A. 1988, Datum correction by wave equation extrapolation, *Geophysics* 53, 1311-1322.
- Wiggins, J.W. 1984, Kirchhoff integral extrapolation and migration nonplanar data, *Geophysics* 49, 1239-1248.
- Yılmaz, Ö. 1987, *Seismic Data Processing*, Society of Exploration Geophysicists.
- Yılmaz, Ö. and Lucas, D. 1986, Prestack layer replacement, *Geophysics* 51, 1355-1369.

APPLICATION OF THE INTEGRATED GEOPHYSICAL METHODS FOR KARST INVESTIGATIONS

Karst Araştırmalarında Jeofizik Yöntemlerin Birlikte Kullanımı

Nikolla KONOMI* and Alfred FRASHERI*

ABSTRACT

The development of the karst phenomenon, the types and forms of karst in the limestone rocks, and the pseudokarst in the loose vision deposits which have been encountered during the construction of many hydroenergetic works in Albania have been discussed. The results of the geophysical investigation conducted in the framework of the integrated geological-engineering studies for the detection of the karst zones, the discovery of the caves and the study of the loose deposits which cover the carbonatic rocks have been analyzed and the determination of the physical-mechanical properties have also been included in the above mentioned framework.

ÖZET

Arnavutluk'ta hidroenerji amaçlı yapımlar sırasında karşılaşılan karst oluşumunun gelişimi, kireçtaşlarındaki karst tür ve biçimleri, gevşek tortulların içindeki pseudo-karstlar tartışılmıştır. Karst zonlarının bulunması, boşlukların ortaya çıkarılması ve karbonatlı kayalar üzerindeki gevşek tortulların araştırılması için jeolojik-mühendislik çalışmaları çerçevesinde gerçekleştirilen jeofizik etüdlerin sonuçları incelenmiş ve mekanik özellikler de çalışmaya eklenmiştir.

INTRODUCTION

The Albanides are parts of the folded Alpine Mediterranean belt and 23% of the surface of this territory of Albania is covered by carbonatic rocks. The major rivers of the country and, even the shortest one has formed a deep valley in the carbonate rocks. There are big hidroenergy dams in these valleys. The projection and construction of these works are preceded by detailed integrated geological-engineering studies. In this content, geological mapping, various geophysical methods as well as laboratory and field determinations of the physical-mechanical properties of the loose deposits of the surface cover and the bedrocks have been carried out. The results of these studies have been verified by boreholes.

A special attention is given to the study of the karst phenomenon, the detection of the karst zones and understanding of the dynamics of its development from surface to depth.

This special attention is extended to the finding of the caverns and the process of their formation for every concrete case. The focus of this study is concentrated on the loose superimposed deposits.

A BRIEF OUTLOOK OF THE KARST AND ITS DEVELOPMENT IN ALBANIDES

The karstic rocks in Albania are mainly represented by carbonatic and evaporitic rocks. They spread over the southwest, north and northwest parts of Albania (Fig. 1). The age of the karstic rocks is Trias, Jurassic, Cretaceous and Paleogene. The Permo-Trias evaporides are mainly encountered in the northeast, central and southwest regions of the country.

Geologic, hydrogeologic, geomorphologic and climatic conditions of the country cause the intensive development of the karst phenomenon. The limestone has more than 90% CaCO_3 , the plateaus of the mountain belts have moderate steepness of they have rough relief, so suitable conditions exist for the development of the karst phenomenon. Karstification is also developed in the western steep slopes of the coastal mountains, because of the humidity due to sea. The average annual temperature is 12 °C in the south of the country and 8 °C in the Alps of Albania. The average annual rainfall is more than 1300 mm³.

The massive upper Trias age limestones and thick-bed

* Polytechnic University of Tirana, Faculty of Geology and Mining, Tirana, Albania.

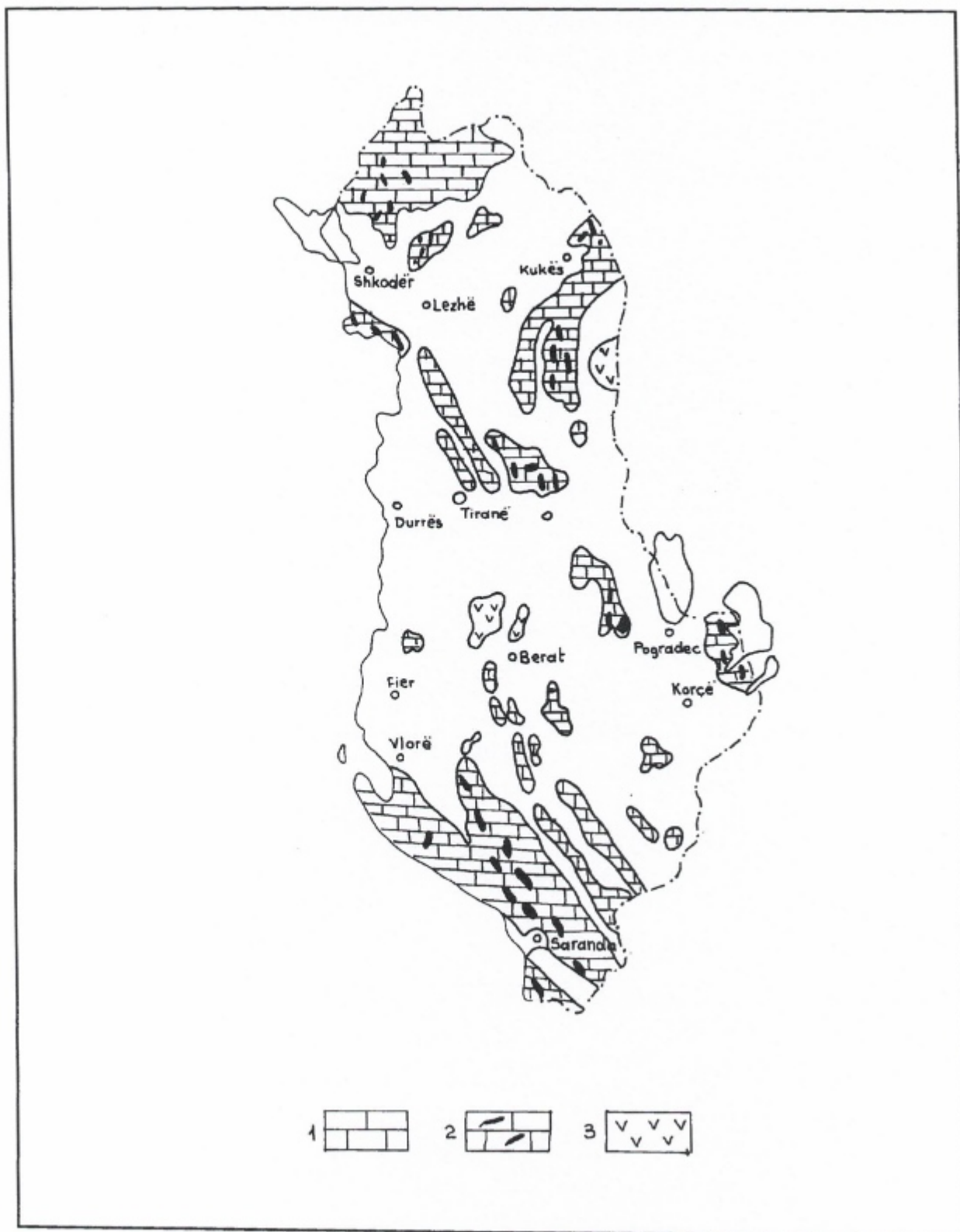


Fig. 1. Simplified geological map of karstic regions of Albania. 1) Limestones, dolomites; 2) zone with intensive karst; 3) gypsum and anhydrite.

layered limestones of Cretaceous-Eocene are much karstified. The Eocene age limestones are also karstified. Karst is weakly developed in the lower and middle Trias age limestones. Jurassic and Cretaceous rocks are altered with siliceous and clay layers in some regions. The studies have shown existence of the open karst or young and the old karst (the buried karst). The open karst is presented by cusate microrelief in the valleys, caves, funnels and karstic fields with surface of hundreds of square kilometers and with residue of the altered material (Photos 1, 2, 3, 4). This karst has been created channels, grottos, wells and caves in the subsurface (Photo 5). Groundwater is drained in the form of huge karstic springs. (A) type of karst is developed (Fig. 2a) when the limestone is placed over the ophiolites and Cretaceous-Eocene age limestone. This formation occurs at the crest of the anticline and take place above the impermeable rocks. The occurrence of this phenomenon is shown as type B which has been encountered in the massive caused by the flowing surface waters (Fig. 2b). The river valleys in the limestone are the deepest drainage sectors of the groundwater, therefore the karst phenomenon is developed through both sides of the valleys. Karst is also developed through the river bed, in sectors where the lowering of the erosion base of rivers are accompanied with the corrosion and the dissolution of the limestone. Otherwise, karst is developed only at high levels without necessity of reaching the erosional base of the rivers. These rivers show rapid vertical movement of the territory in the valleys between the massive Upper Trias limestone with steep dips which has a similar characteristic of the karstic nearby valley where the slope of the karst is prominent (Fig. 3). In this hydrodynamic karst type, there is also such a kind of karst participation which is developed near the contact of the limestones with the impermeable rocks (Fig. 4).

The disjunctive tectonic is often encountered in the limestone structures of the Albanies. Groundwaters circulate through altered zones and that is the reason of the tectonic karst development. It is especially spread at over the intersection points of the longitudinal and transversal faults where many karst springs exist. Due to the structure of limestone in Albania, it is also possible to meet the old karst, which is generally linked with the stratigraphic gap of Trias, Lower Jurassic, Cretaceous and Paleogene, proved by deep boreholes. The karst cavity is filled with clay and bauxite.

The karst phenomenon is also present in the evaporites. Their weak physical-mechanical properties provide the possibility for karstic lattice to be closed by evaporites fall and as a result of this holes, they are formed on the earth's surface. These holes, today, constitute the small lakes, especially in the Belshi zone (Central Albania).

During the construction of the reservoirs, the presence of the pseudokarst in the form of hollows or pipes in the subargillite covers of the karstic rocks has become evident (Fig. 5). The pipe shown in the figure beginning with a karst funnel in the limestone is at a depth of 10-15 m. Its peak is 2.5 m below the earth surface. Its transversal sector is oval with dimension of 1x1.5 m. The pipe is formed by suffocation process which had been filled with the loose earth material with the humidity of 30-35 % and up to 0.5 m under its lintel. Some of these pipes outcrops. Many empty pipes with a diameter of 0.1-1 m exist in the karstic fields. If there is no outcrop, they cause problems for reservoirs water.

GEOLOGICAL INTERPRETATION BASED ON GEOPHYSICAL SURVEYS

The petrophysical properties of the rocks in the karst zones are different from the surrounding environment, therefore the geophysical anomalies can be obtained over karst zones.

Electrical Survey

Resistivity of the limestone and the evaporites are high. The range of its variation is wide, depending on the degree of argillization, jointing and the lattice of the karst hollows (Fig. 6). The compact limestone has resistivity values up to 12000 ohm-m. The presence of the clay material lowers the value of resistivity. Jointing and karst lattice make an influence only when the cavities are filled with water or clay material and serve as semiconducting channels. In these cases, their resistivity is reduced in some tens of ohm-m. For this reason, the resistivity is not the same for different zones of karst lattice in the vertical direction. It is relatively low in residues solution zones which are characterized by furrows, holes and funnels as they often filled with residues of the altered material. These hollows consist 10-15 % of the rocks volume and reach a depth of almost 5 m. This zone represents the first geoelectrical layer with resistivity of P_1 . Below this layer, there is the second layer which can be called as the alteration zone. The pipes, corridors of the underground channels, which reach up to 10 % of the rock volume, are empty when the zone is above the groundwater level. For this reason, the resistivity of top layer is smaller than that of the second layer. The thickness of this zone is different, depending on the joints of the limestone and the shape of the relief. The transition zone is under the second layer. The third geoelectrical layer shows the property of $P_1 > P_2 < P_3$. This is because, the less dense karst lattice is filled with water. The fourth geoelectrical layer is represented by compact limestone, and consequently its resistivity is higher than that of all overlying layers. In this way, in the karstified zones, the geoelectrical section is KH type ($P_1 < P_2 > P_3 < P_4$) (Fig. 2a). Depending on the thicknesses of layers, A type section is also possible ($P_1 > P_2 > P_3$) (Fig. 8, 6).

If karst is not present, the section changes. When the cavities of the transition zone are filled with clays, the resistivity decreases and induced polarization amplitude increases (Fig. 2b). Induced polarization helps to distinguish them from cavities filled with water (Fig. 2a).

The joint system and empty zones cause electrical anisotropy in the limestone. The anisotropy coefficient is from $\lambda=1.1$ up to 4.85. In the karstified rocks, the rose diagram of apparent resistivity soundings measured in different directions, as a rule, shows main directions which disagree with stratification. The unkarstified limestone does not always have anisotropy and the rise of apparent resistivity values are almost isometric (Fig. 9).

The deposits that cover the limestone in the karst zone, may be cemented (as breccias of the mountain slopes) or loose made up of clays, subargillite, alevrites, sandsilt, sands, and rarely gravels.

All these deposits generally have a smaller resistivity than the limestone (Fig. 2). Their resistivity depends on the content of the siltstone, sandy and even carbonate material. In the case of the high content of the carbonates, the clays have

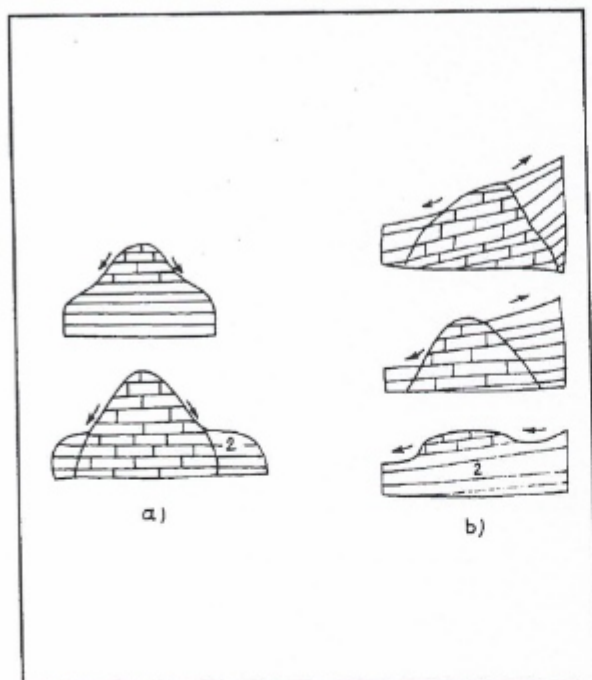


Fig. 2. The karst type A(a) and B(b).

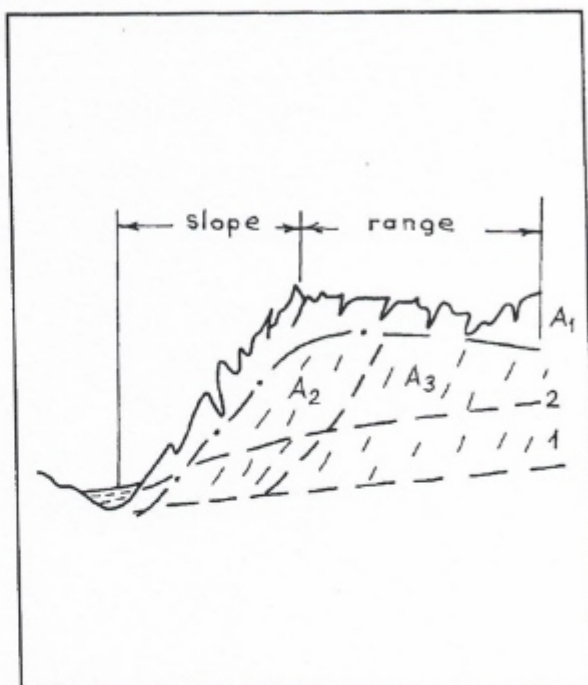


Fig. 3. The sketch of karst development in the zone of Vau i Dejes in Drini river. 1) Basis of karst development, 2) water table.

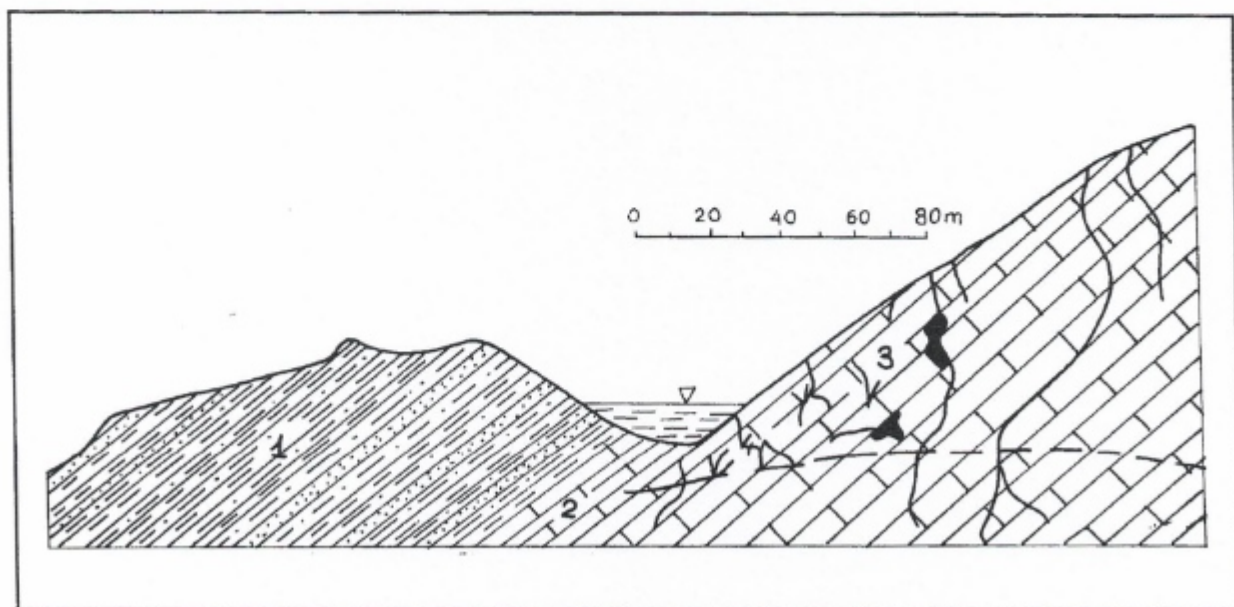


Fig. 4. Cross-section of the reservoir in Cafe Priske near Tirana. 1) Flysch Oligocene, 2) layered marl, 3) karstified Eocene limestone, 4) water table.

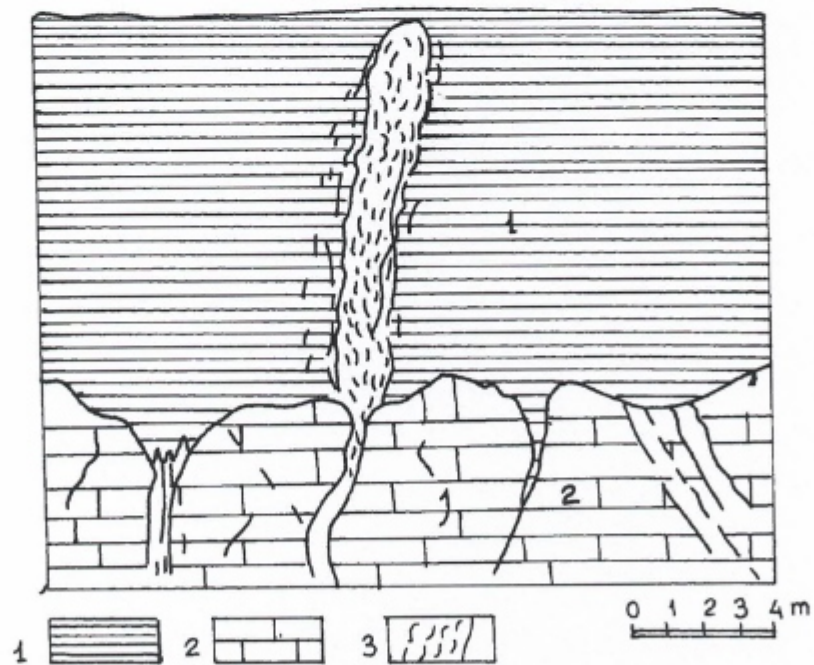
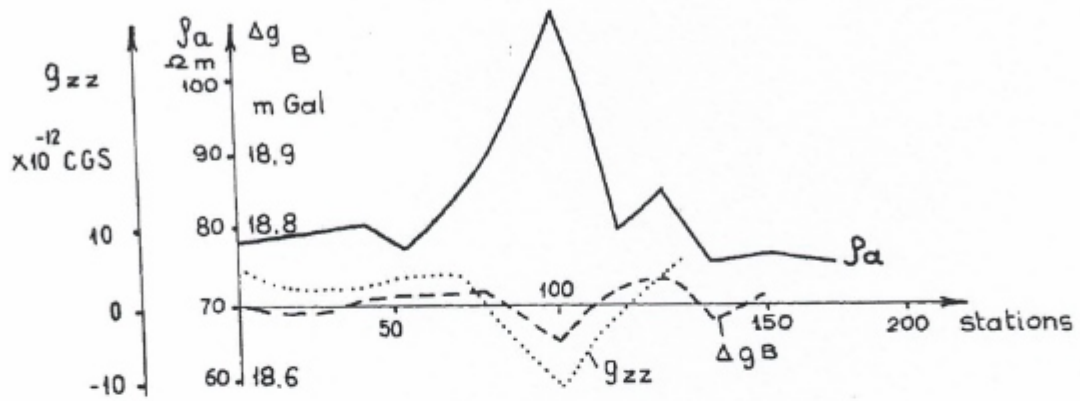


Fig. 5. Cross-section of a suffocation pipe (pseudokarst) in the subargillite cover and the corresponding geophysical anomalies.
1) Limestone, 2) plastic subargillites, 3) loose clay material.

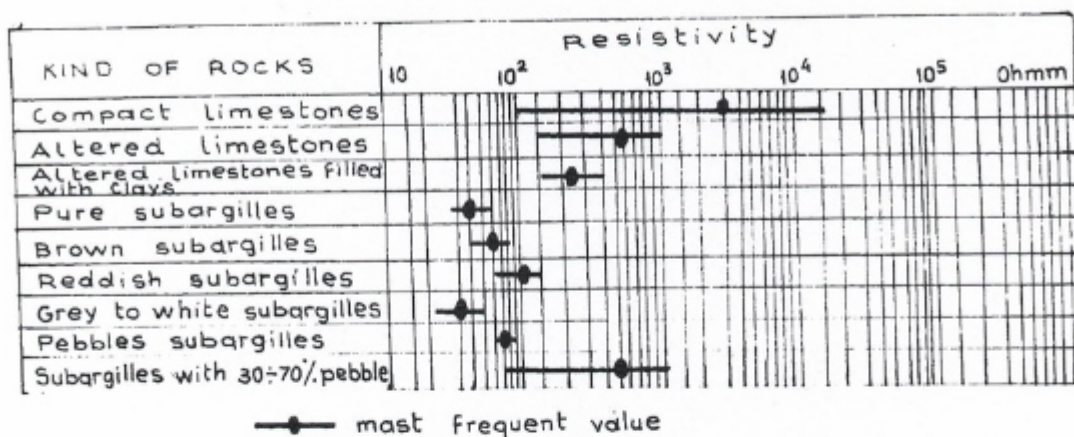


Fig. 6. Variation of the resistivity of the limestone and the overlaying deposits of subargillite in the karst zones.

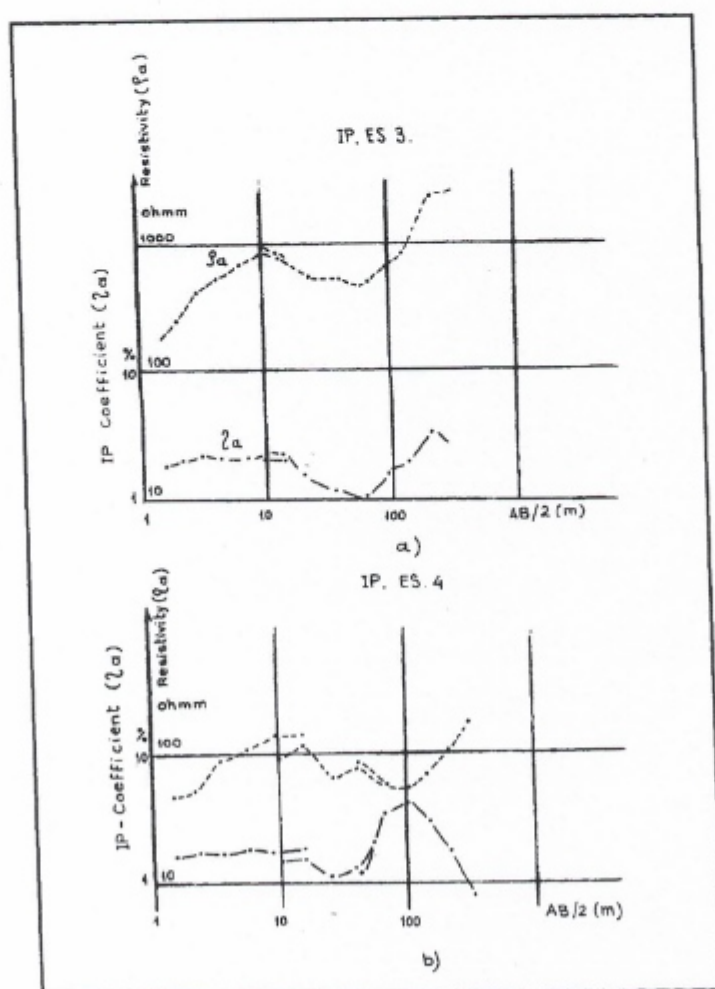


Fig. 7. Apparent resistivity curve of KH type obtained with electrical sounding over the karst zone, and the coefficient of induced polarization over karst zones with cavities filled with water (a) and clay (b).

