



T.C.  
BAYINDIRLIK ve İSKÂN BAKANLIĞI  
AFET İŞLERİ GENEL MÜDÜRLÜĞÜ  
DEPREM ARAŞTIRMA DAİRESİ

# DEPREM ARAŞTIRMA BÜLTENİ

66



## Deprem Araştırma Bülteni (DAB)

*Bulletin of Earthquake Research  
( Bull. Earthq. Res. )*



Temmuz [July] / 1989  
Cilt [Volume]: 16

# Sayı [Issue]: 66

# İÇİNDEKİLER [INDEX]

Sayfa [Page]

---

## DİĞER [OTHER]

Türkiye Kuvvetli Yer Hareketi Kayıt Şebekesinde Kaydedilmiş  
Depremler [Earthquakes Recorded by the Strong Ground Motion  
Recording Network of Turkey]  
Dergi Editörü ..... 5-5

## ARAŞTIRMA [RESEARCH]

Son Yıllarda Olmuş Bazı Büyük Depremlerin Odak Mekanizması  
Açısından İrdelenmesi [Examination of Some Major Earthquakes in  
Recent Years in Terms of Focal Mechanism]  
Doğan KALAFAT ..... 6-33

## DİĞER [OTHER]

Levha Tektoniğinde İki Katman Kavramı: Jeodinamiğe Uygulanması [A  
Two-Level Concept of Plate Tectonics: Application to Geodynamics]  
O. Mete İLKİŞİK, B. EKİZER, Y. BEKTUR ..... 34-66

## ARAŞTIRMA [RESEARCH]

Karkheh (İran) Baraj Yeri ve Göl Alanının Deprem Risk Analizi [The  
Earthquake Risk Analysis of Karkheh (Iran) Dam Site and Lake Area]  
Fethi Ahmet YÜKSEL, Adel KHALILI ..... 67-89

## ARAŞTIRMA [RESEARCH]

Mafsallı Bağlantı Kirişli Bir Açıklıklı Birleşik Çerçevenin Kayma Rijitliği  
[Shear Rigidity of a Span Joint Frame With Articulated Joints]  
Ömer Z. ALKU, Yıldırım ERTUTAR ..... 90-100



T.C.  
BAYINDIRLIK ve İSKAN BAKANLIĞI  
AFET İŞLERİ GENEL MÜDÜRLÜĞÜ  
DEPREM ARASTIRMA DAİRESİ

# DEPREM ARAŞTIRMA BÜLTENİ

66



T.C.  
BAYINDIRLIK ve İSKAN BAKANLIĞI  
AFET İŞLERİ GENEL MÜDÜRLÜĞÜ  
DEPREM ARAŞTIRMA DAİRESİ

# DEPREM ARAŞTIRMA BÜLTENİ

66

# DEPREM ARAŞTIRMA BÜLTENİ



Üç Ayda Bir Yayınlanır  
Bilim ve Meslek Dergisi



Sahibi  
Bayındırlık ve İskan Bakanlığı Adına

**Oktay Ergünay**  
Afet İşleri Genel Müdürü



Yazı İşleri Müdürü  
**Erol Aytaç**  
(Jeomorfolog)  
Afet İşleri Genel Müdürlüğü  
Deprem Araştırma Dairesi Başkanlığı



Posta Kutusu 763  
Kızılay - ANKARA



Telefon : 287 36 45 - 287 36 46

ÖZYURT MATBAACILIK  
Tel: 230 76 31  
ANKARA

# DEPREM ARAŞTIRMA BÜLTENİ

YIL 16

SAYI 66

TEMMUZ 1989

## BU SAYIDA

Türkiye Kuvvetli Yer Hareketi Kayıt  
Şebekesince Kaydedilmiş Depremler..... Deprem Araştırma  
Dairesi Başkanlığı

Son Yıllarda Olmuş Bazı Büyük Depremlerin  
Odak Mekanizması Açısından İrdelenmesi..... D. KALAFAT

Levha Tektoniğinde İki Katman Kavramı:  
Jeodinamiğe Uygulanması ..... Tercüme  
O.M. İLKIŞIK  
B. EKİZER  
Y. BEKTUR

Karkheh (İran) Baraj Yeri ve  
Göl Alanının Deprem Risk Analizi..... F. A. YÜKSEL  
A. KHALILI

Mafsallı Bağlantı Kirişli Bir Açıklıklı  
Birleşik Çerçevenin Kayma Rijitliği ..... Z. ALKU  
Y. ERTUTAR

## TÜRKİYE KUVVETLİ YER HAREKETİ KAYIT ŞEBEKESİNCE KAYDEDİLMİŞ DEPREMLER (\*)

KAYNAK

AÇIKLAMA

UZ. (km)

ZAMAN

TARİHİ

MAX. İVME (cm/s<sup>2</sup>)

D - B

K - G

NO KODU

NO	KODU	K - G	D - B	Y - A	TARİHİ	ZAMAN	MAĞ.	UZ. (km)	KOORDİNAT	KAYNAK
00	DNZ	34-17	279.80	168.34	19/08/1976	01:12:40	5.1s	13	37.96N-28.80E	DENİZLİ DEP.
01	CFR	35.02	33.32	14.13	05/10/1977	05:34:55	5.8s	57	40.82N-32.87E	IK ISC
02	IZM	158.81	264.69	98.15	09/12/1977	15:53:38	4.70-4.91	9	38.56N-27.47E	İZMİR DEP.
03	IZM	408.70	136.39	109.22	16/12/1977	07:37:29	4.2s-5.31	6	38.41N-27.19E	İZMİR DEP.
05	MLT	20.60	42.76	26.55	21/09/1978	19:37:48	4.1s-4.60	48	37.97N-38.59E	ISC
07	MUR	46.34	42.08	22.49	11/04/1979	12:14:27	4.4s-5.00	22	39.12N-43.91E	MURADİYE DEP.
08	BUC	16.84	12.69	25.56	28/03/1979	09:37:38	5.5s-5.60	148	36.63N-31.70E	ISC
0A	DUK	233.77	309.42	161.12	18/07/1979	13:12:03	5.0s-5.11	9	39.72N-28.50E	DURSUNBEY DEP.
0B	İAT	198.34	143.49	168.41	30/06/1981	07:59:09	3.9s-4.60	24	36.17N-35.89E	İATAV DEP.
0F	GON	50.56	51.94	36.26	05/07/1983	12:01:27	6.2s-5.91	48	40.33N-27.21E	ISC
10	TRK	35.58	34.94	13.23	05/07/1983	12:01:27	6.2s-5.91	76	40.33N-27.21E	ISC
0E	EDR	21.90	26.06	39.83	05/07/1983	12:01:27	6.2s-5.91	81	40.33N-27.21E	ISC
0D	EDC	55.85	65.45	41.74	05/07/1983	12:01:27	6.2s-5.81	59	40.33N-27.21E	ISC
0C	BAL	27.88	14.13	16.51	05/07/1983	12:01:27	6.2s-5.91	93	40.33N-27.21E	ISC
12	HOR	151.40	157.75	94.38	30/10/1983	04:12:28	6.9s-6.10	30	40.35N-42.18E	HORASAN-NARMAN DEP.
2E	ERZ	54.02	38.31	47.01	30/10/1983	04:12:28	6.9s-6.10	91	40.35N-42.18E	HORASAN-NARMAN DEP.
11	BAL	225.32	152.18	279.23	29/03/1984	00:06:02	3.8s-4.61	6	39.70N-27.75E	ISC
28	CES	22.51	23.58	17.76	17/06/1984	07:48:04	5.3s-5.11	74	38.95N-25.87E	ISC
1C	FOC	24.17	23.0	23.52	17/06/1984	07:48:04	5.3s-5.11	93	38.75N-25.87E	ISC
18	KIG	151.56	92.69	41.57	12/08/1985	02:54:44	4.2s-4.90	81	39.95N-39.77E	ISC
1B	KOY	103.23	114.45	68.58	06/12/1985	22:35:32	4.5s-4.41	15	36.88N-28.61E	ISC
13	GOL	60.70	39.59	30.11	05/03/1986	03:35:38	6.0s-5.80	26	38.02N-37.79E	ISC
19	KUS	56.20	105.43	51.37	01/06/1986	06:43:09	4.00	13	37.96N-27.39E	ISC
15	MLT	23.56	21.80	26.03	06/06/1986	10:39:47	5.7s-5.60	41	38.01N-37.91E	ISC ERI
16	GOL	35.26	18.03	11.47	06/06/1986	10:39:47	5.7s-5.00	46	38.01N-37.91E	ISC ERI
1F	MUR	55.51	126.36	26.04	20/04/1988	03:50:08	4.7s-5.00	39	39.11N-44.12E	ISC
20	FOC	39.56	42.64	41.06	04/08/1988	08:25:18	4.50	30	38.86N-27.00E	ISC
2A	KND	22.0	31.64	14.95	12/02/1991	09:54:58	4.6s-5.01	31	40.82N-28.88E	IK ERI
2F	AMA	29.77	31.19	29.19	12/02/1992	15:59:48	4.7s-4.11	4	40.55N-35.86E	ERİ
3A	TER	27.28	40.71	16.43	13/03/1992	17:18:40	6.9s-6.20	76	39.71N-39.61E	ERZİNCAN DEP.
3B	REF	69.51	79.86	38.94	13/03/1992	17:18:40	6.9s-6.20	70	39.71N-39.61E	ERZİNCAN DEP.
30	ERC	390.30	488.30	244.36	13/03/1992	17:18:40	6.9s-6.20	11	39.71N-39.61E	ERZİNCAN DEP.
43	ERC	32.45	39.30	18.47	15/03/1992	16:16:24	5.8s-6.01	43	39.53N-39.93E	PUL ÜMÜR DEP.
40	KUS	87.19	67.38	49.09	06/11/1992	19:08:09	5.4s-6.01	33	38.16N-27.00E	KUŞADASI DEP.
41	CES	31.18	30.25	18.32	06/11/1992	21:08:09	5.4s-6.01	63	38.16N-27.00E	KUŞADASI DEP.
42	IZM	37.78	29.08	20.87	06/11/1992	21:08:09	5.4s-6.01	63	38.16N-27.00E	KUŞADASI DEP.

(\*) Arzu eden araştırmacılar yukarıdaki kayıtları Deprem Araştırma Dairesi Başkanlığından sayısal olarak elde edebilirler.



SON YILLARDA OLMUŞ BAZI BÜYÜK DEPREMLERİN ODAK MEKANİZMASI  
AÇISINDAN İRDELENMESİ

\*

Doğan KALAFAT

ÖZET

Bu çalışmada Marmara bölgesinde ve Erzincan yöresinde meydana gelen 7 adet depremin odak mekanizmaları incelenmiş, sonuçların bölge tektoniği ile ilişkisi araştırılmıştır. Her deprem için, P dalgalarının ilk hareket yönlerinin dağılımından yararlanarak fay düzlemi ve buna dik düzlemin doğrultu, eğimleri ve kayma açıları, faylanma cinsi, odaktaki etkili olan maksimum basınç ve tansiyon eksenlerinin azimut ve dalımları hesaplanmıştır.

Marmara bölgesinde yer alan depremlerin çözümleri, farklı mekanizmaları ortaya koymaktadır. Bunlardan 24.4.1988 ve 12.2.1991 depremlerinin çözümleri genel çek-ayır tektonik çatıyı doğrular niteliktedir. 27.4.1985 depremi ters faylanma vermekte olup bunun Saros'ta var olan sıkışma ile ilgili olabileceği sonucuna varılmıştır. Bunu yanısıra İstanbul Boğazının kuzey açıklarında meydana gelen 10.6.1990 depreminin çözümü doğrultu atım bileşenli normal faylanma karakterinde olduğu ortaya konulmuştur.

Erzincan yöresinde de KAFZ'nun Erzincan havzasından geçen fay parçalarının ve Ovacık fayının kuzeydoğu ucunun çalıştığı görülmektedir. Erzincan depreminin faylanma doğrultusunun KB-GD olup sağ yönlü doğrultu atımlı, Pülümür depreminin ise faylanma doğrultusunun KD-GB olup sol yönlü doğrultu atımlı faylanma özelliği taşıdığı görülmüştür. Bu da bize depremlerin, Erzincan havzasının güneydoğusunda ve Ovacık fayının havzaya yakın olan ucundaki ekleme meydana geldiğini göstermektedir.

\*

B.Ü. Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü  
Sismoloji Laboratuvarı

## ABSTRACT

The focal mechanism of 7 earthquakes occurred in Marmara Region and Erzincan area and their relation with the regional tectonics was investigated. Using the P first motion information the strikes, the dip and the rake of the fault planes, as well as, the azimuth and plunge of maximum tension and pressure axes and the faulting types were determined.

The focal mechanism solution of the earthquakes that occur in Marmara Region differ from source to source. The April, 1988 and Feb. 12, 1991 earthquakes support the general pull-apart faulting systems of the region. But, the Apr. 27, 1985 earthquake's fault plane solution shows reverse faulting that results from the compression of Ganos mountains. On the contrary, the June 6, 1990 earthquake that occurred to the North of Bosphorus indicated normal faulting with strike-slip component.

The active fault segments at Erzincan area are the fault segments of NAFZ (North Anatolian Fault Zone) that goes through the Erzincan Basin and the North-east part of the Ovacik fault. The faulting type of March 13, 1992 Erzincan earthquake was right-lateral strike-slip with NW-SE direction, the faulting type of March 15, 1992 Pulumur earthquake was left-lateral strike-slip with NE-SW direction. Taking into account the general tectonic characteristic of the region the fault plane solution of these earthquakes, reveal that the Erzincan earthquake took place to the south-east of the Erzincan Basin and the Pulumür earthquake took place near the conjunction point of Ovacik fault with NAFZ.

## GİRİŞ

Bu çalışmada, son yıllarda Marmara Bölgesinde ve Erzincan Yöresinde olmuş olan insanlar tarafından kuvvetlice hissedilen veya hasar yapmış 7 adet depremin odak mekanizmalarının incelenmesi ve bölgenin günümüze kadar olan depremselliğinin, mekanizma çözümleri ile irdelenmesine çalışılmıştır.

Çalışma alanını 2 başlık altında toplamak yerinde olacaktır. Marmara bölgesi ve Erzincan yöresi. Bu iki yöreye ait 7 adet depremin sismogramlardan P dalgalarının ilk hareket yönleri incelenerek odak mekanizması çözümleri yapılmıştır. Deprem odağındaki hareketin mekanizmasının incelenmesi, odaktaki gerilme dağılımı, odağı etkileyen kuvvet tipleri ve buna bağlı olarak gelişen yerdeğistirmeler bölgenin tektoniğinin belirlenmesinde önemli katkıları olduğu bilinmektedir. İncelenen depremlerin mekanizma çözüm diyagramları hazırlanmış, bunlarla ilişkili düğüm düzlemleri, faylanma türü ve asal gerilme eksenlerinin konumları belirlenmiştir. Böylece bu depremlerin incelenen bölgelerdeki sismik etkinlikle ilişkisi araştırılmıştır.

## YÖNTEM

Odak mekanizması çözümleri, bir bölgede depremlerin oluşmasına neden olan kuvvetlerin doğrultu ve yönlerini, yer değistirmelerin niteliklerini, faylanma türlerini vermeleri

bakımından deprem etkinliğinin niteliğini belirlemede önemli rolü vardır. Odak mekanizması çözümlerinin incelenmesi, depremler ile tektonik etkinlik arasında bir ilişkinin kurulmasını sağlamıştır.

Bu çalışmada kısa periyotlu sismograf sistemlerinde kaydedilen P dalgalarının ilk hareket yönlerinden yararlanılmıştır. Ülkemizde uzun yıllardan beri kısa periyotlu sismograf sistemleri ile deprem istasyonları çalıştıran Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü bu tür çalışmaların yapılmasında ve gerekli veri birikiminin sağlanmasında değerli katkılar sağlamıştır. Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsüne ait deprem istasyonlarının kaydettiği, çalışmada kullanılan depremlere ait ilk hareket yönleri, çalışmanın yapılması açısından önemli olmaktadır. Boyuna dalgaların (P), başlangıç yönlerinin çeşitli istasyonlardaki dağılımı incelenerek basınç ve tansiyon bölgelerini ayıran düğüm düzlemleri tayin edilmiştir. Odak Mekanizması çözümü yapılırken Herrin'in P dalgaları için verdiği zaman tabioları, kabuk modeli ve hızları (Herrin, 1968) ,bilgisayar programı yardımı ile kullanılarak deprem istasyonlarının aldığı ilk hareket yönleri ve odağı terk edis açıları Wulff projeksiyon sistemi üzerine izdüşürülmüştür. Çalışmada kullanılan data ISC (International Seismological Center) ve USGS ( U.S.Department

of Interior Geological Survey) sismoloji merkezlerinden alınmıştır. Söz konusu istasyonlarda kaydedilen ilk hareket yönleri bazıları istasyona doğru, bazıları da odağa doğru yönelmektedir. Bu ilk hareket yönleri stereografik projeksiyon sistemi üzerine izdüşürülerek fay düzlemi ve ona dik olan yardımcı düzlem çizilir. Böylece sıkıma ve genişleme bölgeleri belirlenmiş olur. Odağı etkileyen kuvvetler P en büyük basınç, T en büyük tansiyon (gerilme) ve B orta gerilme eksenleri olarak adlandırılır. Faylanma türleri bu eksenlerin değişik konumlar almasıyla oluşurlar. Faylanma türünün saptanmasında yararlanılan en önemli parametrelerden biri de kayma açısıdır. Kayma açısı, kayma vektörü ile fayın doğrultusu arasındaki açı olup fay düzlemi üzerinde ölçülmektedir.

#### İNCELENEN DEPREMLER

##### I- Marmara Bölgesi

Avrasya ile Afrika plakasının çarpışması sonucu Anadolu Plakasının batıya kaçışı, sonuça ülkemizi etkileyen birtakım büyük kırık sistemlerinin meydana gelmesine neden olmuştur (Sengör ve diğ., 1985). Bölgenin tamamı sismik etkinlik bakımından çok aktiftir. Özellikle Marmara Denizinde yoğun bir sismik etkinlik göze çarpar. Bölgede deprem etkinliği, deprem kümeleri niteliğinde olup, sismik boşluklara özellikle Marmara Denizinde rastlanmaktadır. Sarköy-Müreft'e'den

başlıyan mikro depremlerin doğuya doğru göç ettiği bilinmektedir (Öçer, 1990).

KAFZ'nun batı uzanımı olan Marmara bölgesi civarı, sismisite bakımından oldukça karışık görülmektedir. Kuzey Ege'de hakim olan acılma rejimi, KAFZ'nun Marmara bölgesindeki uzantısında etkili olup, doğrultu atımlı büyük fay parçaları arasında, çek-ayır (pull-apart) yapıların oluşmasına neden olmuştur (Barka ve Kandinsky-Cade, 1988).

Çek-ayır yapılar, KAFZ'nun Marmara bölgesindeki üç uzantısında da etkili olup, kuzey kol sismik yönden daha etkili görülmektedir. Ayrıca kuzey kolda gözlenen sismik boşlukların İstanbul'a yakınlığı, sismik tehlike açısından önemli görülmektedir. (Öçer ve diğerleri, 1985; Barka ve Toksöz, 1988). İnegöl civarında, Marmara bölgesinde gelişen önemli etkinliklerden biri olmuştur. KAFZ'nun üçüncü kolu üzerinde yer alan İnegöl civarında, Yenisehir-Bursa arasındaki fay parçalarının etkinliği göze çarpmaktadır (Barka ve Kandinsky-Cade, 1988). Çalışmada kullanılan depremlere ait bilgiler Tablo-1'de verilmiştir. Marmara bölgesindeki, çalışmada kullanılan depremlerin episantrları ve bölgedeki aktif fay sistemleri Şekil-1'de verilmiştir.

1. İnegöl Depremi : 21.10.1983'te bütün Marmara bölgesinde kuvvetlice hissedilen bu deprem Bursa'da hafif hasara neden olmuştur. Depremin çözümünde 95 veri kullanılmış, bu depremin

mekanizma çözümünde doğrultu atımlı faylanmalarla ilişkisi olduğu saptanmıştır. Maksimum basıncı eksenini KD-GB, maksimum tansiyon eksenini ise KB-GD yönündedir. 2. Düzlem fay düzlemi seçildiğinde KD-GB doğrultulu ve sağ yönlü doğrultu atımlı bir özellik göstermektedir (Ek-1, Şekil-1). KAFZ'nun Marmara bölgesinde, güneyde üçüncü kolu doğudan itibaren Yenişehir, Bursa, Manyas-Karacebey'den geçerek batıda orta uzantıya paralel olacak şekilde Skyros havzasında son bulmaktadır (Barka ve Kandinsky-Cade, 1988). KAFZ'nun 3. kolu üzerinde yer alan Inegöl depremi, Yenişehir-Bursa arasındaki tanımlanmış olası diri fay parçalarında olmuştur (Şekil-1,2).

2. Müræfte Depremi : 27.4.1985'te olan bu deprem Müræfte ve yakınlarında kuvvetlice hissedilmiştir. Depremde 44 veri kullanılarak odak mekanizması çözümü yapılmış ve bu depremin eğim atımlı ters faylarla ilişkili olabileceği tahmin edilmiştir. Fay düzlemi KD-GB doğrultuludur. Bu depremin doğrultu atımlı bileşeni mevcuttur (Ek-1, Şekil-2). P eksenini KB-GD , T eksenini ise KD-GB yönündedir. Ters faylanmayla ilişkili bu deprem normal ve doğrultu atımlı faylanmaların hakim olduğu bölgede oluşması dikkat çekmektedir. Bunu bölgenin tektonik hareketlilik özelliğine bağlayabiliriz.

3. K.Marmara Depremi : 24.4.1988 tarihinde meydana gelen bu deprem tüm Marmara'da kuvvetlice hissedilmiş. İstanbul'un

bazı semtlerinde, Çorlu ve Çatalca'da hafif hasarlar meydana gelmiştir. Toplam 56 veri kullanılarak yapılan çözümde deprem sağ yönlü doğrultu atımlı faylarla ilişkili olduğu saptanmıştır. 1.düzlem fay düzlemi olarak secildiğinde KD-GB doğrultulu sağ yönlü doğrultu atımlı bir özelliğe sahip olduğu görülmektedir. Bu deprem Şekil -2'den de görüldüğü gibi Marmara denizinde derinlikleri 500 m.'den büyük derin deniz çukurlarından birinde meydana gelmiş olup, bu çukurların sınırlarında genelde çek-ayır yapıların mevcudiyeti bilinmektedir. P ekseninin doğrultusu NB-SD, T ekseninin ise KD-GB olarak verilmektedir (Ek-1, Şekil-3).

4. İstanbul Depremi :10.5.1990 tarihinde İstanbul Boğazı kuzey açıklarında. Karadeniz'de meydana gelen bu deprem İstanbul ve civarında kuvvetlice hissedilmiş ve büyük panik yaratmıştır. Bu depremin çözümünde toplam 36 adet veri kullanılmıştır. Deprem eğim atımlı normal faylanma özelliği gösterip, doğrultu atımlı bileşeni mevcuttur. P eksenini genel olarak D-B doğrultulu, T ise K-G doğrultulu olarak görülmektedir (Ek-1, Şekil-4).