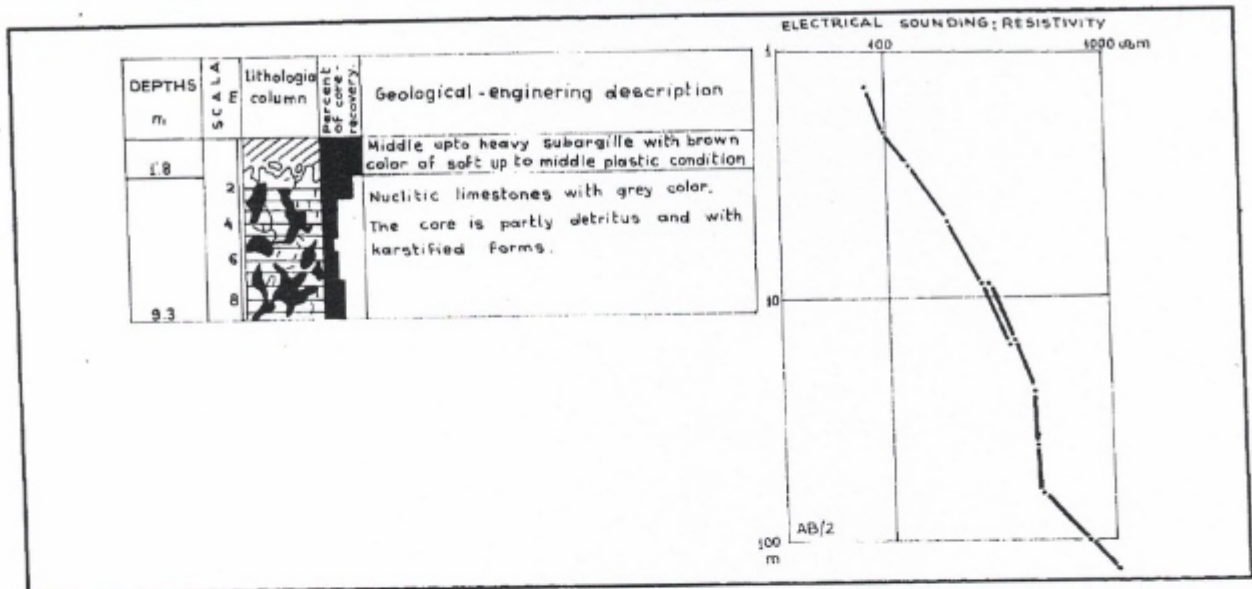
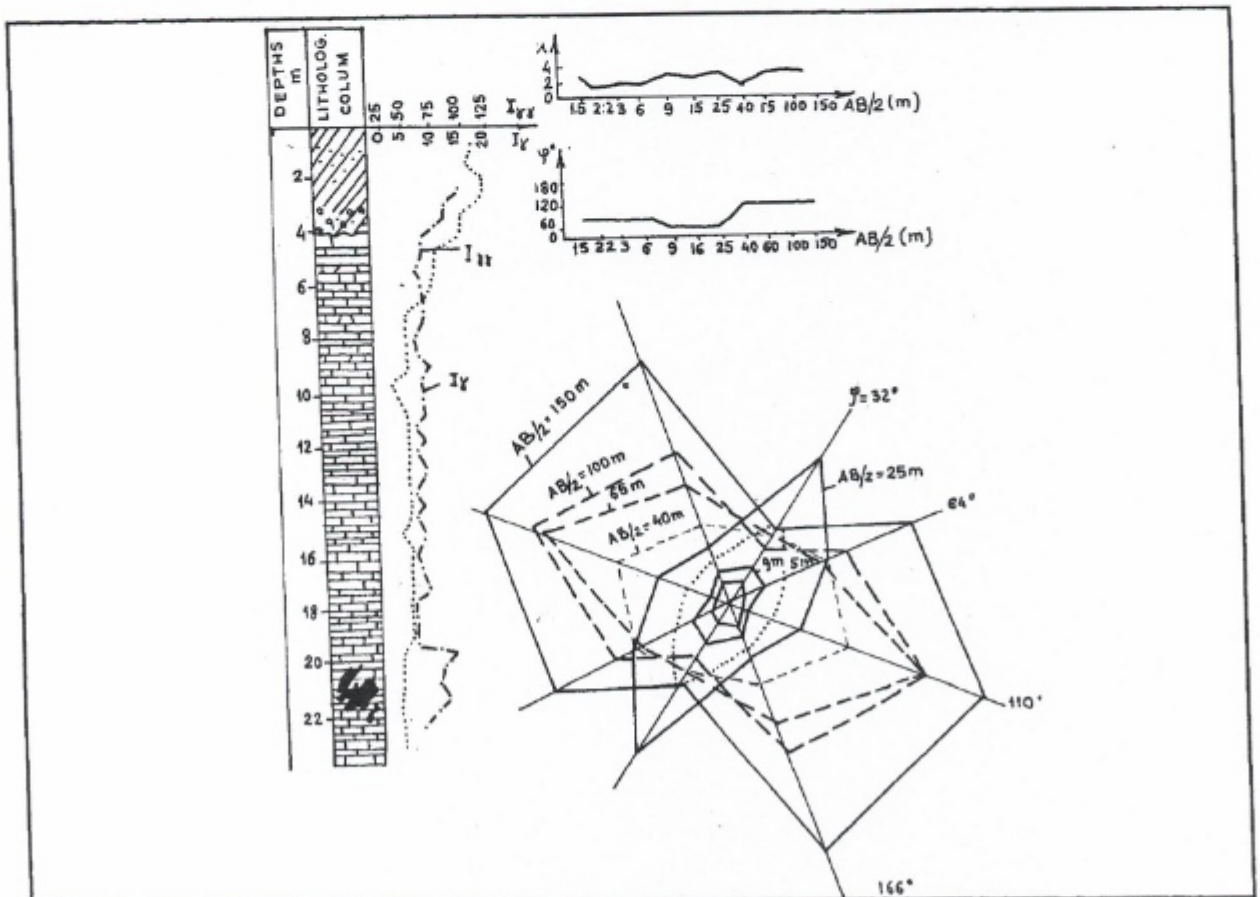


Fig. 8. Apparent resistivity curve of type A over the karst zones.



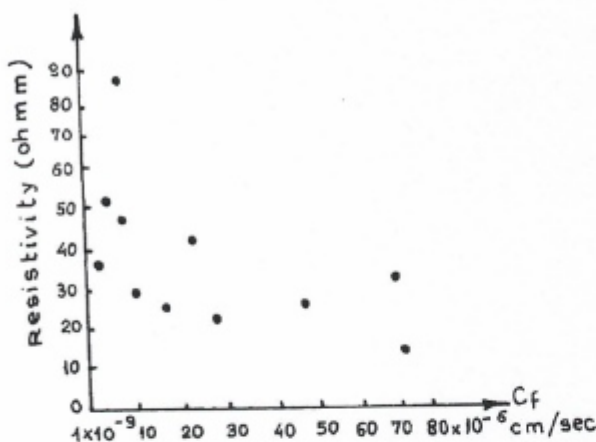


Fig. 10. Resistivity versus the filtration coefficient of subargillite.

resistivity values between 110 and 254 ohm-m. There is also a relation between the resistivity of pure subargillite without carbonate material and the filtration coefficient (Fig. 10). But, we should keep in mind that the resistivity of the loose deposits may change greatly depending on the content of the granules even for the same coefficient of filtration.

The resistivity of the loose clay and subargillite deposits change in vertical direction as a result of jointing (Konomi and Kapllani 1987). Generally, resistivity is reduced 3-4 times in comparison of the resistivity of the top 100 cm.

The above idea helps make a decision about resistivities of the rocks and the deposits in some karst zones.

Firstly, zones of the limestone and the evaporites with unequally degrees of karstification may be separated by using the resistivity method and the low frequency electromagnetic method (TURAM).

Secondly, there are well mapped loose deposits and their physical-mechanical properties are determined through these methods.

Thirdly, finding empty caverns in the limestone is possible by the help of joints, but the increase of the apparent resistivity on these caverns cannot be discerned from the anomaly on sectors of the compact limestone. The caverns filled with water can be more easily detected by using resistivity and the electromagnetic methods, especially with high frequency.

Fourthly, apparent resistivity method can detect empty caverns in the loose subargillite deposits. Finally, using time variations of the resistivity, it can be judged upon the development of the jointing of the loose subargillite and clay deposits.

The possibilities of the geoelectric methods for the solution of these tasks, especially in finding caverns, have been proved by the observed anomalies and by mathematical and physical models. These studies shows that the empty caverns with a section of 3 m² and buried at a depth of 5 m, within compact limestone cause apparent resistivity anomalies. The underground corridors with 2 m of square section cause weak anomalies, but they may be discerned at a depth of 3, 5-7 m. If we want to discern them in great depths, for example at 10 m,

they must have a dimension side of 2 m (Konomi et.al. 1985). There are weak anomalies over the chimneys, which are filled with loose clay over on the subargillite deposits. If these pipes have a diameter of 2 m and occur at a depth of 2-3 m then they are discernible (Konomi et.al. 1985).

Gravity Survey

The possibility of the use of microgravity surveys for the exploration of the karst zones and detection of the caverns are discussed by examining both the observed and the theoretical Bouguer anomalies.

The empty caverns are characterized by a density contrast of about 2600 kg/m³. The calculations show that the anomalies caused by small cavities with a radius of 0.2 m can be selected only when the depth of their roofs are 0.3 m in view of the minimum amplitude of the Bouguer anomaly of 0.03 mgal.

The huge cavities with a diameter of 15 m may be detected at a depth of 18 m (Konomi et. al. 1985). When the cavities are filled with water or clay, the remnant density reduced, therefore the depth of their prospect decreases.

The gravity exploration was used prior the other geophysical methods for finding the karst cavities. In most cases, the presence of the underground caverns is accompanied with falls and joints, consequently the compactness of the top of the limestone or their density decrease. This supplementary reduction of density occurs in a larger area in comparison with the size of the cavern. This causes an increase on the amplitude of anomaly, and as a result of this, the depth of prospecting increases.

Magnetic Survey

Magnetic survey is used for discerning the caverns filled with clays from the empty caverns or caverns filled with water which are found by means of other geophysical methods. This can be realized as a clay deposit has a little magnetic effect since it is placed embedded in nonmagnetic limestone. In the field studies subargillite with magnetic susceptibility (40-120) $\times 10^{-5}$ SI units has been encountered, consequently cavern with a diameter of 4 m and 2 m below the earth surface can produce an anomaly of the order of 5 nT. In a depth of 2 m, the anomaly caused by this cavern is insignificant.

FIELD APPLICATIONS OF GEOPHYSICAL METHODS

The application of geophysical methods is necessary and it has priority over the other classical geological exploration methods especially for the study of the covered parts of the rocks containing karst phenomena.

The purpose of the geophysical surveys is the discrimination of the zones which need a special care during the construction of the hydrotechnical works to avoid filtration and to prevent constructions against the action of the hydrodynamic and hydrostatic pressures.

Geophysics made contributions to the solution of the problems in different hydroenergetic and hydrotechnique constructions in Albania.

The thickness of the loose covering deposits and their

layered structure has been determined. The variation of the top of bedrocks and the relation between the loose deposits and bedrocks have been studied. The structure of the bed-rocks were mapped and the disjunctive tectonics determining their dip elements have also been studied.

The zones with unequal development of karst and the karst lattices in the limestone and particular caverns with certain dimensions have been isolated. The loose deposits have been found in the limestone. The process of the karst development and its mechanical properties have also been studied and evaluated.

The slopes of the rivers have been studied in order to know their stability and to predict the most dangerous sliding sectors and to evaluate their dynamics.

The physical-mechanical parameters of the bedrocks and loose deposits such as porosity, filtration coefficient, density, modulus of static and dynamics elasticity have been determined.

Such a broad scope of the problems to be solved by geophysics made necessary the application of surveys from the small scales to the very detailed scales 1/500 and even 1/200 with survey grid (1-2) x (2-5) m using various methods such as gravity and magnetic microsurvey, self-potential method, electrical profilings and soundings, induced polarization, radiowave method, TURAM method, high frequency seismic refraction surveys.

Intensive investigations are also carried out in boreholes with electrical (normal), self polarization (PS) and gamma-ray methods.

The investigation is conducted in two levels; in the upper level, at a depth of 10 m, for the search of cavities in the loose cover and in the limestone near the surface, as well as in the lower level to detect the karst cavities within the limestone. For this reason, the electrical profilings were conducted with multiple Schlumberger array $A_1A_2A_3MNB_3B_2B_1$. For the detailed purposes, Schlumberger electrical soundings have been carried out. There electrode arrays have been used in case of rough topography instead of Schlumberger profilings and soundings. Current experience shows that 5-25 % of the electrical soundings must be conducted in a multidirectional array spreading. We have used the TURAM method and the method of radiowaves with frequencies up to 10 MHz. The self potential surveys have been carried out before and after the raining. The electrical measurements have been conducted with RDC-10 receiver and with autocompensator instrument. The gravity measurements have been carried out in sensitivity of 0.01 mgal depending to particular field procedure and data processing. Surveys with shorter periods than 1 hour made possible, the isolation of anomalies with an amplitude of 0.1 mGal. In the future, microgravimeter with a sensitivity of the order 0.001 mgal will be used.

The magnetic survey were done with the proton magnetometer of they type MP-2 with sensitivity of 1 nT. measured values were corrected for diurnal variation. The mean square error of the surveys was not more than 4-5 nT.

Seismic refraction surveys were conducted with a 6 channels recording system. In every channel longitudinal (P) and the tranverse (S) waves are measured at a distance 2; 3; 5; 10 and 25 m.

The automatic recording of the well logging diagrams were conducted in the scale 1:50.

The correlation between the physical and mechanical properties is made by statistical methods by using the results of in-situ and laboratory sample measurements.

ANALYSIS OF THE RESULTS OF SOME GEOPHYSICAL SURVEYS

In this section, the results of geophysical surveys carried out over some karstic zones in Albania will be analysed.

The zone of Gruemira water reservoirs near the city of Shkodra is placed over the karstified Jurassic-Trias in Albania Alps. The loose sediments consisting of clays, subargillite and sandysilt deluvial-proluvial deposits overlay the limestones. The Vertical Electrical Sounding method (VES) was used to determine to the thickness of these deposits varies from 1-2 m to 26 m (Fig. 11). In some sectors, the VES was conducted with detailed grid of 5x5 m. The results shows that the top of limestone is not flat, but is cusped and contains holes (Fig. 11). This proves the existence of karstic phenomenon.

The geoelectrical section is generally two-layer medium. The upper layer is clay and has low resistivity values. The second layer is represented by the limestone with a high resistivity. So, the apparent resistivity curves have two layers. But, in a particular sector, the curves are of the KH and HA types (Fig. 12 and 13). The karst phenomenon is much developed in these sectors. These zones have also an accentuated electrical anisotropy (Fig. 9). These sectors lie in the left border of the reservoir, especially near the dam, the middle part of the reservoir and to extension of the right border. In the deepest sectors of the valley, the karstified limestone is eroded and less altered. Judging from microrelief, fissures and karst cavities exits.

Over these above mentioned three intensive karst zones, self potential anomalies have been also observed, especially for the surveys after the rain (Fig. 14). The survey of the self-potential before the rain revealed that weak anomalies are localized and only over the karstified zones near the dam. After the rain the process of water filtration is intensified and the anomalies are amplified. They are extended and occupy almost the whole surface of the reservoir would be built.

In the right slope of the hill, nearly where the dam is supported by lattices of karst caverns with an outcrop. These caverns have the form of the underground pits, with a section of about 4 m², the top of the which is 5 m deep (Fig. 15). At the stations 2-9 and 19, there were apparent resistivity anomalies over caverns C1 and C2. This broad anomaly coincides with the karst lattice. It is found by the measurements carried out with pol-dipol arrays with separations AO=10, 30, 50, 90 and 100 m. Anomalies are also found in the stations 13, 24 and 29 which may be caused by other caverns or by compact limestone layers. Gravity studies and boreholes are necessary to make alternative interpretations. The influence of the cavern in station 6 is also clearly presented in the apparent resistivity sounding curves of K type. The highest values of the apparent resistivity, measured with electrode distances of AB/2=15 and 25 m express the influence of the cavity C2. In the unkarstified sectors, for example in the station 10, the electrical sounding curve shows different behavior such as the apparent resistivity decreases by increasing the array spread, as a

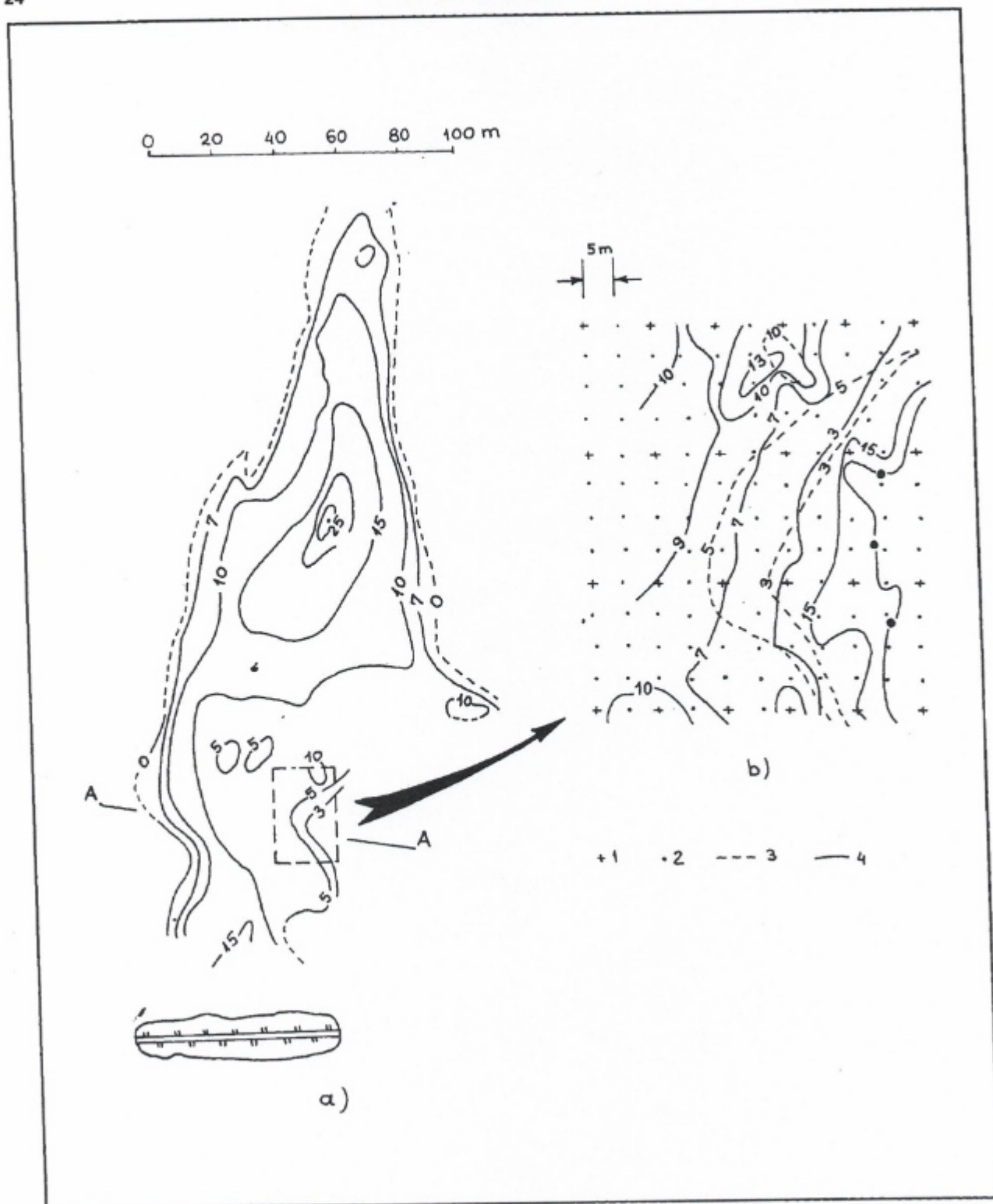


Fig. 11. The map of the thickness of the deluvial proluvial deposits (a) especially in the detailed sector (b) which constructs the Gruemira reservoir. 1) The centres of the electrical soundings of the survey grid, 2) the centres of the electrical soundings of the detailed grid, 3) isothickness drawn according to the soundings of the survey grid, 4) isothickness drawn according to the detailed grid.

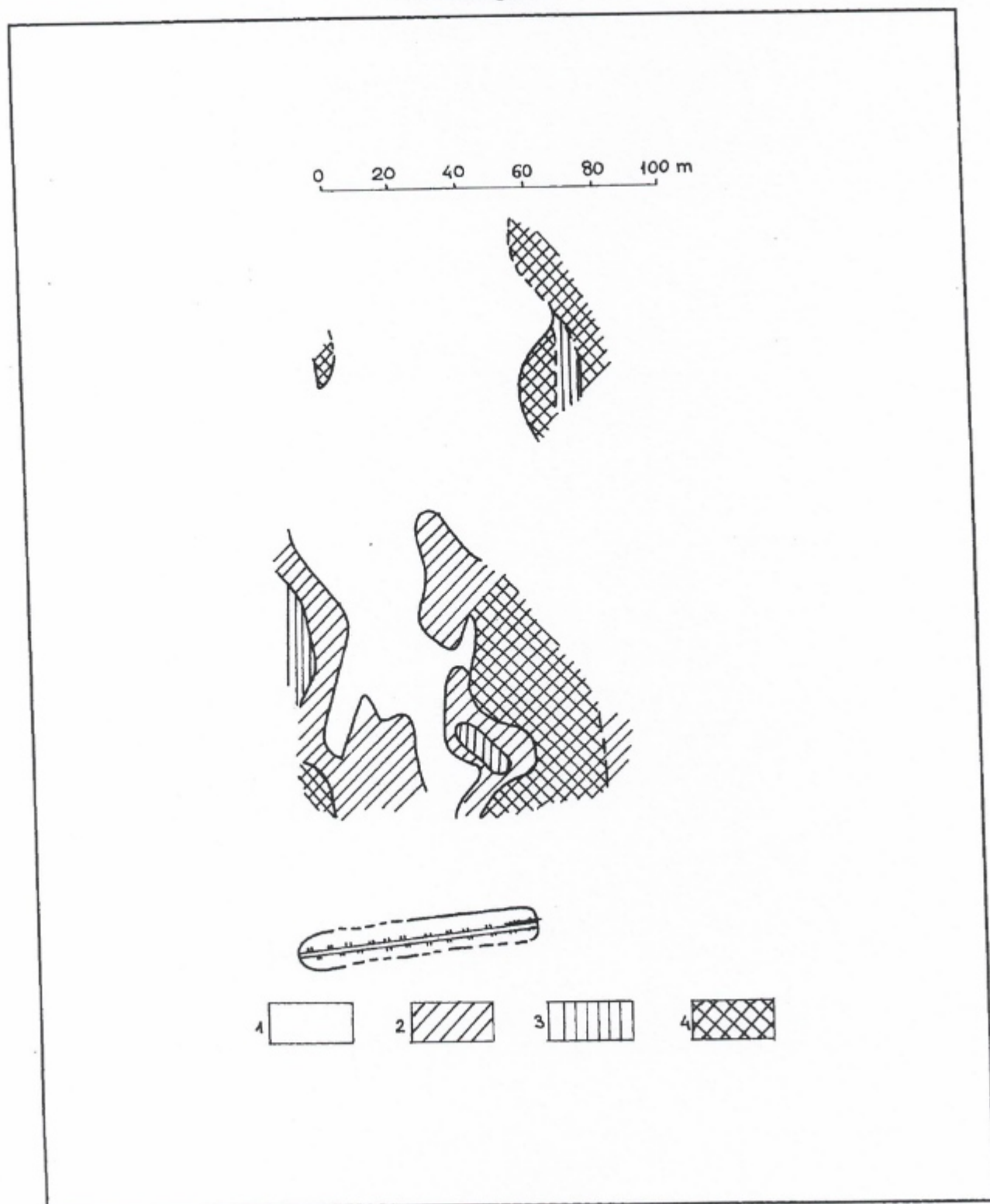


Fig. 12. The map of the types of the apparent resistivity curves in the zone of Gruemira reservoir. 1) Two-layer curves, 2) three-layer curves of the A type, 3) the three-layer curves of the HA type in the karst sectors, 4) the four-layer curves of the KH type and three-layer curves of H type in the sectors with more intensive karstification.

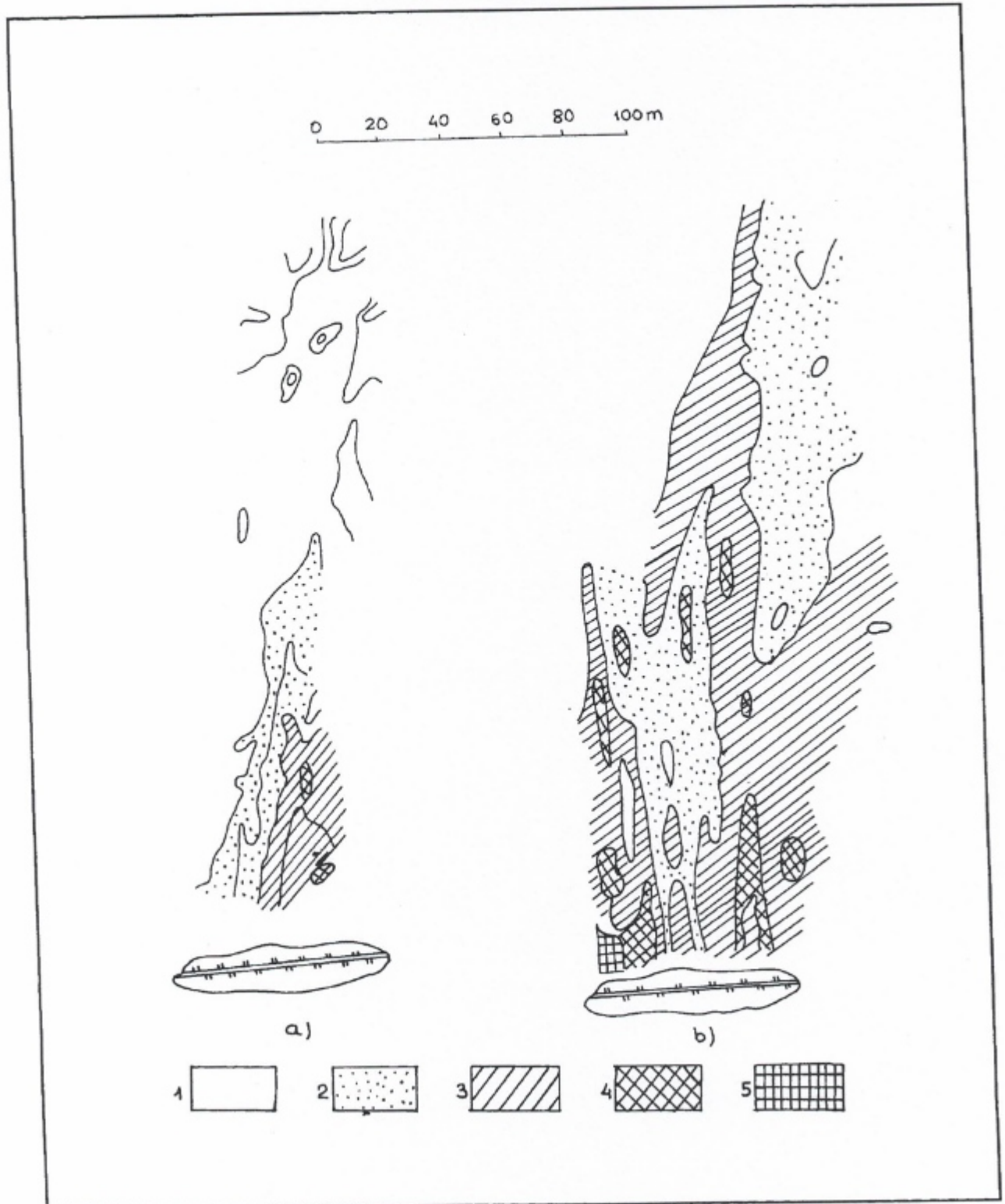


Fig. 14. The map of the concentration of the filtrations according to the self potential data of Gruemira reservoir. a) Observed in dry weather, b) after the rain. The self potential values higher than 1) -10 mV , 2) -10 up to -20 mV , 3) -20 up to -30 mV for the filtration zone, 4) -30 ; -35 mV , 5) smaller than -40 mV for sectors with intensive filtration.