5. İstanbul Depremi :12.2.1991 tarihinde İstanbul Boğazının güney açıklarında olan bu deprem Marmara bölgesinde kuvvetlice hissedilmiş olup, depremin çözümünde 69 adet veri kullanılmıştır. Deprem Marmara denizindeki derin çukurlardan, İstanbul Boğazı önünde olanında meydana gelmiştir. Depremin



eğim atımlı normal faylanma özelliğine sahip olduğu ve doğrultusunun KD-GB yönünde olduğu gözlenmiştir. P ekseni KD-GB yönünde, T ekseni ise KB-GD yönündedir (Ek-1,Şekil-5).

## II- Erzincan Yöresi

Erzincan yöresi, bilindiği gibi 1909 depremini müteakip batıya doğru göç eden büyük depremlerle sınırlanmış KAFZ üzerinde yer alıp, KAFZ'nun en aktif bir kısmını oluşturmaktadır. Bu büyük fay zonundaki aktif fay parçaları, bölgede halen sürmekte olan genç tektonizmanın varlığına bağlanabilir. İlk olarak 1948'de Erzincan ile Abant gölü arasındaki yaklaşık 300 km. boyundaki bir zon içinde sıralanmış bu fay dizisine Kuzey Anadolu Fayı (KAFZ) (Ketin, 1949) adı verilmiştir. Yörede tarih boyunca şiddetli ve tahripkar depremler olmuş, özellikle Kemah, Refahiye, Kelkit ve Pülümür defalarca yıkılmış ve hasar görmüştür. 1939 depremi ile KAFZ'nun Erzincan'la Amasya arasında uzanan büyük bir bölümü kırılmıştır. Anadolu bloğu, kuzeyde sağ yanallı doğrultu atımlı KAFZ ile, güneyde sol yanallı doğrultu atımlı Doğu Anadolu Fay Zonu (DAFZ) ile sınırlanmıştır. Bu iki fay Karlıova üçlü eklemünde kesişirler (Ketin, 1969; Mc Kenzie, 1972; Şengör ve diğ., 1985).

Erzincan ve çevresi, Türkiye'nin jeolojik açısından en karışık bölgelerindendir. Erzincan bir havza niteliğinde olup kalın bir alüvyon tabakası ile örtülüdür. Erzincan havzası

bölgede farklı yanal atımlı fayların ortaklaşa etkisi ile gelişmiş bir çek-ayır havza niteliğindedir. Kuzey ve güneyinde farklı iki orojenik birim Erzincan havzası ve çevresinde birbirine çok yaklaşırlar. Kuzeyde ofiyolitik ve metamorfik kayalar mevcuttur. Ayrıca havzanın kuzey yamacında volkan konilerine rastlanmaktadır. Erzincan havzasında görülen seviye farklarının oluşumunda fayların etkisi büyüktür. Neotektonik dönemde bölgede yanal atımlı faylar etkili olmaya başlamıştır. Erzincan havzası bugünkü morfolojisini bu fay sistemlerinin etkisi ile kazanmıştır. KAFZ Erzincan çevresinde üç ana parçadan oluşmaktadır (Barka ve Kandinsky-Dade, 1988). Erzincan havzasının oluşumunu etkileyen faylardan biride Ovacık fayıdır (Barka ve Gülen, 1989). Ovacık havzasında genç fay seviyelerine rastlanmaktadır (Arpat ve Saroğlu, 1975).

6. Erzincan Depremi :13.3.1992 tarihinde meydana gelen bu deprem son yıllarda ülkemizde olmuş en büyük ve şiddetli depremdir. Deprem Erzincan ili basta olmak üzere büyük bir alanda hissedilmiş, Erzincan ili ve yakın çevresinde ağır hasara, can ve mal kaybına neden olmuştur. Depremin episantrı Erzincan havzasının doğu kısmında, KAFZ'nun Ovacık fayı ile birleştiği alana yakın bir yerde olduğu görülmektedir. Şekil - 3'te çalışmada kullanılan depremlerin ve bölgede olmuş daha önceki depremlerin episantrları görülmektedir. Bu deprem

sonucu araziye meydana gelen bazı deformasyonlara rastlanmıştır (Gündoğdu ve diği., 1992; Barka, 1992). Bu deformasyonlardan, Ekşisu ve Mertekli yöresinde oluşan tansiyon çatlakları en önemlileridir. Depremin hemen ardından B.Ü. Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü tarafından bölgede yaklaşık 2 ay boyunca artçı şok etüdü yapılmış ve bu etüdüün sonucunda artçı şokların Erzincan havzasının güneydoğusunda yoğunlaştığı tespit edilmiştir (Şekil - 4). Erzincan depreminin çözümünde 96 adet veri kullanılmıştır. 1.düzlem fay düzlemi olarak seçilmiş ve doğrultusu KB-GD olarak belirlenmiştir. Deprem sağ yönlü doğrultu atımlı bir özellik göstermektedir. P ekseni KB-GD , T ekseni KD-GB yönündedir. Deprem KAFZ'nun tipik özelliklerini taşımaktadır (Ek-1, Şekil-5).

7. Pülümür Depremi :15.3.1992'de meydana gelen bu deprem Pülümür, Erzincan ve civarında kuvvetlice hissedilmiş ve hasara neden olmuştur. Özellikle Pülümür'de hasar yapmış, okul ve hükümet binasında ağır hasara yol açmıştır. Depremin episantri KAFZ'nun Erzincan havzasındaki uzantısı ile Ovacık fayı arasındadır. Depremin mekanizma çözümünde 85 veri kullanılmıştır ve bu depremin sol yönlü doğrultu atımlı faylanma ile ilgili olduğu gözlenmiştir. 1.düzlem fay düzlemi olarak seçildiğinde hareket doğrultusu KD-GB olarak belirlenmektedir. P ekseni doğrultusu KD-GB, T ekseni

ise KB-GD olarak belirlenmiştir (Ek-1, Şekil-7). Sonuç olarak, bu deprem Ovacık fayının Kuzeydoğu ucunda olup Ovacık fayının çalıştığını ve hareket özellikleri itibariyle Erzincan depreminin Artıcısı özelliğini taşımadığını göstermektedir (Şekil - 4).

#### SONUÇLAR

Marmara denizi ve çevresinde, Erzincan havzasında son yıllarda meydana gelen önemli depremlerin mekanizma çözümleri, P dalgalarının ilk hareket yönlerinden yararlanarak çözülmüş, depremlerin bölgenin tektonik yapısı ile ilişkileri yorumlanmak istenmiştir.

Marmara bölgesi, KAFZ'nun bölgedeki üç uzantısını da içermekte ve bu uzantıların herbiri KD-GB yönlü fay parçalarına sahip olup, Marmara denizinde derinlikleri 600 m. den büyük çukurların sınırlarında genellikle çek-ayır yapılara ve bu çukurlarda eğim atımlı normal faylanmalara sahip bulunmaktadır (Barka ve Kandinsky-Cade, 1988). Bu yapılar, fay parçaları arasında acılma rejiminin etkisi ile oluşmuşlardır. Eğim atımlı faylar bölgede graben sistemlerinin varlığına işaret etmektedir. Mürefte depremindeki eğim atımlı ters faylanma ise, normal ve doğrultu atımlı faylanmaların hakim olduğu bölgede oluşması bakımından dikkat çekmektedir. Bunun Ganos'ta var olan sıkışma ile ilgili olabileceği düşünülmektedir. Bölgede genelde maksimum P eksenleri KB-GD ve KD-GB, maksimum T

eksenleri ise KD-GB ve KB-GD şeklinde görülmektedir (Şekil - 5, 6). İncelenen depremlere ait fay düzlami parametreleri ve faylanma türleri Tablo 2 ve 3'te verilmiştir.

Erzincan depremi ile KAFZ'nun Erzincan havzasından geçen fay parçalarının etkin durumda olduğu anlaşılmıştır. Deprem sırasında Erzincan'ın güney doğusunda KB-GD doğrultulu fay parçalarının harekete geçtiği gözlenmiş olup, güneyde KAFZ'nun Ovacık fayı ile kesiştiği yerde Pülümür depremi meydana gelmiş, KD-GB doğrultulu Ovacık fayının kuzeydoğu ucunun harekete geçtiği gözlenmiştir. Erzincan ve Pülümür depremlerinde maksimum P eksenleri KB-GD ve KD-GB, maksimum T eksenleri ise KD-GB ve KB-GD doğrultulu olarak görülmektedir (Şekil - 7, 8). Bu bölgedeki aktif fayların çokluğu nedeniyle deprem etkinliğini devami söz konusudur ve bu sebeble deprem etkinliğinin sürekli gözlenmesi gerekmektedir. Çok disiplinli depremleri önceden belirleme çalışmalarının öncelikle bu bölgede yapılması, gelecekte olabilecek depremlerin daha az mal ve can kaybına sebep olması açısından son derece önemlidir.

#### TEŞEKKÜR

Bu çalışmanın yapılması sırasında hertürlü yardım ve desteğini gördüğüm Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü Müdürü Prof.Dr. A.Mete Işıkkara'ya değerli elastirilerinden dolayı Prof.Dr. Cemil Gürbüz ve Doc.Dr. Niyazi Türkelli'ye teşekkür ederim. Ayrıca çalışma sırasındaki yardım ve katkılarından dolayı Doc.Dr. S.Balamir Uçer ve Doc.Dr.Aykut Barka'ya teşekkür ederim.

## YARARLANILAN KAYNAKLAR

- Arpat, E., Saroglu, F. (1975). Some recent tectonic events in Turkey, T.J.K.Bülteni 18, 91-101.
- Barka, A.A and N.M.Toksöz (1988). Segmentation, tectonics and seismic gaps of the North Anatolian Fault Zone in the Marmara and North Aegean Region (in publication).
- Barka, A.A. and Kandinsky-Cade, K. (1988). Strike-Slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity, Tectonics, 7, 663-684.
- Barka, A.A. and L.Gülen (1989). Complex evolution of the Erzincan basin (eastern Turkey), J. Struct. Geology, 11, 3, 275-283.
- Barka, A.A. (1992). Surface Cracks of the March 13, 1992 Erzincan Earthquake, A Preliminary Reconnaissance Report, Bogazici University, 68-78.
- Gündoğdu, O., Y.Altınok, M.Hisarlı, H.Beyaz (1992). 13 Mart Erzincan Depremi Gözlem ve Değerlendirmeleri, Erzincan Depremi ve Türkiye Deprem Sorunu Simpozyumu, I.T.O. Maden Fak., 56-62.
- Herrin, E. (1968). Introduction to " 1968 Seismological Tables for P Phases ", B.S.S.A., Vol.58, 1192-1242.
- ISC International Seismological Center, Monthly Bulletin of the International Seismological, England.
- Ketin, i. (1949). Son on yılda Türkiye'de vukua gelen büyük depremlerin tektonik ve mekanik neticeleri hakkında, T.J.K. Bült., Cilt 2, 1-10.
- Ketin, i. (1969).. Kuzey Anadolu Fayı Hakkında, M.T.A. Dergisi, Sayı 72, 1-27.
- Mc Kenzie D.P. (1972). Active tectonics of the Mediterranean region, Geophys. J.R.Astr.Soc., 30, 109-185.

Sengör, A.M.C., N.Görür and F. Saroğlu (1985). Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as case study, S.E.P.M. Spec.Pub., 37, 227-264.

USGS U.S. Department of Interior Geological Survey,  
Earthquake Data Report, Monthly Bulletin ,U.S.A.

Öcer, S.B., S.Crampin, R.Evans, A. Miller and N. Kafadar (1985). The MARNET radiolinked seismometer network spanning the Marmara Sea and the seismicity of western Turkey, Geophys.J.R.Astr.Soc. 83,17-30.

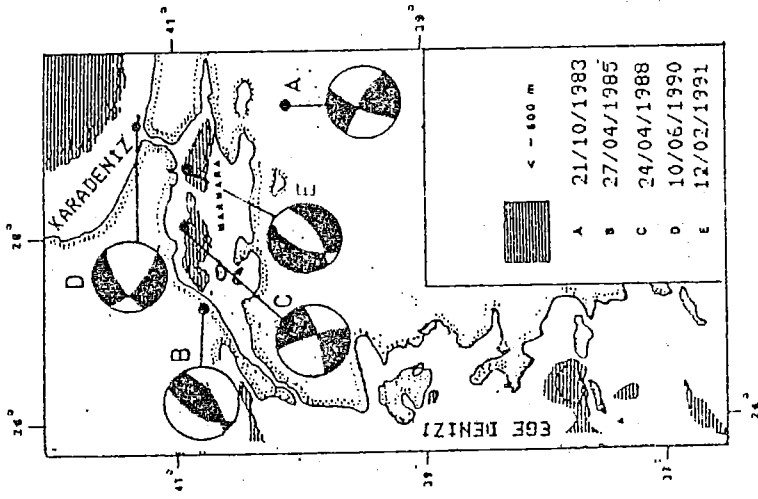
Öcer, S.B. (1990). Marmara Bölgesinin Deprem Etkinliği ve Aktif Tektonikle ilişkisi, İ.Ü. Fen Bil.Enst. Doktora Tezi.

TABLO - 1

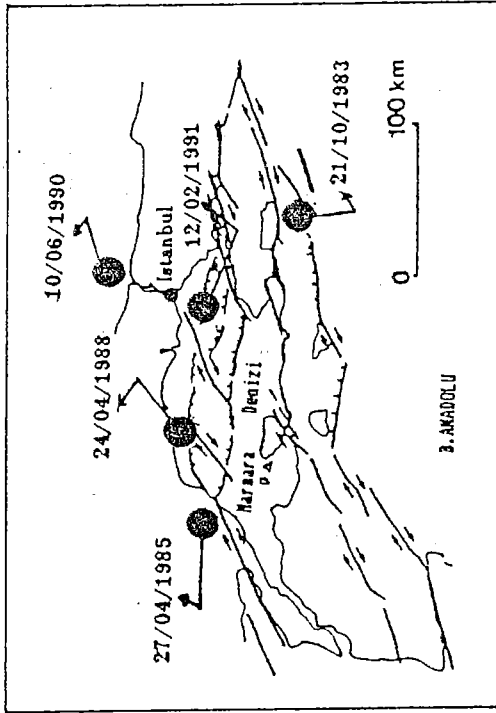
## CALISMADA KULLANILAN DEPREMLER

DEPREM NO	MEVKII	TARİH	OLUS ZAMANI	ENLEM K	BOYLAM D	DER. (km.)	MAGNİTÜD mb M s
1	INEGOL	21.10.1983	20:34	40.14	29.35	12	5.0
2	MUREFTE	27.04.1985	12:33	40.77	27.34	7	4.3
3	MARMARA DENİZİ	24.04.1988	20:49	40.88	28.24	11	5.0
4	İSTANBUL BOĞAZI AÇIKLARI	10.06.1990	11:36	41.25	29.33	18	3.9
5	İSTANBUL BOĞAZI AÇIKLARI	12.02.1991	09:54	40.82	28.88	10	4.8 4.6
6	ERZİNCAN	13.03.1992	17:18	39.70	39.57	28	6.2 6.8
7	PULUMUR	15.03.1992	16:16	39.53	39.93	21	5.5 5.8

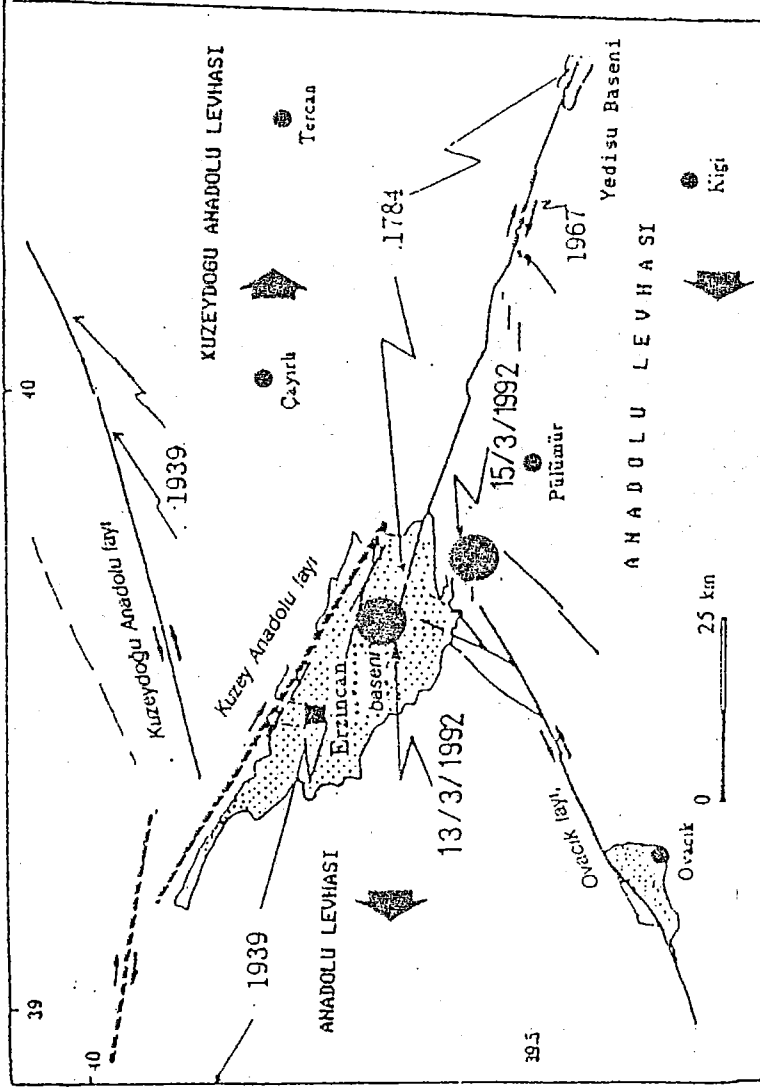




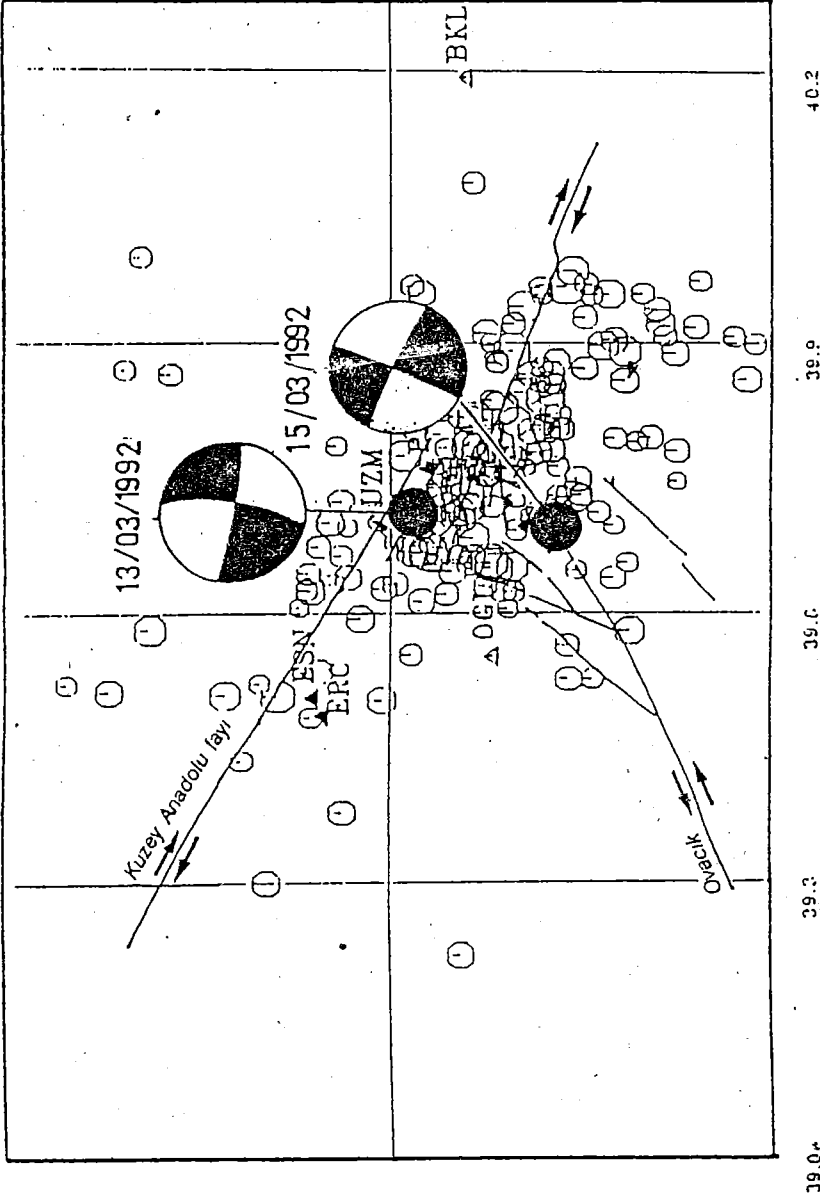
SEKIL -2 Marmara Bölgesinde incelenen depremlerin odak mekanizması diyagramları



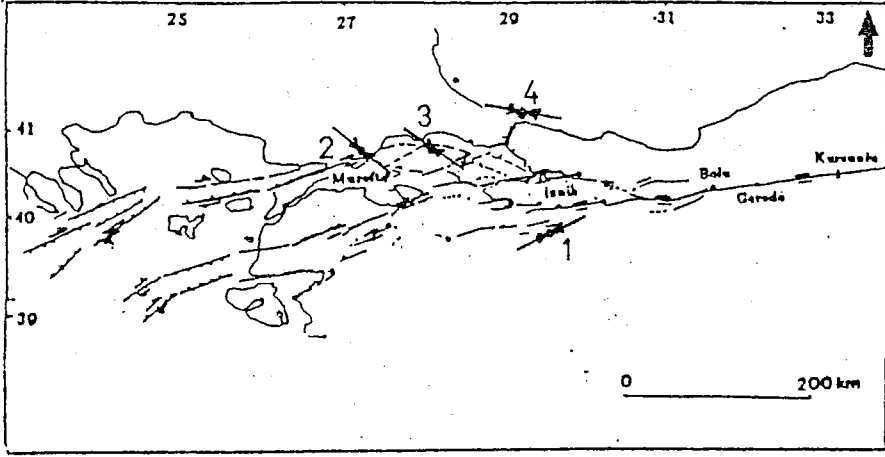
SEKIL -1 Marmara Bölgesinde incelenen depremlerin episantr dağılımı ve bölgedeki aktif fay sistemleri (Barla ve Kandinsky-Cade 1988'den derlenmiştir).