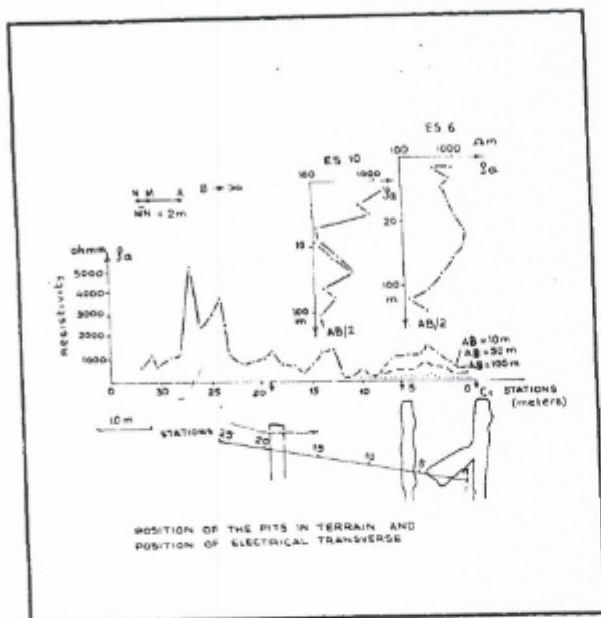


Fig. 15. The apparent resistivity anomalies over a system of underground cavities in the limestones, near the dam of Gruemira reservoir.

result of the influence of the limestones under the level of the groundwater, which have a lower resistivity than the carstified limestone overlaying this level (Fig. 5).

The existence of the karst zones was also proved by seismic surveys. The interpretation of the results proves that there is a three-layered zone in the left margin of the profile and a two-layered section in the right one (Fig. 16). Between these two margins, a disjunction fault exists in a step form. The upper layer has a wave propagation velocity of $V_1=3100$ m/sec, the second one $V_2=1660$ m/sec and the third one $V_3=5000$ m/sec. The second layer, which is presented only in one sector of the profile, shows low seismic wave velocity indicating the presence of the carstified limestones.

The argillitized karst sectors have been indicated by magnetic and the induced polarization data. Over these sectors, magnetic and induced polarization anomalies are found (Fig. 7, 13). These sectors are also clearly seen in the logging diagrams by using the increased intensity of natural gamma-ray (Fig. 9).

The caverns filled with clays or bauxites are effectively found even by the method of radiowaves with a high frequency, up to 10 MHz (Fig. 17). As can be seen in the figure, three zones where the radiowaves are observed between the two boreholes are 180 m far away from the each other. Through the holography or the intersections way, the position, form and dimensions of the cavities have been precisely determined. Cavities have a cross section varying between 200 and 400 m², at a depth of 20-90 m. This method has proved to be successful even for the detection of the cavities filled with saline water in salt deposits (Fig. 18).

The loose clay and subargillite deposits, that cover the li-

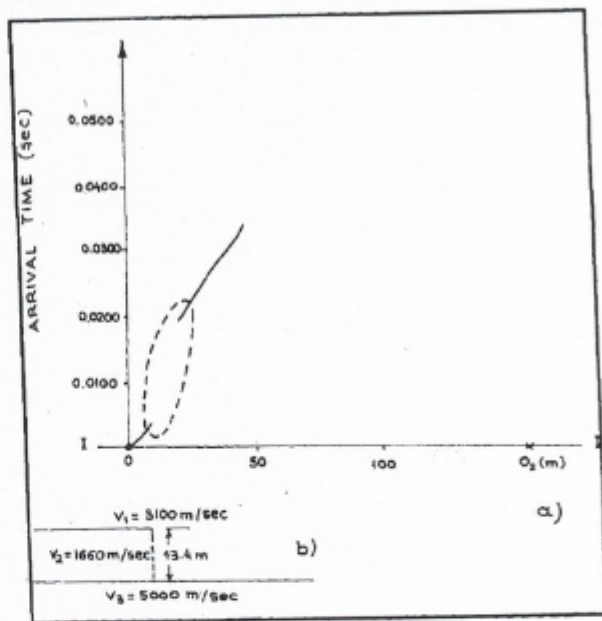


Fig. 16. The direct and opposite travel-time graphs of the refracted waves according to the geoelectrical section A-A in Gruemira.

mestone in the studied karst zones, have a relatively higher resistivity values varying between 20 and 80 ohm-m (Fig. 19). This reveals that they are not pure, but carbonatic or permeable.

In the Zagora reservoir near Shkodra, which shows similarity with Gruemira, some pipes were found in the subargillite that cover the limestone. These pipes were described in the first paragraph (Photo 6). Over these pipes, a maximum of the apparent resistivity was found, with a small amplitude, about 20-50 ohm-m, measured with pol-dipol array with separation of AO=15 m (Fig. 5). These anomalies are also similar to the anomalies found in covered limestone crests over carbonatic or pebble layers.

The gravity microsurvey helps to examine the other alternatives. The density of the clays and subargillites varies between 1800 kg/m³ and 200 kg/m³. Their density reduces to 113 kg/m³ when they are loose and dry. Therefore, the gravity values show minimum over the pipes (Fig. 5). The intensity of the anomaly increases for the second derivative of the vertical component of the gravity g_{zz} (Fig. 5). But, such minimum are found also in cases where the thickness of the loose deposits increases. For this reason, the gravity microsurvey was accompanied with electrical soundings in order to study the variation of the top of limestone.

CONCLUSIONS

1) The study of karst phenomenon, the differentiation of karstified zones and the detection of the underground cavities are conducted effectively by the use of integrated methods.

2) The karstified sectors can be distinguished from the compact limestone by using the resistivity sounding curves of

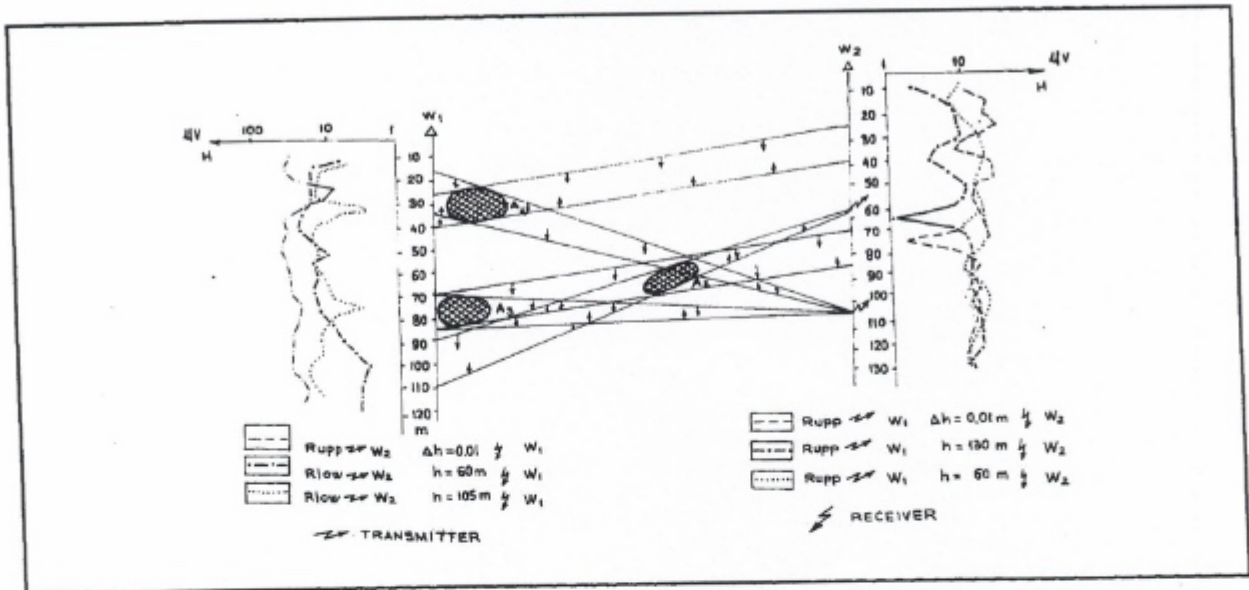


Fig. 17. The results of the radiowaves surveys for the search of karst cavities in the limestones of Albania Alps. $H(rv)$ -the intensity of the electromagnetic field in microvolt, h -the depth of boreholes in metres SH-9 and Sh-12 the boreholes; A_2 , A_3 , A_4 the absorption anomalous zones of electromagnetic waves. Ms-receiver is displaced synchronously with transmitter. Mp-receiver is displaced while the transmitter is kept motionless, for example in borehole Sh-12 at the depths 60 m and 105 m, respectively.

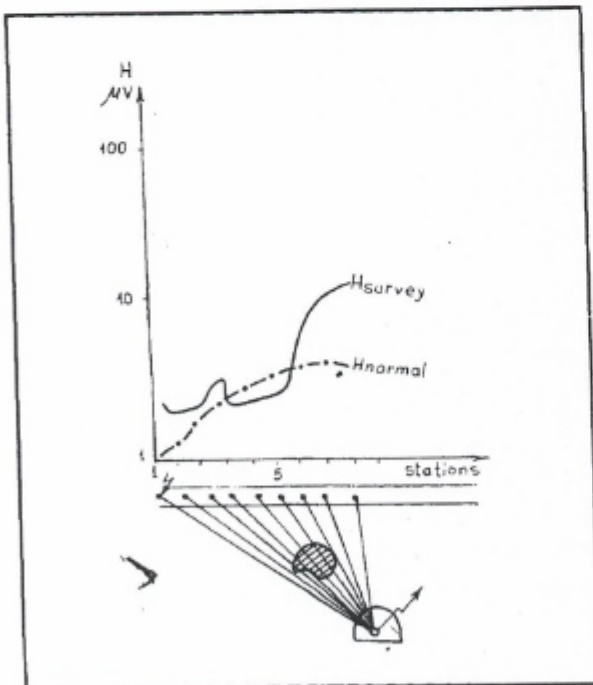


Fig. 18. The results of radiowaves surveys for the search of cavities filled with saline water which are situated between rock salt and the deposits (According to R. Ballta) H_n -intensity of the normal EM field. H_v -intensity of the surveyed field D_h -Radiotransmitter M-Radioreceiver.

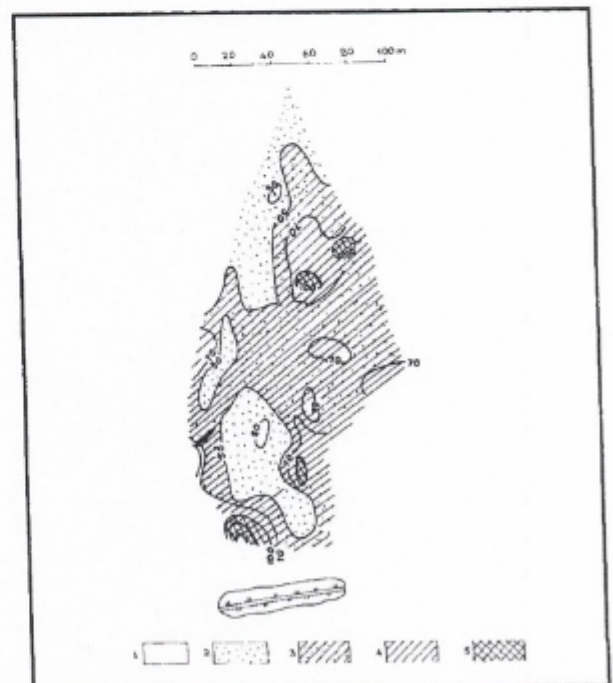


Fig. 19. The resistivity map of the clay deposits of the zone where Gruemira reservoir had to be built. Resistivities less than: 1) 300 ohmm, 2) 30-40 ohmm, 3) 50-70 ohmm, 4) 70-100 ohmm, 5) more than 100 ohmm.

the type KH and HA or A. The direction of the electrical anisotropy of these sectors does not coincide with the stratification of the limestones. In addition to the resistivity method, we also used the seismic refraction surveys of high frequency.

3) The caverns which have a radius about 1 m and close to surface have been detected by using conventional gravimeters with sensitivity of 0.01 mgal.

4) In order to detect the sectors of karstified limestones and the caverns filled with clay, apparent resistivity soundings are coordinated with induced polarization soundings and with magnetometric microsurvey of high precision. Good results are also obtained by the method of radiowaves with a high frequency up to 10 MHz.

5) We have tried to detect the pipes in the loose subargillite deposits through the electrical profilings and the gravity surveys. The first results are positive, but the problem is still in the experimental phase.

6) The results of the geophysical surveys have been proved by boreholes where the electrical, radioactive and acoustic logs were also measured.

7) By the evaluation of geophysical data, physical-mechanical properties of the loose deposits and basement rocks were determined.

REFERENCES

- Constantinescu, P., Moldoveanu, T., Stefanescu, D., Vajdea, V. and Marius, V., 1979. *Geofizika inginierska*. Editura tehnica Bucuresti.
- Dhame, L. 1988. Some features of karst in Albania. *Bulletin of Geological Sciences* 1, 137-149, (in Albanian, summary in English).
- Desin, A. 1981. *Geologia Aplicata Alla Ingeneria*.
- Dupis, A. 1977. Localisation des cavites par la methode magnetotellurique artificielle (MTA). *Bulletin de Liaison des Laboratoires des Ponts et Chaussees* 92, 66-67.
- Frasheri, A., Muco, M., Kapllani, L., Bushati, S., Kocijaj, S., Plumbi, R. and Dhame, L. 1982. The Geophysical of Karstic zone in the projection of hidrotechnic works. *Bulletin of Geological Sciences* 2, 63-87, (in Albanian, summary in English).
- Konomi, N., Frasheri A., Muco, M., Kapllani, L., Bushati, S., and Dhame, L. 1985. *Karst and its Study with Geophysical Methods*. Monography Publishing House of University of Triana. (In Albanian).
- Konomi, N. and Kapllani, L. 1987. Electrical prospecting data by the study of the detaching of rocky masses. *Bulletin of Geological Science* 3, 155-167, (in Albania, summary in English).
- Llakshmanan, J., 1977. Etudes de fondation on terrain cavernaux. Place de la gravimetrie. *Bulletin de Liaison des Laboratoires des Ponts et Chaussees* 92, 74-79.
- Nuermann, B. 1967. La gravimetrie de haute precision application aux recherche de cavities. *Geophysical Prospecting* 15, 116-134.

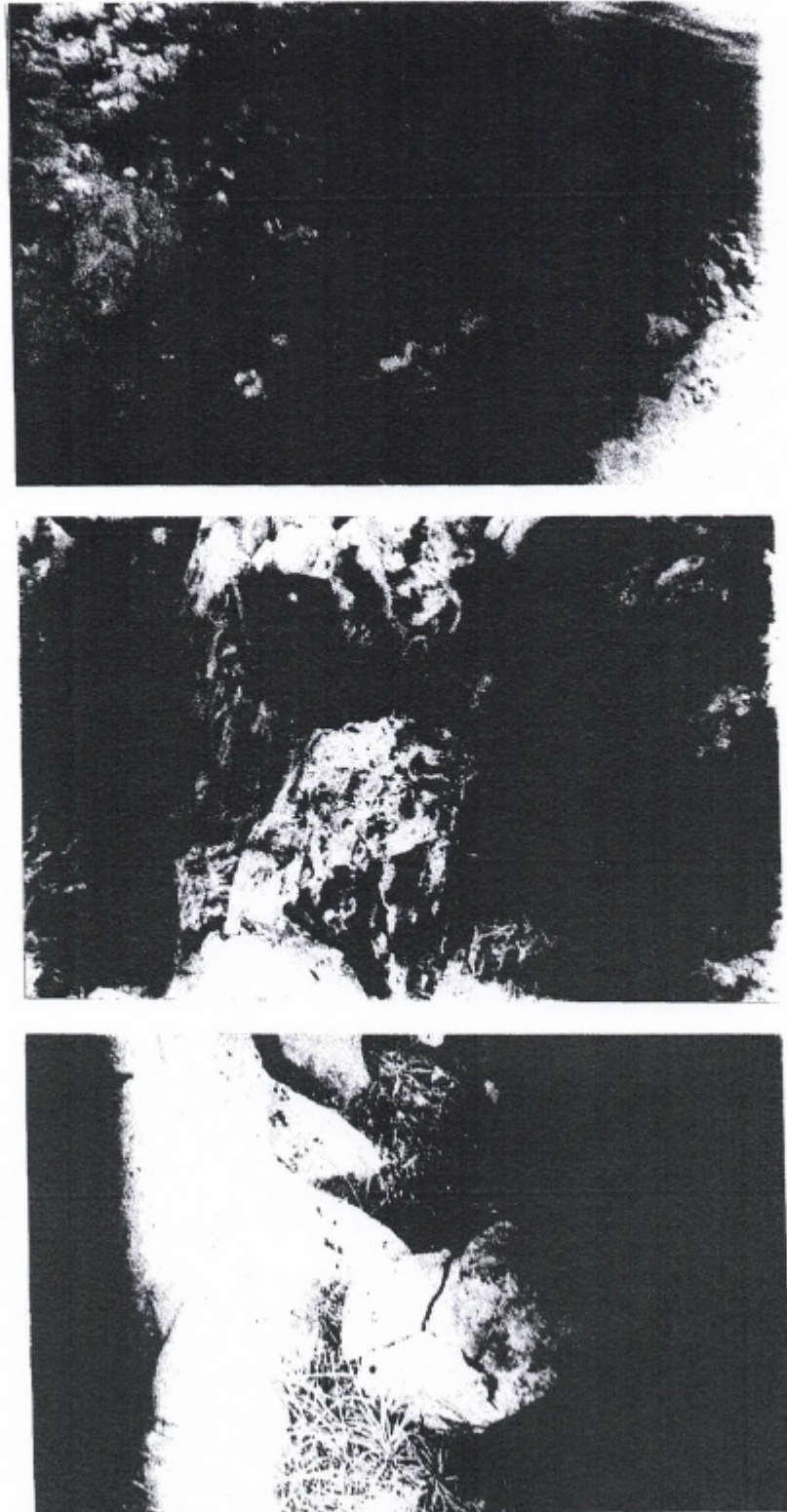


Photo. 1. Karstic microrelief

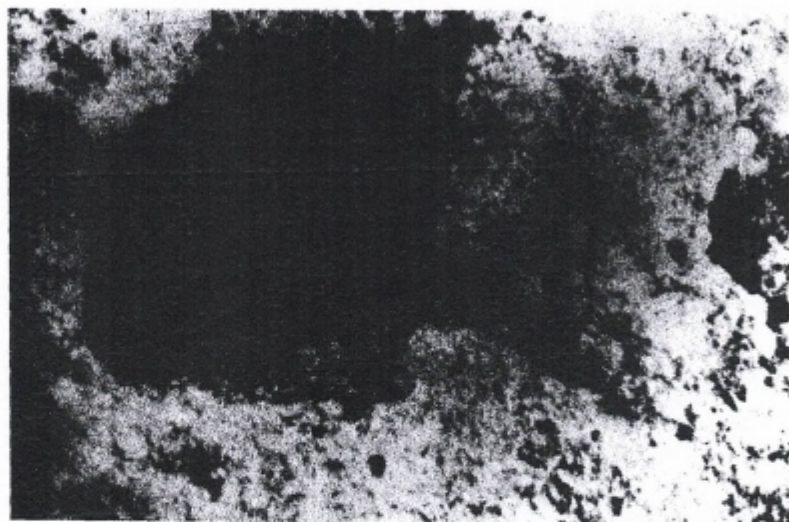


Photo. 2. Karstic microrelief

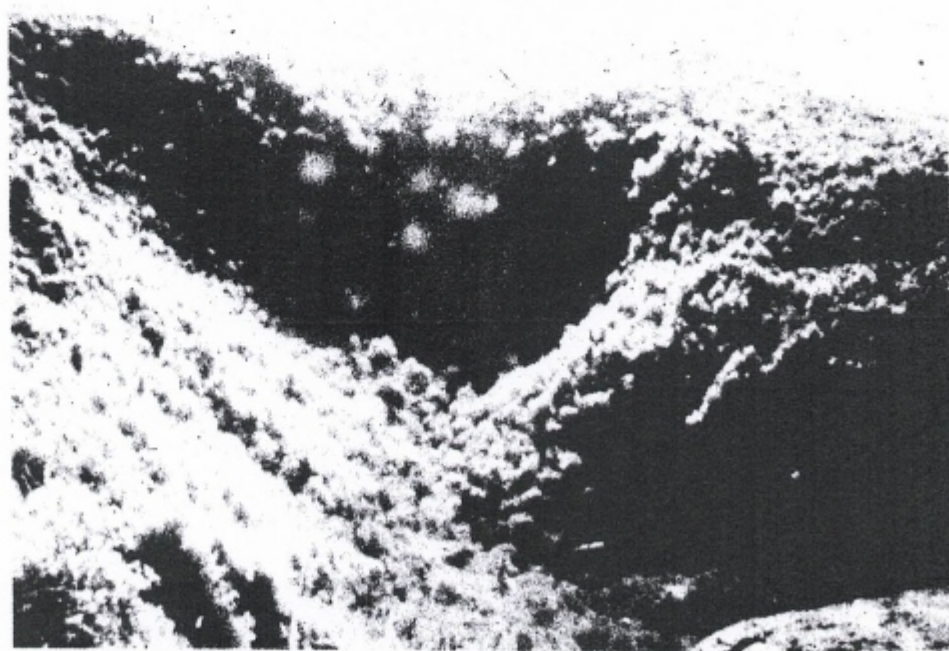


Photo 3. Wide valleys through carbonate massifs



Photo 4. Canyons through carbonate massifs



Photo 5. Inner view of a cave near Shkodra city

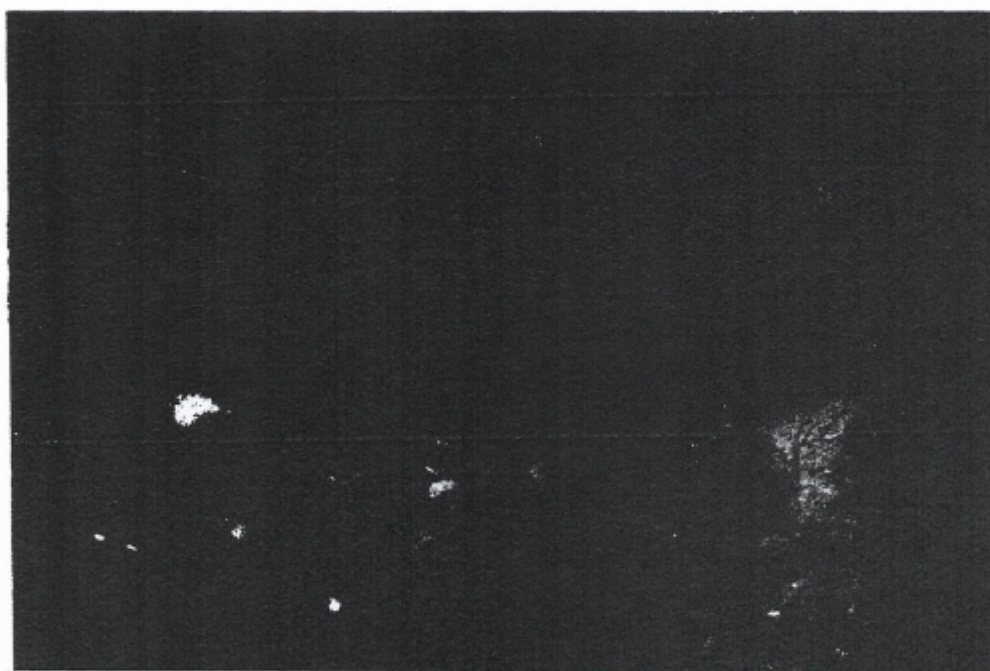


Photo 6. Chimney in the loose subargilles over the limestones of Zagora, near Shkodra.

EN BÜYÜK OLASILIK YÖNTEMİ İLE KUZHEY ANADOLU FAY ZONU'NDA DEPREM RİSKİNİN BELİRLLENMESİ

Estimation of Seismic Risk for the North Anatolian Fault Zone by Maximum Likelihood Method

Ömer ALPTEKİN*,** Ali Osman ÖNCEL* ve Ahmet YÖRÜK**

ÖZET

Tamam ve eksik kataloglardan deprem risk parametreleri, en büyük bölgesel magnitüd M_{max} , etkinlik oranı λ ve Gutenberg-Richter bağıntısındaki b parametresinin hesaplanmasında en büyük olasılık yöntemi geniş bir biçimde kullanılmaktadır. Bu amaçla, Kijko ve Sellovoll'un (1987) geliştirdiği yöntem, farklı magnitüd sınır değerli değişik niteliklerdeki eksiksiz kataloglarla, sadece büyük depremlerin yer aldığı eksik katalogların ayrı ayrı veya birlikte kullanılmasına olanak tanımaktadır. Bu yöntemle göre, deprem magnitüdlarının belirsizliği, alt ve üst magnitüd limitleriyle sınırlandırılarak, gerçekte bilinmeyen magnitüdü bu aralıkta olduğu varsayılır. Böylelikle, farklı niteliklerdeki katalogların birleştirilmesi gerçekleştirilir.

Bu çalışmada, yukarıdaki yaklaşım ile Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun (KAFZ) 24.00°-30.00°E, 31.00°-40.00°E, 40.00°-45.00°E boylamları arasındaki bölümleri için tarihsel dönem (1000-1900) ve aletsel dönem (1900-1984) deprem kataloglarından yararlanılarak deprem risk parametreleri hesaplanmıştır. Belirtilen bölgeler için " b " değeri, 0.79, 0.75, 0.75; $\lambda_{4.2}$ değeri 3.51, 1.64, 2.20; beklenen en büyük magnitüd değerleri, 7.5, 8.3, 7.6, olarak belirlenmiştir. Burada $\lambda_{4.2}$, 4.2 ve daha büyük magnitüdü depremlerin yıllık oluşum sayısını göstermektedir.

Bu sonuçlara ve bu sonuçlara dayanan yinelenme dönemlerine göre belirtilen bölgeler karşılaştırılırsa, KAFZ'nun 31°-40°E boylamları arasındaki bölümde büyük ve yıkıcı depremlerin görece daha çok, küçük depremlerin ise görece daha az sayıda olduğu ve en büyük depremlerin geçmişte olduğu gibi gene bu bölümde olacağı anlaşılmaktadır. Diğer iki bölümde, görece küçük magnitüdü ($M < 6.0$) depremlerin oluşturduğu sismik etkinlik bulunmaktadır.

ABSTRACT

The maximum likelihood method has been extensively used to determine the seismic risk parameters M_{max} , activity rate λ , and the b value of the Gutenberg-Richter magnitude-frequency relation. Kijko and Sellovoll (1987) developed a method which incorporates the use of complete and incomplete earthquake data with uncertainties in magnitudes. We used this approach to estimate the seismic risk parameters for the 24.00°-30.00°E, 31.00°-40.00°E, 40.00°-45.00°E sections of the North Anatolian Fault Zone (NAFZ), from historical data between 1000-1900, and instrumental data between 1900-1984. Estimated b -values are 0.79, 0.75 and 0.75; $\lambda_{4.2}$ values are 3.51, 1.64 and 2.20; and the expected maximum magnitudes are 7.5, 8.3 and 7.6 for the above regions, respectively. $\lambda_{4.2}$ means the yearly number of earthquake occurrence with magnitudes equal to 4.2 or greater. These results, and the return times based on these results, indicate that relatively larger earthquakes are expected in the 31.00°-40.00°E section of the NAFZ in comparison with the other sections. Relatively smaller magnitude earthquakes occur more frequently in the other two sections.