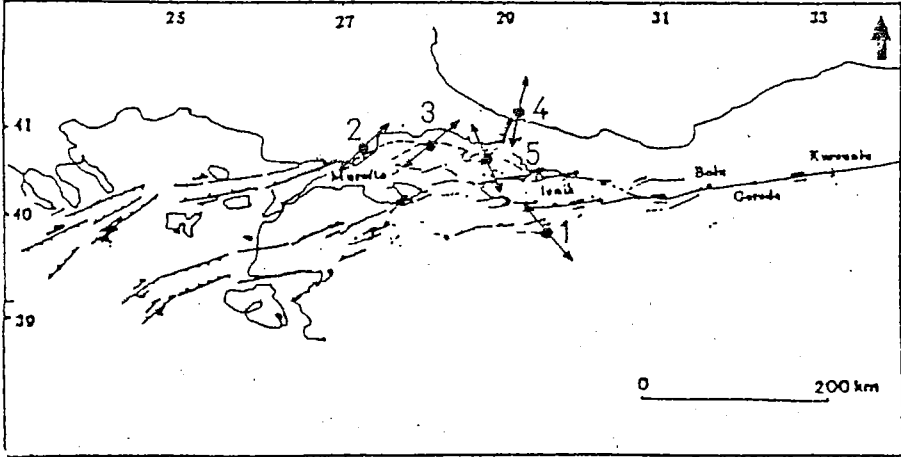
SEKİL -3 Erzincan ve Pülümür depremlerinin episantrları ve bölgede daha önce olmuş depremler, aktif faylar (Barka ve Toksöz, 1992'den derlenmiştir).



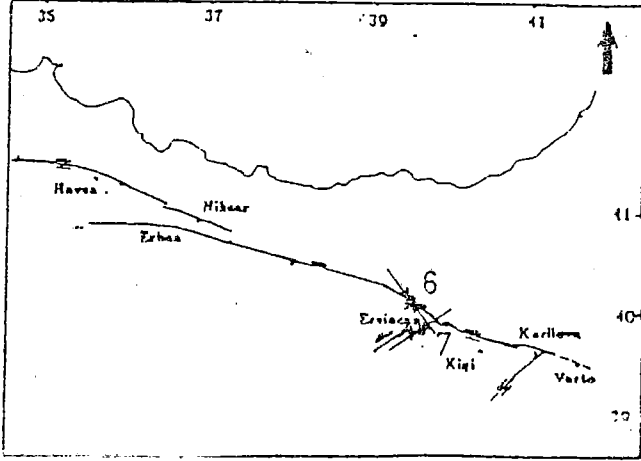
SEKİL -4 13.3.1992 Erzincan Depremi sonrası B.Ü. Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü tarafından yapılan Artçı Sök çalışmasında kaydedilen depremler, kurulan istasyonlar, ana faylarla ilişkisi ile Erzincan ve Pülümür depremlerinin odak mekanizması çözümleri



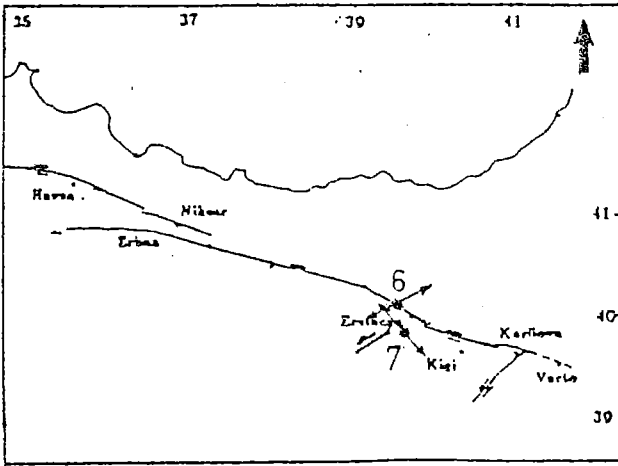
SEKIL -5 Marmara bölgesindeki depremlere ait  
P. eksenleri konum haritası



SEKIL -6 Marmara bölgesindeki depremlere ait  
T eksenleri konum haritası



SEKİL -7 Erzincan ve Pülüsür depremlerine ait  
P eksenleri konum haritası



SEKİL -8 Erzincan ve Pülüsür depremlerine ait  
T eksenleri konum haritası

TABLO - 2

## FAY DÜZLEMİ PARAMETRELERİ

DEPREM NO	1. DÜZLEM			2. DÜZLEM			P		T	
	D	E	K.A	D	E	K.A	A	D	A	D
1	294.3	78.9	23.3	199.6	67.2	167.9	65.3	7.9	158.9	24.2
2	224.9	50.6	72.2	71.2	42.6	110.4	327.4	4.1	73.7	75.7
3	82.2	66.8	-171.8	349.0	82.4	-23.5	303.3	21.8	37.6	10.7
4	126.1	55.2	-54.6	254.9	48.0	-129.8	94.5	61.3	191.9	4.0
5	66.2	52.5	-65.2	209.9	43.0	-118.0	36.0	70.5	109.3	4.6
6	101.4	88.8	-171.9	11.2	81.9	-1.2	326.6	6.5	236.0	4.9
7	191.5	89.8	171.7	281.5	81.7	0.2	206.8	5.7	146.2	6.0

Burada; Her 2 Düzlemin D Doğrultu, E Eğim, K.A Kayma Açısını gösterir.  
P ve T Max. Basıncı ve Gerilme eksenlerini, A ve D ise bu eksenlerin Azimut ve Dalımlarını gösterir.

TABLO - 3  
ÇALIŞMADA KULLANILAN DEPREMLERE AİT FAYLANMA TÜRLERİ

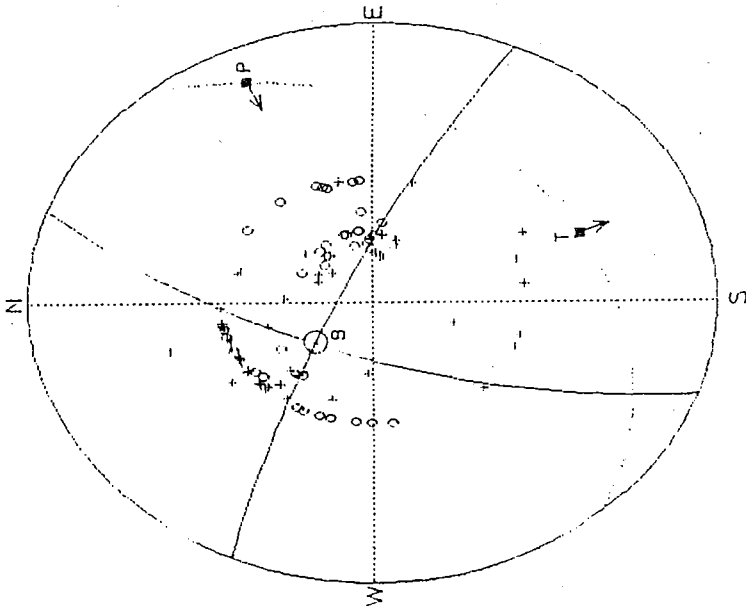
DEPREM NO.	MEVKİİ	TARİH	OLUŞ ZAMANI	FAYLANMA TÜRÜ
1	İNEBÖL	21.10.1983	20:34	Sağ Y. Doğrultu Atımlı
2	MÜREFTE	27.04.1985	12:33	Ters Faylanma
3	MARMARA DENİZİ	24.04.1986	20:49	Sağ Y. Doğrultu Atımlı
4	5. İSTANBUL BOĞAZI AÇIKLARI	10.06.1990	11:36	Normal Faylanma
5	K. İSTANBUL BOĞAZI AÇIKLARI	12.02.1991	09:54	Normal Faylanma
6	ERZİNCAN	13.03.1992	17:18	Sağ Y. Doğrultu Atımlı
7	FÜLÜMÜR	15.03.1992	16:16	Sol Y. Doğrultu Atımlı

EK - 1

MEKANIZMA ÇÖZÜM

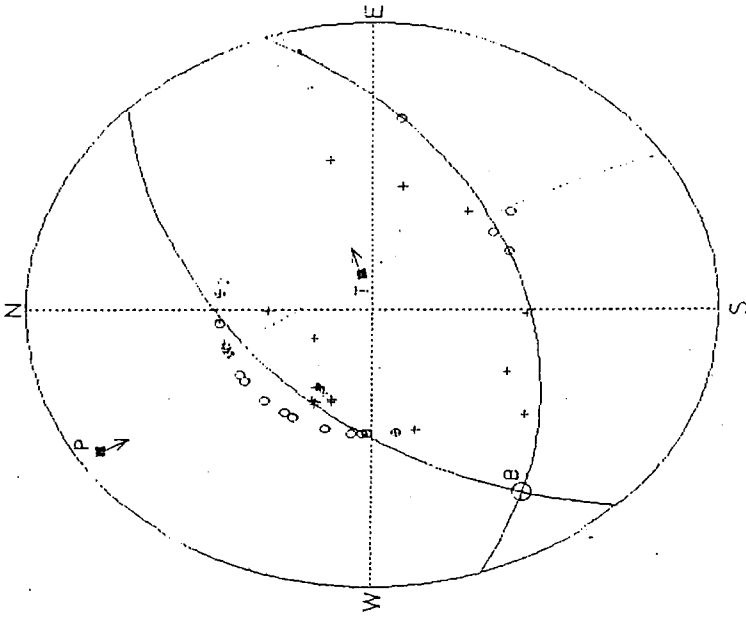
DIYAGRAMLARI





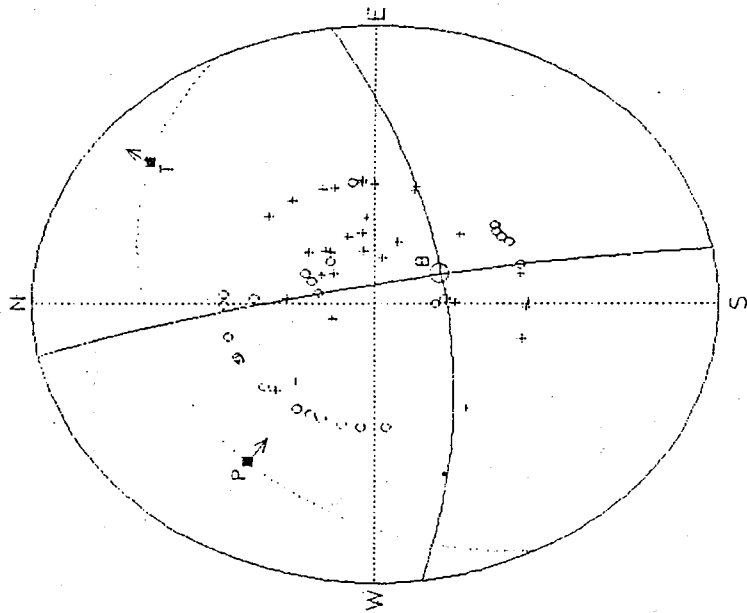
INEGOL DEPREMI 21.10.1983 20:34 GMT 40.14N-29 15E, D=13 km. mb=6.0

SEKIL- 1



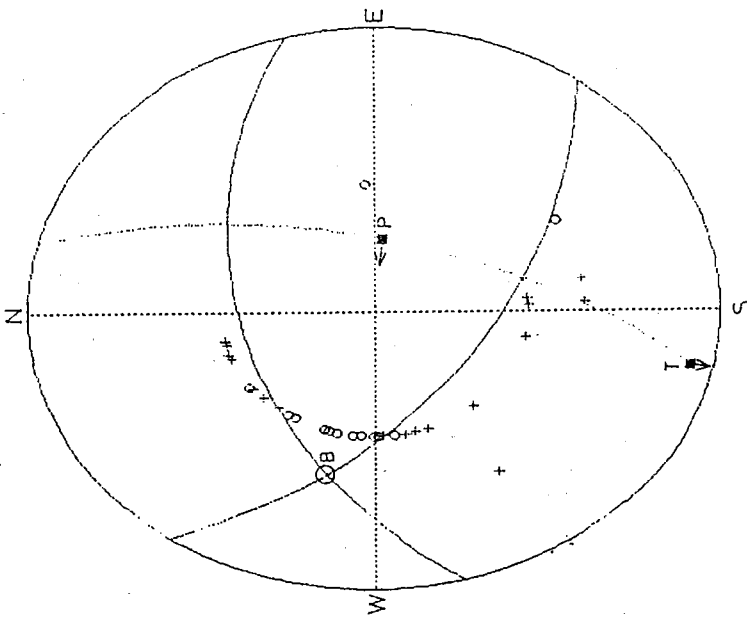
MUSEFTE DEPREMI 27.04.1986 12:33 40.77N-27.34E D= 7 km. mb=4.3

SEKIL- 2



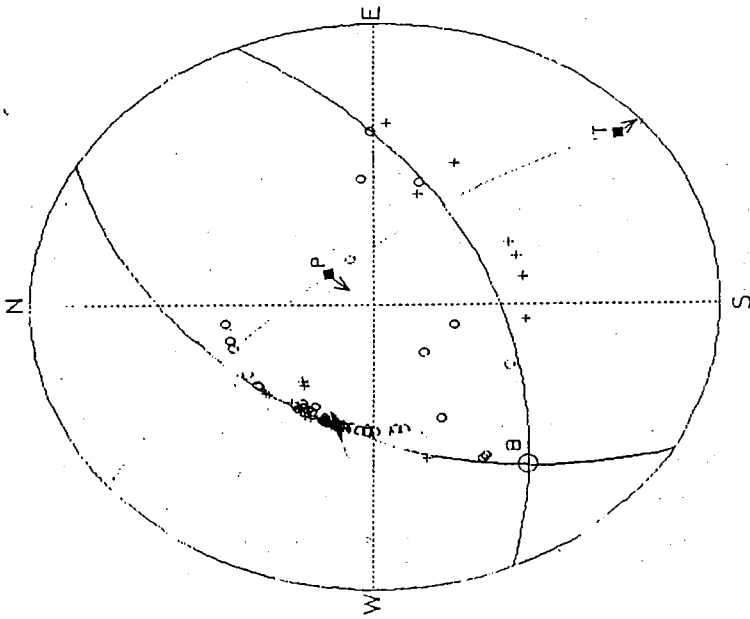
X. KAHIRKA DEPREMI 24.04.1988 20:43 GMT 40.88N-29.24E D=11 km. mb=5.0

SEKIL- 3



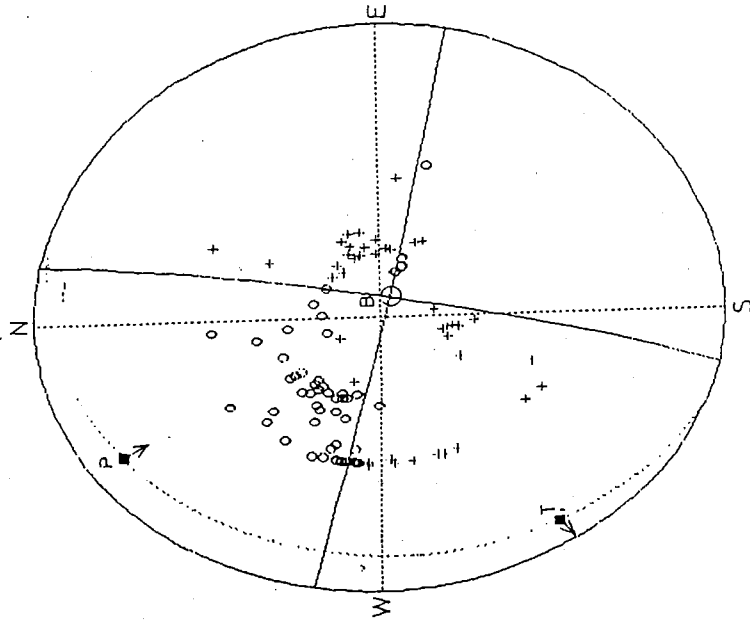
ISTANBUL DEPREMI 10.06.1990 11:16 GMT 41.26N-29.33E D=18 km. mb=3.5

SEKIL- 4



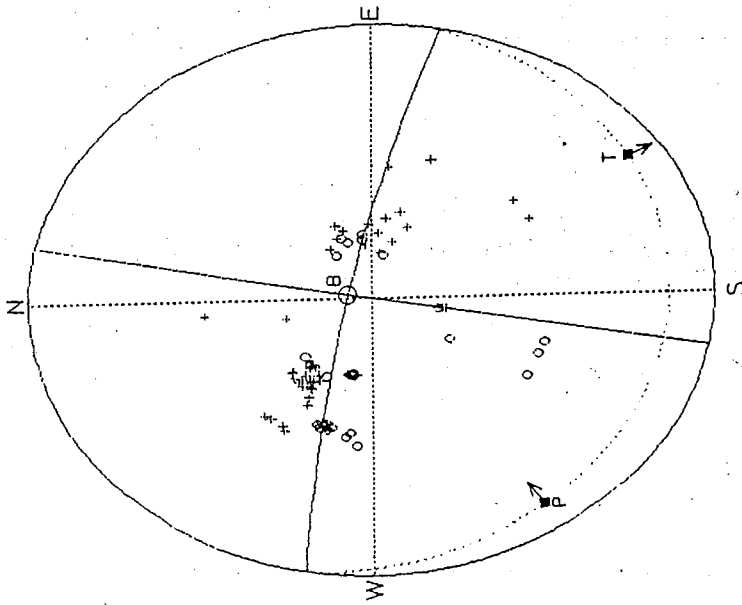
ISTANBUL DEPREMI 12.02.1991 09:54 GMT 40.12N-28.88E D=10 km. mb=4.8 Ms=4.6

SEKIL- 5



ERZINCAN DEPREMI 13.1.1992 17:18 GMT 39.70N-39.57E D=26km. mb=6.2 Ms=6.8

SEKIL- 6



POLNOR DEPREMI 16.3.1992 16:16 GMT 39.63N-39.93E D-21km. mb-6.6 Ms-6.

SEKIL-7

LEVHA TEKTONİĞİNDE İKİ-KATMAN KAVRAMI:  
JEODİNAMİĞE UYGULANMASI

L.I.Lobkovsky<sup>1</sup> ve V.I.Kerchmann<sup>2</sup>

<sup>1</sup>*Institute of Oceanology, The USSR Academy of Sciences Moscow 117213, USSR*

<sup>2</sup>*The Interuniversity Computer Center, Kishinev 279003, USSR*

Lobkovsky, L.I. ve Kerchmann, V.I., 1991. A two-level concept of plate tectonics: application to geodynamics. In: L.P.Zonenshain (Editor), *The Achievements of Plate Tectonics in the U.S.S.R. Tectonophysics*, 199, 343-374.

Tercüme<sup>3</sup>

<sup>3</sup>*Kısmen kısaltılmıştır*

O.M.İlkışık<sup>4</sup>, B.Ekizer<sup>5</sup>, Y.Bektur<sup>6</sup>

<sup>4</sup>*Jeofizik Mühendisliği Bölümü, İstanbul Üniversitesi, Avcılar 34550 İstanbul*

<sup>5</sup>*Türkiye Petrolleri A.O., VERİM, Eskişehir Yolu, Ankara*

<sup>6</sup>*Türkiye Atom Enerjisi Kurumu, Alaçam Sok. 9, Çankaya, Ankara*

## Özet

Litosferin reolojik katmanlaşmasına ilişkin veriler temel alınarak yeni bir "iki-katmanlı levha tektoniği" kavramı geliştirilmiştir. Bu yaklaşımda kabuk ve kabuk altı levhaların yumuşak-akıcı- bir alt kabuk katmanı (asteno-katman) ile ayrıldığı düşünülmüştür. Klasik levha tektoniğine benzer olarak, kabukaltı levhalarda da üç tip sınır belirlenmiştir; ancak bunlar her zaman kabuğun sınırları ile (özellikle kıtalarda) uyuşmayabilir. Bu yeni kavram jeodinamiğe uygulanmış ve bazı önemli oluşum türleri analiz edilmiştir. Dağ oluşumu ve çarpışma platoları modellenmiştir. Ayrıca alt kabuğun akışkan oluşu dikkate alınarak pasif sınırların gelişimi incelenmiş ve jeolojik sonuçları tartışılmıştır. Reolojik açıdan litosferik katmanlara ve açılma sonucundaki düşey hareketlere bağlı bir riftleşme mekanizması geliştirilmiştir. Aşınma ve tortulaşma olayları da dikkate alınarak "kalkan havza" tipi kataboliz yapılarının gelişiminin analizi yapılmıştır. Ayrıca levha tektoniğinin bazı klasik konularını ileri sürülen yeni kavram açısından irdelenmiştir.

## Abstract

A two-level plate tectonics concept is developed on the basis of data on lithosphere rheological stratification. This approach differentiates between crust and subcrust plate ensembles separated by a lower-crust viscoplastic astenolayer. Similarly to classical plate tectonics, three types of boundaries are distinguished in the lower layer which do not always coincide with crust-plate boundaries (especially for continents). Applications of this concept to geodynamics are considered, and a corresponding quantitative analysis for several important processes is carried out. A quantitative model of mountain formation and collision-plateau origins is proposed. Also, a geodynamic model of the evolution of passive margins, taking into account a lower-crust viscous flow, is considered and its geological consequences are discussed. A mechanism of rifting, taking into consideration rheological lithospheric layering and its vertical movements caused by extension, is developed. Both a qualitative scheme and quantitative analysis of the slow evolution of interaction structures of "shield-basin" type, taking into account erosion and sedimentation processes, are worked through. Also historical aspects of plate tectonics are discussed from the point of view of the proposed concept.

## Giriş

Klasik levha tektoniği kuramı, uygulamada bazı kısıtlamalar gösterir. Örneğin, bölgesel ölçekli tektonik olayların çoğu standart levha tektoniği modelleri ile tanımlanamaz. Bu, özellikle kıtalar için geçerlidir (Molnar, 1988; Lobkovsky, 1988a). Küresel ölçekte ele alınamayan yerel olaylarda levha içi gerilimlerin dağılımı ile yatay ve düşey süreksizlikler araştırmaya açık konulardır. Bir çok araştırmacı, levha tektoniği konusunda büyük ölçeklerle yönlendirilmiş olduğundan, levha içi çekme ve basınç dağılımları ve levhanın bütün olarak katı olmayışının incelemesi çoğu kez bir kenara bırakılmıştır (Molnar ve Topponier, 1978; England and Mc Kenzie, 1982; Vilotte ve diğ. 1982; Cloeting ve diğ., 1984; England ve diğ., 1985; Khain, 1986; Bruhn, 1987; Kirby and Kronenberg, 1987).

Jeodinamik açıdan, problemin analizi gerçek basınç-sıcaklık koşulları altında ve çeşitli tektonik rejimlerde litosferik kayaçların reolojik davranışının tanımlanmasına indirgenir.