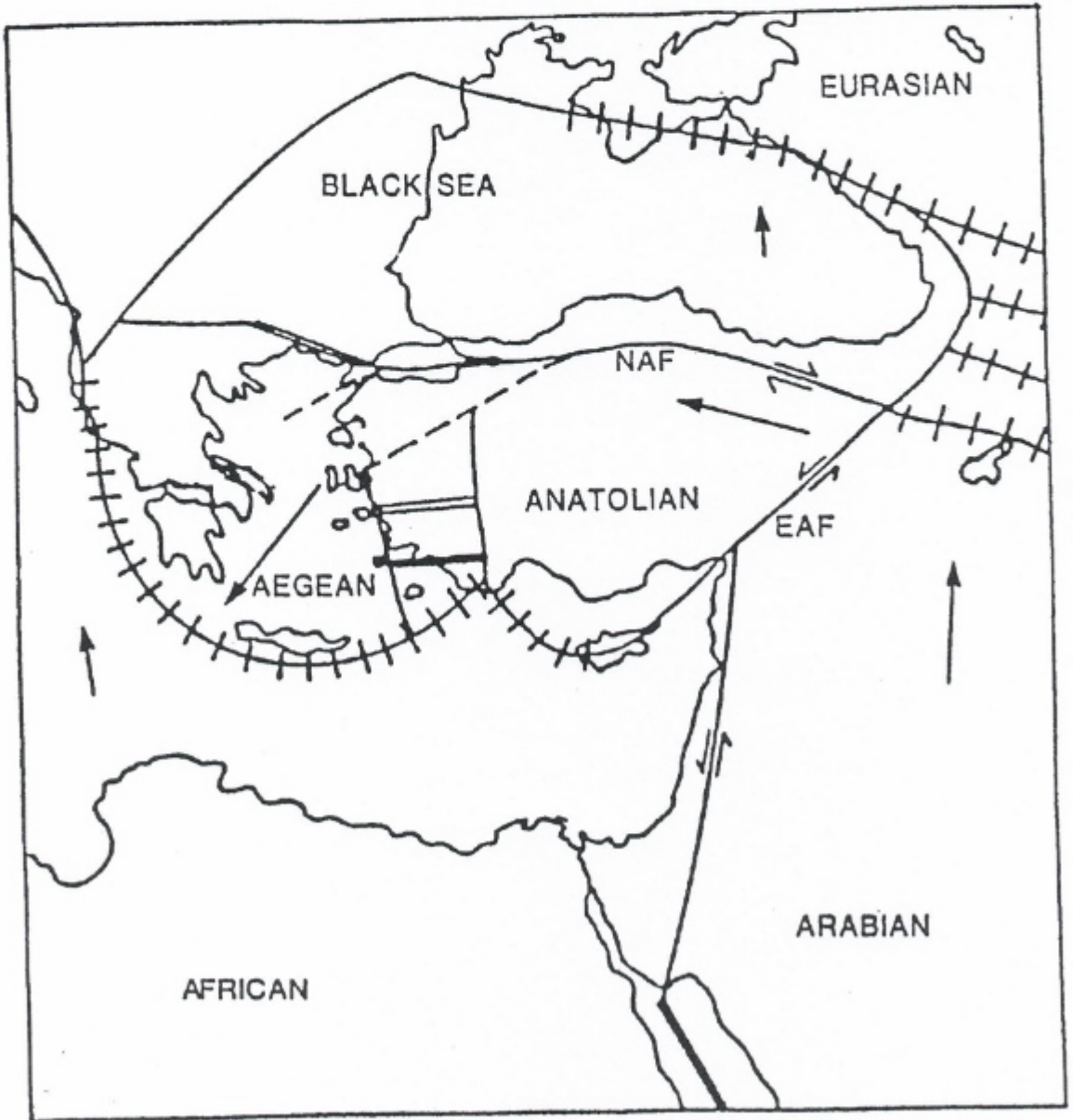
* İstanbul Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü, 34850 Avcılar, İstanbul

** TÜBİTAK, Marmara Araştırma Merkezi Yerbilimleri Bölümü, P.K. 21, 41470 Gebze, Kocaeli.

GİRİŞ

Levha tektoniği kuramının gelişimi tektonik depremlerin oluş mekanizmalarının açıklanmasında yeni adımlar atılmasını sağlamış ve yerküremizin önemli tektonik yapılarının özellikleri daha iyi anlaşılmasına başlanmıştır. Levha tektoniği kuramı Türkiye ve çevresinin veya daha geniş bir anlamda Doğu Akdeniz ve çevresinin tektoniğinin açıklanmasında da kullanılmaya çalışılmış ve bu amaçla çeşitli levha tektoniği modelleri önerilmiştir (McKenzie 1972, Alptekin 1978, Ketin 1976, Şengör 1979). McKenzie (1972) tarafından önerilen model Şekil 1 de gösterilmiştir.

Bu modele göre, Türkiye ve çevresindeki güncel tektonik hareketler temel olarak Afrika, Avrasya, Arabistan ve Ege-Anadolu levhalarının bağıl hareketleri ile açıklanabilmektedir. Afrika Levhası kuzeye doğru hareketle Doğu Akdeniz'de Ege-Anadolu Levhasının altına dalarak Girit yayı ve Kıbrıs yayı adlarını verdiğimiz yitim zonlarını oluşturmuştur. Batı Anadolu'da ise yaklaşık kuzey-güney doğrultulu bir tansiyon düzeni sürmekte olup, yaklaşık doğu-batı doğrultulu graben sistemleri üzerindeki normal faylanmalar ile etkinlik göstermektedir. Arabistan Levhasının kuzeydoğuya doğru hareketi ile Avrasya ve Arabistan Levhaları arasında sıkışmış



Şekil 1. Doğu Akdeniz ve çevresinin güncel tektoniğini açıklayan levha tektoniği modeli (McKenzie 1972).

Fig. 1. Plate tectonics model of McKenzie (1972) explaining the active tectonics of eastern Mediterranean and the surrounding area.

durumda kalan Anadolu Levhası batıya doğru hareket ederek bu sıkışma bölgesinden kaçmaya çalışmaktadır. Bu olay Şengör ve diğ. (1985) tarafından "tektonik kaçış" diye adlandırılmıştır. Bu tektonik düzen altında Kuzeydoğu Anadolu Bloku da doğuya doğru kaçmaya çalışmaktadır. Bu nedenle, Doğu Anadolu karmaşık bir tektonik yapı göstermekte, hem yatay doğrultu atımlı hem de düşey ters atımlı faylanmalar görülmektedir. Ege-Anadolu Levhasının kuzey sınırını oluşturan Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ) sağ-yönlü doğrultu-atımlı hareketler göstermektedir. Ege-Anadolu Levhasının güneydoğu sınırını ise sol-yönlü doğrultu-atımlı hareketler ile belirginleşen Doğu Anadolu Fay Zonu (DAFZ) oluşturmaktadır.

Bu çalışmada KAFZ'nun (1000-1900) yılları arasındaki tarihsel dönem ve (1900-1984) yılları arasındaki aletsel dönem deprem kataloglarından yararlanılarak deprem risk parametreleri, M_{max} maksimum bölgesel magnitüd, λ etkinlik oranı ve Gutenberg-Richter bağıntısının b-parametresi hesaplanmıştır. Bu amaçla, Kijko ve Sellovoll'un (1987) geliştirdiği, tamam ve eksik katalogların birlikte değerlendirilmesine olanak veren bir yöntem kullanılmıştır. Yöntemin tanıtımına geçmeden önce, KAFZ'nun tektonik özellikleri ve depremselliğinin özetlenmesi yararlı olacaktır.

KAFZ'NUN TEKTONİK ÖZELLİKLERİ VE DEPREMSELLİĞİ

Alpin Deprem Kuşağı'nın ve Türkiye'nin en önemli kırık zonunu oluşturan KAFZ, doğuda Karlıova'dan başlayarak Adapazarı'nın batısına kadar uzanmaktadır. Karlıova'nın doğusundaki ve Adapazarı'nın batısındaki uzanımları çok iyi anlaşılabilmiş olmamakla birlikte sağ-yönlü doğrultu-atımlı hareketlerin bu sınırların ötesinde de devam ettiği son yıllarda meydana gelen depremlerin odak mekanizmalarından anlaşılmaktadır (Jackson ve McKenzie 1984).

KAFZ'nun tektonik özellikleri ile ilgili olarak değişik araştırmacılarca değişik sonuçlar elde edilmiştir. Ambraseys'e (1970) göre fay zonunun toplam uzunluğu 1000 km, Allen'e (1980) göre 1100 km civarındadır. Ancak, son yıllarda fay zonunun doğu ve batı uzanımları ile ilgili çalışmalar gözönüne alındığında, fay zonunun doğuda Karlıova'nın ötesinde Van Gölü'nden başlayarak batıda Marmara Denizi'ni geçip kuzey Ege Denizi'ne kadar uzandığı ve toplam uzunluğunun Barka ve Kadinsky-Cade'e (1988) göre 1500 km yi Ketin'e (1976) göre de 1600 km yi bulduğu ileri sürülmektedir. Barka ve Kadinsky-Cade (1988) fay zonunun Adapazarı'nın batısında üç kola ayrılarak Marmara Denizi'nin kuzeyinden ve güneyinden geçtiğini ve kuzey Ege Denizi'ne kadar uzandığını belirtmişlerdir (Şekil 2 ve 3). Bununla birlikte, fay zonu ancak 31°E ve 41°E boylamları arasında morfolojik olarak iyi bir şekilde tanımlanabilmektedir (Allen 1969).

KAFZ'nun yaşı Miyosen'den Pliyosen'e kadar değişmektedir (Barka ve Kadinsky-Cade 1988). Ketin'in (1969) gözlemlerine göre KAFZ'nun yaşı, Pliyosen'den genç ve en çok Miyosen olup, Erzincan'dan Marmara Denizi'ne kadar olan kesimde değişmektedir.

KAFZ boyunca yerdeğiştirmenin jeolojik gözlemlere göre 0.5 - 0.8 cm/yıl, sismolojik gözlemlere göre ise 1-1.1 cm/yıl olduğu ileri sürülmüştür (Barka ve Kadinsky-Cade 1988). Jackson ve McKenzie'ye (1988) göre fay zonunun 30.00°E ile

41.00°E boylamları arasındaki bölümünde yerdeğiştirme 3.1 cm/yıl dır. KAFZ boyunca toplam yerdeğiştirme Pavoni'ye (1961) göre 400km, Tokay'a (1973) göre 60-80 km, Seymen'e (1975) göre ise 85-90 km civarındadır.

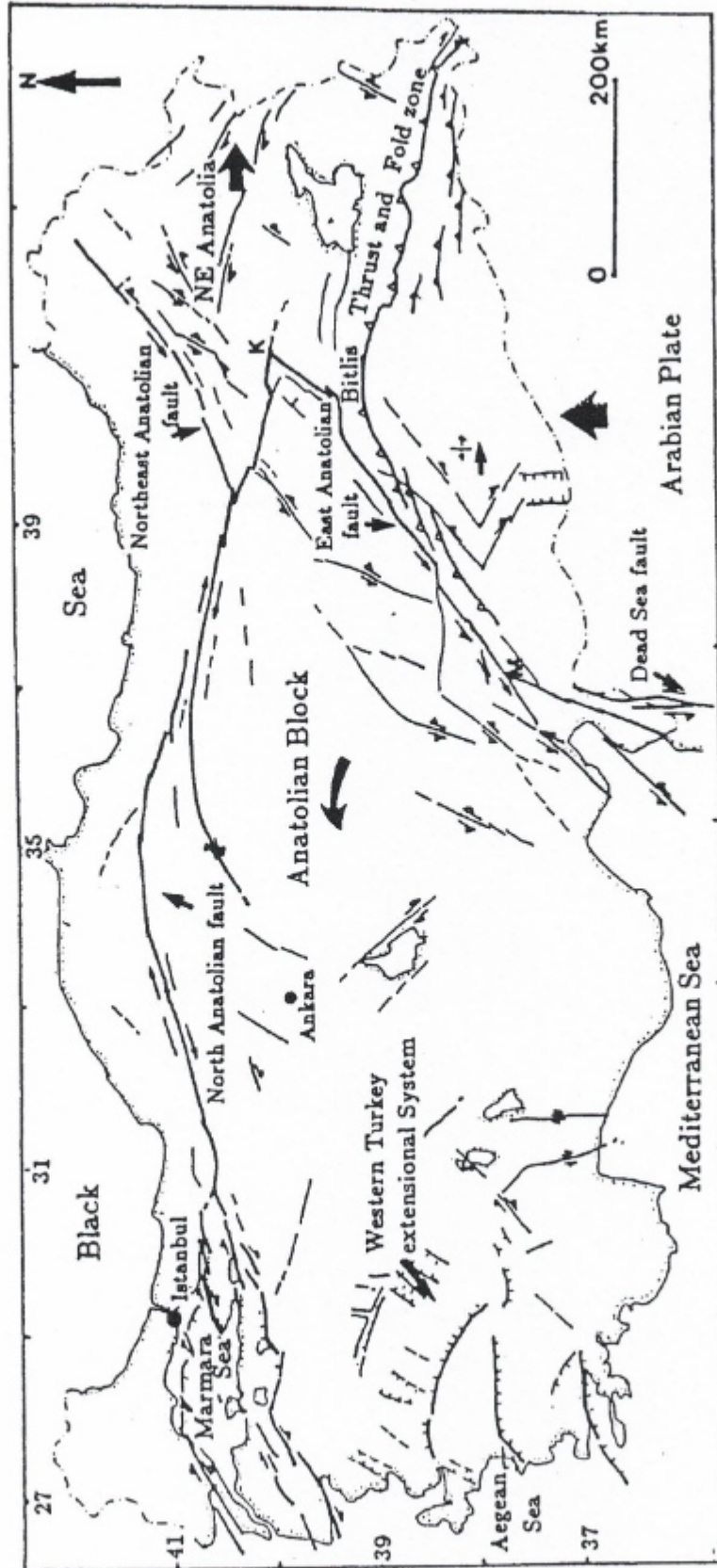
KAFZ'da zaman içinde düzenlilik gösteren bir depremsellik görülmektedir. Şekil 4 de gösterilen Türkiye ve çevresinin M.Ö. 2100 ile M.S 1984 yılları arasındaki depremsellik haritasına KAFZ etkin ve belirgin bir sismik zon olarak dikkati çekmektedir.

Günümüze değin elde edilen odak-mekanizması çözümleri sağ-yönlü doğrultu-atımlı faylanmadan normal faylanmaya kadar çeşitlilik göstermektedir. (Canitez ve Üçer 1967, McKenzie 1972). 1939 yılından beri fay zonunda sismik etkinlik büyük depremlerle sürmektedir (Şekil 5). Magnitüdları (Ms) 6-8 arasında değişen 7 deprem ile fayın 30.60°E ile 39.80°E boylamları arasındaki yaklaşık 800 km lik bir kısmı yırtılmıştır (Allen 1969). KAFZ'da 1939 ile 1967 yılları arasında oluşan magnitüdları 7 veya daha büyük depremlerde yeryüzünde gözlenebilen fay parçalarının boyları 40 km ile 340 km arasında değişmektedir (örneğin, 1939 Erzincan Kelkit vadisi depremi). Gözlenebilen sağ-yönlü yatay atım değerleri 1.5 m ile 4.3 m arasında (örneğin, 1953 Yenice-Gönen depremi), düşey atım değerleri ise 0.40 m ile 2 m arasında (örneğin, 1939 Erzincan depremi (Ketin 1976)) değişmektedir. Neojen'deki toplam yerdeğiştirme miktarı Şengör'e (1979) göre 85 km dir.

KAFZ'da depremsel olmayan davranış da gözlenmiştir (Aytun 1972). KAFZ dünyada, krip davranışı gösterdiği bilinen iki faydan birisidir (diğeri California'daki San Andreas fayıdır). Krip olayı Çankırı bölgesi İsmetpaşa'da gözlenmiştir. Gözlenen en büyük krip oranı yaklaşık 1-1.5 cm/yıl dır. İsmetpaşa yakınlarında 1.2.1944 ve 13.8.1951 depremleri ile ilgili yerdeğiştirmeler olmuştur. Ancak, 1944 depreminden sonra 1951 e kadar sismik olmayan kayma (krip) oluşmuştur. Dewey'e (1976) göre 1944 ile 1950 arasında 30 cm lik krip oluşmuştur. 1951 depremindeki kayma miktarı bilinmemektedir. 1959-1969 arasındaki krip 12 cm, 1969-1971 arasındaki krip 2 cm, Ağustos 1971 ile Mayıs 1972 arasındaki krip miktarı ise 2.1 cm dir (Dewey 1976). Diğer zaman aralıklarındaki krip miktarlarını yansıtabilecek yayınlanmış gözlemler bulunmamaktadır.

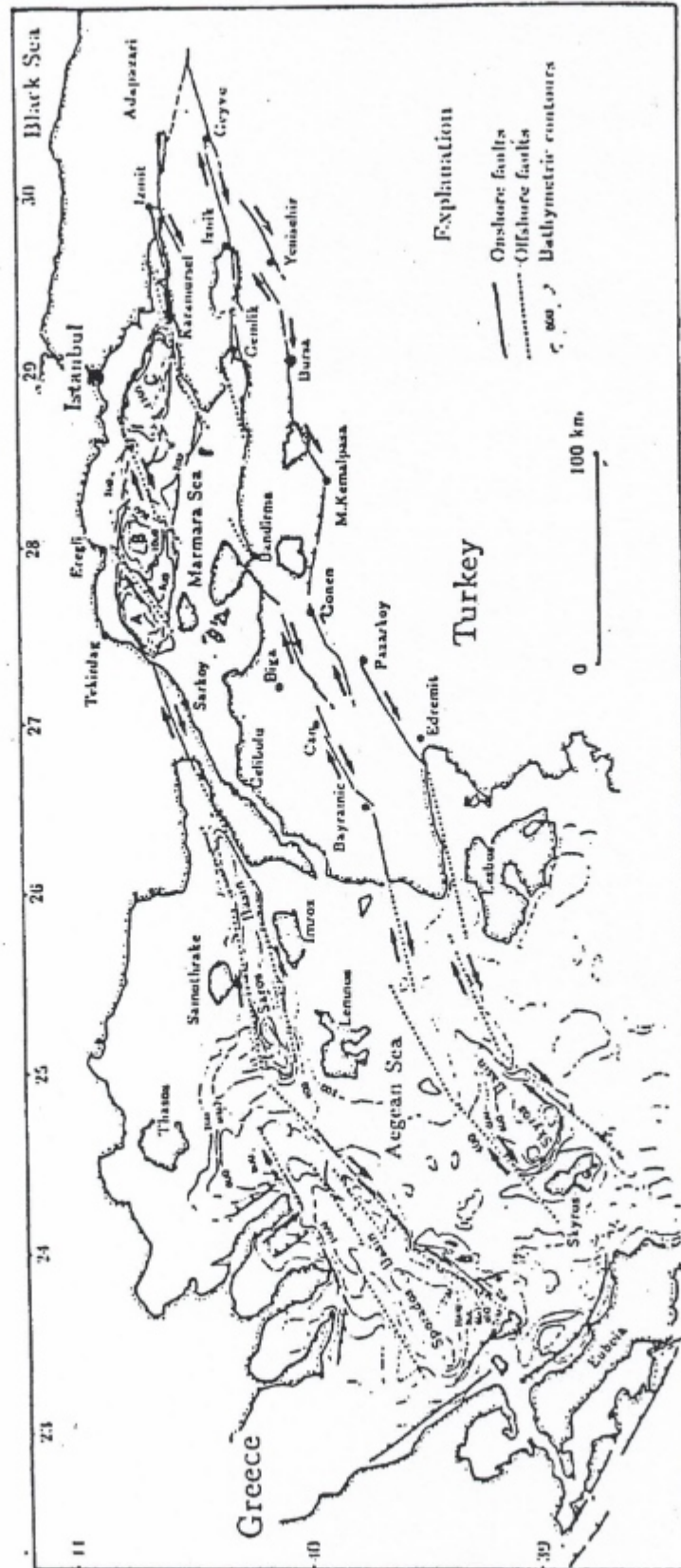
KAFZ'nun depremselliği ile ilgili tartışılan konulardan birisi de büyük depremlerin odak güçleridir. Ketin (1969), Ambraseys (1970), Dewey (1976), Toksöz ve diğ. (1979), Ikeda ve diğ. (1991) gibi araştırmacılar özellikle 1939 Erzincan depreminden sonra büyük depremlerin odaklarının batıya doğru göç ettiklerini savunmuşlardır. Toksöz ve diğ. (1979) gözlenen deprem göçü esnasında kırılmayan bölümlerin sismik boşluk oluşturdıklarını (örneğin Adapazarı yakınlarında) ve ileride kırılacak yayınlamış gözlemler bulunmamaktadır.

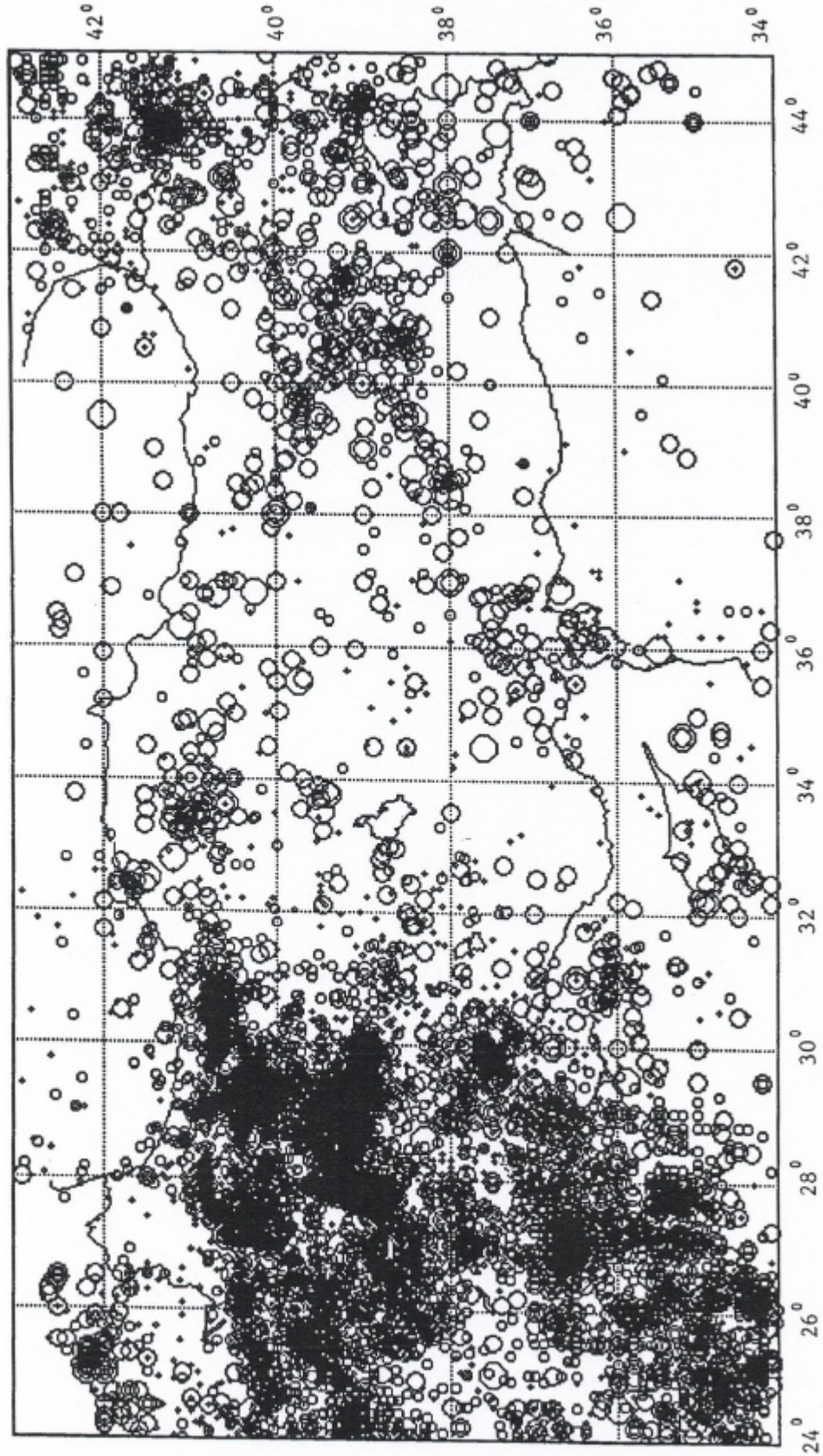
Yukarıda sözü edilen göç olayı bu çalışmaya da konu olmuştur. Bu amaçla 1900-1992 yılları arasında oluşan $M \geq 6.5$ magnitüdü depremlerin oluş sırasına göre episantrlarının dağılımı incelenmiştir. Sonuçlar Şekil 6 da özetlenmiştir. Bu şeklin incelenmesinden anlaşıldığına göre, deprem episantrları bir yöne doğru göç etmekten çok, doğu-batı boylamları arasında salınımlar yaparak batıya doğru kaymaktadırlar. 13 Mart 1992 Erzincan ve 15 Mart 1992 Plümiir depremleri bu salınımların devam ettiğine işaret etmektedirler.



Şekil 2. Türkiye'nin ana tektonik birimleri ve KAFZ'nun doğu ve batı uzanımları (Barka ve Kadinsky-Cade 1988).

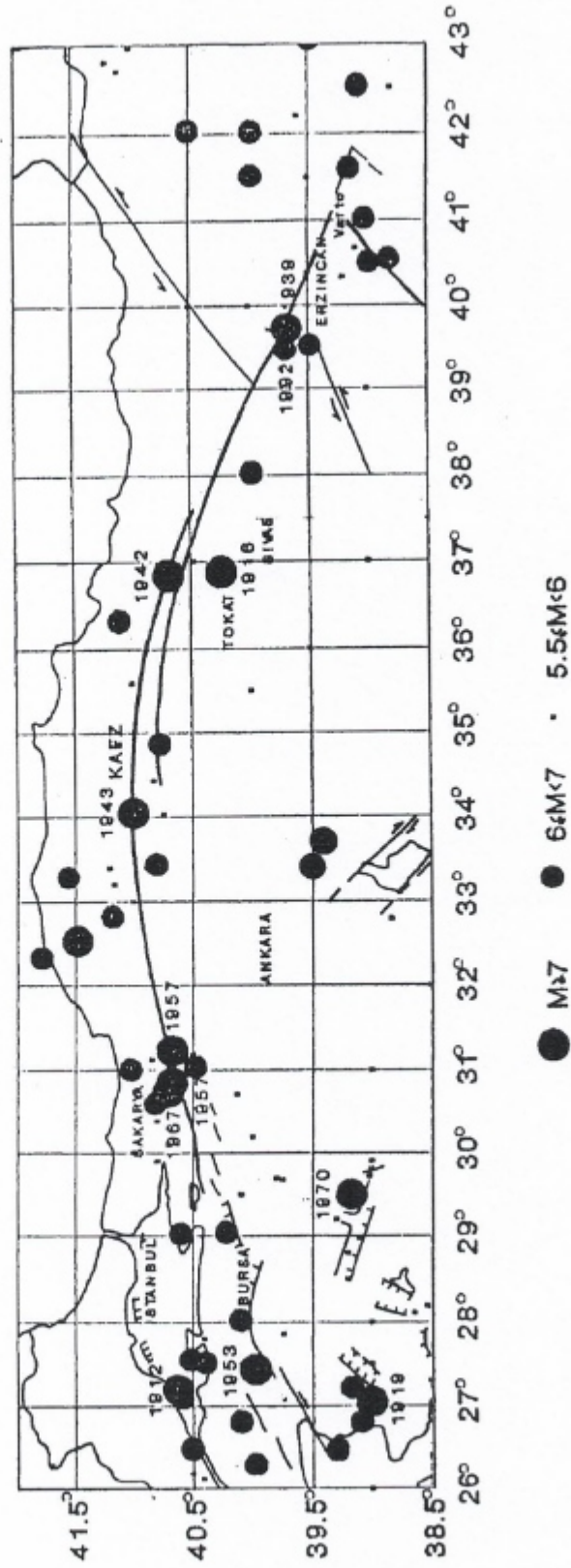
Fig. 2. Major tectonic structures of Turkey, and the eastern and the western extensions of the NAFZ (Barka and Kadinsky-Cade 1988).