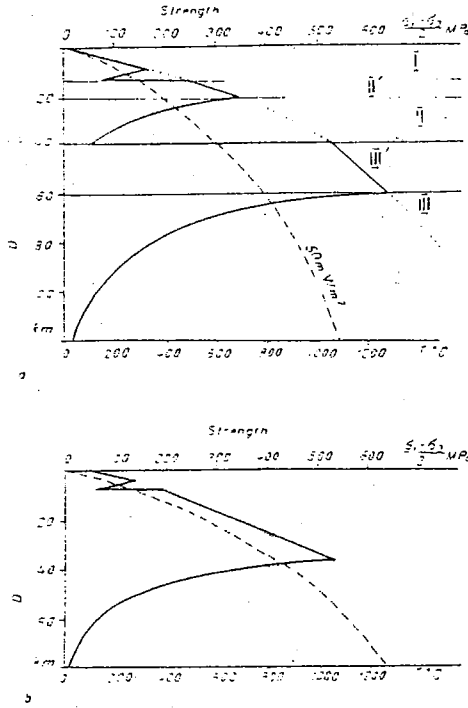
Jeodinamikte "etkin gerilme" litosferin genel reolojik bir özelliği olup, kayaçtaki iç çekme gerilmesinin mekanizmasına ve basınç-sıcaklık koşullarına bağlı olarak çeşitli biçimlerde yorumlanabilir. Gevrek kırılma ve yarı elastik çekme ortamında bu özellik, mekanikte olduğu gibi, malzeme mukamevetinin tanımına uyar (Byerlie, 1968; Sibson, 1974; Brace ve Kohlstedt, 1980). Doğrusal olmayan akışkan ortam için ise "akma" (lוג : creep) gerilimi tarif edilmiştir (Ranalli ve Murphy, 1987; Kirby, 1983).

Laboratuvar deneyleri ile belirlenen her bir "etkin gerilme" grafiği her ne kadar yer kabuğunun ve üst mantonun bileşimi, sıcaklık dağılımı, deformasyon oranı ve ortamın suya doygunluğu gibi birçok özelliğe bağlı ise de, tüm bu grafikler gerçekte, litosferin reolojik katmanlaşmasının ana özelliklerini belirler. Bu grafikler genelde üst kabuktaki daha kırılğan katmanlara karşın, alt kabuktaki çok düşük gerilimli (akıcı) ortamı ve litosferin kabuk altı kısmını yansıtmaktadır.

Şekil 1a da bir örnek olarak, litosferde genel gerilme dağılımına ilişkin tipik bir grafik verilmiştir. Buna göre litosfer en üstte 15 km kalın "granitik" kabuk (I), altında 25 km kalın "mafik" alt kabuk (II) ve onlarında altında uzanan "olivin" manto (III) dan ibarettir. Bu şekil, yüzeyde ortalama  $50 \text{ mW/m}^2$  olduğu kabul edilen ısı akısına karşı gelen (Morgan ve Sass, 1984) kıtasal jeoterm için çizilmiştir. Deneysel reolojik verilere uygun olarak (Brace ve Kohlstedt, 1980; Kirby, 1983; Ranalli ve Murphy, 1987) çekme deformasyon oranı sabit ve  $\dot{\epsilon} = 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  seçilmiştir. Zarf çizgisi ortamın gevrek kırılmaya direncini gösterir (Byerlie, 1968) ve üst kabuk katmanını (I) hemen hemen tamamen, "soğuk" alt kabuğun (II) az bir kısmına ve kabuk altı mantonun yarı-katı kısmına (III) çakışır. Alt kabuğun ana kısmı (II) -ki bu aslında kabuksal "asteno- katman" dır- "creep" yasası ile tanımlanabilen akıcı özellikler gösterir (Kirby, 1983). Alt yarı-akışkan litosfer (III) ise manto astenosferine bir geçiş ortamıdır.

Normal bir okyanussal litosfer için genelleştirilmiş gerilme grafiği de benzer özellikler gösterir (Şekil 1b). Okyanussal kabuğun serpantin alt katmanı, kabuksal asteno- katmana karşı gelmektedir (Raleigh ve Paterson, 1965; Lobkovsky ve diğ., 1986). Burada dikkate alınması gerekir ki gerilmenin derinlikle değişimi, ısı rejimi ve ortamın tektonik gerilmesi, bölgeden bölgeye farklılıklar gösterir.

Jeolojik ortamın reolojik katmanlaşmasını ve kabuktaki yarı- katı, yumuşak katmanları dikkate alan günümüz görüşleri üst mantodaki astenosfer ile litosfere dayanan klasik levha tektoniği görüşleri ile bazı benzerlikler taşımaktadır. Jeodinamik açıdan bu benzerlik



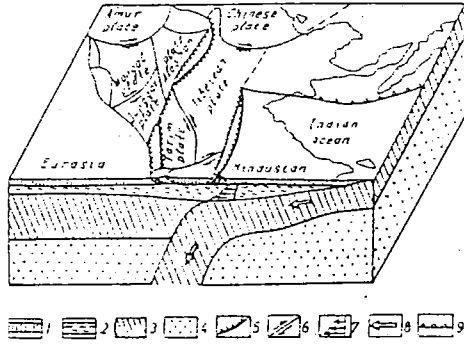
Şekil 1. Model gerilme grafikleri: a) 15 km granitik üst kabuk ve 25 km mafik alt kabuktan oluşan kıtasal litosfer için; b) 5 km bazaltik üst kabuk ve 2 km kalınlıkta serpantinik alt kabuktan oluşan okyanussal litosfer için. Kesik çizgiler jeotermileri, noktali çizgiler ise gerilimin genel gidişini göstermektedir. Çekme oranı  $10^{-5} s^{-1}$  dir.

Lobkovsky'nin (1987a,b; 1988a,b) "iki-katmanlı levha tektoniği" kavramı ile formüle edilmiştir. Bu kavramın ana özelliği kabuk ve kabukaltı olmak üzere iki ana katmanın belirlenmesi ve ölçüklerin klasik levha tektoniğinden farklı alınmasıdır. Binlerce kilometrelik küresel yatay olaylar tanımlandığında üst kabukta görülen işlemlerin ortaya çıkması için sistemi çalıştıran kısım üst mantonun kabukaltı katmanıdır. Buna karşın bölgesel tektonik olayların çoğu sadece yüzlerce kilometre hatta daha da azdır ve jeodinamik açıdan için üst kabuk katmanı daha fazla dikkate alınmalıdır. En üst gevrek kabuk katmanı kendi içinde boyutları bir kaç yüz ile onlarca kilometre olan küçük levhalara ayrılır. Böyle bloklar, litosferin yarı-katı manto kısmına kıyasla kabuksal asteno-katmanın üzerindeki küçük yatay yerdeğiştirmeleri açıklar. İç gerilimler kıtasal çarpışma ve açılma kuşaklarında olduğu gibi yeterince büyükse üst kabuk katmanı hareket edebilir ve bükülebilir. Bu olay sistemin akıcı olan alt kabuk katmanı üzerinde olur. Buna bir örnek olarak Hindistan ile Avrasya'nın çarpışması Şekil 2 de yorumlanmıştır (Lobkovsky, 1988a,b). Bu şekil kayan litosferin manto parçası tarafından sürüklenen kabuksal blokları ve yüzeyde Hindistan Avrasya sınırını oluşturan üst kabuk levhacıklarını gösterir. Yüzeydeki bu olay alt kabukla oluşan akma



ile belirlenir. Alt kabuğun yumuşaklığının bir sonucu olarak malzemesi çarpışma kuşağı civarına zorla itilir, alt kabuk kalınlaşır. Bu ise dağların köklerinin oluşmasına ve arazinin izostatik yükselmesine yol açar.

Bu makalede çarpışma olayının sadece nicel analizi verilmeyip (Lobkovsky, 1988a, b, 1990; Khain ve Lobkovsky, 1990), levha tektoniğinde iki-katman kavramının bazı jeodinamik problemlere nasıl uygulanacağına da değinilecek, ayrıca pasif sınırların oluşumu ve arkalarındaki açılma kuşaklarının yapısı tanımlanacak (Lobkovsky, 1989; Lobkovsky ve Khain, 1989) her iki katmandaki kıtasal açılımların (İng.; rifting) genel şeması verilip, kabuktaki "kraton"lar da (oldukça hareketsiz büyük yerkabuğu parçaları) aşınma-tortulaşma ve başkalaşım çevrimi ile ilgili jeodinamik davranış analiz edilecektir.



Şekil 2. Hindistan ve Avrasya'nın kıtasal çarpışmasına ilişkin genel bir "iki-katman" şeması (Lobkovsky, 1988a; açıklama yazım içinde). 1- Kırılğan üst kabuk; 2- yumuşak alt kabuk; 3- kabukaltı litosfer; 4- manto astenosferi; 5- bindirme (sıkışma) tipi kabuksal sınırlar; 6- doğrultu atımlı (trasform) tip kabuk sınırları; 7- alt kabuk boyunca kayma hızı dağılımı; 8- kabukaltı litosferdeki hareket yönü; 9- dalım kuşağı.

### İki-Katmanlı Levha Tektoniği Kavramına İlişkin Düşünceler ve Jeolojik-Jeofizik Gözlemler

Yerkabuğunun iki katmanlı reolojik yapısını kanıtlayan COCORP (Allmendinger ve diğ., 1987), ECORS (Choukroune ve Garnido, 1988) ve EUGENO-S (Meisner ve diğ., 1987) projeleri gibi derin sismik araştırmalar alt kıtasal kabuğun katmanlaşmış yapısına ilişkin oldukça iyi veriler sağlamıştır. Biz, bu tür bir katmanlaşmanın alt kıtasal astenokatmandaki yumuşak malzemenin yatay akışı sonucunda oluştuğuna inanıyoruz.

Son yıllarda aletsel sismolojide önemli ilerlemeler sağlanmıştır. Bunun bir sonucu olarak deprem odaklarının belirlenmesindeki duyarlık on kat daha artmıştır (Chou ve Molner, 1983). Yapılan çalışmalar kıta içi deprem odaklarının kabuğun 20 km lik üst kısmında yoğunlaştığını göstermektedir. Deprem odakları genelde sadece yerin aktif bölgelerinde, üst kabuğun alt kısmında yer almaktadır. Kıtasal kabuğun 15-20 km kalınlıktaki alt katmanı ise genel olarak asismik olup astenosferik bir yapıdadır. (Meisner, 1985; Jackson, 1987).

Litosferdeki deprem dış odaklarının çeşitli bölgelerde gözlenen dağılımı ile kabuk ve üst mantodaki sıcaklık arasında bazı kıyaslamalar yapılırsa, kıtasal kabuk içindeki depremselliğin 350 °C eşsıcaklık eğrisi ile kontrol edildiğini, oysa üst manto için bu sıcaklığın 700

$^{\circ}\text{C}$  olduğu görülür (Chen ve Molner, 1983; Viens ve Stein, 1983). Verilen bu sıcaklıklar, laboratuvar koşullarında manto malzemesi için  $700^{\circ}\text{C}$  ve kabuk malzemesi için  $350^{\circ}\text{C}$  de "yarı-kırılğan" dan yumuşak -plastik- deformasyona geçişe karşı gelir (DeRito ve diğ., 1986; Jackson, 1987).

Depremsellik dağılımında gözlenen bu durum, yerkabuğunun litosfer ve astenosfer içine doğru reolojik katmanlaşmasını gösteren önemli bir kanıt olmaktadır. Ayrıca, litosferin ısı rejimi ile deprem bölgeleri arasındaki uyum bize kabuksal astenosferin özelliklerinde yanal değişkenlik olabileceği konusunda fikir vermektedir.

Yanal olarak birkaç on yada yüz kilometrelik izostatik dengelemede ana rolü "kabuksal astenosfer" oynar (McAdoo, 1985). Boyutlar ancak yüzlerce kilometrenin üzerine çıktığı zaman, izostatik dengelemede manto astenosferi daha önemli olur. İki- katmanlı izostatik dengeleme için önerilen varsayuma dayanarak izostatik dengenin genellikle alındığı ve kalanın litosfer ile astenosfere bırakıldığı söylenebilir (Artemjev ve Kaban, 1987).

Litosfer ve kabuktaki reolojik ve tektonik katmanlaşmalar, bir çok bölgede jeolojik verilerle kanıtlanmıştır (Knipper ve Ruzhentsev, 1977; Peire ve diğ., 1983; Ranalli ve Murphy, 1987). Alpin kuşak, Apalaş dağları ve diğer kırık kuşaklarda, yüzlerce kilometre ötelenme gösteren granitik-gneys allokton uzanımlar alt kabukta bir asteno-katman varlığı hakkında jeolojik bir kanıt oluşturmaktadır (Cook ve diğ., 1979; Hsu, 1979; Peive ve diğ., 1983).

Lobkovsky'nin (1987a, 1988a) iki-katmanlı levha tektoniğine ilişkin saptamalarında genelde birbiri ile karışmayan kendi levhacıkları olan yeni bir jeodinamik sistem öngörülmektedir. Bu alt levhacıklar, önerilen yeni "iki-katmanlı" modelin klasik levha tektoniği kavramından olan temel farkıdır. Üst kabuğa ait levhacıkların oluşturduğu levhalar sistemi, klasik levha tektoniği ile de uyumludur (LePichon ve diğ., 1973; Zonenshain ve Savastin, 1979). Litosferin alt tabanı (manto) ise, binlerce kilometrelik boyutlara sahip geniş levhalardan oluşan yarı-katı bir katmanın (III') oluşumu ile açıklanabilir (Şekil 1a). Bunlar, geleneksel levha tektoniğine benzer olarak üç ayrı tip (açılma, sıkışma ve doğrultu atımlı) sınır ile ayrılırlar. Hareketin özelliği açısından eğer bu alt ve üst levhalar ve onların arasındaki sınırlar uyuyorsa, levhalar bir bütün olarak dikkate alınabilir. Bu durumda klasik levha tektoniği yapılaşmaları söz konusu olur. Bu düşünce, özellikle okyanussal litosferin büyük bir kısmı için doğrudur.

Alt ve üst katmanların levhaları ve onların sınırları uyuyuyorsa çok daha karmaşık iki-katmanlı bir tektonik model ortaya çıkar. Böyle bir durumda kabuksal levhaların gerek birbirlerine göre ve gerekse yumuşak alt kabuk katmanının akışı nedeniyle mantoya göre çeşitli karmaşık hareketleri söz konusu olur (Şekil 2).

İki-katmanlı tektonik yapı, okyanusların aksine kıtasal bölgelerde daha belirgindir; çünkü, litosferin yarı-katı katmanı ile üst kabuğa ait kırılğan katmanın kalınlık ve gerilimleri çok farklıdır. Böyle bir durumda kıtalardaki levhacıkların sınırları alt katman levhasının genel sınırları ile uyuyuyorsa sorunlar ortaya çıkar.

Alt katmanları uzaklaşan levha sınırlarında bazaltik (alkalin ve toleitik) magmatizmanın yoğun eizgisel kuşaklar oluşturduğu düşünülmektedir (Milanovksy, 1975). Bunlar üst katmanların açılmasından çok önce oluşurlar ve daha sonra levha sınırlarının tamamen ayrılmasını sağlar. Örneğin, Doğu Afrika rift sistemi boyunca son 800 Ma süresince, alkali bazalt sokulumlarının 770, 450, 290, 185, 120 ve 80 Ma dolaylarında çeşitli zamanlarda

ortaya çıktığı bilinmektedir. Bazaltik magmatizmanın bu dönemleri, ikincil alkali granitik magmatizma dönemleri ile (570, 450, 185 ve 50 Ma) dönüşümlü olmaktadır (Razvalyev, 1984). Doğu Afrika rift sisteminin, çizgisel kuşaklar oluşturan alkanin magmatizma ile gösterdiği bu uyum Garder yöresinde (Greenland), StLawrance riftinde, Baykal riftinde ve daha birçok yerde de gözlenmiştir. Alkanin magmatizmada görülen bu çizgisel kuşakları iki-katmanlı levha tektoniği kavramı içinde, uzaklaşan levha sınırları gibi dikkate almak doğaldır. Sistemin üst kısmındaki sıkışma rejimi nedeniyle bunlar her zaman yeryüzüne ulaşmadıklarından tüm kıta boyunca bu sınırları izlemek zordur. Alt katmandaki uzaklaşan levha sınırına bir örnek olarak, Kuzey Denizi'den, Aşağı ve Yukarı Rhine grabeni'ne, Seine ve Rhone grabeni'ne ve Akdeniz'i Tunus boğazından geçerek, Pantelleria ve Malta grabeni'ne ulaşan oradan Afrika içlerinde Gine körfezine ve Kamerun hattı boyunca Güney Atlantik içine uzanan çizgisel kuşak verilebilir. Doğu Afrika rift sistemi ile güney Çin'deki Anadayr koyundan Tung Ting Hu gölüne doğru uzanan Doğu Asya sistemi de aynı türden uzaklaşan bir levha sınırı olarak yorumlanabilir (Lobkovsky ve Khain, 1989).

Alt katmanın sıkışan levha sınırları ise, genellikle kıta içi dalım olaylarının geliştiği çarpışma kuşaklarında ortaya çıkar. Alp-Himalaya'lardaki kabuk altı dalım kuşağı (Şekil 2) ve Laramid orojenezi sırasında, Rocky dağları altındaki kıta içi dalım buna örneklerdir. Bir kural olarak, alt katmandaki dalım (sadece Hindikuş ve Calabiria gibi ender örnekler dışında) dar bir kuşakta yer alan orta ve derin odaklı depremler ile belirlenmemektedir. Bu tür dalım kuşaklarının asismik davranışı okyanussal levhalar gibi soğuk ve içinde su içeren kabuğun dalımı veya dalmış litosferin sürtünme ile ısınması sonucu kısmen yumuşaması ile açıklanabilir. Alt katmanlarda<sup>ki</sup> sıkışan levha sınırlarının sismik ve asismik bölgeleri, sismik tomografi yöntemi ile belirlenebilir. Eğimli, yüksek hızlı tabakalar ve farklı Q faktörü bu zonlara karşı gelir (Spakman, 1986). Çarpışma sonrası sürtünme ısı ile oluşan granitik magmatizma bu tür dalımlarının jeolojik bir belirtisidir (Deban ve diğ., 1986; Lobkovsky, 1988a, Khain ve Lobkovsky, 1990; Kerchman ve Lobkovsky, 1990b).

Eldeki gravite, ısı akısı ve jeokimyasal bilgilerden oluşan karmaşık jeolojik ve jeofizik veri yığınları kullanılarak alt katmanın levha sınırları iki-katman kavramı içinde nasıl tanımlanabilir?

Kıta içlerinde alt katmanlarda<sup>ki</sup> levha sınırlarının olası yapısı, yavaşça açılan okyanus ortası sirtların orta kısımlarına benzer (Lobkovsky, 1989). Litosfer kalınlığında iki taraflı simetrisinin kıtalarda da görülmesi gerekir. Alt katman içindeki uzaklaşan levha sınırlarına örnek olarak Sayan-Baykal yayındaki yükselimi ve onun kuzeydoğu ve güneybatı uzantıları altındaki astenosferik kabarcıklar gösterilebilir (Rogozhina ve Rozhevnikov, 1979; Logochev ve Zarin, 1988). Diğer bir örnek, Rio Grande açılımdan Kuzey Amerika kıtasının iç kısımlarına doğru uzanan anormal manto sokulumlarıdır. Sadece açılımla karakterize edilen denizel uzaklaşma sınırlarının aksine hem Baykal yükselimi gibi, hemde Moğol-Altay, Han-hai, Gobi Altayları ve Doğu Sayan gibi sıkışmaların görüldüğü kabuk yapıları da, alt katman sınırları boyunca yer alabilir. Litosferik alt katmanın uzaklaşan sınırları aslında küresel levha sisteminin parçalarıdır. Bu sınırlar okyanuslardan kıtalara doğru devam edebilirler. Doğu Pasifik yükseliminin Kuzey Amerika'nın Basin ve Range bölgesinde devami veya Afrika kıtası içinde oldukça incelen kabukaltı litosfer bu tür örneklerdir (Fairhead ve Reeves, 1977; Kazmin, 1987).

İki-katmanlı levha tektoniği ile riftleşmedeki bazı temel mekanizmalar da açıklanabilir

(Coutillot, 1982; Martin, 1984). Herşeyden önce okyanuslardan kıtalara kadar rift yarımalarının bu yanallılaşması, alt katmanda daha önce oluşmuş bir sınır nedeniyle olabilir. Kıtalardaki sıcak noktalar genellikle uzaklaşan ve yırtılan alt katman sınırlarında veya üçlü birleşim noktalarında yer almaktadır. Buralarda litosferin, yarı-katı alt kabuk katmanı yoktur. Bu tür özel noktalara, ABD'deki Yellowstone Park, Tibesti'deki volkanik alanlar, Orta ve Batı Afrika'daki Daffar ve Archagger örnek gösterilebilir (Lobkovsky, 1989).

Arkeen ve Proterozoyik gibi erken tarihsel dönemlerde yerin tektonik gelişimi ilgili geçen diğer bir konudur. Günümüzde, araştırmacıların çoğu, levha tektoniği ile ilgili olayların Proterozoyik'te başladığına inanmaktadır (Khain ve Mikhailov, 1955; Kain ve Bozhko, 1988). Bu görüşe göre levha tektoniği rejimi yerin genel soğuması ile başlar ve mantonun dolaşım hızının zamanla azalması sonucunda litosferde kabukaltı katmanlar oluşur. Litosferin yarı-katı kısmı, mantonun düzensiz konvektif akışı ile oluşan sialik kabuk kütlelerini birleştirir. Bu birleşme durağan "kraton"ların ve kıtasal çekirdeklerin oluşumunu açıklamaktadır.

İki-katmanlı levha tektoniği modelinde alt katmana etkiyen kuvvetler, ya manto dolaşımı ile alt levhaların çarpışması ya da anormal bir manto yayılması ve yükselimi sonucu itilme ile ortaya çıkarlar (Forsty ve Uyeda, 1979; Cloething ve Vortel 1985; Sekiguchi, 1985). Üst katmandaki kuvvetler ise onların alt katman levhaları ile belirlenir. Bu etkiler aynı zamanda kabukğun kalınlık ve yoğunluğundaki düzensizlikler ile de ilgilidir. İki-katmanlı modelin diğer bir konusu, kabuk katmanlarındaki mikro levhaların daha alt katmanlardaki levha etkileşimlerine göre jeodinamik açıdan daha önemli olmasıdır.

### İki-Katmanlı Levha Tektoniğinin Mekanik Özellikleri

İki-katmanlı tektonik işlemleri analiz etmek için, çeşitli koşullar ve çekme rejimi altındaki kıtasal litosferin reolojik davranışı gözönüne alınmalıdır. Kabuk ve üst mantonun yüksek sıcaklıktaki kayaçları için deneysel olarak türetilen  $e'$  çekme gerilmesi bağıntısı

$$e' = A\tau_1 \exp[-Q/R(T + 273)] \quad (1)$$

olarak verilir. Burada,  $\tau = \sigma_1 - \sigma_3$  kesme gerilmesinin iki katı,  $T$  °C olarak sıcaklık,  $A$ ,  $n$  ve  $Q$  sırasıyla kayaçların su içeriği, yapı ve bileşimine bağlı sabitlerdir (Kirby, 1983). Şekil 3a da farklı sıcaklık rejimleri için ve Şekil 3b de ise homojen olan ve olmayan çekme oranı durumunda gerilim eğrileri görülmektedir.

Şimdi, alt katman yumuşaklığının ve kalınlığındaki değişimlerin önemli olduğu bazı matematik modeller üzerinde duralım. Yatay  $x$  ve düşey  $z$  eksenini ile belirli iki boyutlu bir model düşünelim (Şekil 4). Öyle varsayım ki alt kabukta yumuşak, şekil değiştirebilen ve kalınlığı değişen bir astenosfer katmanı (asteno-katman - II) olsun. Bu asteno-katman üstteki kırılğan kabuk (I) tarafından örtülmektedir ve en altta ise yatay olarak hareket eden yarı-katı levha (III') yer almaktadır. Basitleştirme için üst katmanı (I) yatay yönde deforme olmayan bir katman olarak kabul edelim. Alt kabuk (II) kalınlığı şu denklemden bulunur (Lobkovsky, 1988a).

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \kappa \frac{\partial}{\partial x} \left( h^3 \frac{\partial h}{\partial x} \right) - 0.5 \frac{\partial}{\partial x} (Uh) \quad (2)$$

Burada  $\kappa = (\rho_M - \rho_C) \rho_C g / 12 \rho_M \eta_C$  olup  $\rho_M$  ve  $\rho_C$  sırasıyla manto ve kabuk yoğunluğu,  $g$  yerçekimi ivmesi,  $\eta_C$  alt kabuğun etkin ortalama akışkanlığı ve  $U$  litosferin kabukaltı

kısımının kabuğun üst katmanına kıyasla yatay hızıdır. Bu konu Ek'te ayrıntılı olarak ele alınmıştır.

Alt kabuğun davranışı daha gerçekçi biçimde (1) bağıntısında  $n=3$  alınarak şöyle verilir (Ek'e bakınız);

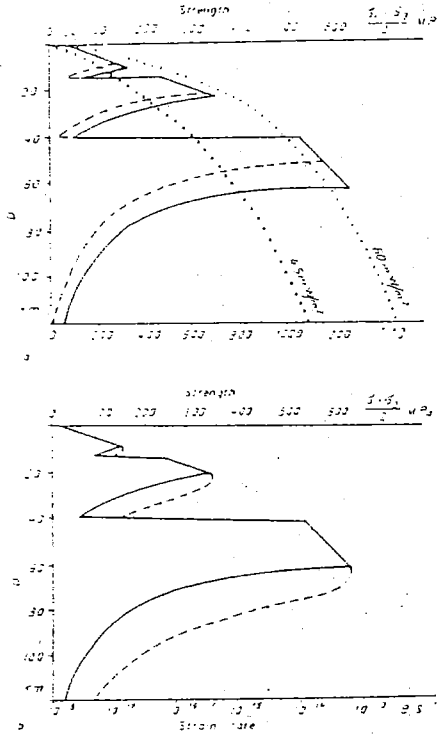
$$\frac{\partial h}{\partial t} = \beta \frac{\partial}{\partial x} \left[ h^5 \left( \frac{\partial h}{\partial x} \right)^3 \right] \quad (3)$$

Burada,

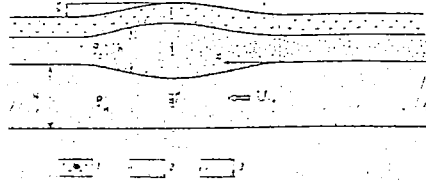
$$\beta = bB \left[ \frac{\rho_C(\rho_M - \rho_C)g}{\rho_M} \right]^3 \quad (4)$$

olup  $B = 8A \cdot \exp[-Q/R(T - 273)]$  ve  $b$  üst kabuğun davranışına bağlı olan normalizasyon katsayısıdır. Bu katman bütünüyle katı kabul edildiğinde  $b = 1/80$ , üst kabuk kırılıp, blokları yatay yönde serbestce hareket ettiği zaman ise  $b = 1/5$  olur (Kerchman, 1990).

Şimdi aşağıdaki bölümde, (2) ve (3) denklemlerini kullanarak bazı jeodinamik modelleri inceleyeceğiz.



Şekil 3. 15 km granitik üst kabuk ve 25 km mafik alt kabuktan oluşan kıtasal litosferde model gerilim eğrileri. a) Koyu çizgi  $45 \text{ mW.m}^{-2}$  ve kesik çizgi  $60 \text{ mW.m}^{-2}$  yüzey ısı akısına karşı gelen farklı sıcaklık rejimlerini gösterir. b) homojen (koyu çizgi) ve homojen olmayan (kesik çizgi) çekme gerilim oranı dağılımı.



Şekil 4. İki-katmanlı levha tektoniği kavramının ana katmanları; 1- kırılğan üst kabuk, 2- yumuşak alt kabuk (II), 3- yarı-katı kabukaltı litosfer.

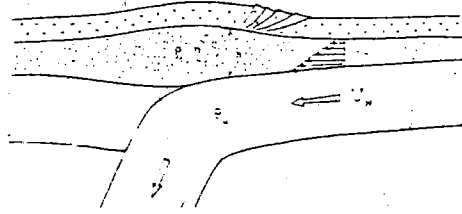
### Kıta İçi Bir Dalma-Batma Kuşağında İki-Katmanlı Çarpışma Modeli

Klasik levha tektoniği kavramına göre, yerin dağlık kıvrım kuşakları litosferik yaklaşma bölgelerindeki kıtasal blokların çarpışması ile oluşur (Dewey ve Bird, 1970; Ben-Avraham ve diğ., 1981; Zonenshain, 1986). Bu durumda, dağların yükselmesi ve kabuksal kalınlaşma için ön cephede sıkışma, kabuk ve litosferin kısalması veya eğilmesi (Dewey ve diğ., 1988) gibi çeşitli mekanizmalar öne sürülmüştür. Bir kıtasal levhanın bir diğzerinin altına yarı yatay olarak dalması da kabuğun iki kat kalınlaşmasına yol açar (Powell ve Canaghan, 1973). Elastoplastik (Molnar ve Tapponier, 1978) veya viskoplastik (England ve McKenzie, 1982) bir komşu levha kütlesi içine katı kıtanın itilerek girmesi (Adria, Arabia ve Hindistan gibi) sonucunda kabuğun katmanlaşması da kabukta kalınlaşmaya yol açar (Oxburgh, 1972; Bird, 1978; Hsu, 1979).

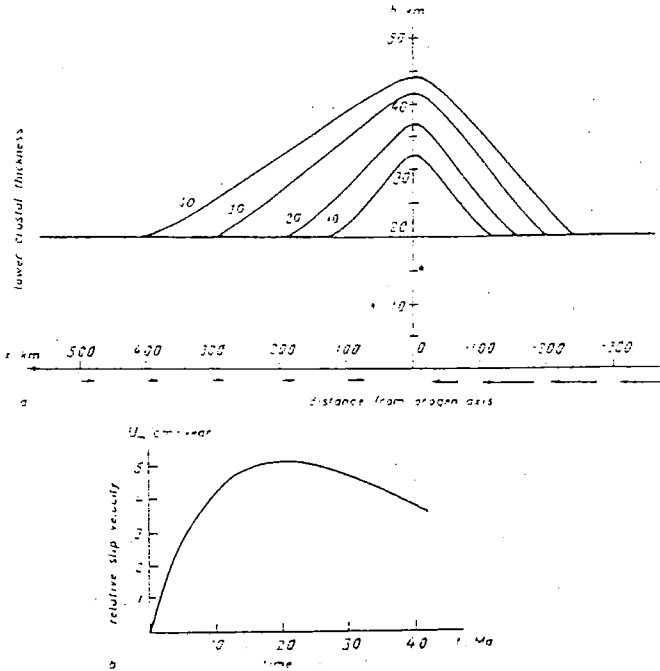
Değınilen bu modellerin her biri ancak özgün özelliklere sahip çarpışma kuşaklarını tanımlarsa da ayrıntılı yapı ve gelişmelerine ilişkin bazı önemli özellikleri örneğin, alt kabuktaki yığılma nedeniyle kıtasal kabuğun kalınlaşmasını tam olarak açıklayamazlar (Giese 1980, Chouktroune ve Gorrıdo 1989). Keza, çarpışma kuşaklarındaki yüksek protermal gradyan (Artyushkov 1979, Morgan and Sass 1984), çarpışma sonrası granitik magmatizma (Debon ve diğ. 1986), ve çarpışma kuşağındaki kıtasal blokların düşük yaklaşım hızı oranı gibi bazı özellikler açıklanamamaktadır. Örneğin, her ne kadar Tetis kapanmasının jeolojik geçmişi (Sborschikov 1988, Kazmin ve diğ. 1986) ve son yıllarda sısmık tomografiden elde edilen veriler (Spakman 1986) litosferin Avrasyanın altına dalmasını gösteren kanıtlar ise de, Alp-Himalaya çarpışma kuşağının büyük kısmında, orta ve derin odaklı depremlerin neden gözlenmediğı henüz anlaşılamamıştır.

Alp-Himalaya kuşağının, klasik levha tektoniğı açısından yorumu, 100-200 km kalınlıktaki litosferik levhaların mozayık yapısına ve standart kinematik modellere dayanmaktadır (McKenzie 1972, Zonenshain and Savastin 1979). Bu yaklaşımdan farklı olarak Labkovsky'nin (1988a,b) iki-katmanlı levha tektoniğı varsayımına dayanan yeni kıtasal çarpışma modeli (Şekil 2) yüzeyde gözlediğimiz levhaların kabuksal olduğunu ve litosferin manto kısmına göre hareket edebildiğini, büyük dönmeler ve elastik olmayan biçim değıştirmeler yapabildiğini varsayar. Paleomanyetik veriler çarpışma işlemi sırasında blokların ve mikro levhaların bu çeşit dönmesine ilişkin kanıtları vermektedirler (Klootwijk ve diğ., 1986).

Bu yeni yaklaşıma göre (Bird 1978, Lobkovsky 1988a,b) kıtasal levhalar arasındaki çarpışmanın ilk aşamasında, kabuğun üst gevrek katmanının yaklaşma hızında önemli bir azalma olur. Litosferin manto kısmı ise alttaki dolaşımın sürüklenmesi ve çekmesi ile dalınmaya devam eder (Şekil 2 ve 5). Bu arada, kabuğun alt plastik katmanında güçlü bir kayma akışı başlar. Kabuktaki deformasyon cephesinin yayılması, Elasser denklemi ile tanımlanabilir (Lobkovsky 1988a). Bir çarpışma kuşağında üst kabuğun elastik olmayan bu tür sıkışması gelişen bir bindirme sistemi olarak ele alınabilir. Bölgesel yükselme ve kabuksal kalınlaşma sırasında dalma kuşağı içine alt kabuk katmanının plastik malzemeleri de itelenir (Bk. Mattauer, 1986 ve Dewey, 1988).



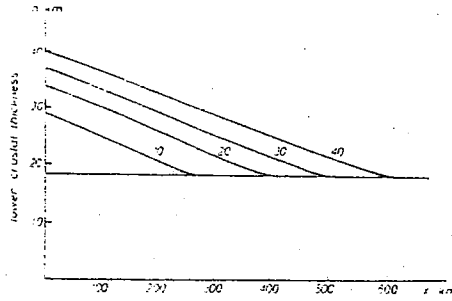
Şekil 5. İki-katmanlı modele göre kıtasal çarpışma esnasında dağ oluşumu (Lobkovsky, 1988 a dan; açıklamalar yazı içinde).



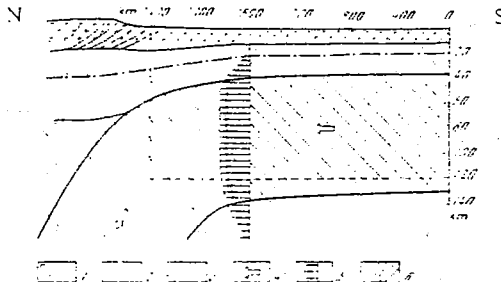
Şekil 6. a) Kıtasal çarpışma sırasında yumuşak alt kabuğun kalınlaşması. Eğrilerin yanındaki değerler Ma olarak çarpışma yaşına karşı gelir. b) Çarpışmanın başından itibaren kabukaltı litosferin üst kabuğa göre dalım hızının zamanla değişimi.

Şimdi Lobkovsky (1938a) ile Kerehman ve Lobkovsky (1990b) nin yaklaşımına uygun bir analiz düşünelim. Yarı-izotermal reolojik yaklaşım ile kabuğun  $h$  kalınlığındaki değişim (2) denklemi ile tanımlanır. Üst kabuğa göre kayma oranı Şekil 6b de görüldüğü gibi  $U = U_M$  dir. (2) denkleminin sayısal çözümünde parametreler; alt kabuk için  $\rho_C = 2.3 - 2.9$  gr/cm<sup>3</sup>, manto için  $\rho_M = 3.3 - 3.35$  gr/cm<sup>3</sup>,  $\eta_C = (0.3 - 1.5) \cdot 10^{20}$  Pa ve bu nedenle  $\kappa = (0.5 - 3) \cdot 10^{-7}$  km<sup>-1</sup> yıl<sup>-1</sup> kabul edilmiştir.

Şekil 6a da kayarak yığılmanın başladığı andan itibaren alt katmanın kalınlaşmasına ait eğriler görülmektedir. Çarpışmadan 40 Ma yıl sonra üst kırılğan katman 18-25 km olup toplam kabuk kalınlığı 70 km ye kadar artmaktadır. Bu da Himalayalar'a ilişkin eldeki bilgilere uygundur. Himalayalar ve Tibet'in kökünü oluşturan bu kalınlaşmış kabuğun eni 600-700 km kadardır.



Şekil 7. Çarpışma sonucu platonun kalınlaşmasını gösteren eğriler. Eğrilerin yanındaki rakamlar Ma olarak geçen zamanı gösterir.



Şekil 8. Kıtasal çarpışma modeline dayanan kıta içi dalma kuşağındaki üç katmanlı litosferin birimleri. 1-Granit üst kabuk, 2-basalt alt kabuk 3-olivin kabukaltı litosfer 4-dalım yönü 5- tabakalı litosferdeki yatay hız dağılımı 6-bindirme cephesi (Taylor ve McLennan, 1985).

Çarpışma bölgesinde ön alanda dik bir topoğrafya, arkada daha yumuşak bir eğim ve düz plato asimetrik bir görüntü vermektedir. Doğrusal olmayan akıcılığa sahip reolojik bir model için (1) ve (3) denklemleri bu duruma daha çok uygundur. Şekil 7 de orojenezle pompalanan malzemenin kuzeye doğru ilerlemesi sonucu platoların gelişmesi görülmektedir.

Yerel izostasi prensibine dayanan (bak.Ek denklem A1) yukarıdaki model gerçekte kalınlaşan kabuğun etkisi ile litosferik alt katmanın (III') yarı-elastik eğilmesini de içermelidir (Karner and Watts 1983; Lyon-Caen ve Molnar, 1985). Bu türde bir jeodinamik model



kullanarak ve ortamdaki ek ısıyı da dikkate alarak, kıtasal çarpışma kuşağındaki, sıcaklığın derinlikle dağılımını inceliyelim. Bütün yerdeğiştirmelerin yatay olduğunu farzederek, üstte granitik kabuk (I), ortada bazaltik alt kabuk (II) ve en altta olivinden oluşan üç katmanlı litosferde iki boyutlu bir sıcaklık modeli gözönüne alalım (Şekil 5).

Kabuğun üst katmanının kenetlendiği ve durağan olduğu kabul edilirse alt kabuğun yumuşak katmanlarındaki yayılma ve kabuktaki radyoaktif ısı üretimi, aşağıdaki durağan olmayan ısı iletim denklemi ile ifade edilebilir.

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \kappa_1 \left( \frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \right) + \frac{Q_g \exp(-z/h_1)}{(\rho C_p)_1}$$

$$0 \leq z \leq h_1(z)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} + u(z) \frac{\partial T}{\partial x} = \kappa_2 \left( \frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \right) + \frac{q_b}{(\rho C_p)_2} + \frac{\tau e'}{2(\rho C_p)_2} \quad (5)$$

$$h_1(z) \leq z \leq h_2(z)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} + U_M \frac{\partial T}{\partial x} = \kappa_3 \left( \frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \right)$$

$$h_2(z) \leq z \leq H$$

Burada,  $T$  sıcaklık,  $u(z)$  üstteki durağan kabuk katmanına göre litosferin yatay hızıdır.  $\kappa = \lambda/\rho C_p$  kayalarda ısı yayılma olup burada  $\lambda$  ısı iletkenlik katsayısı,  $\rho$  yoğunluk,  $C_p$  özgül ısı kapasitesidir.  $e' = |\partial u/\partial z|$ , II katmanındaki kesme-çekme gerilmesi oranı;  $\tau$  denklem (1) den hesaplanan kesme gerilmesidir.  $Q_g$  kabuğun üst katmanındaki (I) radyoaktif ısı üretimi,  $q_b$  bazaltik alt kabuktaki (II) radyojenik ısıdır.

Şimdi çekme gerilmesinin (İng.; strain) alt katmanım (II) tamamen alt kısımlarında biriktiği varsayılırsa  $h_1(z) < h_2(z) \leq z \leq h_2(z)$  ve basit bir kesme akışı ile ifade edilirse  $u_x = U_M \{z - h_1(z)\} / \{h_2(z) - h_1(z)\}$  yazılabilir. Bu alt katmandaki kesme-çekme gerilmesi oranı  $e'(z) = U_M / \{h_2(z) - h_1(z)\}$  ise denklem (1) de verilen reolojik yasa kullanılarak  $\tau$  gerilmesi ile ilişkilendirilebilir.

Hindistan da  $80^\circ$  doğu meridyeni boyunca litosfer içindeki durağan olmayan sıcaklık dağılımı hesaplanmıştır. Seçilen çalışma alanı  $0 \leq x \leq L = 2400$  km,  $0 \leq z \leq H = 120$  km boyutlarında olup  $x = 0$  Hindistan'ın güney ucuna ( $10^\circ N$ ) karşı gelir. Sayısal hesaplar, yaklaşık 40-35 Ma yıl önce ( $t = 0$ ) Hindistan'ın çarpışması ile başlayarak yapılmıştır. Kabuk- altı litosferin bağıl kayma oranı, Şekil 6b de görülen eğrilerden elde edilmiştir. Kabuk kalınlığının güneyde 35 km ye kuzeyde 45-50 km ye (Himalaya ve Tibet'in altında 70 km'ye) kadar arttığı; granitik katman kalınlığının güneyde 12.5 km ve kuzeyde 20 km kadar olduğu kabul edilmiştir (Şekil 8). Deforme olabilen bazaltik kabuk katmanındaki reolojik parametreler, diabazlar üzerinde yapılan deneylerden;  $n=3.4$ ,  $A = 3 \cdot 10^5 \text{ GPa}^{-n} \text{ s}^{-1}$ ; 400-800 °C sıcaklık aralığında  $Q=260 \text{ kJ/mol}$  ve çekme gerilmesi oranı  $10^{-4} - 10^{-13}$  s-1 olarak alınmıştır (Kirby ve Kroneberg, 1987).

"Normal" bir kıtasal litosferdeki sıcaklık dağılımı (Morgan ve Sass, 1984; Kerchman ve McLennan, 1985) başlangıç koşulu olarak alınmıştır. Bu sıcaklıklar incelenen alan sınırlarında, tüm modelleme işlemi süresince sabit tutulmuştur. Sayısal işlemler sonlu

farklar yöntemi ile  $\Delta z = 6$  km,  $\Delta z = 25$  km ve  $\Delta t = 0.05$  Ma artırımları için yapılmıştır. Sayısal analizde kullanılan değerler şöyledir;

$$\lambda_1 = 2.5 W/mK, \quad (\rho C_p)_1 = 3.10^8 J/m^3 K,$$

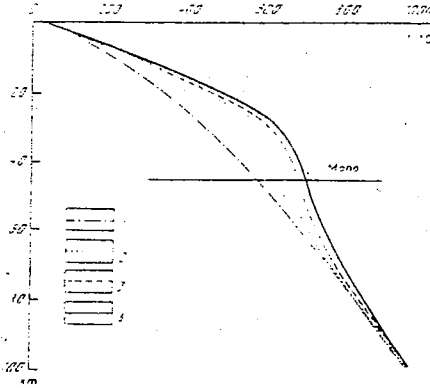
$$\lambda_2 = 2.0 W/mK, \quad (\rho C_p)_2 = 3.10^8 J/m^3 K,$$

$$\lambda_3 = 3.5 W/mK, \quad (\rho C_p)_3 = 4.10^8 J/m^3 K,$$

$$Q_3 = 2.0.10 - 6 W/m^3,$$

$$q_0 = 0.5.10 - 6 W/m^3$$

Şekil 9 da, Şekil 6b de verilen bağıl hız ile alt kabukta gelişen plastik akış dikkate alınarak hesaplanmış jeotermiler görülmektedir. Alt kabuktaki sıcaklık, 680-700 °C ye kadar yükselir. Manto sınırındaki ısı akışı normalin üstünde sıcak olan alt kabuk tarafından perdelenmekte ve manto içinde sıcaklık artışlarına yolaçmaktadır. Kabukaltı litosferin 1. km kalınlığındaki kısmında ( $t=15-20$  Ma için) artış 80-150 °C dir (sıcaklık 700-750 °C kadar olmaktadır), bunun aşağısında ise artış 40-80 °C dir (yani sıcaklık 750-800 °C ye kadar). Böylece Himalaya'nın altında dahan litosferin üst kısımları en az 700-800 °C ye kadar ısınmış olur. Bu yüzden yüksek kesme gerilmesi zonunda gevrek kırılma olmaz (Molnar and Chen 1983, Jackson 1987). Bu olay bütün kıta içi dalma kuşağındaki asismik davranışı açıklayabilir. Nadiren görülen orta ve derin odaklı bazı depremler dahan litosferin



Şekil 9. Çarpışmanın başlamasından itibaren farklı zamanlarda hesaplanmış litosfer jeotermileri. 1= Başlangıçta; 2= 10 Ma; 3=20 Ma; 4= 35 Ma için jeotermiler.

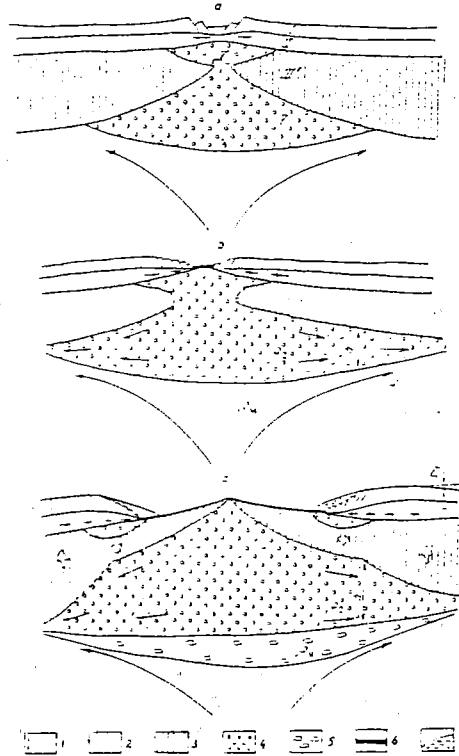
bazı yerel soğuk bölgelerinde oluşmaktadır (Lobkovsky ve diğ., 1986). Alt kabuk için tahmin edilen bu sıcaklık, 15-25 km derinlikteki sulu granitlerin, ergime sıcaklığının 650-700 °C olması nedeniyle çarpışma sonrası görülen magmatizmanın oluşması için de uygundur (Schmid and Wood 1976, Dobretsov 1980, Reverdatto and Kalinin 1980, Taylor and Mc Lennan 1985).