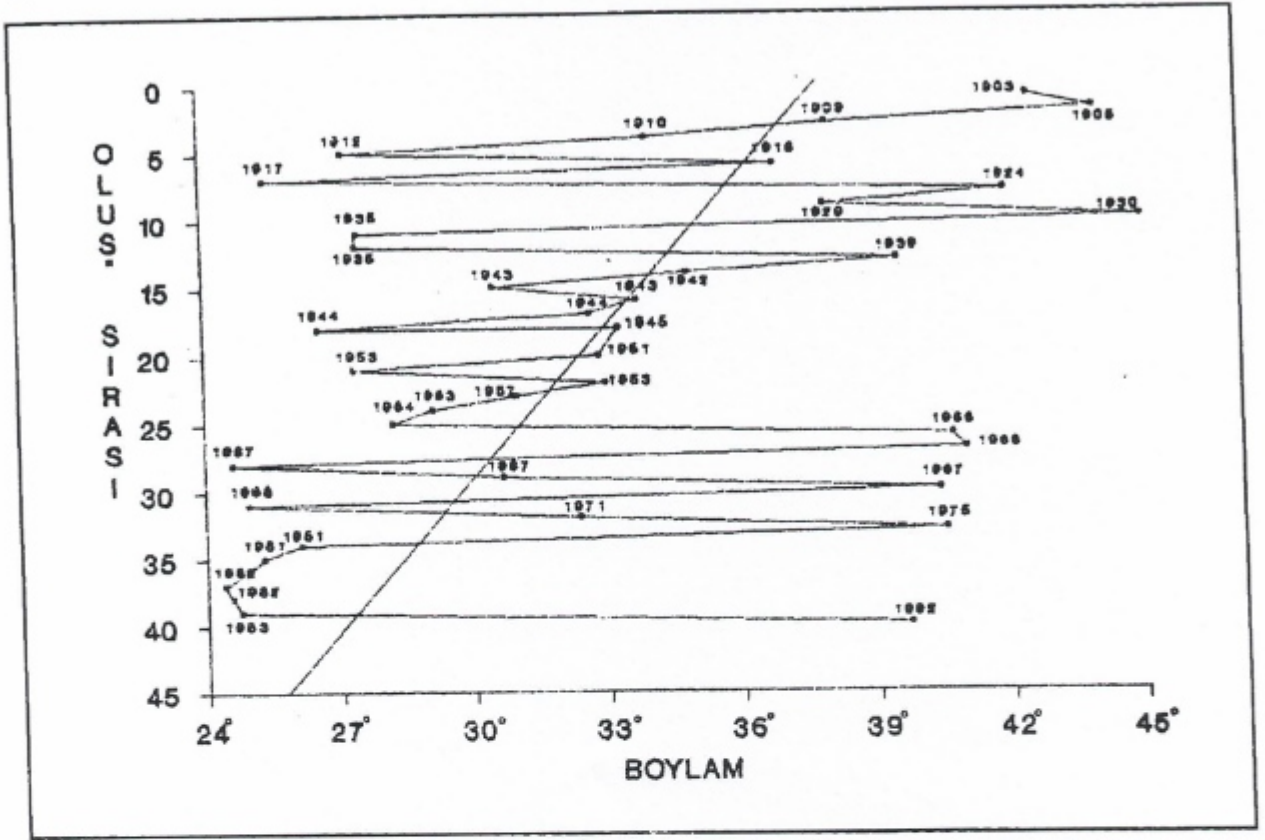


Şekil 4. Türkiye ve çevresinin depremselliği (M.Ö. 2100 - M.S. 1984).

Fig. 4. Seismicity of Turkey and the surrounding area (B.C. 2100 - A.D. 1984).



Şekil 5. KAFZ'da 1900 yılından beri oluşan büyük depremlerin episantrları.
Fig. 5. Epicenters of large earthquakes that occurred on the NAFZ since 1900.



Şekil 6. KAFZ'da aletsel dönemde (1900-1992) oluşan büyük depremlerin göç özellikleri.

Fig. 6. Migration of large earthquakes on the NAFZ in the instrumental period (1900-1992).

KAFZ'DA DEPREM RİSKİNİN BELİRLENMESİ

Kullanılan yöntemin esasları

Eksik kataloglardan deprem oluşum parametrelerinin kestirimine ilişkin yayınlar oldukça fazla olmakla birlikte (Lee ve Brillinger 1979, Wiechert 1980, Campbell 1982, Dong ve diğ. 1984, Kijko ve Sellovoll 1986, Kijko ve Dessokey 1987), magnitüd belirsizlikleriyle ilgili literatür oldukça sınırlıdır (Kijko 1988). Bu çalışmada kullanılan yöntem, eksik ve magnitüde belirsizlikler bulunan deprem kataloglarından sismik risk parametreleri, M_{max} bölgesel en büyük magnitüd, λ etkinlik oranı ve Gutenberg-Richter bağıntısının b-parametresinin hesaplanabilmesine olanak verir. Kataloğun iki kısma bölünebileceği kabul edilirse; birinci kısım tarihsel depremler hakkında bilgiyi, ikinci kısım ise değişebilen magnitüd sınırlarındaki tam veriyi içerir. Şekil 7 de gösterildiği gibi her deprem için magnitüdü $\bar{x}$ ve üst ($\bar{x}$) limitleri tanımlanır. Böyle bir aralığın $\leq \bar{x}$, $\bar{x} >$ düzgün olarak ölçülmüş olduğu varsayılarak, bilinmeyen gerçek magnitüdü (x) içerdiği düşünülmektedir (Kijko 1988). Veri kümesinde herhangi bir deprem için gözlenen görünür magnitüd, gözlem hatalarından dolayı, doğruluğu tam olarak bilinmeyen magnitüddan farklıdır.

Kullanılan yöntemde deprem oluşumunun bir Poisson süreci (Lomnitz 1974, Gardner ve Knopoff 1974) olduğu varsayılmıştır. Yani, T zaman aralığında n depremin oluşma olasılığı,

$$P(n) = \frac{\exp(-\lambda T)(\lambda T)^n}{n!} \quad (1)$$

ile verilmiştir. λ , magnitüdü M_{min} 'a eşit veya daha büyük olan depremlerin oluş nisbeti, yani etkinlik oranıdır.

Ayrıca, χ ile verilen deprem magnitüdü bir rasgele değişkendir ve iki taraftan kesilmiş bir üstel dağılımı gösterir (Page 1968, Cosentino ve diğ. 1977):

$$F(\lambda/m) = [A_1 - A(\chi)] / (A_1 - A_2), \quad M_{min} \leq \chi \leq M_{max} \quad (2)$$

Burada,

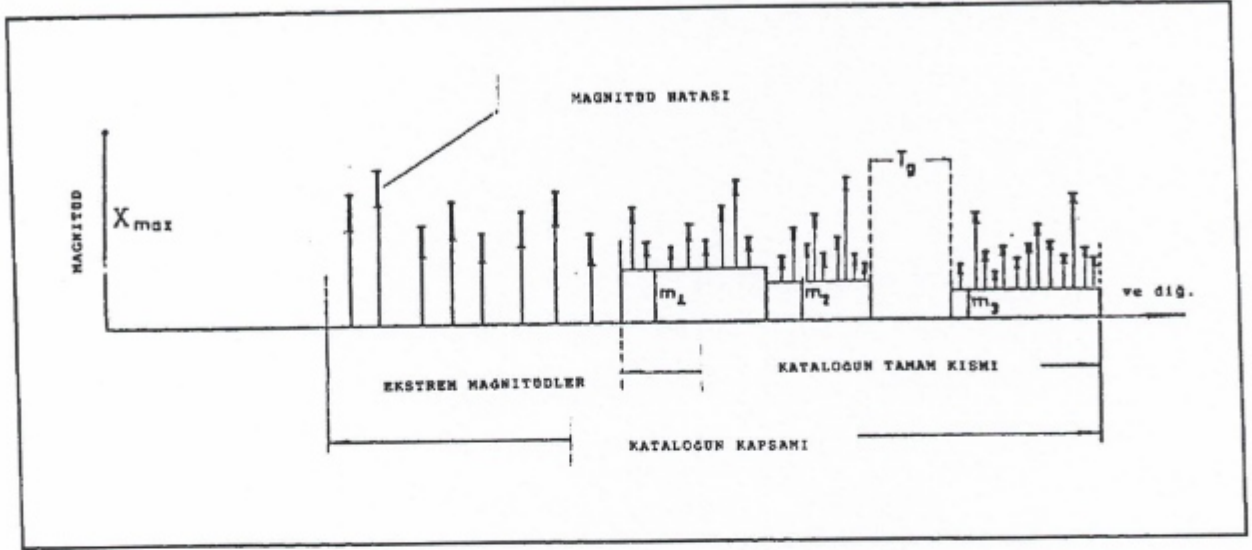
$$A_1 = \exp(-\beta m)$$

$$A_2 = \exp(-\beta M_{max})$$

$$A(x) = \exp(-\beta \chi)$$

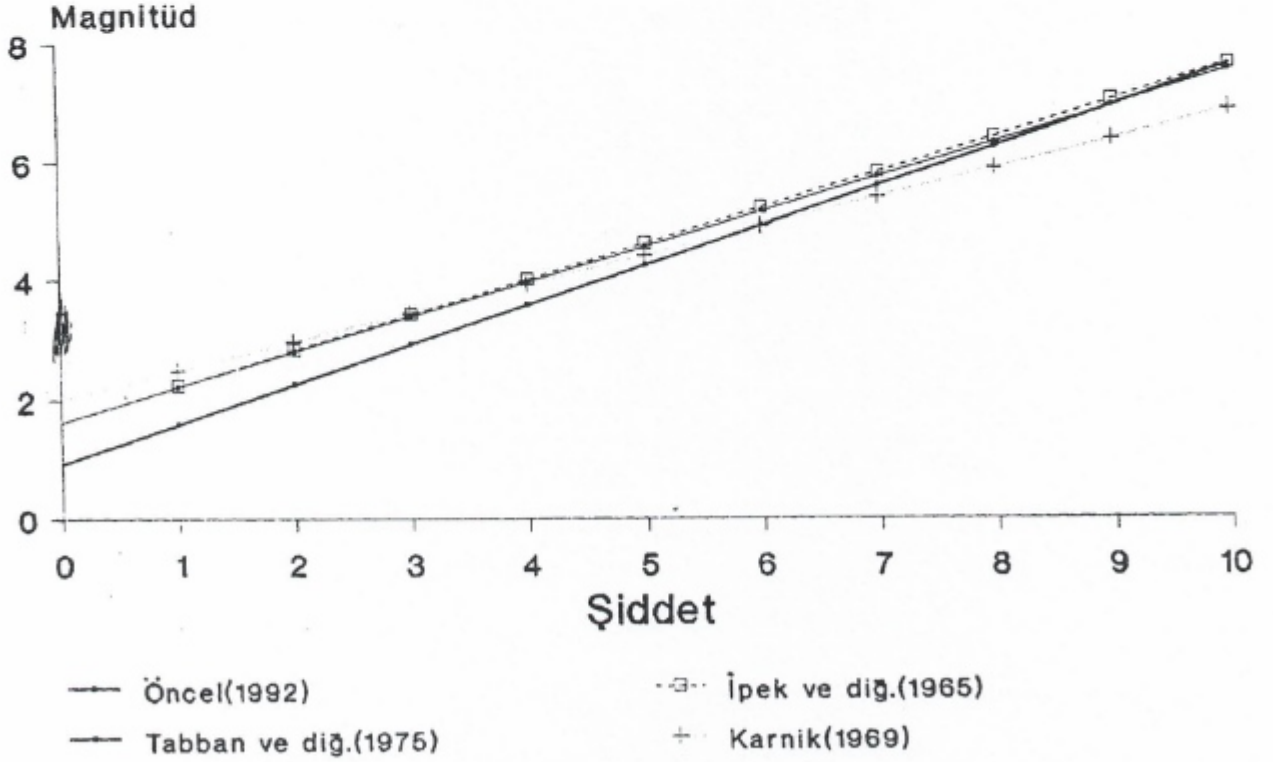
ile verilirler. M_{max} beklenen maksimum bölgesel magnitüd, m bilinen kesme magnitüd, β ise $\beta = b \ln 10$ olup, b Gutenberg-Richter bağıntısının parametresidir. Belirlenmesini istediğimiz depremsellik parametreleri $\theta = (\beta, \lambda)$ ve M_{max} dir.

t gibi bir zaman aralığında hiçbir deprem oluşmaması veya oluşan depremlerin magnitüdü χ magnitüdü geçmemesi olasılığı



Şekil 7. Deprem kataloğunun kapsamının ve özelliklerinin şematik gösterimi.

Fig. 7. An illustration of the properties of the earthquake catalog.



Şekil 8. Türkiye depremleri için önerilen şiddet-magnitüd bağıntıları.

Fig. 8. Intensity - magnitude relations for earthquakes in Turkey.

$$G(\chi/m_0, t) = \exp(-v_0 t) [1 - F(\chi/m_0)] \quad (3)$$

bağıntısı ile verilir (Epstein ve Lomnitz 1966, Benjamin ve Cornell 1970, Gan ve Tung 1983). Burada, $v_0 = \lambda [1 - F(m_0/m_{\min})]$ olup, m_0 katalogun eksik kısmının kesme magnitudü, $m_{\min}$ ise tüm katalogun kesme magnitudüdür ve $m_0 \geq m_{\min}$ olduğu açıktır. Limit halinde bu dağılım çok iyi bilinen Gumbel ekstrem dağılımına indirgenir. (3) bağıntısından yararlanılarak, t zaman döneminde oluşan en büyük depremin magnitudünün $\bar{x}$ ve $\bar{x}$ magnitudleri arasında bulunma olasılığı,

$$P(\bar{x}, \bar{x} / m_0, t) = G(\bar{x} / m_0, t) - G(\bar{x} / m_0, t) \quad (4)$$

ile verilir. (4) denkleminde yararlanılarak katalogun ekstrem kısmı (eksik kısmı) için olabilirlik fonksiyonu aşağıdaki gibi yazılabilir:

$$L_0(\theta / \chi_0) = \text{Sabit} \prod_{i=1}^{n_0} p(\bar{x}_{0i}, \bar{x}_{0i} / m_0, t_i) \quad (5)$$

(5) denklemi için gerekli giriş verisi $\bar{x}_{0i}$ ve $\bar{x}_{0i}$ yani t_i zaman aralığında katalogun ekstrem kısmı (eksik kısmı) için alt ve üst magnitud sınırlarıdır. $i=1, \dots, n_0$ olup, n_0 katalogun ekstrem kısmındaki deprem sayısıdır. Kolaylık amacıyla, magnitud sınırları boyutları $n_0 \times 2$ olan $x_0(x_0 = \begin{bmatrix} \bar{x}_{0i}, \bar{x}_{0i} \end{bmatrix}, i=1, \dots, n_0)$ düzeyinde gruplandırılırlar (Marza ve Kijko 1992), Sabit, θ dan bağımsız bir düzeltme sabitidir.

Şimdi katalogumuzun tamam kısmının Şekil 7 deki gibi alt kataloglara bölünebileceğini düşünelim. Herbir alt katalog T_i zaman aralığını kapsamakta olup, bilinen kesme magnitudü m_i ($i=1, \dots, s$) den itibaren tamdır. $x_i(x_i = \begin{bmatrix} \bar{x}_{ij}, \bar{x}_{ij} \end{bmatrix}, j=1, \dots, n_i)$ vektörleri alt ve üst magnitud sınırlarını göstermektedir. s , altkatalogların sayısı olup, n_i herbir alt katalogdaki depremlerin sayıdır. Depremlerin büyüklükleri oluş sayılarından bağımsız ise, herbir altkatalog için θ ya bağlı olabilirlik fonksiyonu iki fonksiyonun çarpımı şeklinde yazılabilir;

$$L_i(\theta / x_i) = L_{p_i}(\beta / x_i) L_{\lambda_i}(\lambda / x_i) \quad (6)$$

$i=1, \dots, s$ dir.

(2) denklemine göre bir depremin magnitudünün $\bar{x}$, x aralığında bulunması olasılığı,

$$p(\bar{x}, \bar{x} / m) = F(\bar{x} / m) - F(\bar{x} / m) \quad (7)$$

dir. (7) denkleminde

$$L_{p_i}(\beta / \chi_i) = \text{Sabit} \prod_{i=1}^{n_i} p(\bar{x}_{ij}, \bar{x}_{ij} / m_i) \quad (8)$$

yazılabilir.

Birim zamandaki deprem sayısının Poisson dağılımı gösteren bir rasgele değişken olduğu varsayımından

$$L_{\lambda_i}(\lambda / \chi_i) = \text{Sabit} \exp(-v_i T_i) (v_i T_i)^{n_i} \quad (9)$$

yazılabilir. Burada $v_i = \lambda [1 - F(m_i/m_{\min})]$ ve λ , tüm katalogun kesme magnitudü $m_{\min}$ 'e karşılık gelen etkinlik oranıdır. $m_{\min}$, eksik ve tamam katalogun ve altkatalogların kesmemagnitudlerinden küçük olacak şekilde seçilir. Yani, $m_{\min} \leq \text{MIN}(m_i)$, $i=0, \dots, s$ olmalıdır. (6)-(g) denklemleri ile tamam olan herbir altkatalog için olabilirlik fonksiyonu tanımlanır.

Verilerin birleştirilmesi prensibine göre ortak olabilirlik

fonksiyonu

$$L(\theta / \chi) = \prod_{i=1}^{n_0} L_{\chi_i}(\theta / \chi_i) \quad (10)$$

ile verilir (Rao 1973).

$$\partial \ln L / \partial \lambda = 0 \text{ ve } \partial \ln L / \partial \beta = 0 \quad (11)$$

yapılmak suretiyle λ ve β 'nin (10) denklemini en büyük yapan ve büyük olabilirlik çözümleri elde edilir. Çözümün ayrıntıları ve standart hataların hesaplanması Kijko ve Sellovoll'da (1990) verilmiştir.

Çoğu hallerde olabilirlik fonksiyonu, $m_{\max}$ için gerçek değerler vermez. Ancak, katalogun kapsadığı T zaman döneminde gözlenen en büyük magnitudün ($\chi_{\max}$) beklenen en büyük magnitudde (EXPECT ($\chi_{\max}/T$)) eşit olması koşulu ile yeterli sonuçlar elde edilir. Böylece, T zaman aralığında beklenen en büyük magnitud aşağıda verilen denklemden hesaplanır (Kijko 1988):

$$\text{EXPECT}(\chi_{\max} / T) = m_{\max} - \frac{E_1(TZ_2) - E_1(TZ_1)}{\beta \exp(-TZ_2)} - m_{\min} \exp(-\lambda T) \quad (12)$$

Burada,

$$Z_i = -\lambda A_i / (A_2 - A_1), i=1,2$$

ve $E(\cdot)$ bir üstel integral fonksiyonudur (Abramowitz ve Stegun 1964):

$$\Sigma_i(Z) = \int_Z^{\infty} \exp(-\xi) / \xi d\xi$$

Kullanılan Veri

Bir bölgenin veya bir ülkenin deprem etkinliği belirlenirken ya sadece "aletsel dönem" adı verilen 1900 sonrası veriler gözönüne alınmakta, ya da bu süreç yeterince uzun bulunmadığında aletsel dönem verileri ile birlikte "tarihsel dönem" adı verilen 1900 öncesi depremler de ele alınmaktadır. Bu ikinci yol yeğlendiğinde veriler daha uzun bir zaman kapsamaktadır. Ancak, bu halde tarihsel dönem depremlerinin şiddetlerinin magnitudde dönüştürülmesi gerekmektedir. Böyle bir dönüşüm, aletsel dönemde oluşan, hem magnitudleri, hem de şiddetleri bilinen depremler yardımı ile elde edilebilecek bağıntılarla gerçekleştirilir. Türkiye ve çevresi depremleri için aşağıdaki bağıntılar kullanılabilir:

$M = 0.48 I_0 + 2$	Karnik (1969)
$M = 0.592 I_0 + 1.63$	İpek ve diğ. (1965)
$M = 0.582 I_0 + 1.621$	Tabban ve Gencoğlu (1975)
$M = 0.60 I_0 + 1.3$	Gutenberg ve Richter (1949)

Ancak, bu çalışmada Öncel (1942) tarafından belirlenen yeni bir şiddet magnitud bağıntısı kullanılmıştır. Sipahioğlu ve Alptekin'de (1988) verilen, 1900-1985 yılları arasında oluşmuş, hem şiddetleri, hem de magnitudleri bilinen depremler kullanılarak en küçük kareler yöntemi ile hesaplanan bu bağıntı

$$M = 0.659 I_0 + 0.93 \quad (13)$$

dir ve diğer araştırmacıların bağıntıları ile birlikte Şekil 8 de gösterilmiştir.

Sismik risk parametrelerinin hesaplanmasında kullanı-

Çizelge 1. KAFZ'nun batı (24.00° - 31.00°E), orta (31.00° - 40.00°E) ve doğu (40.00° - 45.00°E) boylamları arasındaki bölümleri için hesaplanan sismik risk parametreleri.

Table 1. Seismic risk parameters computed for the western (24.00° - 31.00°E); central (31.00° - 40.00°E) and the eastern (40.00°E - 45.00°E) sections of the NAFZ.

Bölge	Sismik Risk Parametreleri
Batı bölüm (24.00 - 31.00 E)	$\beta = 1.87$ 0.06 ($b = 0.79$ 0.03) $\lambda_{4.2} = 3.51$ 0.19 $M_{max} = 7.57$ 0.23 ($\sigma_x = 0.20$)
Orta bölüm (31.00 - 40.00 E)	$\beta = 1.76$ 0.08 ($b = 0.75$ 0.03) $\lambda_{4.2} = 1.64$ 0.13 $M_{max} = 8.31$ 0.32 ($\sigma_x = 0.20$)
Doğu bölüm (24.00 - 31.00 E)	$\beta = 1.77$ 0.08 ($b = 0.75$ 0.03) $\lambda_{4.2} = 2.20$ 0.15 $M_{max} = 7.59$ 0.23 ($\sigma_x = 0.20$)

mak amacıyla tarihsel dönem depremleri için Soysal ve diğ. (1981) ve Ergin ve diğ. (1967) kataloglarından, aletsel dönem depremleri için ise NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) veri tabanı ile Ergin ve diğ. (1967) ve Kandilli kataloglarından (Ayhan ve diğ. 1986) yararlanılarak KAFZ için 1000-1984 yılları arasında kapsayan bir katalog hazırlanmıştır. (13) bağıntısı kullanılarak yalnızca şiddetleri bilinen depremler için magnitüdler hesaplanarak, deprem büyüklüklerinin tekdüze olması sağlanmıştır. Hazırlanan katalog kullanılarak KAFZ'nun 24.00° - 30.00°E, 31.00° - 40.00°E ve 40.00° - 45.00°E boylamları arasındaki bölümleri için, kuramsal temelleri daha önce açıklanan yöntem uygulanarak sismik risk parametreleri hesaplanmıştır. Hesaplamalarda Kijko ve Sellovol (1987, 1990) tarafından FORTRAN 77 dilinde yazılan ve IBM PC uyumlu bilgisayarlarda çalıştırılabilen bir program kullanılmıştır.

Hesap sonuçları

KAFZ için önceki bölümde açıklanan yöntem ile oluşturulan kataloglardaki depremlerin episantrları Şekil 9 da gösterilmiştir. İncelenen üç ayrı bölge için bu depremlerden aletsel dönemde (1900-1984 arası) oluşanların magnitüdlerine göre oluş sayıları Şekil 10 da özetlenmiştir. Şekil 10 da özetlenen istatistik bilgiye göre 24.00° - 31.00°E boylamları arasındaki bölgede oluşan depremlerin % 79 unu magnitüdüleri $M < 5.5$ olan depremler, % 6 sini magnitüdüleri $M > 6.5$ olan, % 3 ünü $M > 7.0$ olan depremler oluşturmaktadır. 31.00° - 40.00°E boylamları arasındaki orta bölümde oluşan depremlerin ise % 5 ini magnitüdüleri $M > 6.5$ olan depremler, % 4 ünü $M > 7$ olan depremler, % 75 ini de magnitüdüleri $M < 5.5$ olan depremler oluşturmaktadır. 40.00° - 45.00°E boylamları arasındaki doğu bölümde oluşan depremlerin ise yalnızca % 2 sini magnitüdüleri $M > 6.5$ olan depremler, % 84 ünü de $M < 5.0$ olan depremler oluşturmaktadır.

Çizelge 2. KAFZ'nun üç ayrı bölümü için hesaplanan sismik risk parametrelerine tarihsel ve aletsel dönem verilerinin katkıları.

Table 2. Contributions of the historical and the instrumental period data to the seismic risk parameters computed for three different sections of the NAFZ.

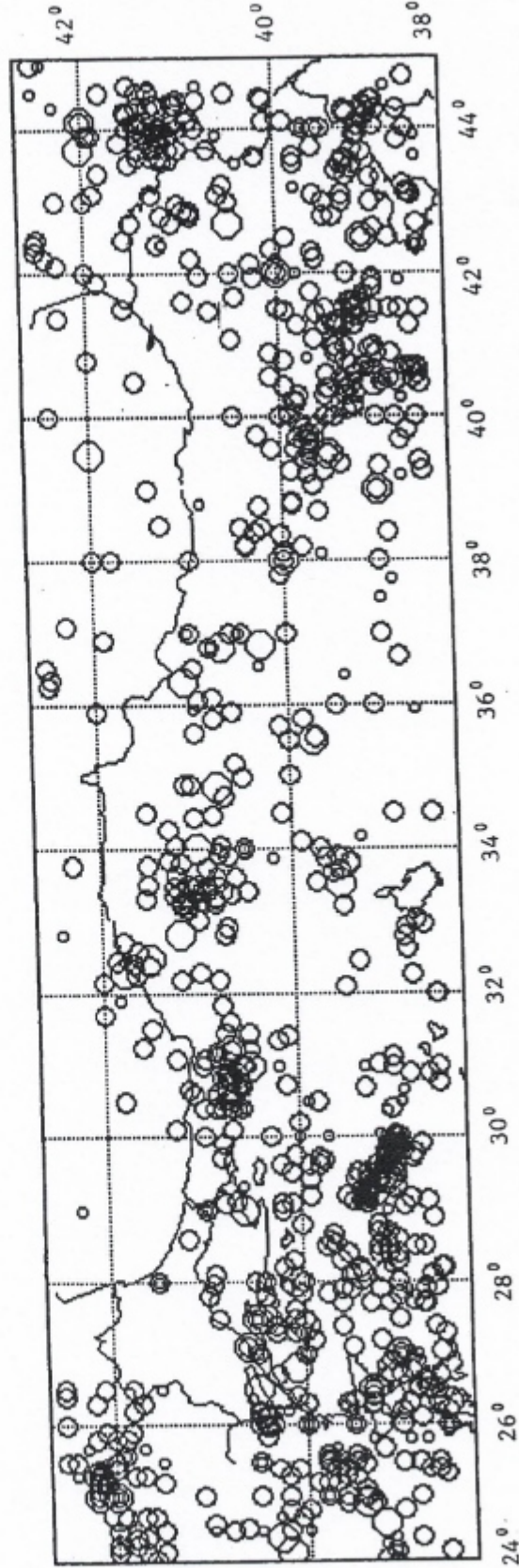
Bölge	Katalog	Parametre $\beta(\%)$	$\lambda(5)$
Batı bölüm (24.00°-31.00°E)	Tarihsel Aletsel 4.2	76.5 23.5	21.2 78.8
Orta bölüm (31.00°-40.00°E)	Tarihsel Aletsel 4.2	77.7 23.5	17.1 82.9
Doğu bölüm (40.00°-45.00°E)	Tarihsel Aletsel 4.2	71.2 28.8	10.3 89.7

KAFZ'da 1900 - 1984 yılları arasında oluşan depremlerin kataloglarda verilen odak derinlikleri incelendiğinde fay zonunda ortalama odak derinliklerinin 24.00° - 31.00°E bölümünde 30 km, 31.00° - 40.00°E bölümünde 22 km ve 40.00° - 45.00°E bölümünde 41 km olduğu görülmektedir. Ancak, odak derinliklerinin saptanmasındaki belirsizlikler dikkate alındığında bu dağılımın kolaca yorumlanamayacağı açıktır.

KAFZ için oluşturduğumuz katalogun kapsadığı 1000-1984 yılları arasındaki veriye, en büyük olasılık yönteminin uygulanması ile fay zonunun 24.00° - 31.00°E, 31.00° - 40.00°E ve 40.00° - 45.00°E boylamları arasındaki bölümleri için hesaplanan sismik risk parametreleri Çizelge 1 de verilmiştir. Hesaplanan sismik risk parametrelerine katalogumuzdaki tarihsel ve aletsel dönem verilerinin katkıları Çizelge 2 de özetlenmiştir.

Hesaplarımızda kullanılan katalogun tarihsel ve aletsel dönem alt kataloglarının özeti Çizelge 3 de verilmiştir.

KAFZ'nun yukarıda belirtilen üç ayrı bölümü için sismik risk sonuçları Çizelge 4, 5 ve 6 da özetlenmiştir. Bu çizelgelerde kesme magnitüdünden itibaren 0.1 magnitüd aralıkları ile her magnitüd için λ etkinlik oranı ve dönüş periyodları (yinelene peryodları), 1, 50, 100, 500 ve 1000 yıllık dönemler içinde bu magnitüdlerin geçilmemesi olasılıkları (yani bu magnitüdden daha büyük bir depremin oluşmama olasılığı) verilmiştir. Bu çizelgeler incelendiğinde, örneğin magnitüdü 7.5 olan bir depremin yinelenmesi için fay zonunun batı bölümünde 1092 yıl, orta bölümünde 270 yıl ve doğu bölümünde 1055 yıl geçmesi gerekmektedir. 100 yıllık bir dönemde 7.5 magnitüdünün geçilmemesi olasılığı, yani bundan büyük bir depremin oluşmama olasılığı fay zonunun batı bölümünde % 91, orta bölümünde % 69 ve doğu bölümünde % 90 dır. Çizelge 4, 5 ve 6 da verilen yinelenme periyodları Şekil 11 de birarada gösterilmiştir. Bu şeklin incelenmesinden, yaklaşık 7.3 magnitüddünden büyük depremler için fay zonunun orta bölümünde yinelenme periyodlarının diğer bölümlere göre daha küçük olduğu anlaşılmaktadır.



Şekil 9. KAFZ'da 1900-1984 yılları arasında oluşan $M > 4.5$ olan depremlerin episantırları.

Fig. 9. Epicenters of earthquakes ($M > 4.5$) which occurred on the NAFZ between 1900-1984.

Çizelge 3. Sismik risk hesaplamalarında kullanılan deprem kataloğunun özeti.

Table 3. A summary of earthquake catalog which was used in seismic risk computations.

a. Tarihsel dönem (1000-1900)				b. Aletsel dönem (1900-1984)			
Magnitüd	Frekans	Magnitüd	Frekans	Magnitüd	Frekans	Magnitüd	Frekans
4.2	22	4.5	101	6.0	14		
4.9	71	4.6	66	6.1	7		
5.5	59	4.7	55	6.2	1		
6.2	62	4.8	71	6.3	9		
6.9	25	4.9	67	6.5	4		
7.5	4	5.0	12	6.6	2		
		5.1	23	6.7	1		
		5.2	28	6.8	6		
		5.3	25	6.9	4		
		5.4	9	7.0	7		
		5.5	30	7.1	3		
		5.6	28	7.2	2		
		5.7	8	7.3	1		
		5.8	10	7.4	2		
		5.9	6	7.6	1		
				8.0	1		

Çizelge 4. KAFZ'nun 24.00° - 31.00°E boylamları arasındaki bölümü için sismik risk sonuçlarının özeti. Sırasıyla magnitüd, etkinlik oranı (λ), dönüş periyodu ve 1, 50, 100, 500 ve 1000 yıllık dönemlere karşılık gelen magnitüdlerin geçilmemesi olasılıkları sergilenmiştir.Table 4. A summary of seismic risk values computed for a section of the NAFZ between 24.00° - 31.00°E longitudes. Magnitude, activity rate (λ), return period and the probabilities of unexceedence of corresponding magnitude for 1, 50, 500 and 1000 years are listed respectively.

INT/MAG	LAMBDA	RET PER	Pr(T=1)	Pr(T=50)	Pr(T=100)	Pr(T=1000)
4.2	.349E+01	.3	.0306	.0000	.0000	.0000
4.3	.291E+01	.3	.0543	.0000	.0000	.0000
4.4	.242E+01	.4	.0893	.0000	.0000	.0000
4.5	.200E+01	.5	.1350	.0000	.0000	.0000
4.6	.166E+01	.6	.1901	.0000	.0000	.0000
4.7	.138E+01	.7	.2526	.0000	.0000	.0000
4.8	.114E+01	.9	.3197	.0000	.0000	.0000
4.9	.945E+00	1.1	.3888	.0000	.0000	.0000
5.0	.783E+00	1.3	.4572	.0000	.0000	.0000
5.1	.648E+00	1.5	.5231	.0000	.0000	.0000
5.2	.536E+00	1.9	.5848	.0000	.0000	.0000
5.3	.444E+00	2.3	.6416	.0000	.0000	.0000
5.4	.367E+00	2.7	.6928	.0000	.0000	.0000
5.5	.303E+00	3.3	.7383	.0000	.0000	.0000
5.6	.251E+00	4.0	.7784	.0000	.0000	.0000
5.7	.207E+00	4.8	.8133	.0000	.0000	.0000
5.8	.170E+00	5.9	.8434	.0002	.0000	.0000
5.9	.140E+00	7.1	.8692	.0009	.0000	.0000
6.0	.115E+00	8.7	.8912	.0031	.0000	.0000
6.1	.945E-01	10.6	.9099	.0089	.0001	.0000
6.2	.773E-01	12.9	.9257	.0210	.0004	.0000
6.3	.630E-01	15.9	.9390	.0429	.0018	.0000
6.4	.511E-01	19.6	.9501	.0775	.0060	.0000
6.5	.413E-01	24.2	.9595	.1267	.0160	.0000
6.6	.332E-01	30.1	.9674	.1904	.0362	.0000
6.7	.264E-01	37.9	.9739	.2669	.0712	.0000
6.8	.208E-01	48.0	.9794	.3832	.1248	.0000
6.9	.162E-01	61.9	.9840	.4456	.1986	.0000
7.0	.123E-01	81.2	.9878	.5404	.2920	.0000
7.1	.911E-02	109.8	.9909	.6341	.4021	.0001
7.2	.646E-02	154.9	.9936	.7241	.5243	.0016
7.3	.426E-02	235.0	.9958	.8083	.6534	.0142
7.4	.243E-02	411.5	.9976	.8856	.7843	.0880
7.5	.916E-03	1092.0	.9991	.9552	.9125	.4002

Çizelge 5. KAFZ'nun 31.00° - 40.00°E boylamları arasındaki bölümü için sismik risk sonuçlarının özeti. Açıklama için Çizelge 4'e bakınız.

Table 5. A summary of seismic risk values computed for a section of the NAFZ between 31.00° - 40.00°E longitudes. For further explanation see the explanations for Table 4.

INT/MAG	LAMBDA	RET PER	Pr(T=1)	Pr(T=50)	Pr(T=100)	Pr(T=1000)
4.2	.163E+01	.6	.1964	.0000	.0000	.0000
4.3	.137E+01	.7	.2531	.0000	.0000	.0000
4.4	.115E+01	.9	.3161	.0000	.0000	.0000
4.5	.965E+00	1.0	.3809	.0000	.0000	.0000
4.6	.809E+00	1.2	.3809	.0000	.0000	.0000
4.7	.678E+00	1.5	.5076	.0000	.0000	.0000
4.8	.568E+00	1.8	.5665	.0000	.0000	.0000
4.9	.476E+00	2.1	.6211	.0000	.0000	.0000
5.0	.399E+00	2.5	.6709	.0000	.0000	.0000
5.1	.334E+00	3.0	.7158	.0000	.0000	.0000
5.2	.280E+00	3.6	.7557	.0000	.0000	.0000
5.3	.235E+00	4.3	.7908	.0000	.0000	.0000
5.4	.197E+00	5.1	.8215	.0001	.0000	.0000
5.5	.165E+00	6.1	.8482	.0003	.0000	.0000
5.6	.138E+00	7.3	.8713	.0010	.0000	.0000
5.7	.115E+00	8.7	.8911	.0031	.0000	.0000
5.8	.965E+01	10.4	.9080	.0080	.0000	.0000
5.9	.807E+01	12.4	.9224	.0177	.0003	.0000
6.0	.675E+01	14.8	.9347	.0342	.0012	.0000
6.1	.564E-01	17.7	.9452	.0596	.0036	.0000
6.2	.471E-01	21.2	.9540	.0950	.0090	.0000
6.3	.393E-01	25.5	.9615	.1403	.0197	.0000
6.4	.327E-01	30.5	.9678	.1945	.0378	.0000
6.5	.273E-01	36.7	.9731	.2558	.0655	.0000
6.6	.227E-01	44.1	.9776	.3219	.1036	.0000
6.7	.188E-01	53.1	.9814	.3903	.1524	.0000
6.8	.156E-01	64.2	.9845	.4587	.2104	.0000
6.9	.129E-01	77.7	.9872	.5253	.2759	.0000
7.0	.106E-01	94.3	.9894	.5884	.3462	.0000
7.1	.870E-02	114.9	.9913	.6472	.4188	.0002
7.2	.711E-02	140.7	.9929	.7009	.4913	.0008
7.3	.577E-02	173.3	.9942	.7494	.5616	.0031
7.4	.465E-02	215.1	.9954	.7926	.6283	.0096
7.5	.371E-02	269.7	.9963	.8308	.6902	.0245
7.6	.292E-03	342.5	.9971	.8642	.7468	.0540
7.7	.226E-02	442.8	.9977	.8932	.7982	.1045
7.8	.170E-02	586.7	.9983	.9183	.8433	.1819
7.9	.124E-02	806.5	.9988	.9399	.8834	.2894
8.0	.851E-03	1175.8	.9991	.9584	.9185	.4272
8.1	.524E-03	1908.3	.9995	.9741	.9490	.5922
8.2	.250E-03	3995.4	.9997	.9876	.9753	.7786
8.3	.208E-04	48057.6	1.0000	.9990	.9979	.9794

Çizelge 6. KAFZ'nun 40.00° - 45.00°E boylamları arasındaki bölümü için sismik risk sonuçlarının özeti. Açıklama için Çizelge 4'e bakınız.

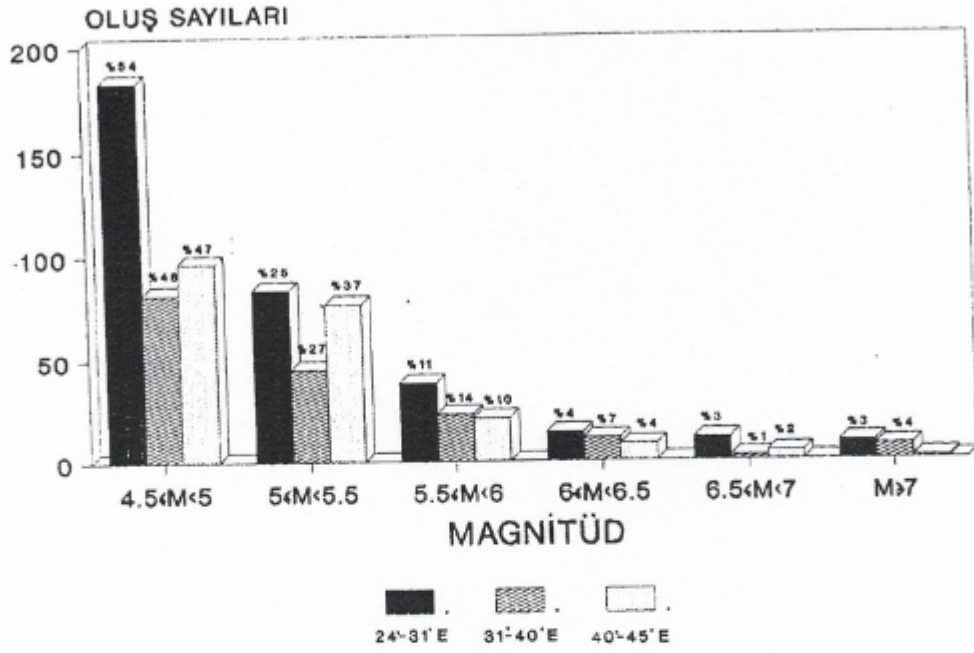
Table 6. A summary of seismic risk values computed for a section of the NAFZ between 40.00° - 45.00°E longitudes. For further explanation see the explanations for Table 4.

INT/MAG	LAMBDA	RET PER	Pr(T=1)	Pr(T=50)	Pr(T=100)	Pr(T=1000)
4.2	.219E+01	.5	.1121	.0000	.0000	.0000
4.3	.185E+01	.5	.1579	.0000	.0000	.0000
4.4	.155E+01	.6	.2132	.0000	.0000	.0000
4.5	.129E+01	.8	.2742	.0000	.0000	.0000
4.6	.108E+01	.9	.3385	.0000	.0000	.0000
4.7	.907E+00	1.1	.4039	.0000	.0000	.0000
4.8	.759E+00	1.3	.4683	.0000	.0000	.0000
4.9	.635E+00	1.6	.5300	.0000	.0000	.0000
5.0	.531E+00	1.9	.5880	.0000	.0000	.0000
5.1	.444E+00	2.3	.6415	.0000	.0000	.0000
5.2	.371E+00	2.7	.6900	.0000	.0000	.0000
5.3	.310E+00	3.2	.7334	.0000	.0000	.0000
5.4	.259E+00	3.9	.7719	.0001	.0000	.0000
5.5	.216E+00	4.6	.8057	.0003	.0000	.0000
5.6	.180E+00	5.6	.8352	.0001	.0000	.0000
5.7	.150E+00	6.7	.8607	.0006	.0000	.0000
5.8	.125E+00	8.0	.8827	.0020	.0000	.0000
5.9	.104E+00	9.6	.9015	.0056	.0003	.0000
6.0	.860E+01	11.6	.9176	.0136	.0002	.0000
6.1	.711E-01	14.1	.9313	.0285	.0008	.0000
6.2	.587E-01	17.0	.9430	.0531	.0028	.0000
6.3	.483E-01	20.7	.9529	.1894	.0180	.0000
6.4	.396E-01	25.3	.9612	.1382	.0192	.0000
6.5	.323E-01	31.0	.9682	.1992	.0397	.0000
6.6	.261E-01	38.2	.9742	.2706	.0732	.0000
6.7	.210E-01	47.6	.9792	.3497	.1223	.0000
6.8	.167E-01	59.8	.9834	.4335	.1879	.0000
6.9	.131E-01	76.2	.9870	.5190	.2694	.0000
7.0	.101E-01	99.0	.9900	.6035	.3642	.0000
7.1	.757E-02	132.1	.9925	.6848	.4690	.0005
7.2	.545E-02	183.3	.9946	.7613	.5796	.0043
7.3	.368E-02	271.8	.9963	.8319	.6921	.0252
7.4	.219E-02	456.0	.9978	.8961	.8031	.1116
7.5	.947E-02	1055.5	.9991	.9537	.9096	.3877

Çizelge 7. KAFZ'nun dört ayrıbölümü için hesaplanan sismik risk değerleri.

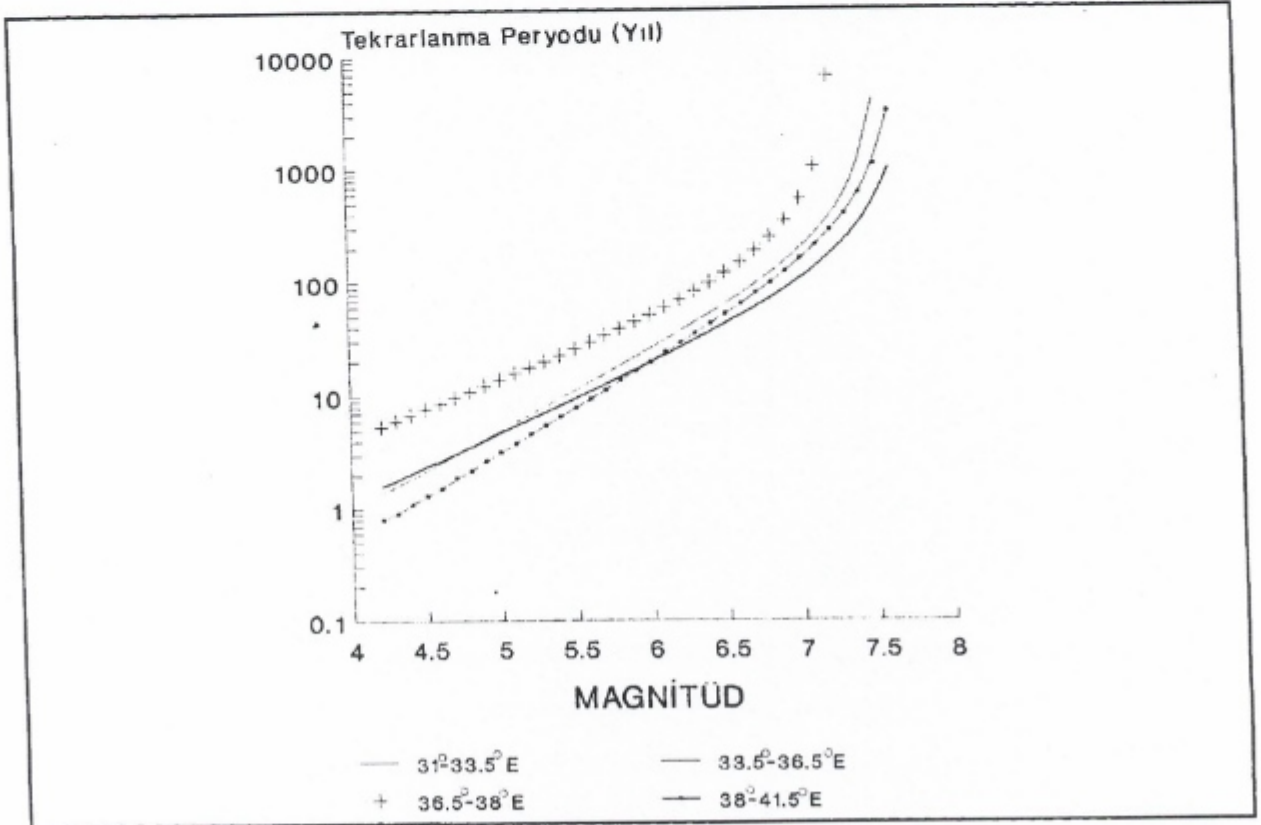
Table 7. Seismic risk values computed for the four different parts of the NAFZ.

Parametre	Bölge			
	31.00 -33.50 E	33.50 -36.50 E	36.50 -38.00	38.00 -41.50 E
b-değerleri	0.67 0.06	0.57 0.05	0.47 0.09	0.76 0.04
$\lambda_{4.2}$ -değerleri	0.72 0.09	0.63 0.08	0.19 0.04	1.32 0.12
M_{max} -değerleri	7.54 0.25	7.72 0.23	7.22 0.2	7.66 0.26



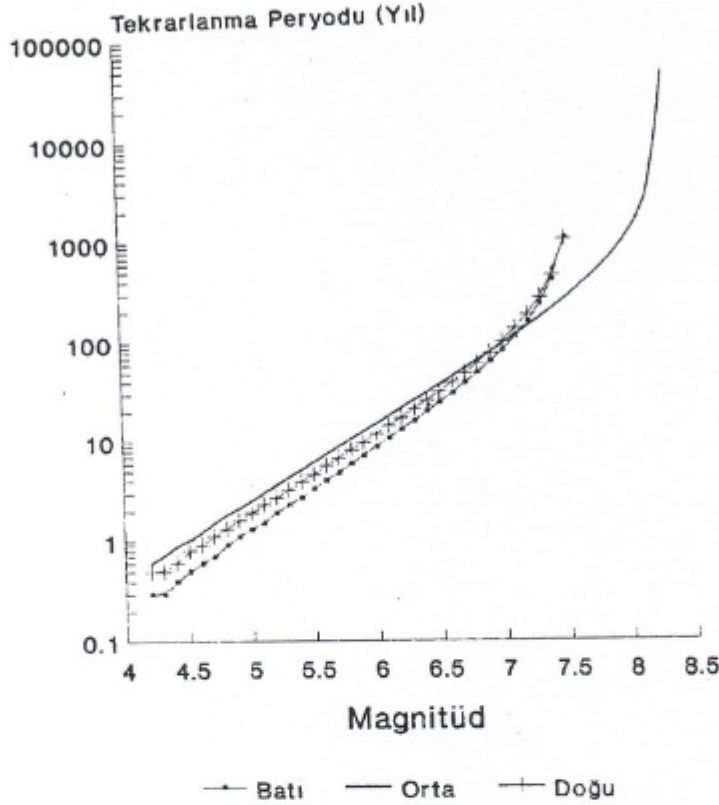
Şekil 10. KAFZ'da 1900-1984 yılları arasında oluşan depremlerin magnitüdlerine göre oluş sayıları.

Fig. 10. Numbers of earthquake occurrences with respect to the magnitudes for the NAFZ between 1900-1984.



Şekil 11. KAFZ'nun batı, orta ve doğu kesimlerinde oluşan depremlerin tekrarlanma periyodları.

Fig. 11. Return periods of earthquakes in the western, central and the eastern sections of the NAFZ.



Şekil 12. KAFZ'nun dört ayrı bölümünde ($31.00^\circ - 33.50^\circ\text{E}$; $33.50^\circ - 36.50^\circ\text{E}$; $36.50^\circ - 38.00^\circ\text{E}$ ve $38.00^\circ - 41.50^\circ\text{E}$) oluşan depremlerin dönüş periyotları. $38.00^\circ - 41.50^\circ\text{E}$ boylamları arasındaki bölüm Erzincan ve Pülümür yörelerini de kapsamaktadır.

Fig. 12. Return periods of earthquakes in four different parts ($31.00^\circ - 33.50^\circ\text{E}$; $33.50^\circ - 36.50^\circ\text{E}$; $36.50^\circ - 38.00^\circ\text{E}$ and $38.00^\circ - 41.50^\circ\text{E}$) of the NAFZ. The area between $38.00^\circ - 41.50^\circ\text{E}$ longitudes also covers the Erzincan and the Pülümür regions.

ERZİNCAN VE ÇEVRESİ İÇİN SİSMİK RİSK

Önceki bölümde hesaplanan sismik risk değerleri fay zonunun göz önüne alınan üç ayrı bölümünün depremsellik bakımından farklı özelliklere sahip olduklarına işaret etmektedir. Bu sonuçlar fay zonunun farklı dönemlerde etkin olmuş ve farklı atım özellikleri gösteren kesimleri (Barka ve Kadinsky-Cade 1988) için sismik riskin hesaplanmasının yararlı olacağını düşündürmektedir. Bu amaçla KAFZ'nun 31.00°E ile 41.50°E boylamları arasındaki kesimi dört ayrı bölüme ($31.00^\circ - 33.50^\circ\text{E}$; $33.50^\circ - 36.50^\circ\text{E}$; $36.50^\circ - 38.00^\circ\text{E}$; $38.00^\circ - 41.50^\circ\text{E}$) ayrılarak sismik risk değerleri yeniden hesaplandı.

Sonuçlar Çizelge 7'de ve Şekil 12 de özetlenmiştir. Fay zonunun $38.00^\circ - 41.50^\circ\text{E}$ boylamları arasındaki bölümü Erzincan ve Pülümür yörelerini de kapsamaktadır. Bu bölümde 1939 Erzincan depreminden ($M = 8.0$) sonra oluşan en büyük deprem 13 Mart 1992 Erzincan depremidir. USGS NEIC tarafından verilen ön bilgilere göre, $M = 6.8$ büyüklüğündeki bu depremin dalga şekillerinden elde edilen kaynak mekanizması sağyönlü doğrultu-atımlı bir faylanma belirtmekte olup, fay düzleminin doğrultusu KAFZ'nun bu kesimdeki doğrultusu ile uyumludur.

Çizelge 7 deki sonuçlar incelendiğinde KAFZ'nun $31.00^\circ - 41.50^\circ\text{E}$ boylamları arasındaki bölümünde sismik riskin doğuya doğru göreceli olarak arttığı söylenebilir. Erzincan yöresinde aktiflik oranı görece büyük olup, beklenen maksimum magnitüd yaklaşık 7.8 dir. Bu yörede büyük depremlerin yinelenme periyotları diğer bölümlere göre daha küçüktür.

SONUÇLAR

KAFZ'nun $31.00^\circ - 40.00^\circ\text{E}$ boylamları arasındaki bölümünde magnitüdü 7 veya daha büyük depremlerin oluşma oranı, 1000 - 1984 yılları arasındaki verileri içeren deprem kataloglarından edinilen bilgiye göre % 4 olup, fay zonunun doğu ve batı bölümleri için bulunan oranlardan büyüktür. Magnitüdü $4.5 \leq M \leq 5.5$ arasındaki depremler fay zonunun batı bölümünde ($24.00^\circ - 30.00^\circ\text{E}$ arası) % 79, orta bölümünde ($31.00^\circ - 40.00^\circ\text{E}$ arası) % 75, doğu bölümünde ($40.00^\circ - 45.00^\circ\text{E}$ arası) % 84 oranlarında oluşmaktadır. Buna göre, fay zonunun orta bölümünde doğu ve batı bölümlerine göre daha büyük magnitüdü depremlerin oluştuğu söylenebilir.