Unutulmamalıdır ki 30-50 Ma yıl süren, tipik bir kıtasal çarpışma dönemi içinde alt kabuktaki bu ısı karışıklık, yüzey ısı-akısına çok az etkir (Singh, 1985). Bununla birlikte, Hindistan'ın özellikle kuzeyinde görülen yüksek ortalama ısı akışı, belkide ortamda dağılımı

bu iç ısının bir sonucudur. Yüzeje yakın kristalin katmanda radyojenik ısı üretiminin neden olduğu yerel değişimler ve diğer etkenler bu yazıda dikkate alınmamıştır.

### Alt Kabuktaki Tektonik Akma ve Litosfer Altı Düzensiz Manto Dikkate Alınarak Pasif Alanların Jeodinamiği

Pasif sınır kavramının ortaya çıkış nedeni klasik levha tektoniği içinde açıklanabilir (Le Pichon 1973, Bruke and Drake 1974). Yinede bazı ayrıntılar henüz yeteri kadar açıklanamamaktadır. Bunlar özetle; (1) Kıta üzerinde pasif sınıra paralel uzanan, yükselen formasyonlar (Oliver, 1985); (2) Pasif sınırın arkasında gelişen kırık sistemleri (Monovsky 1976, Ziegler 1982); (3) Kitasal blokların büyük kitasal masiflerden kopma olayı ki bu olay gelişme tektoniğine (İng.; accretion tectonics) aykırı bir olaydır (Şengör 1984, Vink ve diğ. 1984, Kazmin 1989); (4) Kıta kenarı ile normal okyanusal kabuk arasındaki 7 km/s lik P dalgâ hızı anomalisine sahip olan 100-300 km genişlikte kristalen temel kuşakların varlığıdır.



Şekil 10. Kırılma ve yayılma olaylarının aşamaları. a) Kitasal riftleşme b) okyanus yayılmasının ilk aşaması c) okyanus yayılmasının doğal gelişimi 1- Üst kırılma kabuk 2- Alt kırılma kabuk 3- kabukaltı litosfer 4- düzensiz manto 5- normal manto 6- okyanusal kabuk 7- tortullar.

Lobkovsky (1989) ve Lobkovsky ve Khain (1989) tarafından önerilen iki-katmanlı jeodinamik model, pasif sınırın gelişimine ilişkin yukarıdaki belirsizlikleri açıklamaktadır. Burada model kısaca tanımlanacak ve pasif sınırlar nitel olarak tanıtılacaktır. İlk yaklaşım kıtasal yarımalmalara, çatlamalara yolaçan litosfer hareketlerinin, pasif sınır oluşumunun temeli olduğudur. Bu yayılma giriş bölümünde açıklandığı gibi (Şekil 1a), kabuk ve üst mantodaki dört ana katman (I+II', II, III) tarafından belirlenir. İlk düzensiz manto birikimi kırılma öncesi yükselme sırasında, kabuk altında meydana gelir. Bu birikme, kabuk içindeki kırıklara ergimiş manto girişine neden olur. Böylece özgün bir kıtasal açılım (İng.; rift) yapısı ile kabukaltı (IV) ve litosfer altı (V) düzensiz manto mercekleri gelişir (Şekil 10a). Üstteki mercekler yüzlerce kilometre genişlikte olup alttakiler ise önce yüzlerce sonra aktif yayılma durumunda binlerce kilometre genişliğe kadar yayılır. Düzensiz mantodan oluşan kabukaltı yükselmelerin ortaya çıkışı, buna bağlı olan yerel genişleme ve kabuktaki ısınma, materyalin kırıldan yukarıya doğru akışı, kabuktaki plastik tabakanın incelmeye ve eksen bölgesinde izostatik oturmalara yolaçar. Kolay kırılabilen (gevrek) üst kabuk katmanlarında kırılmalar, normal faylar -ki bunlar grabenleri oluşturur- gözlenir. Üstteki kabukaltı manto, riftin her iki yanındaki bölgelerdeki riftin omuzlarını yükseltir (Şekil 10a). Altta ki litosferaltı manto da üstündeki kabukaltı mercekleri besleyen bir oda gibi davranır ve yüzeyde genel bir yükselmeye neden olur.

Kıtasal riftleşme, alt kabuğun aşırı derecede incelenmesi ve yeterince incelen üstteki gevrek kabuğun zamanla kırılması sonucu ortaya çıkar. İleri aşamada ayrılan kıta parçaları, birbirinden uzaklaşır ve yanlarda alta doğru dalarlar (Şekil 10b ve 10c).

Daha önceki makalelerde kıtasal pasif sınırlar riftte sokulan mantonun soğuma ve yoğunlaşmasına (Artyushkov 1979), veya ağır okyanusal kabuğun rift doğrultusu boyunca, kıtasal kabuğa katılmasına (Sorokhtin, 1979) bağlı düşey hareketler ile ilişkilendirilmiştir. Bu pasif sınırların hızlı tortulaşma yükü ile gelişebileceği de ileri sürülmüştür (Cloetingh ve diğ., 1984).

Şekil 10b ve 10c de gösterildiği gibi alt katmandaki ana olay, geniş manto merceğinin içindeki dolaşım akımları ile okyanus ortası sırtların ekseninden uzaklaşarak yayılmasıdır. Pasif sınırlardaki şişmelerin, bununla ilgili olduğu ve rift başlangıcından 30-100 Ma kadar sonra oluştuğu söylenebilir (Lobkovsky ve Khain, 1989). Şimdi Şekil 10b ve 10c ile ilgili olarak sayısal bir örneği inceliyelim. Kalınlığı  $h$  ve viskozitesi  $\eta$  olan homojen mantonun gelişimi, gözlenen izostazik koşullarda (2) nolu eşitlik ile verilir (Artyushkov 1979, Lobkovsky 1988a).

(2) eşitliğindeki katsayı  $\kappa = (\rho_M - \rho_C) \rho_C g / 12 \rho_M \eta C$  olup burada  $\rho_M$  ve  $\rho_C$  sırasıyla litosferaltı normal ve anormal mantonun yoğunluğu olup özgün değerleri:  $\rho_M = 3.4 \text{ gr/cm}^3$ ,  $\rho_C = 0.1-0.5 \text{ gr/cm}^3$ ,  $\eta_C \approx -10^{18} \text{ Pa}$  dır. Bu değişkenler kullanılarak anormal mantonun akışkanlık katsayısı  $\kappa = (1-5)10^{-7} \text{ km}^{-1} \text{ yıl}^{-1}$  olarak bulunur. İlk olarak modelde litosferaltı mantodaki iç dolaşım ihmal edilmiş olsun. Çünkü bu akımlar sınırlar boyunca sadece birkaç yüz kilometre genişlikteki, dar kuşaklar içinde etkilidir.  $x$  eksenli manto içindeki hareket yönünde ve  $z=0$  noktası sınırın tepe noktası ise (2) eşitliği yalnızca  $z \geq 0$  için geçerlidir. Kıta altındaki manto yayılımı,

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \kappa \frac{\partial}{\partial x} \left( h^3 \frac{\partial h}{\partial x} \right) \quad (6)$$

eşitliği ile çözülür, ancak burada  $z=0$  noktasındaki kalınlığın sabit olması bir sınır koşulu

olarak alınmıştır:

$$h|_{z=0} = H, \quad h|_{z=S} = 0 \quad (7)$$

Bir başlangıç koşulu olarak akmakta olan yerel anormal mantonun genişliğini  $l_0 = 100 - 200$  km kadar seçersek,

$$h|_{z=0} = h_0(x) \neq 0, \quad x < l_0$$

$$h|_{z=0} = 0, \quad x \geq l_0$$

yazabiliriz (genellikle, çalışılan bölgenin genişliği  $S=2500-5000$  km ve kalınlık  $H=50-80$  km kadar seçilir).

(6) denkleminin bu tür bir başlangıç koşulu ile çözümü, etkilenmiş  $X(t)$  alanının ön sınırında sonlu bir yayılım oranı gösterir (Barenblat, 1980). (7) eşitliğinden ise şu asimptotik fonksiyon yazılabilir.

$$h = Hf(\xi), \quad \xi = \frac{z}{\sqrt{\kappa H^3 t}}$$

$$\left( \frac{S^2}{\kappa H^3} \gg t \gg t_0 = \frac{l_0^2}{\kappa H^3} \right) \quad (8)$$

(8) eşitliği, (6) eşitliğinde yerine konursa,  $f(\xi)$  için bir diferansiyel denklem elde edilir.

$$\frac{d^2}{d\xi^2}(f^4) + 2\xi \frac{df}{d\xi} = 0 \quad (9)$$

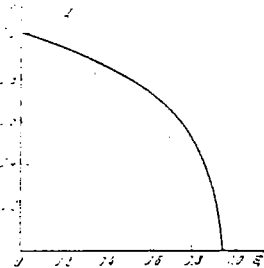
buradaki koşullar,

$$f|_{\xi=0} = 1, \quad f|_{\xi=\xi_0} = 0 \quad (10)$$

(10) olarak verilir. Ayrıca  $\xi_0 = \lim_{t \gg t_0} X(t)/\sqrt{\kappa H^3 t}$  olduğu düşünülür. Böyleki  $f|_{\xi > \xi_0} \equiv 0$  dir.  $df^4/d\xi$  fonksiyonu, sokulumu oluşturan anormal mantonun akışının sürekli olması koşulunu gerçekleştirmesi için  $\xi = \xi_0$  noktasında sürekli olmalıdır. Bu sınır değer probleminin sayısal çözümü sonucu elde edilen grafik Şekil 11 de verilmiştir. Kıta kenarından  $L_*$  uzaklığında ki bir anormal manto cephesinin yayılım süresi asimptotik yayılma yasası

$$t = 0.94 L_*^2 / \kappa H^3 \quad (11)$$

ile saptanabilir. Eğer  $H=70$  km ve yükselmenin genişliği  $L_*=1200$  km ise  $\kappa=0.15 \text{ km}^{-1} \text{ Ma}^{-1}$  için  $t_*=30$  Ma bulunur.



Şekil 11. Anormal manto merceğinin yayılmasıyla ilgili  $f(\xi)$  fonksiyonunun grafiği.

(2) denkleminin genel çözümü "sonlu farklar yöntemi" ile elde edilmiştir. Kıtasal sınırın altına itelenen düzensiz mantonun başlangıç koşulu için

$$h_0(z) = H \exp[-0.2(z/h)^2] \quad 0 \leq z \leq l_0$$

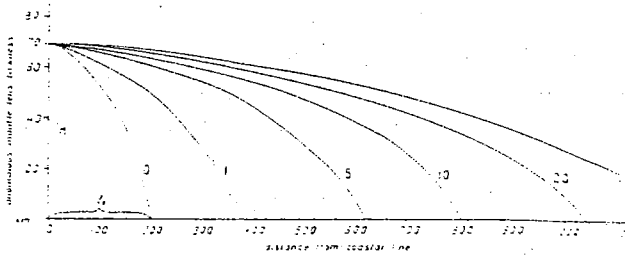
$$= 0 \quad l_0 \leq z \leq S \quad (12)$$

kabul edilebilir. Manto kıtanın altına ilerledikçe dolaşım hızı

$$U(x) = U_0 \exp(-x/l_0) \quad (13)$$

biçiminde azalır. Genellikle  $H=70-80$  km,  $l_0 = 2H - 3H$  ve bağıl hız  $U_0 = 1 - 2$  cm, yıl olarak alınabilir.

Kıta altında astenosferik katmanın gelişimi Şekil 12'de görülmektedir.  $t > 10$  Ma için, merceğin yayılımını en iyi tanımlayan eşitlik (11) nolu eşitliktir. Riftin altındaki bu anormal manto akışı, bölgenin oldukça ötelere yönelir ve pasif sınırları yükseltir (Lobkovsky and Khain, 1989; Kerchman and Lobkovsky 1990a). Kıtasal sınırın altındaki akış duraganlığa ulaşıncaya da (Şekil 10c) sınır boyunca düşey hareketler olur. (1) Astenosferik malzemenin kıta altına akışının sonucu olarak sınırdan bir şişme ve yavaşça yükselme görülür; (2) Çok daha dar kuşaklar boyunca, anormal mantonun üst merceğinin soğuması, sıkışması ve muhtemelen bazalt-eklojik faz geçişleri nedeniyle büyük genlikli çökme meydana gelir (Artyushkov, 1979).



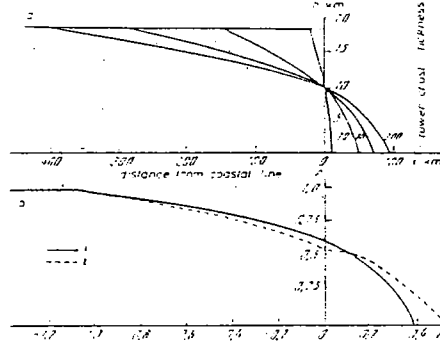
Şekil 12. Kıta altındaki anormal manto merceğinin yayılımını gösteren grafik. Rakamlar Ma olarak zamanı gösterir (açıklama için metne bakınız).

Gösterilen bu iki mekanizma, kıtasal pasif sınırın gelişimini tam olarak açıklayamamaktadır (Lobkovsky 1989, Lobkovsky and Khain 1989). Yapının gelişimini etkileyen başka bir jeodinamik işlem daha olmalıdır. Bu da kıtasal alt katmanlardaki akış olayıdır (Şekil 10b, 10c; Bott, 1972). Kıtadan okyanusa doğru olan böyle bir akış, kıtasal kabuğun kırılıp çatlamaıyla başlar. Daha öncede değinildiği gibi, bu olayla birlikte rift boyunca kıtasal kabuğun her iki katmanı da hızla inceler. Kıta kendi halinde okyanusa doğru harekete başladığında, kıta kenarındaki akış katmanında okyanusa doğru bir sıkışma oluşur ve dengesiz bir yatay yükü karşılaştırılır. Manto yüzeyindeki izostasi dikkate alındığında, alt kabuktan okyanusa doğru, akışkan madde taşınması (3) nolu eşitlik ile açıklanır (bak. Ek de yer alan mekanik konular).

Şimdi, yatay yönde yayılabilen yarı sonsuz bir alt kabuk düşünelim. Burada şu şartlar geçerlidir.

$$\begin{aligned}
H, \quad z \leq -l_2 \\
h|_{z=0} = h_0(x), \quad l_1 > x > -l_2 \quad (h'_0 < 0) \\
0, \quad z \geq l_1 \\
h|_{z=\infty} = 0, \quad h|_{z=-\infty} = H
\end{aligned} \tag{14}$$

$H = 18$  km,  $\beta = 10^{-9}$  km $^{-3}$  yıl $^{-1}$  ve küçük bir başlangıç genişliği veya "dil"  $l_1 = 5$  km  $l_2 = 10$  km alınarak bulunan bir çözüm örneği (Şekil 13a) da görülmektedir.



Şekil 13. Bir pasif kenarda, kıta ve okyanusa doğru yayılan alt kabuk kalınlığı. a) Sayısal çözüm (değerler Ma olarak). b) 1- kırılmamış üst kabuk; 2- "dil" in ayırdığı üst kabuk durumunda  $f(\xi)$  (Açıklama için metne bakınız).

Daha uzun zamanlar için ( $t \geq 20$  Ma) "dil" in (sokulumun) okyanusa doğru olan ilerleyişi ve kıta tarafındaki basınç düşmesi şu asimptotik çözüm ile açıklanır (Kerchman and Lobkovsky 1990a);

$$h = H f(\xi), \quad \xi = \frac{x - x_0}{(\beta H^7 t)^{0.25}} \tag{15}$$

Bu basınç düşmesi yumuşak alt kabukta kıta içine doğru ters bir akma başlatır. (15) bağıntısındaki  $f$  fonksiyonu,

$$\xi \frac{d}{d\xi} \left[ f^5 \left( \frac{df}{d\xi} \right)^3 \right] + \xi \frac{df}{d\xi} = 0 \tag{16}$$

eşitliğini  $\xi_1 \geq \xi \geq \xi_2$  aralığında sağlamaktadır. Hesaplarımızda  $\xi_1 = 0.34$  ve  $\xi_2 = -1.07$  dir.  $\xi > \xi_1$  için  $f(\xi) \equiv 0$  ve  $\xi < \xi_2$  için ise  $f(\xi) \equiv 1$  dir.  $L_2 = (\beta H^7 t)^{0.25}$  koşuluna uyan yeni alt kabuk parçaları içeren ortamda, kıta içine doğru akış miktarı zamana göre düşüş gösterir.  $f(\xi)$  ise 13b de gösterilmiştir (Kerchman, 1990).

Kabuğun alt katmanlarındaki bu akış, üstteki granitik kabuk ve alttaki katı litosferin kırılğan katmanlarında gerilmeler uyandır. Bu gerilimin maksimumu, kıta içerisine doğru ilerleyen bir dalga cephesi civarında meydana gelir. Kabuğun üst kırılğan katmanlardaki maksimum gerilim aşağıdaki gibi verilir.

$$\sigma = \frac{1}{d} \int_{x_1}^{x_2} \tau dz$$

$$= \frac{\rho_C(\rho_M - \rho_C)g(H^2 - h_1^2)}{4\rho_M d}, \quad h_1 = h(x_1) \quad (17)$$

Burada  $d$ , üst kırılğan kabuğun kalınlığı;  $x_1$ , gevrek kabuğun kırıksız kısmını okyanussal kırıklı kısımdan ayıran ve listrik faylar içeren bölüm; ve  $x_2$  ise alt kabukta riftte doğru akışın başladığı yerdir (Şekil 14a ve b).  $d=3.10$  km,  $H=15-20$  km ve  $h_1=5-10$  km için üst kabuktaki ortalama iç gerilme  $\sigma=20-40$  MPa kadar hesaplanır. Uzun sürecek bu tür bir gerilim kabuğun üst zayıf kısımlarında gevrek kırılma ve kopmalara, riftleşmeye fayların oluşmasına ve kabuktan kopan blokların okyanusa doğru hareket etmesine neden olabilir (Sawyer, 1985). Bu riftleşme mekanizması jeolojik tarih boyunca geniş kıtalarda çatlamalara, kırılmalara ve dolayısıyla kıta parçalarının ayrılmalarına neden olmuştur (Vink ve diğ., 1984; Lobkovsky ve Khain, 1989).

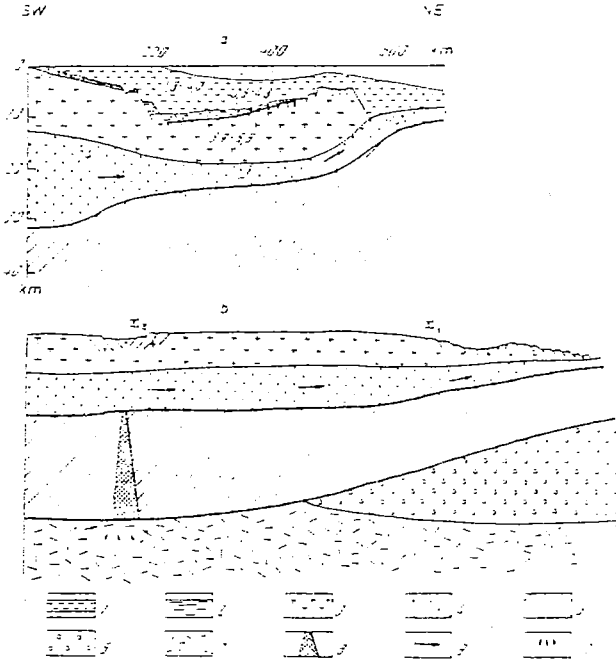
Alt kabukta bu tür bir akma-yayıma sonucunda kıtasal ve okyanussal kabuk arasındaki bölgede 7 km/s P dalgası hızına sahip anormal bir katman ortaya çıkmaktadır (Lobkovsky and Khain, 1989). Kıtasal pasif sınırları kesen sismik kesitlerde, 100-200 km genişlikteki kuşaklar boyunca, tortulların altında bu tür bir anormal katmanın bulunduğu bilinmektedir (Emery ve Uchupi, 1984).

Üst kabuktaki yerel kırılmalar daha yumuşak olan alt kabuğun üst kısmındaki sınır koşullarını değiştirir. Özellikle, üst sınırın yarı serbest yatay hareketini etkileyerek, (2) ve (3) nolu eşitliklerde önemli olan katsayıyı değiştirir. Okyanusa doğru hareket durumunda,  $\beta_1/\beta$  katsayı oranı  $\approx 10$  olur (bak. Ek). Bu durum kırılğan kabuğun yeni kırılmış parçası altına olan akmanın ivmesini iki katına yükseltir ve blokların okyanusa doğru daha hızlı taşınmasına yol açar. Bu sırada blok arkasındaki kabuğun ve oradaki tortul katmanların incelmeye ve parçalanmasına neden olur (Şekil 14a ve b). Üst kıtasal kabuk faylandığında, bunun kıta tarafında bundan sonraki riftleşme olayları başlar. Yukarıdaki analize göre, sınırdaki kırılma (okyanus açılmasının ilk aşamasında) çoğunlukla küçük blok parçaları olarak görülür (örneğin, Blake Platosu, Flleemish Cup kıyısı, Rockall Platosu, Vorrung Platosu, San Paula Platosu, Exmouth Platosu v.b). Alt kabukta soğuma veya sokulumun önünün tıkanması nedeniyle meydana gelen sıkışma azaldığında, kıta içinde ki hareket azalır. Alt kabuğun üst kısmındaki basınç gradyanı azalınca, riftleşme için gerekli olan gerilim kıtasal sınırdan oldukça uzaklarda ve yüzmilyonlarca yıldan daha uzun bir zaman sürecinde birikir. Bu zaman örneğin Atlantikte bir Wilson dönemi kadar -uzun olabilir. Çhine ve Rhine graben sistemleri, Labrador rift kuşağı ve diğerleri, okyanuslardan çok uzaklardaki bu tür kırılmalardır. Bu kırık kuşaklar, genellikle aynı kabukaltı litosferin eski bir zayıf bölgesi üzerinde yer alırlar (Vink ve diğ., 1984; Dunbar ve Sawyer, 1985). Alt kabuktaki akmanın sebep olduğu, yarı-katı litosferdeki ek gerilim levha alt katmanlarını etkileyebilir, özellikle eski faylar ve yapısal sınırlar açılmalarına dönüşebilir.

Alt katmanda uzaklaşan türde bir sınırın oluşumu litosferin tamamen kırılıp ayrılmasına yol açabilir. Bu kabuğun parçalanmasından çok önce olur. Yukarıda anlatılan rift mekanizması, litosferdeki gerilimlere eklendiğinde, kıtasal litosferde parçalanma ve yayılma ekseninin yeni bir pozisyona ötelenme olasılığı yükselir. Bu tür bir iç gerilme, astenosferdeki yatay akış ile ve/veya levhanın okyanussal parçasında içinde oluşan çekme kuvvetiyle ortaya çıkabilir (Bott, 1982). Örneğin Gondwana'nın parçalanması sırasında güneyden kuzeye güçlü bir manto akışının ortaya çıkmış ve Avrasya altına dalan levhayı çekmiş olabilir. Bu mekanizmalar birlikte kıta içi riftleşmeyi etkileyerek Gondwana süper kıtasının kuzey



ucunda yeni rift kuşakları oluşturmuştur. Aynı mekanizma ile mikro- kıtaları oluşturan bloklar da kırılabilir, litosfer açığa çıkar ve yayılma eksenleri daha başka bir yere sığar (Şengör, 1984; Karmin, 1980; Lobkovsky ve Khain, 1989).

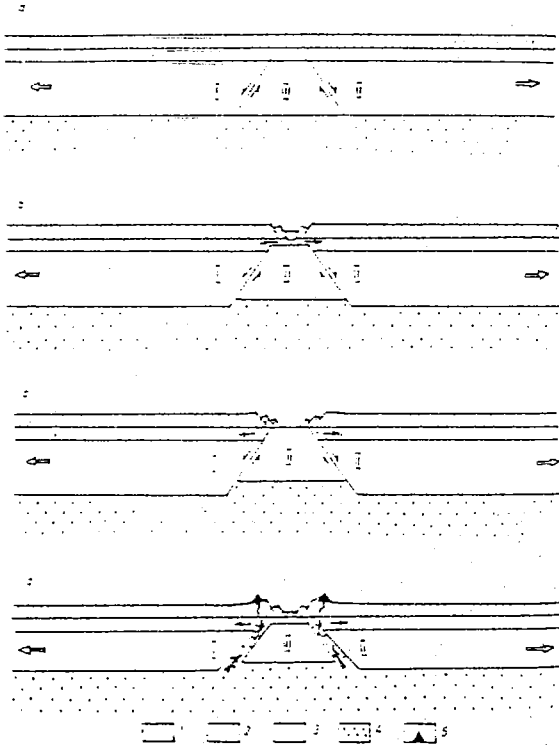


Şekil 14. Pasif kıta kenarının olası gelişimi ve yapısı. a) Kuzey Atlantik, Fleurba Cup kıyısı (Emery ve Vchup, 1984 den). b) Lobkovsky (1989)'a göre pasif sınır gelişimi (açıklama için metne bakınız). 1- kırılma ile aynı yaşlı tortullar; 2- kırılma sonrası tortullar; 3- "granitik" üst kabuk; 4- "mafik" alt kabuk; 5- kabukaltı litosfer; 6- normal manto merceği; 7- normal manto (astenosferi); 8- kabukaltı litosferin kırılmış zonu, 9- alt kabuk akışı; 10- kısmen ergimiş astenosferik sokulum.

Pasif kıta sınırının gelişimi konusunda geçen on yıl süresince geniş olarak tartışılmış ve değişik modeller geliştirilmiştir. Özellikle, değişik tiplerde kabuksal ve litosferik genişleme modelleri (McKenzie, 1978; LePichon and Sibuet, 1981; Beaumont ve diğ., 1986; Wernicke, 1985; Lisher ve diğ., 198 ), genişleme sırasında üst ve alt kabuk parçalarının farklı reolojisini dikkate alan modeller (Bott, 1971, 1982; Meissner, 1975), kıtasal sınırlarındaki volkanik modeller (Royden ve diğ., 1980; Mutter ve diğ., 1988; Meissner and Kopnick, 1988), pasif sınırlarındaki izostasi modelleri (Korner and Watts, 1982), tortulları dikkate alan, pasif sınırların gelişimiyle ilgili termomekanik modeller (Cloething ve diğ., 1984) örnek olarak verilebilir. Bu modellerin hepsi, pasif sınırların değişik yönlerini dikkate alır ki bunların çoğu iki-katmanlı levha tektoniği çerçevesinde yorumlanabilir.

## Kıtasal Litosferin Düzgün Olmayan Yarı Simetrik Genişleme Modeli ve Riftleşmenin Bazı Özellikleri

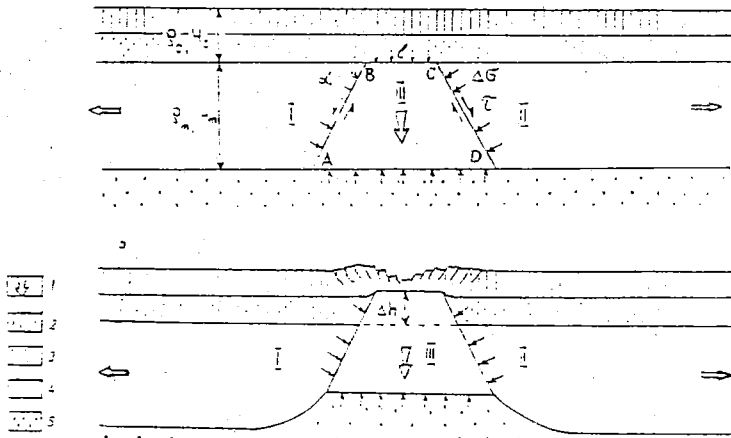
Şimdi çeşitli kıta içi riftleşme konularını ele alalım. Son zamanlarda dikkatler, tektonik aşınma ile yeryüzüne ulaşan ultramañik manto kayaçları sorununa yönelmiştir. Aslında, okyanussal tortulların, gabro ile birlikte olan serpantinleşmiş peridotitlerin üzerinde bulunduğu bazı durumlarda, bazaltlar içindeki anormal ofiyolitik sıralanmalar ile dayk sistemleri birbirine karıştırılmaktadır. Bu tür tam ofiyolitik olmayan sıralanmalar Mezozoik Tetisin Ligurian bölümüne özgü olup Alpler, Apeninler ve Korsika'da görülür (Lemonie ve diğ., 1987). Benzer yapılar Kızıl Deniz'deki Zaborgad adası (Bonatti ve diğ., 1986), Tyrrhenian denizindeki Sardenia pasif kenarında (Lemoine ve diğ., 1987) ve Kuzey Atlantik'te Galicia kıyısında da (Baillot ve diğ., 1987) vardır. Buralarda, derin deniz sondajlarında tortulların altında, serpantinitler veya ofiolitler bulunmuştur. Bu veriler bazı jeologlarda en azından okyanus açılmalarının ilk aşamalarında uzaklaşan kıtasal bloklar arasında, ultramañik temellerin yerleştiği bir jeodinamik rejimin varlığı kanısını oluşturmuştur (Baillot ve diğ., 1987; Lemonie ve diğ., 1987). Uzaklaşan levha sınırlarından türeyen serpantinize peridotit tabanı açıklamak için kıtasal litosferin belirli bir yönde uzanma fay boyunca parçalanması ve asimetrik açılması önerilir. Bu model ilk olarak Wernicke (1981) tarafın-



Şekil 15. Kıtasal riftleşmenin iki-katman modeline uygun aşamaları (Lobkovsky, 1989)  
1- üst gevrek kabuk, 2- alt akıcı kabuk, 3- kabukaltı litosfer, 4- astenosfer, 5- volkanikler.

dan Amerika da Basen Range baseninin tektonik durumunun analizi sırasında ileri sürülmüş olup daha sonraları çeşitli yaklaşımlar için yaygın biçimde kullanılmıştır (Wernicke, 1985; Lister ve diğ., 1986).

Ancak mekanik açıdan, litosferin hafifce dalan bir fay düzlemi boyunca bütünüyle kırılmasını öneren Wernicke modeli, bugün bizim kabuk ve litosferin reolojik katmanlaşmasına ilişkin bilgilerimize ters düşmektedir. Kabuk ve litosferdeki değişik katmanlar içindeki kırıkların her bir katmanın özelliklerine bağlı olarak riftleşme sırasında meydana geldiğini kabul etmek daha gerçekçi görülmektedir. Wernicke'nin görüşüne karşı olan, diğer mekanik bir gerçek ise litosferin ikincil bir faylanma olmadan, mevcut eğimli fayların yüzeylerindeki kaymalar ile keskin bir şekilde kıvrılamayacağıdır. 1958 yılında Heiskanen ve Vening-Meinesz, ısı çalışmalarını sırasında, kabuksal katmanlarda elastik bükülme nedeniyle ikincil faylanmanın ortaya çıkacağını ve bununla bir graben yapısıyla sonuçlandığını göstermişlerdir. Başlangıçta litosferde tek ve küçük bir eğimle dalan bir kırık kabul edilse bile bundan sonraki gelişmeler başka çeşitlerde meydana gelmelidir (Ussani ve diğ., 1989).



Şekil 18. Rift gelişiminde a) Kuvvetler dengesi b) kabukaltı litosferin yükselmesi (açıklama için metne bakınız) 1- eksendeki III blokun ağırlığı 2- üst kırılan kabuk 3- alt yumuşak/akıcı kabuk 4- kabukaltı litosfer 5- astenosfer.

Şimdi Lobkovsky (1989)'nin önerdiği "kıtasal rift sistemlerinin gelişmesi" modelini ele alalım. Bu model de litosferdeki tektonik katmanlaşma ve reoloji esaslıdır. Genel mekanik çözümlerden ve akışkan temel üzerinde kayan elastik- plastik litosferdeki genişlemenin fiziksel sonuçlarından faydalanarak (Shemenda, 1984), yarı-katı kabuk içinde, eşlenik eğimli kırılmaların oluştuğu söylenebilir. Kesme düzlemleri kama veya trapezoid şeklinde olup kabukaltı litosfer blokları ile de bağlantılıdır. Bu bloklar bölgedeki kuvvet sistemlerinin etkisiyle yükselerek alt kabuğun viskoz materyalinin içine bir eksen boyunca yerleşir (Lobkovsky, 1989; Şekil 15a ve b). Bu durum kabukta incelmeye, izostatik oturmalara ve ek açılmalara neden olur. Çeşitli sismik verilerin kabukta incelmeye olduğunu göstermektedir ve kıtasal çöküntü kuşaklarındaki analizler göstermiştir ki, kabuksal riftlerin çoğunluğu, çok az bir çekme etkisine maruz kalmıştır. Etkiyen ana kuvvet daha çok yükselen manto

bloklarının sıkıştırmasından kaynaklanmaktadır.

Yukarıda anlatılanları, riftleşmenin temel aşamalarını daha iyi anlatacak şekilde, ayrıntılarıyla düşünelim. İki adet birbirini kesen düzlemin meydana gelişi ve açılma sırasında litosferin manto kısmının durumu Şekil 15a ve c de görülmektedir. Genişleme artıkça, fay düzlemlerinin belirlediği trapez şeklindeki litosferik blok, yukarı doğru hareket etmeye başlar (Shemenda, 1984; Şekil 16). I ve II nolu parçalar ortadaki III nolu bloğa göre dışarı doğru hareket ettiklerinde (Şekil 16a) AB ve CD düzlemlerine gelen ortalama basınç azalır ve III nolu bloğa etki eden kaldırma kuvveti sonucu olarak, orta blok yükselir. Şimdi III nolu bloğun en büyük yükselme miktarını bulmaya çalışalım. III nolu bloğun alt kabuğun plastik tabakasına  $\Delta h$  kadar girdiğini düşünelim. Buna göre bloğun tabanındaki toplam hidrostatik basınç,

$$[\rho_c g H_c + \rho_m g (H_m - \Delta h)](l + 2H_m \cot \alpha)$$

olarak verilir. Burada  $H_c$  ve  $H_m$ , kabuğun ve mekanik olarak sağlam olan kabukaltı litosferin kalınlığıdır.  $\rho_c$  ve  $\rho_m$  bunların yoğunluğu,  $l$  yükselen bloğun üst genişliği,  $\alpha$  ise bloğun yan tarafındaki düzlemin eğimidir (Şekil 16 a). III nolu bloğun birim uzunluk ağırlığı  $\rho_m g(l + H_m \cos \alpha)H_m$ , bloğun üst yüzeyindeki basınç ise  $\rho_c g(H_c - \Delta h)l$  dir. İki taraftaki I ve II nolu, blokların, III nolu bloğun kenar yüzeylerinde meydana getirdiği basıncın düşey bileşeni ise,

$$[2\rho_c H_m H_c - \rho_c (\Delta h)^2 + \rho_m (H_m^2 - \Delta h)^2] g \cot \alpha$$

$$- 2 \int_0^{H_m - \Delta h} (\tau - \Delta \sigma \cot \alpha) dz \quad (18)$$

dir. Burada ilk terim, kuvvetlerin hidrostatik bileşenini ikinci terim ise, III nolu bloğun yan yüzeylerindeki hareketlerden ötürü alt yarı-katı litosferik katmanlarda meydana gelen  $\Delta \sigma$  basınç düşmesi ile eğik faydaki  $\tau$  sürtünmesini içermektedir. III nolu bloğa uygulanan kuvvetlerin dengelerinden yararlanarak,  $\Delta h = 0$  durumunda

$$\Delta \sigma > \tau \tan \alpha \quad (19)$$

koşulu geçerliyse bileşke kuvvetin bloğu yukarı doğru hareket ettireceği söylenebilir.  $\Delta \sigma$  büyüklüğü, kayaçların zorlanması ile orantılı olup,  $\tau$  makaslama gerilmesidir. (19) nolu eşitlik dikkate alınrsa,  $\alpha$  açısı çok büyük değilken yani yaklaşık  $\alpha \leq 60^\circ$  için bile blok yükselmeye başlayabilir. Wernicke (1981) modelinde ise  $\alpha$  açısı çok küçük alınmaz.

Şimdi manto bloğu III ün yükselmesini hesaplayalım. Önce belirtmek gerekir ki, blok yükseldikçe, fay düzlemindeki  $\tau$  sürtünmesi, oluşan ısınmadan ve diğer etkenlerden ötürü azalacaktır. Bu durumda, yükselmenin ileri aşamalarında  $\tau$  (sürtünme) ihmal edilirse, ve  $\Delta \sigma$  yarı-katı kabukaltı litosferde etkili olan ana gerilim  $\sigma_*$  a eşit kabul edilirse, kuvvetler dengesi,

$$2\sigma_* (H_m - \Delta h) \cot \alpha = \Delta \rho g [t \Delta h + (\Delta h)^2 \cot \alpha] \quad (20)$$

şeklinde yazılabilir, burada  $\Delta \rho = \rho_m - \rho_c$  dir. (21) de geçen özgün değerler ( $\Delta \rho = 0.4$  gr/cm<sup>3</sup>,  $g = 10^3$  cm/sn<sup>2</sup>,  $l = 20-30$  km  $\sigma_* = 100-300$  MPa,  $H_m = 30-50$  km) ile bloktaki en büyük yükselme  $\Delta h \approx 10 - 25$  km olarak bulunur. Bu riftleşme sırasında bir manto

bloğunun kabuğun üst gevrek katmanının tabanına kadar yükselebileceği anlamına gelir. Yarı-katı manto bloğu yükseldiğinde alt kabuktaki plastik malzemelere sıkıştırma etkisi yapar. Bu da itme ile üst kırılan kabukta açılma etkisi yapar ve aradaki akıcı katman yanlara kaçar (Şekil 15 b). Buna karşılık üstteki kırılan tabaka azda olsa inceler ve kırılır (Lobkovsky, 1989).

Eğer bu aşamada litosferik açılma durursa, yüzeyi biraz açılmış, oldukça incelmüş ve oturmuş bir kabuk yapısı meydana gelir. Kıtalarda bu modele uygun yapılara rastlamak mümkündür. Kabuğun üst kırılan tabakasunda, daha fazla açılma olursa, daha değişik durumlar görülebilir. Örneğin açılan okyanus tabanının alt yüzeyinde manto kayaçları oluşabilir (Şekil 15c). Bu ise bazı okyanus tabanlarında (özellikle pasif kıtasal sınırlarda) görülen manto kayaçlarının varlığını açıklayabilir. Bu noktadan hareketle günün yaşı ofiolitler daha dar okyanus basenlerine karşı gelmektedir.

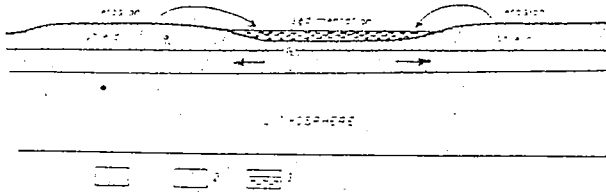
I ve II nolu litosferik bloktaki uzaklaşmalar, III nolu bloğun yükselme tarafından karşılanamaz ise arada oluşan boşluklara, astenosferik materyal akışı meydana gelir (Şekil 15d). Bunun sonunda da yükselen III bloğunun yan taraflarında astenosferik malzemeler içeren geniş kanallar oluşur (Şekil 15d). III nolu blok sınırlarındaki bu magmatik kanallar rift volkanizmasını açıklamaktadır. Büyük volkanların çoğu kırık kuşakların merkezinde değil, kenarlarında yer alır. Örneğin, Etyopya rift sisteminin doğusunda ve batısında böyle bir volkanizma görülür. Buna benzer bir durum, Kenya rift kuşağında da gözlenir. Klimanjaro ve Kenya volkanları bu kırık kuşağın doğusundadır. Kızıl Deniz kırık sisteminin doğusundaki Miocene volkanizması da aynı benzerliği yansıtmaktadır. I ve II nolu blokların uzaklaşmalarının devarı etmesi, yanlardaki kanallardan bir tanesinin fazla miktarda açılmasına neden olur. Magmatik aktivite de bu kanalda daha etkin olmaya başlar. Bu kanal zamanla, normal okyanussal kabuk oluşturan bir yayılma zonu parçası haline gelir.

### Aşınma ve Tortulaşma Dikkate Alınarak Kabuk İçi Gelişim İçin İki- Katmanlı Bir Model: Litosferin İlk Gelişimine İlişkin Bazı Konular

İki-katmanlı levha tektoniği kavramının yukarıda açıklanan jeodinamik uygulamaları esasla önce litosferin alt katmanındaki etkin yatay hareketler, ikinci olarak da üst kabuk seviyelerindeki ani gerilim değişimleri ile ilgili hareketlerdir (Orojenez kabuktaki yaklaşım-lara, kıtasal rifting ve pasif sınırlardakiler ise alt kabuktaki uzaklaşmalara bağlıdır).

Ancak, aşınma, tortulaşma, bölgesel başkalaşım ve alt katmanlardaki akış nedeniyle kabuktaki malzemelerin birbirleriyle olan ilişkileri şimdiye kadar dikkate alınmadı. İki-katmanlı kavram ile bu tür kıta içi olayları açıklayabilen daha iyi mekanik modeller oluşturulabilir.

Öncelikle kıtasal kalkanlara ilişkin şu gerçekler nasıl açıklanacaktır? (1) İçerdikleri minerallerin P-T koşullarına bakılırsa Prekambriyen platformların birçoğu, şiddetli başkalaşım geçirmiş alt kabuk kayaçlarından oluşur. (2) Yaklaşık 10<sup>7</sup> yıl süren şiddetli aşınmaya rağmen kratonlarda 35-40 km lik sabit bir kabuk kalınlığı gözlenmektedir. (3) Platformlar üzerinde komşu alanlara kıyasla biraz daha yüksekce olan kalkanlar vardır. Kenyaya ilişkin olarak Lobkovsky (1989) kıtasal kabuk malzemesi için bir dolaşım modeli önermiştir. Şekil 17 de görülen bu mekanizmada bir havza ile ayrılmış iki yükselmiş kalkanın oluşturduğu kraton görülmektedir.



Şekil 17. Aşınma, tortulaşma ve alt kabukta akmayı gösteren malzeme dolaşım modeli. 1- üst kırılğan kabuk, 2- alt yumuşak kabuk, 3- tortullar (Lobkovsky, 1959, açıklama yazım içinde).

Kalkanları oluşturan  $\rho_1$  yoğunluklu kayaçların, basenleri oluşturan kayaçların  $\rho_2$  yoğunluğuna göre biraz daha az olduğu kabul edilir (olası nedeni aşağıda verilecektir). Moho süreksizliği içinde Pratt'ın izostasi koşulu geçerlidir. Yükselen bloklardaki malzemenin, aşınma ve tortulaşma ile alınıp götürülmesi, alt kabuktaki plastik katmanlar üzerindeki yük dağılımını değiştirir. Yani kalkanlar altındaki basınç azalır, havza altındaki basınç artar. Bu yeni yük dağılımı, alt kabuk malzemelerinde havzadan kalkanların altına doğru bir akışa neden olur. Böylece kabuk kalınlığının sabit kalmasını sağlayan, özel bir dolaşım ortaya çıkar. Kalkanların altına gelen malzeme yavaş yavaş yükselir ve yüzeye geldiğinde yine aşınma ile alınıp havzaya götürülür. Komşu kalkanların arasındaki havzada üst kabuk alt kabuktaki maddenin merkezden dışarı kaçışı nedeniyle gerilme rejimi altındadır. Bu yaklaşım, kıtalarda kalkanların yüksek olması, yüzeydeki kayaçların daha ağırlardan geldiği, uzun dönemde bazen açılma rejiminin oluşması ve kratonun kabuk kalınlığını sabit kalması gibi basit bir çok olayı açıklar.

Bu önerilen "üst kabuk, alt kabuk ve alttaki litosfer" modelinin matematiksel irdelenmesi aşağıda verilmiştir. Bu model de, tortulaşma, aşınma ve izostatik yükselme veya yükselme nedeniyle malzemelerin sıvılaşmasından kaynaklanan reolojik değişiklikler dikkate alınmaktadır. İlk aşamada sıcaklığın neden olduğu değişimleri, sonrada basınç farkları ile malzemelerin plastik duruma veya plastikten kırılğan duruma geçişini belirleyeceğiz. Basitleştirmek için, y eksenine dik yönde yarı üzüne paralel bir alt kabuk hareketi düşünelim. Akıcı alt kabuğun  $h$  kalınlığındaki değişimi gösteren eşitlik (kayaların alt kabuk davranışını belirleyen (1) denkleminde  $n = 3$  için),

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[ \beta A^3 \left( \frac{\partial h}{\partial z} - \frac{1}{\rho g} \frac{dP_0}{dz} \right)^3 \right] - q' \quad (21)$$

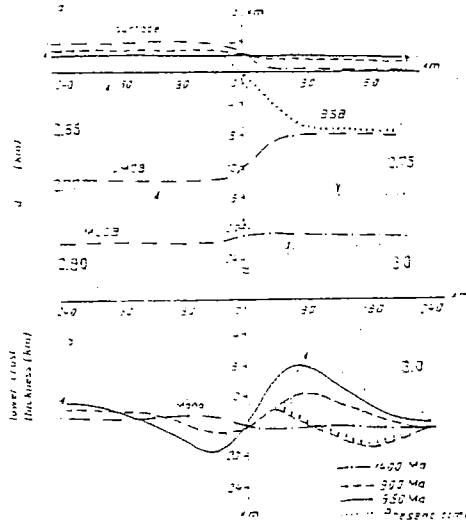
bağıntısıyla verilir.