KAFZ'nun batı, orta ve doğu bölümleri için en büyük olasılık yöntemi ile bulunan b değerleri sırası ile, 0.79, 0.75, 0.75; $\lambda_{4.2}$ etkinlik oranları 3.51, 1.64, 2.20; ve beklenen maksimum magnitüd değerleri 7.6, 8.3 ve 7.6 dir. Bu sonuçla-

ra göre fay zonunun batı ve doğu bölümlerinde sismik etkinlik yüksek olmakla birlikte, en büyük magnitudü depremler fay zonunun orta bölümünde (31.00° - 40.00°E boylamları arasında) beklenmektedir. Bu bölümde sismik risk doğuya doğru gerceli olarak artmaktadır. Erzican yöresinde etkinlik oranı görece büyük olup, beklenen en büyük magnitud yaklaşık 7.8 dir. Bu yörede büyük depremlerin (M_z6.0) yinelenme periyodları diğer bölümlere göre daha küçüktür.

En büyük olasılık yöntemi ile bulunan sonuçlara göre magnitudü 7.5 veya daha büyük bir depremin yinelenmesi için geçmesi gereken zaman (yinelenme periyodu) KAFZ'nun batı bölümünde 1092 yıl, orta bölümünde 270 yıl ve doğu bölümünde 1055 yıldır. 100 yıllık bir dönemde 7.5 magnitudünün geçilmemesi olasılığı, yani bundan büyük bir depremin oluşmama olasılığı fay zonunun batı bölümünde % 91, orta bölümünde % 69 ve doğu bölümünde % 90 dır.

KATKI BELİRTME

Geliştirdikleri bilgisayar programını kullanmamıza izin veren ve konu ile ilgili yayınlarının ayrı baskılarını göndererek çalışmamıza yardımcı olan Prof. A. Kijko ve Prof. M.A. Sellevoll'a, kullandığımız katalogun oluşturulmasına yardımcı olan Dr. B.S. Üçer'e teşekkür ederiz.

KAYNAKLAR

- Abramowitz, M. and Stegun, A. 1964, Handbook of Mathematical Functions, National Bureau of Standards, United States Department of Commerce, Washington, D.C.
- Allen, C.R. 1969, Active Faulting in Northern Turkey, California Inst. Technology, Div. Geol. Sci., Contribution No. 1577, 32p.
- Allen, C.R. 1980, Comparisons between the North Anatolian Fault Zone of Turkey and the San Andreas Fault of California, in Multidisciplinary Approach to Earthquake Prediction (Proceedings of the International Symposium on Earthquake Prediction in the North Anatolian Fault Zone held in Istanbul), Friedr. Vieweg and Sohn, Braunschweig/Wiesbaden, 1982, p. 67-85.
- Altekin, Ö. 1978, Batı Anadolu depremlerinin odak mekanizmaları ve bunların aktif tektonik ile ilişkileri, 2. Odak mekanizmaları ve plaka tektoniği modeli, Jeofizik 7, 30-56.
- Ambraseys, N.N. 1970, Some characteristic features of the North Anatolian Fault Zone, Tectonophysics 9, 143-165.
- Ayhan, E., Alsan, E., Sancaklı, N. ve Üçer, S.B. 1986, Türkiye ve Doayları Deprem Kataloğu 1881-1980, Boğaziçi Üniv., Kandilli Rasath., 126 Sayfa.
- Aytun, A. 1972, İsmetpaşa İstasyonu civarında krip ölçümleri, Kuzey Anadolu Fayı ve Deprem Kuşağı Simpozyumu, M.T.A. Enst., Ankara, s. 114-117.
- Barka, A.A. and Kadinsky-Cade, K. 1988, Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity, Tectonics 7, 663-684.
- Benjamin, J.R., and Cornell, C.A. 1970, Probability, Statistics and Decisions for Civil Engineers, McGraw-Hill, New York.
- Canitez, N., and Üçer, B.S. 1967, Computer determinations for the fault plane solutions in and near Anatolia, Tectonophysics 4, 235-244.
- Campell, K.W. 1982, Bayesian analysis of extreme earthquake occurrences, Part I, Probabilistic hazard model, Bull. Seism. Soc. Am. 72, 1689-1705.
- Cosentino, P., Ficara, V. and Luzio, D. 1977, Truncated exponential frequency-magnitude relationship in earthquake statistics, Bull. Seism. Soc. Am. 67, 1615-1623.
- Dewey, J. 1976, Seismicity of Northern Anatolia, Bull. Seism. Soc. Am. 66, 843-868.
- Dong, W.M., Shah, H.C. and Bao, A.B. 1984, Use of maximum entropy principle in earthquake recurrence relationships, Bull. Seism. Soc. Am. 74, 725-737.
- Ergin, K., Uz, Z. ve Güçlü, U. 1967, Türkiye ve Civarının Deprem Kataloğu (M.S. 11 yılından 1964 sonuna kadar), İ.T.Ü. Maden Fakültesi Arz Fiziği Enst., yay. No. 24.
- Epstein, B., and Lomnitz, C. 1966, A model for occurrence of large earthquakes, Nature 211, 954-956.
- Gardner, J.K. and Knopoff, L. 1974, Is the sequence of earthquakes in southern California, with aftershocks removed, Poissonian?, Bull. Seism. Soc. Am. 64, 1363-1368.
- Gan, Z.J., and Tung, C.C. 1983, Extreme value distribution of earthquake magnitude, Phys. Earth Planet. Int. 32, 325-330.
- Gutenberg, B. and Richter, C.F. 1949, Seismicity of the Earth and Associated Phenomena, Princeton University Press, Princeton, New Jersey.
- Ikeda, Y., Suzuki, Y., Herece, E., Şaroğlu, F., Işıkara, A.M. and Honkura, Y. 1991, Geological evidence for the last two faulting events on the North Anatolian Fault zone in the Mudurnu Valley, western Turkey, Tectonophysics 193, 335-345.
- İpek, M., Uz, Z. ve Güçlü, U. 1965, Sismolojik donelere göre Türkiye'de deprem bölgeleri, Deprem Yönetmeliği toplantısına (22.3.1965, Ankara) sunulan rapor (yayınlanmamış), İ.T.Ü. Sismoloji Enstitüsü.
- Jackson, J. and McKenzie, D.P. 1988, The relationship between plate motions and seismic moment tensors, and the rates of active deformation in the Mediterranean and Middle East, Geophys. J. 93, 45-73.
- Karnik, V. 1969, Seismicity of the European Area, Part I, Reidel Publishing Company, 364 pp.
- Ketin, İ. 1976, San Andreas ve Kuzey Anadolu Fayları arasında bir karşılaştırma, Türkiye Jeoloji Kurumu Bül. 19, 149-154.
- Ketin, İ. 1969, Kuzey Anadolu Fayı hakkında, M.T.A. Enstitüsü Der-gisi, 72, 1-27.
- Kijko, A. and Dessokey, M.M. 1987, Application of extreme magnitude distributions to incomplete earthquake files, Bull. Seism. Soc. Am. 77, 1429-1436.
- Kijko, A. and Sellevoll, M.A. 1986, Bayesian estimation of seismic parameters for extreme historical and complete instrumental data, Seismo Series No. 7, Seismol. Obs. Univ. of Bergen, Norway, 26 pp.
- Kijko, A. and Sellevoll, M.A. 1987, Estimation of earthquake hazard parameters from incomplete data files, Seismo Series No. 11, Seismol. Obs. Univ. of Bergen, Norway, 23 pp.
- Kijko, A. 1988, Maximum likelihood estimation of Gutenberg-Richter b parameter for uncertain magnitude values, Pageoph 127, 573-579.
- Kijko, A. and Sellevoll, M.A. 1990, Estimation of earthquake hazard parameters for incomplete and uncertain data files, Natural Hazards 3, 1-13.
- Lee, W.H.K. and Brillinger, D.R. 1979, On Chinese earthquake history-and attempt to model an incomplete data set by point process analysis, Pageoph 117, 1229-1245.
- Lomnitz, C. 1974, Global Tectonics and Earthquake Risk, Elsevier, Amsterdam, 330 pp.

- Marza, V.I. and Kijko, A. 1991, Estimate of earthquake hazard in the Vrancea (Romania) region, *Pure App. Geophys.* 136, 143-155.
- McKenzie, D.P. 1972, Active tectonics of the Mediterranean region, *Geophys. J.R. Astron. Soc.* 30, 109-185.
- Öncel, A.O. 1992, Kuzey Anadolu Fay Zonu'nda Depremlerin İstatistiksel Analizi, *Yük. Lis. Tezi, İstanbul Üniv. Fen Bil. Enst.*, 93 sayfa.
- Page, R. 1968, Aftershocks and microaftershocks of the Great Alaska earthquake of 1964, *Bull. Seism. Soc. Am.* 58, 1131-1168.
- Pavoni, N. 1961, Die Nordanatolische Horizontal verschiebung: *Geol. Rundschau Band* 51, 122-139.
- Rao, C.R. 1973, *Linear Statistical Inference and its Application*, 2nd ed., John-Wiley New York, p. 625.
- Seymen, İ. 1975, Kelkit Vadisi Kesiminde Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun Tektonik Özelliği, *Doktora Tezi, İstanbul Teknik Üniv.*, 198 Sayfa.
- Sipahioğlu, S. ve Alptekin, Ö. 1988, Türkiye'de deprem sorununun görünümü, *Jeofizik* 2, 151-183.
- Soysal, H., Sipahioğlu, S., Kolçak, D., Altınok, Y. 1981, Türkiye ve Çevresinin Tarihsel Deprem Katoloğu, *Tubitak Proje No. TBAG 341*.
- Şengör, A.M.C. 1979, The North Anatolian Transform Fault, its age, offset and tectonic significance, *Geol. Soc. London* 136, 269-282.
- 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 History, *Society of Economic Paleontologist and Mineralogist. Special Publication No. 37*.
- Tabban, A. ve Gençoğlu, S. 1975, Deprem ve parametreleri, *Deprem Araşt. Enst. Bül.* 11, 7-83.
- Tokay, M. 1973, Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun Gerede ile Ilgaz arasındaki kısmında jeolojik gözlemler: Kuzey Anadolu fayı ve Deprem Kuşağı Sempozyumu, *Maden Tetkik Arama Enst., Ankara*, 12-29.
- Weichert, D.H. 1980, Estimation of the earthquake recurrence parameters for unequal observation periods for different magnitudes, *Bull. Seism. Soc. Am.* 70, 1337-1346.

RAYLEIGH DALGASI GRUP HIZI ÇÖZÜMLEMELERİNE GÖRE DOĞU ANADOLU VE CİVARINDA KABUK VE ÜST-MANTO YAPISI

Crust and Upper-Mantle Structure Beneath Eastern Anatolia and Surrounding Area from the Analysis of Rayleigh Wave Group Velocity

Nilgün SAYIL*, İlhan OSMANŞAHİN*, Mithat F. ÖZER* ve Özer KENAR*

ÖZET

Yüzey dalgası dispersiyon verilerinin çözümlemeleri, yerkürenin kabuk ve üst-manto yapısının araştırılmasında yaygın olarak kullanılan sismolojik yöntemlerden biridir. Bu çözümlemelerde, dispersif yüzey dalgası kayıtlarından hesaplanan faz ve grup hızı değerleri, kuramsal olarak tanımlanan yapı modellerine ait faz ve grup hızı değerleriyle kıyaslanır. Kuramsal modele ait parametreler değiştirilerek, gözlemsel verilerle uyumlu sonuçlar aranır. Ters çözümleme olarak tanımlanan bu işlemler sonucunda, gözlemsel verilere en yakın sonucu veren kuramsal model aranan yapıyı belirler.

Bu çalışmada, Kafkasya'da ve Hazar Denizi'nin güney batısında olmuş iki depremin Kudüs istasyonuna ait Rayleigh dalgası kayıtlarından yararlanılarak, kaynak-istasyon arası profiller için kabuk ve üst-manto yapısı araştırılmıştır. Bu amaçla, önce kayıtlar üzerinden Ardışık Süzgeç Tekniği (Multiple Filter Technique) ile grup hızları hesaplanmıştır. Sonra, Kirpi (Hedgehog) Yöntemi kullanılarak ters çözümleme ile kabuk ve üst-manto yapısı belirlenmiştir. Aynı hız değerli, fakat farklı kalınlıklardaki üç tabakalı kabuk yapısı modelleri, her iki profile ait grup hızı dispersiyon verilerine göre uyumlu sonuçlar vermektedir. Bu modellerdeki toplam kabuk kalınlıkları 36 ve 38.5 km civarındadır. Daha doğuda kalan profil için bulunan kabuk kalınlığı daha büyüktür. Buna göre, kabuk kalınlığının doğuya doğru artmakta olduğu söylenebilir. Burada elde edilen P_n ve S_n dalgası hızları sırasıyla 8.12 ve 4.63 km/sn kadardır.

ABSTRACT

Surface wave dispersion analysis is one of the seismological methods which are extensively used to investigate the Earth's crust and upper-mantle structure. In this analysis, observed phase and group velocity values computed from the dispersive surface waves are compared with the phase and group velocity values from the theoretical structure models. The results that are consistent with observed data are searched by the change of parameters in the theoretical model. At the end of this inversion process, the best fitting theoretical model identifies the desired structure.

In the present study, using the Rayleigh wave records at the station Jerusalem (JER) from two earthquakes that occurred in Caucasus and the south west of the Caspian Sea, the crust and upper-mantle structures for the profiles between sources and station have been investigated. For this purpose, firstly, group velocities have been computed from the records by using Multiple Filter Technique. Then, the structure has been identified by inversion using the Hedgehog Method. Crustal structure models of three layers with the same velocity values but different thicknesses have given the consistent results to the group velocity dispersion data for both profiles. Total crustal thicknesses in these models are about 36 and 38.5 km. The thicker one lies on the east of the other one. Thus, it can be said that the thickness of the crust is getting thicker towards east. P_n and S_n wave velocities for the best fitting models are about 8.12 and 4.63 km/sec, respectively.

GİRİŞ

İlk yüzey dalgası çalışmaları, kaynak ile istasyon arasındaki yapıyı belirlemeye yönelik olan tek istasyon kayıtlarına dayalı çalışmalardır (Ewing ve diğ. 1957). Tek-istasyon yönteminde, kaynak fonksiyonunun bilinmemesi çözümleme-

lerde sorun yaratır. Özellikle, kaynağın başlangıç fazı istasyondaki faz gecikmelerini önemli ölçüde etkilediğinden, faz hızlarında hatalar olabilmektedir. Aynı durum grup hızları için de geçerlidir. Fakat, kaynağın grup gecikmeleri üzerindeki etkisi faz gecikmelerine oranla çok daha azdır ve periyod büyüdükçe

* Karadeniz Teknik Üniversitesi, Mühendislik-Mimarlık Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü, Trabzon.

etkilemenin oranı artar (Panza ve diğ. 1973, 1975a, 1975b). Bu nedenle, frekans bandı nispeten dar olan 1-2 bin km lik episantr uzaklığındaki istasyonların kayıtlarından yararlanarak, kaynağın etkisi dikkate alınmadan grup hızı çözümlemeleri yapılabilmektedir. Dikkat edilmesi gereken bir diğer nokta, problemin çok çözümlü olmasıdır. Bu nedenle, yapı modeli belirlenirken, mevcut bilgiler titizlikle dikkate alınmalıdır.

Yüzey dalgası çözümlemelerinde en duyarlı faz ve grup hızı hesaplamaları, ilk kez Brune ve Dorman (1963) tarafından kullanılan iki-istasyon yöntemiyle elde edilmektedir. Ancak, bu yöntemde deprem kaynağıyla aynı büyük daire üzerinde yer alan iki istasyona ait kayıtlar gerektiğinden veri bulma güçlüğü söz konusudur. Üç veya daha çok istasyondaki verilerden yararlanarak da istasyonlar arası faz gecikmeleri hesaplanabilir. Fakat, yanal heterojenite durumunda çözümlerde hata olması kaçınılmazdır.

Türkiye'de, özellikle Doğu Anadolu'da yapılan kabuk ve üst-manto yapısı araştırmaları oldukça sınırlıdır. Önceki senelerde yapılan bu tür çalışmalar ve bunlardan elde edilen sonuçlar, Ergin (1981) ile Osmaşahin ve Alptekin (1990) tarafından özetlenmiştir. Mevcut çalışmaların çoğu deprem verilerine dayalıdır.

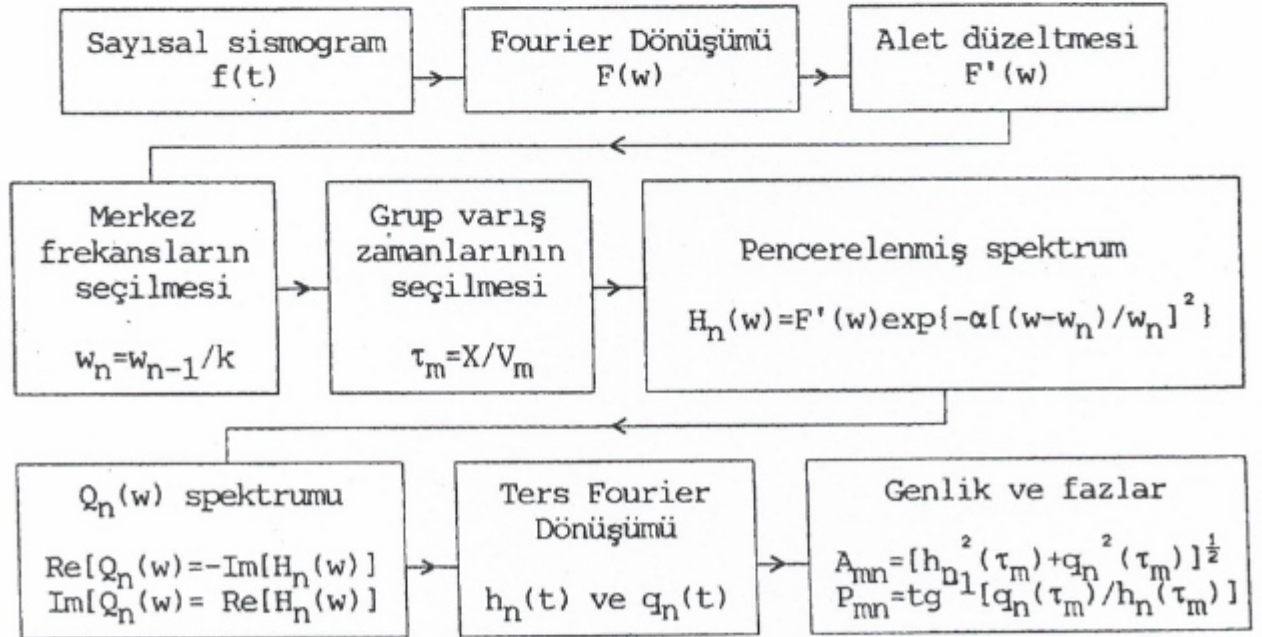
Doğu Anadolu'da yeterli duyarlılıkta ve sayıda sismograf istasyonunun olmayışı, çalışmalar için yeterli veri bulunabilmesinde güçlük yaratmaktadır. Ülkemizin İstanbul ve Ankara'da olmak üzere, uluslararası sismograf örüsüne ait iki istasyonu vardır. Bu istasyonların konumu gereği, kaynak istasyon arası yapının araştırılmasına yönelik sismolojik çalışmalarda incelenen profiller genelde yaklaşık olarak doğu-batı doğrultusudur. Bu çalışmada, mevcut çalışmalarda incelenen profillere dike yakın doğrultularda, yani yaklaşık kuzey-güney doğrultusuna profiller oluşturulmaya çalışılmıştır.

YÖNTEM

Bu çalışmada, uzun peryod düşey bileşen sismograf kayıtlarında gözlenen ana mod Rayleigh dalgalarının grup hızı çözümlemeleri yapılmıştır. Kayıtlardan hesaplanan grup hızlarının ters çözümüyle kabuk ve üst-manto yapısı belirlenmeye çalışılmıştır. Grup hızlarının hesaplanmasında günümüzde en yaygın olarak kullanılan Ardışık Süzgeç Tekniği (Dziewonski ve diğ. 1969), ters çözümleme işlemlerinde ise bir deneme yanılma yolu izleyen Kirpi Yöntemi uygulanmıştır (Valyus ve diğ. 1969, Valyus 1972, Knopoff 1972, Biswas ve Knopoff 1974, Osmaşahin ve Alptekin 1990). Bu yöntemlerde izlenen yollar birer akış şeması halinde sırasıyla Şekil 1 ve Şekil 2 de verilmiştir. İyi bilinen yöntemler olduğu için ayrıntıları ile anlatılmayacak, kısa tanımlamalarla yetinilecektir.

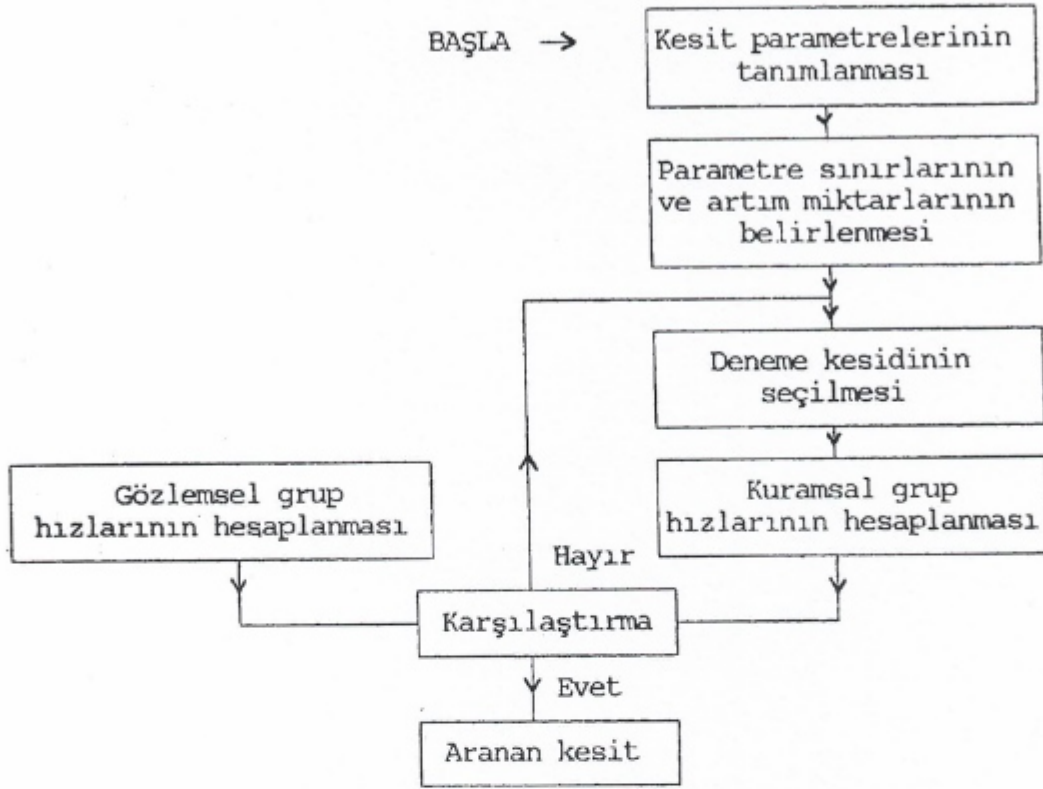
Ardışık Süzgeç Tekniği, genlik ve fazları peryodun ve hızın fonksiyonu olarak belirlenmek istenen sinyalin, birbirini izleyen noktalar boyunca, bu noktalarda merkezlenen dar bantlı süzgeçlerden geçirilmesi şeklinde uygulanır. Bir başka deyişle, ele alınan sinyal belirli aralıklardaki çeşitli frekanslar için pencerelenmektedir. Böylece, her frekans için genlik iyi bir ayrımlılıkla elde edilmiş olur. Süzgeçleme işlemi zaman ortamında veya frekans ortamında yapılabilir. Kuramsal olarak eşdeğer olmalarına rağmen, ayrımlılığın daha yüksek olması ve zamandan kazanç sağlaması bakımından frekans ortamı işlemleri yeğlenebilir. Frekans ortamında ardışık olarak uygulanan her bir pencereleme işleminin sonunda, ters Fourier dönüşümü alınarak elde edilen dalgacıktan, karşılık gelen peryoda ait grup hızı hesaplanır. Pencere fonksiyonu olarak Gauss fonksiyonu kullanılmaktadır.

Kirpi yöntemi kullanılarak uygulanan ters çözümleme işlemlerinde ise, önce yapıyı belirleyen parametrelerin alt ve üst sınır değerleriyle, her bir parametrenin bir sonraki deneme çözümünde kullanılacak değerini saptayabilmek amacıyla artım miktarlarının seçilmesi gerekir. Sonra, her bir parametre-



Şekil 1. Ardışık Süzgeç Tekniğinde uygulanan işlemlerin akış şeması (Dziewonski ve diğ. 1969). (a bir sabittir).

Fig. 1. Flow diagram for Multiple Filter Technique (Dziewonski et al. 1969). (a is a constant).



Şekil 2. Kirpi (Hedgehog) Yöntemi ile yapılan ters çözümleme işlemlerinin akış şeması (Osmanşahin ve Alptekin'den (1990) uyarlanmıştır).

Fig. 2. Flow diagram of inversion scheme by using Hedgehog Method (modified from Osmanşahin and Alptekin (1990)).

nin alacağı deneme değerlerinin tüm olası kombinasyonları için kuramsal hız değerleri hesaplanır. Her adımda, yani her bir deneme modeli için hesaplanan kuramsal hız değerleri gözlemsel hız değerleriyle kıyaslanarak uyum derecesi izlenir. Aradaki fark, istenen sınırı aşıyorsa bir sonraki deneme çözümüne geçilir. Uyum sağlanınca aranan yapı belirlenmiş olur.

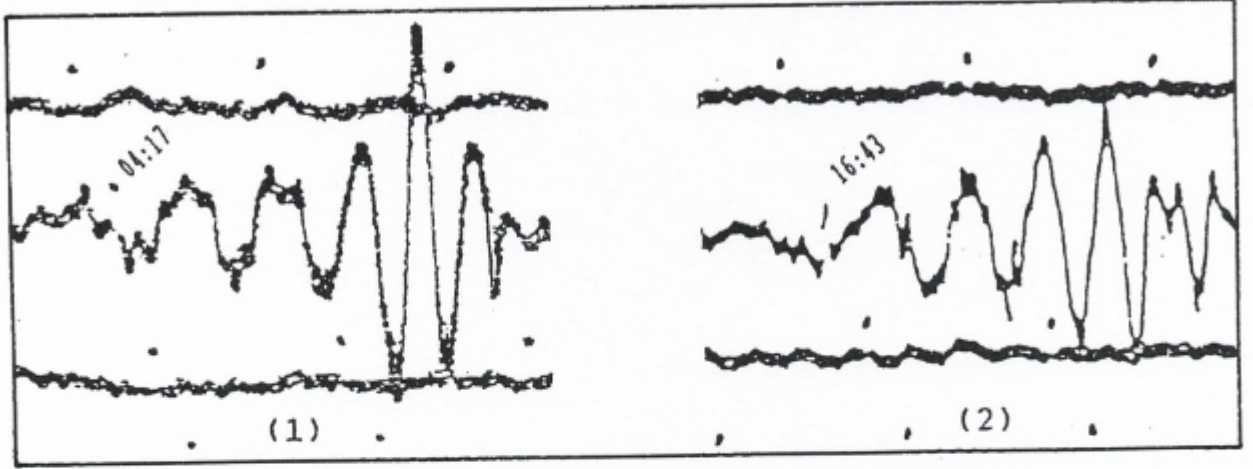
VERİLER

Doğu Anadolu'yu ve Kafkasya'nın bir bölümünü, yaklaşık kuzey-güney doğrultusunda kesecek profiller oluşturabilmek bakımından en uygun konumdaki WWSSN istasyonu Kudüs (JER) istasyonudur. Bu istasyonla birlikte Doğu Anadolu ve yakın civarında oluşmuş depremler istenen konumdaki kaynak-istasyon çiftlerini sağlamaktadır. Kullanılacak verilerin elde edilmesi amacıyla, Amerikan veri merkezi

NOAA'ya (National Oceanographic and Atmospheric Administration) ait kütükler ve 1981 sonrası yıllar için ISC (International Seismological Center) bültenleri taranarak, bölgede oluşmuş depremler arasından magnitüdü 5.0-5.5 civarında olanlar seçilmiştir. Bu şekilde belirlenen yaklaşık 20 depreme ait kayıtların mikrofilmleri Dünya Sismoloji Veri Merkezi'nden (World Data Center A for Seismology) istenmiştir. Gelen kayıtlar incelenmiş ve iki düşey bileşen kaydının kullanılabilir olduğu görülmüştür. Bu kayıtların ait oldukları depremlerin parametreleri Çizelge 1 de verilmiştir. Kayıtlarda gözlenen Rayleigh dalgaları Şekil 3 de gösterilmiştir. İncelenen diğer kayıtlar yeterince seçilebilir bulunmamıştır. Bazılarında sinyal/gürültü oranı küçük, bazılarında ise izler kağıt dışına taşmıştır. Çözümlemelerde kullanılan kayıtların ait olduğu istasyon ve depremlerin oluşturduğu profiller Şekil 4 deki haritada gösterilmiştir.

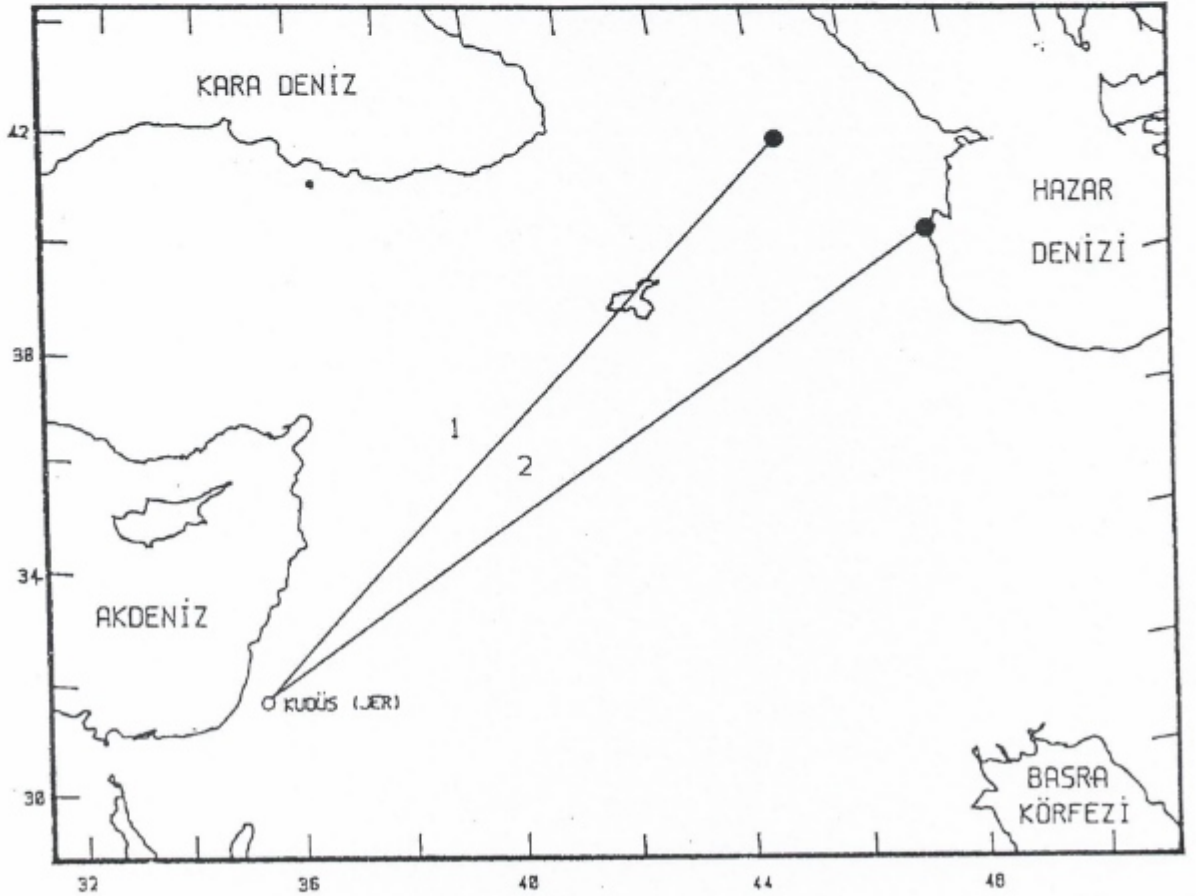
Çizelge 1. Çözümlemelerde kullanılan depremlerin odak parametreleri.
Table 1. Parameters of earthquakes that are used in the analysis.

Sıra No	Tarih	Oluş Zamanı (GTM)	Koordinat Enlem Boylam	Derinlik (Km)	Magnitüd (Mb)
1	03.05.1982	04:1004.9	41.210N 46.200E	45	5.2
2	27.01.1986	16:35:51.5	38.930N 48.680E	56	5.3



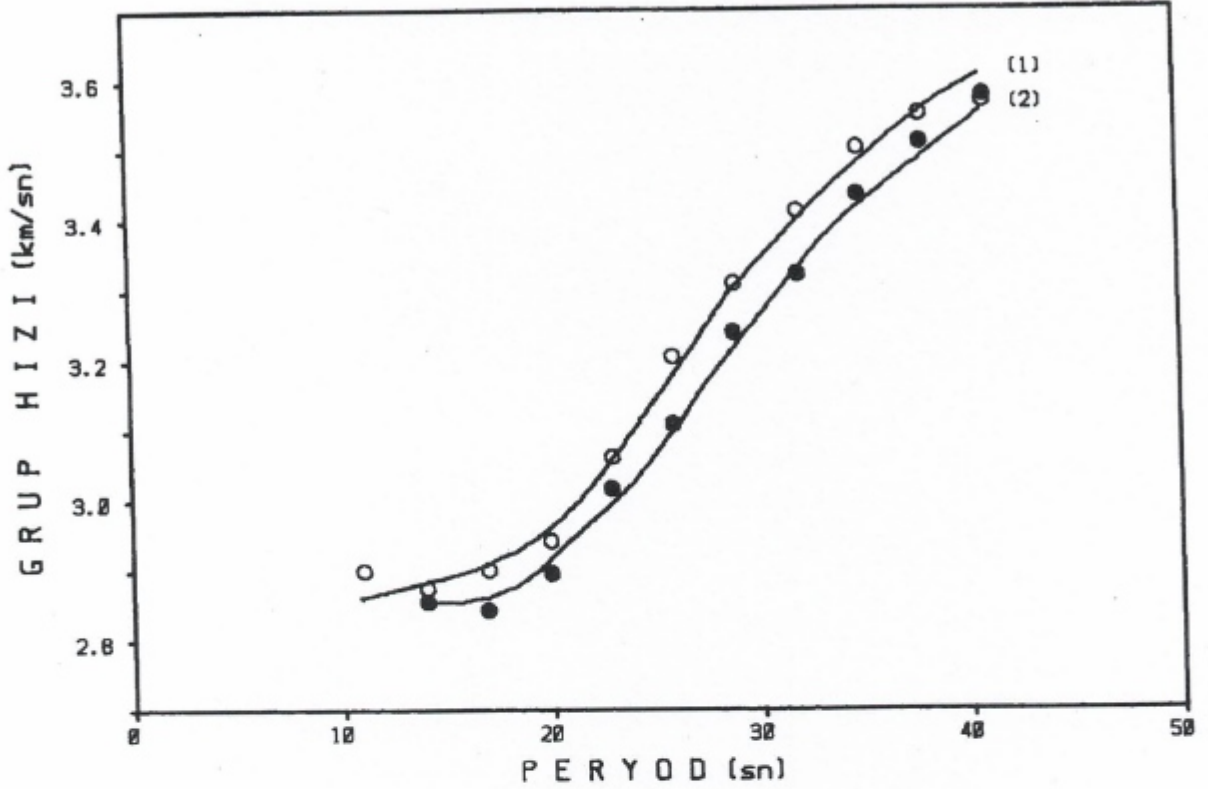
Şekil 3. Çözümlemelerde kullanılan depremlerin Kudüs (JER) istasyonuna ait uzun-periyod düşey bileşen Rayleigh dalgası kayıtları.

Fig. 3. Long-period vertical component Rayleigh wave records of the earthquakes at the station Jerusalem (JER), that are used in the analysis.



Şekil 4. Çözümlemelerde kullanılan depremlerin episantrları ve incelenen kaynak-istasyon arası profiller.

Fig. 4. Epicenters of the earthquakes used in the analysis and the investigated profiles between station and epicenters.



Şekil 5. İncelenen her iki profil için elde edilen grup hızı dispersiyon verileri. Gözlemsel ve kuramsal değerler sırasıyla daireler ve sürekli eğriler ile gösterilmiştir.

Fig. 5. Group velocity dispersion data obtained for both profiles. Observed and theoretical values are shown as circles and continuous curves, respectively.

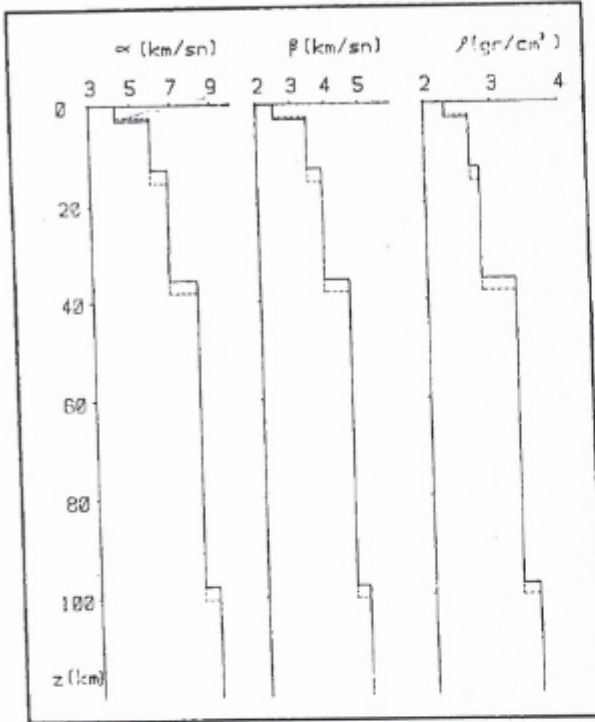
ÇÖZÜMLELER

Seçilen kayıtlar yeterli oranda büyütülerek Rayleigh dalgasının gözlemlendiği kesimler sayısallaştırılmak için ayrılmıştır (Şekil 3). Bu kayıtlar önce rastgele aralıklarla sayısallaştırılmıştır. Sonra doğrusal ara değer bulma yoluyla 1 sn lik eşit aralıklarla örneklenmiş sinyaller elde edilmiştir. Her bir sinyal için, en küçük kareler yöntemi ile hesaplanan trend doğrusu sinyalden çıkarılarak, sinyalin içerdiği doğrusal trend giderilmiştir. Bu şekilde düzeltilen sinyallerden alet tepkisi giderile-

rek, Ardışık Süzgeç Tekniği ile grup hızları hesaplanmıştır. Elde edilen grup hızı dispersiyon verileri Şekil 5 de gösterilmiştir. Böylece, hesaplanan gözlemsel grup hızları için Kirpi Yöntemi ile ters çözümleme işlemleri uygulanarak incelenen her iki profil için kabuk ve üst-manto yapısı belirlenmiştir. Ters çözümleme sonucu elde edilen yapı modellerine ait kuramsal grup hızı dispersiyon eğrileri, gözlemsel grup hızı değerleri ile birlikte Şekil 5 de gösterilmiştir. Gözlemsel ve kuramsal grup hızı değerleri arasındaki fark 0.05 km/sn den daha

Çizelge 2. Her iki profil için elde edilen yapı modeli.
Table 2. Structural model determined for both profiles.

Kalınlık (km)		P-dalgası hızı (km/sn)	S-dalgası hızı (km/sn)	Yoğunluk (gr/cm ³)
1. profil	2. profil			
3	2,5	4,25	2,48	2,30
10	13	5,81	3,46	2,65
23	23	6,83	3,89	2,80
62	62	8,12	4,63	3,30
		8,87	5,04	3,35



Şekil 6. İncelenen her iki profil için elde edilen yapı modellerine göre P ve S dalgası hızları ile yoğunluğun derinlikle değişimi. Kesikli çizgiler [2] nolu profilin [1] nolu profile göre farklılıklarını gösterir.

Fig. 6. P and S wave velocities and density versus depth in the structural models obtained for investigated profiles. Dashed lines show the discrepancies of the profile [2] from the profile [1].

küçüktür. Her iki profil için belirlenen yapı modellerine ait parametreler Çizelge 2 de verilmiştir. Bu yapılara ait P ve S dalgası hızları ile yoğunluğun derinliğe göre değişimleri Şekil 6 da gösterilmiştir.

Ters çözümleme işlemleri önce [1] nolu profil için uygulanmış ve üç tabakadan oluşan toplam 36 km kalınlığında bir kabuk yapısı saptanmıştır. Şekil 5 den izlenebileceği gibi, [2] nolu profile hızların daha küçük olması koşuluyla her iki profile ait dispersiyon eğrileri yaklaşık olarak birbirine paraleldir. Bu nedenle, [2] nolu profil için ters çözümleme işlemlerinin uygulanmasında, kabuk kalınlığının [1] nolu profile göre daha kalın olabileceği düşüncesiyle hareket edilmiş ve hız ile yoğunluk değerleri değiştirilmeksizin sadece tabaka kalınlıklarını artırılarak model aranmıştır. Nitekim, [2] nolu profil için [1] nolu profile belirtildiği gibi aynı hız ve yoğunluk değerlerine sahip üç tabakalı bir kabuk yapısı içeren, ancak toplam kabuk kalınlığı 38.5 km olan bir yapı modelinin (Çizelge 2) gözlemsel verilerle uyumlu sonuçlar verdiği görülmüştür.

Anadolu için daha önce yapılmış kabuk ve üst-manto yapısı ile ilgili çalışmalarda yaklaşık 40 km civarında bir kabuk kalınlığı verilmektedir (Canitez 1962, 1969, Ezen 1983, Türkelli 1985, Dewey ve diğ. 1986, Mindevalli ve Mitchell 1989, Kenar ve Toksöz 1989, Osmañşahin ve Alptekin 1990).

Daha doğuda İran için yapılan çalışmalarda saptanan kabuk modelleri daha kalın olup 45 km civarındadır (Neprochnov ve diğ. 1970, İslami 1972, Patton 1980, Feng ve Teng 1983, Osmañşahin ve Alptekin 1990). Bu çalışmada incelenen her iki profile de daha ince kabuk yapısı modelleri elde edilmiş olmasının nedeni, bu profillerin daha ince bir kabuk yapısı olan orta doğu üzerinden de geçmesidir. Ben Menahem ve diğ. (1976), Eylat'dan kuzeye doğru Anadolu'ya kadar uzanan bir profil için 35 km civarında bir kabuk kalınlığı belirlemişlerdir. Elde edilen yapı modellerindeki hız değerleri de yukarıda belirtilen daha önceki çalışmaların sonuçlarıyla uyum göstermektedir.

SONUÇLAR

Tek istasyon kaydı ana mod Rayleigh dalgası grup hızı dispersiyon verilerinden yararlanılarak Doğu Anadolu ve civarı için kabuk ve üst-manto yapısının araştırıldığı bu çalışmada, iki profil için çözüm sağlanmıştır. Bu profiller, Hazar Denizi'nin güneybatı kıyısında ve bunun yaklaşık 330 km kuzeybatısında olmuş iki depremin episantrları ile, kayıtlarından yararlanılan Kudüs (JER) istasyonu arasında kalmaktadır ve yaklaşık kuzeydoğu-güneybatı doğrultuludur.

Bölgenin Doğu Anadolu ve Kafkasya'da kuzey kesimi şiddetli bir deformasyon bölgesidir ve dağlık bir arazidir. Dolayısıyla bu bölge için nispeten kalın bir kabuk yapısı beklenir. Profillerin Arap Levhası içinde kalan güney kesimlerinde ki kabuk yapısı ise daha ince olmalıdır. Nitekim, daha önce yapılmış çalışmalarda Doğu Anadolu için 40 km, İran için 45 km ve güney kesim için 35 km civarında kabuk kalınlıkları verilmiştir. İncelenen her iki profil için elde edilen yapı modellerine göre yerkabuğu üç tabakadan oluşmaktadır. Her iki modeldeki hız ve yoğunluk değerleri de aynıdır. Fakat, kabuğu oluşturan tabakaların, dolayısıyla kabuğun, kalınlığı farklıdır. Daha batıda olan profil için 36 km, daha doğuda olanı için 38.5 km civarında kabuk kalınlıkları saptanmıştır. Yani, daha önceki çalışmaların sonuçlarında da verildiği gibi, yerkabuğu doğuya doğru gidildikçe kalınlaşmaktadır. Üst-mantodaki P ve S dalgası hızları sırasıyla 8.12 ve 4.63 km/sn civarındadır.

KAYNAKLAR

- Ben Menahem, A., Nur, A. and Vered, M. 1976, Tectonics, seismicity and structure of the Afro-Eurasian junction-the breaking of an incoherent plate, *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 12, 1-50.
- Biswas, N.N. and Knopoff, L. 1974, The structure of upper-mantle under the United States from the dispersion of Rayleigh waves, *Geophys. J.R. Astr. Soc.* 36, 515-539.
- Brune, J. and Dorman, J. 1963, Seismic waves and Earth structure in the Canadian shield, *Bull. Seism. Soc. Am.* 53, 167-209.
- Canitez, N. 1962, Gravite Anomalileri ve Sismolojiye Göre Kuzey Anadolu'da Arz Kabuğunun Yapısı, Doktora Tezi, İTÜ Maden Fakültesi.
- Canitez, N. 1969, Türkiye ve Civarındaki Depremlere ait Fundamental Moddan Yüzey Dalgaları Üzerinde İncelemeler, TÜBİTAK Proje No: MAG-150.
- Dewey, J.F., Hempton, M.R., Kidd, W.S.F., Şaroğlu, F. and Şengör, A.M.C. 1986, Shortening of continental lithosphere the neotectonics of eastern Anatolia- a young collision zone, in *Collision Tectonics*, Geol. Soc. Special Pub. 19, 3-36.

- Dziewonski, A., Bloch, S. and Landisman, M. 1969, A technique for the analysis of transient seismic signals, *Bull. Seism. Soc. Am.* 59, 427-444.
- Ergin, K. 1981, Jeofiziğin verilerine göre yerkabuğunun ve üst mantonun yapısı, *İ.Ü. Yerbilimleri Fakültesi Yayın Organı*, Cilt 2, Sayı 3-4.
- Ewing, M., Jardetzky, W. and Press, F. 1957, *Elastic Waves in Layered Media*, Mc Graw-Hill, New York.
- Ezen, Ü. 1983, Kuzey ve Doğu Anadolu'da Love dalgalarının dispersiyonu ve yerkabuğu yapısı, *Deprem Araş. Bülteni* 43, 42-62.
- Feng, C. and Teng, T. 1983, Three-dimensional crust and upper mantle structure of the Eurasian continent, *J. Geophys. Res.* 88, 2261-2272.
- İslami, A.A. 1972, A study of the depth of Mohorovicic discontinuity in western Iran and the velocity of the P_n wave, *J. Earth Space Phys.*, 1-12.
- Kenar, Ö. ve Toksöz, M.N. 1989, Anadolu yarımadasında yüzey dalgalarının dispersiyonu ve ortamın soğurma özellikleri, *Jeofizik* 3, 92-106.
- Knopoff, L. 1972, Observation and inversion of surface wave dispersion, *Tectonophysics* 13, 497-519.
- Mindevalli, O.Y. and Mitchell, B.J. 1989, Crustal structure and possible anisotropy in Turkey from seismic surface wave dispersion, *Geophys. J. Int.* 98, 93-106.
- Neprochnov, Y., Kosminskaya, I. and Malovitsky, Y. 1970, Structure of the crust and upper mantle of the Black and Caspian seas, *Tectonophysics* 10, 517-538.
- Osmanşahin, İ. ve Alptekin, Ö. 1990, Love ve Rayleigh dalgalarının istasyonlar arası ortam tepki fonksiyonlarından Anadolu ve civarında kabuk ve üst-manto yapısı, *Jeofizik* 4, 123-146.
- Panza, G.F., Schwab, F. and Knopoff, L. 1973, Multimod surface waves for selected focal mechanisms, I, Dip-slip sources on a vertical fault plane, *Geophys. J. R. Astr. Soc.* 34, 265-278.
- Panza, G.F., Schwab, F. and Knopoff, L. 1975a, Multimod surface waves for selected focal mechanisms, II, Dip-slip sources, *Geophys. J. R. Astr. Soc.* 42, 931-943.
- Panza, G.F., Schwab, F. and Knopoff, L. 1975b, Multimod surface waves for selected focal mechanisms, III, Strike-slip sources, *Geophys. J. R. Astr. Soc.* 42, 945-955.
- Patton, H. 1980, Crust and upper mantle structure of the Eurasian Continent from the phase velocity and Q of surface waves, *Rev. Geophys. Space Phys.* 18, 605-625.
- Türkelli, N. 1985, *Seismic Investigations of the Crustal Structure in Central Anatolia*, Ph.D. Thesis, Middle East Technical University, Ankara, Turkey.
- Valyus, V.P., Keilis-Borok, V.I. and Levshin, A. 1969, Determination of the upper-mantle velocity cross-section for Europe, *Proc. Acad. Sci. USSR*, 185, n.3 (in Russian).
- Valyus, V.P. 1972, *Determining Seismic Profiles from a Set of Observations*, Computational Seismology, Ed. V.I. Keilis Borok, Consult, Bureau, New York.

TEZ ÖZETLERİ

DÜŞEY MANYETİK DİPOL FREKANS SONDAJİ MODEL EĞRİLERİNİN LİNEER SÜZGEÇ TEOREMİ İLE HESAPLANMASI

Sami ZÜNBÜL

Düşey manyetik dipol frekans sondajının (DMDFS) teorisi frekans ortamındaki Maxwell denklemlerine dayanır. Bu metotta manyetik alan bileşenleri elektromanyetik (EM) vektör potansiyeli kullanılarak hesaplanır. Manyetik vektör potansiyeli Maxwell denklemlerinden türetilen dalga denklemini sağlar. Bu dalga denkleminin çözümü silindirik koordinatlarda verilir. Birer integral denklemi şeklinde ifade edilebilen alan bileşenleri lineer süzgeç kuramından yararlanılarak sayısal olarak hesaplanabilir. Hesaplamalar Anderson (1979): Korkealaakso ve Saksa (1986)'dan alınan bilgisayar programı yardımı ile yapılmıştır. FORTRAN dilinde yazılmış bu program oldukça hızlı olarak alan bileşenlerinin genlik oranını hesaplar. DMDFS model eğrileri α_2/α_1 ve R/D oranına göre hazırlanmıştır. Model eğrileri R^2/α_1 'e karşı $|H_z/H_r|$ şeklinde çizilmiştir. Bu metotta arazi eğrilerinin grafik yaklaşımı yorumu yapılmıştır. Metodun ayrılmışlığının, üst tabakanın iletkenliğine (α_1), iletkenlik kontrastına (α_2/α_1), alıcı-verici arasındaki uzaklığın tabaka kalınlığına oranı (R/D) ve alıcı-verici arasındaki uzaklığa (R) bağlı olduğu görülmüştür. DMDFS'nin Schlumberger sondajı ile de karşılaştırılması yapılmıştır.

Yüksek Lisans Tezi (1990)

Ankara Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü.

Danışman: Doç.Dr. Ahmet Tuğrul Başokur

KİSMİ GÖÇÜN İRDELENMESİ VE DMO OPERATÖRÜNÜN GREEN FONKSİYONU YARDIMIYLA ANALİTİK OLARAK HESAPLANMASI

İsmet SİNCER

Şimdiye değin çeşitli yazarlar tarafından kısmi göç konusu farklı isimler altında incelenmiştir. Bu çalışmada, aynı konunun üzerine değişik bir yaklaşımla gidilmiştir. İlk önce kısmi göç konusunda çığır açan çalışmalar yapan Derogowski ve Rocca (1981) ile Hale (1984) yaklaşımları arasındaki ilişki gösterilmiştir.

İkinci olarak yanlış hız kullanılarak yapılan normal-kayma düzeltilmesinin neden olduğu hata miktarı değişik durumlar için incelenmiş ve sonuçlar grafiksel olarak gösterilmiştir.

Son olarak Green fonksiyonunun tanımından yola çıkılarak, uzay ve zaman boyutlarına bağlı iki katlı bir integral elde edilmiştir. Bu sözkonusu integralin Fourier dönüşümü durağan faz yaklaşımı yardımıyla hesaplanmıştır. Bu sonuç ise Fourier ortamında DMO operatörüne eşittir.

Doktora Tezi (1990)

Ankara Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü

Danışman: Prof. Dr. Turan Kayıran

SİSMİK MİGRASYONDA SINIR KOŞULLAR

Atilla AYDEMİR

Bu çalışmada, sismik veri-işlem ve yorum aşamalarının önemli basamaklarını oluşturan modelleme ve sönümleyici sınır koşul önermeleri ayrı ayrı olarak incelenmiştir. Literatürde yer almayan, bütün sınır koşullarına ait yansıma katsayıları analizlerinin bir karşılaştırması yapılarak, bunlardan, sismik dalgaların sınırlara geliş açılarına göre en düşük yansımayı sağlayacak koşulun; Clayton-Engquist önermesi olan A_3 koşulu olduğu belirlenmiştir. Ayrıca bu önermelerden yola çıkarak, sismik migrasyonda kullanılabilecek sınır koşul önermeleri içerisinde yer alan B_2 koşulu ve sonlu farklar migrasyonu için kullanılan 45° denklemi ile bu koşulun birleştirilmesinden ortaya çıkacağı belirlenmiş olan istenmeyen yansımaların en aza indirgenebilmesi amacıyla, en uygun grid aralığı genişliği saptanmaya çalışılmış ve $\omega_{sx} = 0.2$ $\omega_{sz} = 0.4$ değerlerinin bu durumu sağlayacağı ya da bu değerlerden daha küçük olmamak kaydıyla bunlara yakın değerlerin kullanılabileceği belirlenmiştir.

Yüksek Lisans Tezi (1991)

Ankara Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü.

Danışman: Prof.Dr. Turan Kayıran