Burada  $P_0(z)$ , tortul kayaçlarla birlikte üst kabuk malzemesinin alt kabuk üzerine etkilediği yük,  $q'$  hareketli alt kabuğun kalınlığında ki değişim oranıdır. Aşınma, tortulaşma ve derin başkalaşım işlemleri basınç gradyanını değiştirir. Bu da alt kabuğun üstünde ve içinde yatay yüklerin yeni bir dağılımına yolaçar.

Basit sayısal bir analiz yapmak için, yarı yarıya aşınmaya uğramış bir kalkan ve tortulların birikeceği bir havza düşünelim. Alt kabuk ile orta kabuk arasındaki reolojik bir sınır vardır. Sonlu farklar ile hesaplamalarımızda bu sınırdaki reolojik değişim, basınca bağlı olan malzeme hareketi ve dolayısıyla alt kabuk üzerine gelen yukteki değişimler

yer alacaktır.  $\delta P_i^{(K)}$  tortulaşmadan ve aşınmadan dolayı alt kabuk üzerine gelen  $\Delta t_K$  zamanındaki yük değişimini gösterebilir.  $z_i$  noktalarında,  $\delta h_i^{(K-1)} = q_i^{(K-1)} \Delta t_K$  ise bir önceki aşama olan  $\Delta t_{K-1}$  zamanındaki reolojik sınırdan malzeme geçişi nedeniyle alt kabuk kalınlığındaki değişimi gösterebilir. Buna göre, alt kabuk üzerindeki toplam litostatik basınç değişimi,  $\Delta P_i^{(K)} = \delta P_i^{(K)} + \rho g \delta h_i^{(K-1)}$  olarak verilir. Şimdi ara katman sınırının toplam basınç değişimi ile yer değiştirdiğini farzedelim. Burada bir gecikme söz konusudur. Bu da ortamın ısınmasıyla ilgili olup  $q^{(K)} = -\lambda \Delta P_i^{(K)} / (\rho g \delta t_K)$  şeklinde ifade edilebilir ki, burada  $\lambda = 0.5-0.8$  dir.

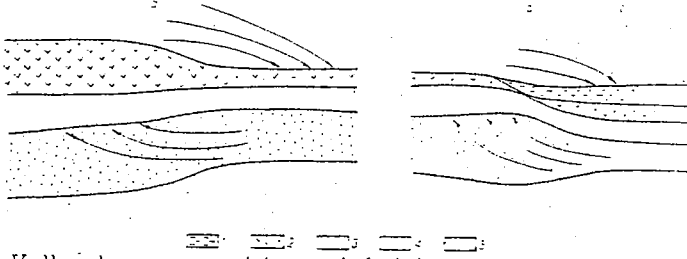
Şimdi Orta ve Üst Proterozoyik'te kıtasal kabukta oluşmuş yapısal bağlantılar içeren homojen olmayan bir durumdan yola çıkalım. Oldukça yükselmiş granitik bir kalkan ( $\approx 17$  km) ve nispeten ince bir alt kabuk ve bitişğinde alçalan bir havza düşünelim. Tortulaşma süresince mafik minerallerin artışı nedeniyle buradaki yoğunluk daha yüksektir. Bu modele uygun olarak yapılan hesapların sonuçları Şekil 18 de görülmektedir. Şeklin üst kısmı (a) yeryüzünün, üst kabuğun alt yüzeyini ve orta-alt kabuk arasındaki reolojik sınırın başlangıç durumlarını göstermektedir. Şeklin alt kısmında ise (b) alt kabuk kalınlığının 1400 Ma yıllık gelişimi görülmektedir. Burada hesaplamalar, (21) nolu eşitlik kullanılarak ve  $\beta = 10^{-8} - 10^{-7} \text{ km}^{-3} \text{ yıl}^{-1}$  alınarak yapılmıştır. Hesaplarda, kalkanların aşınması ortalama olarak  $0.03-0.07 \text{ km/Ma}$  olarak kabul edilmiştir. Bu aşınma, yükseklik ve eğimle orantılıdır ve genellikle zamana göre üstel bir azalma görülür.



Şekil 18. Kalkan ve havzada oluşan kabuk katmanlarının gelişimi. Değişik zamanlardaki, a) yeryüzü, üst-orta kabuk sınırı (UMCB) ve alt-orta kabuk sınırı (LMCB), b) alt kabuk kalınlığının uzaklığa göre değişimi. Değerler farklı kabuk katmanlarının kayaçların yoğunluğudur. Kesikli oklar ise manto malzemesinin girişi ile havzanın altındaki alt kabuğun kalınlığında oluşan değişimi gösterir.

Şekil 18 de görülen hesaplamalarda başlangıçtaki aşınma miktarı 0.05 mm 'yıl ve üstel azalma süresi 500 Ma olarak alınmıştır. 1400 Ma sonunda toplam üst kabuk aşınması, 14 km olarak bulunmuş ve havzada 7 km kalınlığında tortul bir katman oluşmuştur. Ayrıca 880-900 Ma önce (tektonomağmatik etkinlik dönemi) manto materyalinin, havzanın bulunduğu kabuğa girdiği ve alt kabuğu 5 km, üst volkano-tortul katmanında 1 km kalınlıktardığı varsayılmıştır.

Şekil 19 da farklı kabuk katmanları için, kalınlık değişiminin gelişimi gösterilmektedir. Alt kabuk havzadan kalkan tarafına doğru yavaşça aktığında kalkanın kabuk kalınlığı çok yavaş azalmaktadır (Şekil 18). Toplam 35 km kabuk için bütün sürede azalma 4.5-5.5 km dir. Bu sırada orta kabuk katmanından yüzeye ulaşmalar olabilir. Önerilen bu model, yüzey şekillerindeki düzensizlikleri düzeltmeye çalışan dış etkilere rağmen toplam kalınlığın uzun süre nasıl korunduğunu açıklamamaktadır.



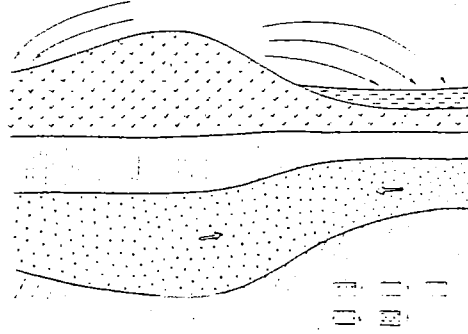
Şekil 19. Kalkan-havza yapısı için ana kabuk katmanları. 1- tortullar 2- üst kabuk 3- orta kabuk 4- alt kabuk 5- kabuk altı litosfer (açıklama için metne bakınız).

Bu alt kabuk akışına ilişkin benzer bir olay, çarpışma kuşaklarının gelişmesi sırasında, özellikle Mesozoik ve daha eski devirlerde meydana gelmiştir. Kabuk yapısı yukarıda anlatılan homojen olmayan modelden temelde farklıdır. Bu farkların birincisi, alt kabuğun daha hareketli bir yapıya sahip olması, ikinci olarak, orojenez sonunda daha kalın bir kabuk meydana gelmesidir. Dağların tipik aşınma süresi 20-30 Ma olup, çarpışma sırasında oluşan alt kabuğun orojenik kökeni genellikle aynen korunur. Orojenik bir yapıda kökenin tamamlanmamış düzleşme olayı, alt kabuğun üstünde tortulların birikmesinin nedeni gelen basınç gradyanı nedeniyle (Şekil 20). Dağ köklerinin kısmen korunmuş olması, Urallar ve Tien-Shon da görüldüğü gibi bir sonraki sıkışma aşamasında aynı yerlerde yeni olaylara neden olurlar.

Yukarıda değinildiği gibi, bir dolaşımı işaret eden görüş ancak kalkanı oluşturan kayaların yoğunluğunun, havza kayalarınınkine göre daha az olması durumunda doğrudur (Şekil 17). Eğer bu kabul edilmezse, o bölgede erken jeolojik devirlerdeki başka tektonik gelişmeleri gözönüne almak gerekir.

Sialik kabuk parçalarının olduğu Arkeen döneminde (Khain ve Bozhko, 1988) manto dolaşımının daha yoğun ve sıcaklık rejiminin daha yüksek olduğu genellikle kabul edilir. Bu nedenle Arkeen'de yeryüzünde sadece ince ve bloklardan oluşmuş bir bazaltik kabuk olmalıdır. Düzensiz manto dolaşımının etkisiyle bu sialik bloklar kırılma ve çarpışmalarında içeren birçok karmaşık hareket yapmıştır. Jeolojik, jeokimyasal ve petrolojik veriler göstermektedir ki kıtaların büyük bir kısmı üst Arkeen'de şekillenmiş yaklaşık 25-40 km kalınlığa ulaşmıştır. Kitasal kabuğun sialik blokları komatiitik bileşimli (Arndt, 1983) Arkeen okyanus kabuğu ile çevrili idi. Mekanik açıdan katı blokların boyutları bir kaç yüz km,





Şekil 20. Orojenez sonrası kabuk gelişimi. 1- üst kabuk 2- orta kabuk 3- alt kabuk 4- kabukaltı litosfer 5- sedimanlar (açıklama için metne bakınız).

kalınlıkları ise başlangıçta 10 km kadar olmalıdır. Biz litosferin alt katmanının Proterozoyik'ten sonra oluştuğuna inanıyoruz. Küresel ölçekte böyle sürekli bir yarı- katı litosfer katmanının ortaya çıkışı, yerin geçmişinde levha- tektoniği rejiminin başlangıcını oluşturur. Altında katılaşmış manto kökleri taşıyan kabul blokları dolaşım akımlarıyla yatay olarak sürüklenir ve sonra zaman içinde benzerleri ile birleşir. Birleşme, daha plastik oluşu nedeniyle önce alt katmanda başlar ve yaklaşık 1000 km çaplı orta büyüklükte kıtalar ortaya çıkar. Bu mekanizma benzer şekilde devam ederek Pangaea gibi çok daha büyük kıtaları oluşturmuştur. Başlangıçta, okyanussal kabuğun altında yarı katı sürekli bir katmanın olmayışı bu oluşumu hızlandırmış, daha sonraları ise hem kıtalar, hemde okyanuslar altında sürekli bir yarı-katı litosfer katmanı şekillenmiş ve o zamandan başlayarak bugün bildiğimiz levha tektoniği mekanizması süregelmiştir.

#### Ek

Hidrodinamik yağlama kuramının ilkelerine (Shlihting, 1974) benzer olarak Winkler tipi (Şekil 4) temel üzerinde yer alan  $\rho_C$  yoğunluğunda (alt kabuk) akıcı (yumuşak) ortamda ince yatay bir katmanın oluşmasını belirleyen bir denklem elde edebiliriz. Üst kabuk katmanının ağırlığı  $P_0(z)$  adigeçen yüzeye; a) yatay yönde biçim değiştirmeyen üst kabuk durumunda ince bir zar üzerinden, b) üst kabuk bloklara ayrılmışsa serbest yatay yerdeğiştirmeler koşulu altında uygulanır. Değişken kalınlıktaki katman  $h(z, t) = H_0(z) - \zeta - \Delta$  (Şekil 4) litosferin  $\rho_M$  yoğunluklu manto kısmı içinde izostazik olarak dengelenir. Basitleştirmek için alttaki katmanın (III') bükülme katılığını ihmal eder ve yerel Airy isostazi koşullarını -ki denge durumundaki  $H_0(z)$  kalınlığına göre alt katmanın  $\Delta$  oturmasına karşı gelir- kullanırsak

$$\Delta = \frac{\rho_C}{\rho_M - \rho_C}, \quad \zeta = \frac{\rho_M - \rho_C}{\rho_M} (h - H_0) \quad (A1)$$

yazılabilir.

Yukarıda değinilen yağlama kuramına yapılan yaklaşımla ince bir katmanın bareket denklemleri

$$\frac{\partial \tau_{zz}}{\partial z} - \frac{\partial P}{\partial z} = 0, \quad \frac{\partial P}{\partial z} = -\rho_C g \quad (A2)$$

dir. Buradan  $p$  hidrostatik basınç

$$p = P_0(z) - \rho_C g (H_0 + \zeta - z) \quad (A3)$$

elde edilir. (A2) bağıntısı

$$\frac{\partial V_z}{\partial x} - \frac{\partial V_x}{\partial z} = 0 \quad (A4)$$

süreklilik bağıntısı ile tamamlanır. Mekanik konular bölümündeki (1) reolojik bağıntısı eş sıcaklık yaklaşımı ile

$$\frac{\partial V_z}{\partial z} = B |\tau_{xz}|^{n-1} \tau_{xz}$$

olacaktır.  $B$  ise

$$B = 2^n A \exp[-Q/R(T + 273)] \quad (A5)$$

dir.

(A3) ü (A2) nin ilk bağıntısında yerine koyarak

$$\tau_{xz} = k \frac{\partial h}{\partial x} z - P_0(X) + C$$

bulunur. Burada

$$k = \rho_C (\rho_M - \rho_C) g / \rho_C \quad (A6)$$

dir.

(A5) den yararlanarak ve  $P_0 \equiv \text{sabit}$  koşulunda son bağıntıdan  $V_z(z)$  için

$$\frac{\partial V_z}{\partial z} = B k^n \frac{\partial h}{\partial x}^{n-1} \frac{\partial h}{\partial x} [z' - qh]^{n-1} (z' - qh) \quad (A7)$$

yazılır.  $z'$  ise  $0 \leq z' \leq h$  katmanında  $z' = z - \Delta$  dir.  $q$  nun değeri sınır koşullarından en üst sınırdaki  $q_2 = 1/2$  olup serbestçe hareket eden yüzey durumunda  $q_b = 1$  dir.

Katman boyunca süreklilik denkleminin integrali alınarak

$$V_z \Big|_{z=0}^{z=h} \equiv \frac{\partial h}{\partial t} = - \frac{\partial}{\partial x} \int_0^h V_z dz' \quad (A8)$$

elde edilir. (A8) deki  $V_z$  boyuna hız yerine

$$V_z = - \frac{B k^n}{n-1} \frac{\partial h}{\partial x}^{n-1} \frac{\partial h}{\partial x} [(qh)^{n-1} - |qh - z'|^{n-1}] \quad (A9)$$

alt katman kalınlığının zamanla değişimine ilişkin son bağıntı bulunur. Kerchman, 1990).

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \beta \frac{\partial}{\partial x} [h^{n+2}] \Big| \frac{\partial h}{\partial x} \Big|^{n-1} \frac{\partial h}{\partial x} \quad (A10)$$

burada  $\beta$  katsayısı

$$\beta = b_n B k^n \quad (A11)$$

olup  $b_n$  katman yüzeyindeki sınır koşullarının türeğine bağlı olarak  $b_n = q^{n-1} / (n-2)$  dir.

## Kaynaklar

- Allmendinger, R.W., Nelson, K.D., Potter, C.J., et al. 1987. Deep seismic reflection characteristics of the continental crust. *Geology*, 15: 304-310.
- Arndt, N.T., 1993. Role of a thin komatiite-rich oceanic crust in the archaic plate-tectonic process. *Geology*, 11: 372-375.
- Artemjev, M.E. and Kaban, M.K., 1987. Isostasy and a cross-spectral method of its study. *Izv. Akad. Nauk SSSR, Fiz. Zemli*, No. 11: 85-98 (in Russian).
- Artyushkov, E.V., 1979. *Geodynamics*. Nauka, Moscow, 320 pp. (in Russian).
- Artyushkov, E.V., 1988. Revealing the role of stretching in the formation of deep troughs in the continental crust. *Dokl. Akad. Nauk*, 300: 1341-1344 (in Russian).
- Barenblatt, G.I., 1980. *Similarity, Self-similarity and Intermediate Asymptotics*. Plenum Press, New York, 218 pp.
- Beaumont, C., Keen, C.E. and Bontlier, R., 1982. On the evolution of rifted continental margins: comparison of models and observations for the Nova Scotian margin. *Geophys. J.R. Astron. Soc.*, 70: 667-715.
- Ben-Avraham, Z., Nur, A., Jones, D. and Cox, A., 1981. Continental accretion: from oceanic plateau to allochthonous terranes. *Science*, 213: 47-54.
- Bird, P., 1978. Initiation of intracontinental subduction in the Himalaya. *J. Geophys. Res.*, 33: 4975-4988.
- Boillot, G., 1983. *Geologie des Marges Continentales*. Masson, Paris.
- Boillot, G., Reqq, M., Winterer, E.L. et al., 1987. Tectonic denudation of the upper mantle along passive margins: a model based on drilling results (ODP leg 103, Western Galicia margin, Spain). *Tectonophysics*, 132: 335-342.
- Bonatti, E., Ottonello, G. and Hamlyn, P., 1986. Pseudotites from the island of Zabargad (St. John), Red Sea: petrology and geochemistry. *J. Geophys. Res.*, 91: 659-631.
- Bott, M.H.P., 1971. Evolution of young continental margins and formation of shelf basins. *Tectonophysics*, 11: 319-327.
- Bott, M.H.P., 1982. Origin of the lithosphere tension causing basin formation. *Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. A*, 305: 319-324.
- Brace, W.F. and Kohlstedt, D.L., 1980. Limits on lithospheric stress imposed by laboratory experiments. *J. Geophys. Res.*, 85: 6248-6252.
- Brunn, R.L., 1987. Continental tectonics: selected topics. *Rev. Geophys.*, 25: 1293-1304.
- Burke, C.A. and Drake, C.L. (Editors), 1974. *The Geology of Continental Margins*. Springer, New York, 1009 pp.
- Byerlye, J.D., 1968. Brittle-ductile transition in rocks. *J. Geophys. Res.*, 73: 4741-4750.
- Chen, W.P. and Molnar, P., 1983. Focal depths of intracontinental and intraplate earthquakes and their implications for the thermal and mechanical properties of the lithosphere. *J. Geophys. Res.*, 88: 4183-4214.
- Choukroune, P. and Garrido, A., 1989. Les Données clés par ECORS: une image inattendue. *La Recherche*, 21: 12-135.
- Cloetingh, S.A.P.L. and Wisse, G., 1987. Numerical models for the thermomechanical evolution of Atlantic type continental margins. *Int. J. Num. Meth. Eng.*, 24: 241-257.
- Cloetingh, S.A.P.L. and Wortel, M.J.R., 1985. Regional stress field of the Indian plate. *Geophys. Res. Lett.*, 12: 77-80.
- Cloetingh, S.A.P.L., Wortel, M.J.R. and Van Nieuw, N.F., 1984. Passive margin evolution, initiation of subduction and the Wilson cycle. *Tectonophysics*, 119: 47-103.
- Cook, F.A., Althaus, D.S., Brown, L. et al., 1974. Transcanted tectonics in the crystalline Southeast Appalachians: COCORP seismic reflection problems in the Blue Ridge and Piedmont. *Geology*, 7: 563-567.
- Courtilot, V., 1982. Propagating faults and the continental breakup. *Tectonics*, 1: 239-250.
- Debon, F., Le Fort, P., Sheppard, S.M. and Soper, J., 1986. The four plutonic belts of the Trans-Himalaya: India: a chemical, mineralogical and chronologic analysis along a Tibet-Nepal section. *J. Petrology*, 27: 219-250.
- De Rito, R.F., Cozzarelli, F.A. and Hesse, J.S., 1986. A forward approach to the problem of non-linear viscoelasticity and the thickness of the mechanical lithosphere. *J. Geophys. Res.*, 91: 8296-8313.
- Dewey, J.F. and Bird, J.M., 1970. Mountain belts and the new global tectonics. *J. Geophys. Res.*, 75: 2325-2347.
- Dewey, J.F., Shackleton, R.M., Chang, C. and Hodson, S.M., 1983. The tectonic evolution of the Himalaya region. *Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. A*, 317: 369-411.
- Dobretsov, N.L., 1980. *Introduction to the Geology of Tibet*. Nauka, Novosibirsk, 200 pp. (in R).
- Dunbar, J.A. and Sawyer, D.S., 1983. Continental rifting at preexisting lithospheric weaknesses. *Nature*, 303: 450-452.
- Emery, K.O. and Uchupi, E., 1984. *The Geology of the Atlantic Ocean*. Springer, Berlin, 1050 pp.
- England, P.C. and Houseman, G.A., 1986. Finite strain calculations of continental deformation: 2. applications to the India-Asia collision zone. *J. Geophys. Res.*, 91: 3664-3676.
- England, P.C. and McKenzie, D., 1982. A thin viscoelastic sheet model for continental deformation. *Geophys. J.R. Astron. Soc.*, 70: 295-321. Corrections: *ibid.*, 73: 221-232.
- England, P.C., Houseman, G. and Sonder, L., 1985. Length scales for continental deformation in convergent, divergent and strike-slip environments. *J. Geophys. Res.*, 90: 3551-3557.
- Fairhead, J.D. and Reeves, C.V., 1977. Teleseismic delay times, Bouguer anomalies and inferred thickness of the African lithosphere. *Earch Planet. Sci. Lett.*, 36: 81-84.
- Forsyth, D. and Uyeda, S., 1975. On the relative importance of driving-forces of plate motions. *Geophys. J.R. Astron. Soc.*, 43: 163-200.

- Gliese, P., 1980. Horizontal heterogeneity of the lower crust in collisional zones. In: Study of Lithosphere and Asthenosphere Over Long Profile Deep Seismic Sounding, Nauka, Moscow, pp. 59-78 (in Russian).
- Heiskanen, W.A. and Vening-Meinesz, F.A., 1958. The Earth and its Gravity Field. McGraw-Hill, New York, 470 pp.
- Hsü, K.J., 1979. Thin-skinned plate tectonics during Neo-Alpine Orogenesis. *Am. J. Sci.*, 279: 353-366.
- Jackson, J.A., 1950. Active continental deformation and regional metamorphism. *Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. A*, 321: 47-86.
- Karner, G.D. and Watts, A.B., 1952. On isostasy of Atlantic-type continental margins. *J. Geophys. Res.*, 57: 1923-1948.
- Karner, G.D. and Watts, A.B., 1983. Gravity anomalies and texture of the lithosphere at mountain ranges. *J. Geophys. Res.*, 88: 10,449-10,477.
- Kazmin, V.G., 1987. Rift Structures of East Africa — Continental Break-up and Origin of Oceans. Nauka, Moscow, 204 pp. (in Russian).
- Kazmin, V.G., 1989. Collision and rifting in the Tertiary history. *Geotektonika*, 19: 49-51, (in Russian).
- Kazmin, V.G., Shorshikov, I.M., Rasou, I.F. et al., 1986. Volcanic belts as markers of the Mesozoic-Cenozoic active margins of Eurasia. *Tectonophysics*, 121: 121-152.
- Kerenman, V.I., 1990. Problems of spreading and subducting of nonlinear viscous fluid. *Pril. Mat. Mekh.*, 14: 250-257 (in Russian).
- Kerenman, V.I. and Lobkovsky, L.I., 1980. Model of the evolution of passive continental margins taking into account tectonic stratification of the lithosphere. *Dokl. Akad. Nauk*, 312: 371-376 (in Russian).
- Kerenman, V.I. and Lobkovsky, L.I., 1980b. Peculiarities of structure, seismicity and thermal regime of collisional belts caused by intracontinental subduction. *Dokl. Akad. Nauk*, 312: 336-340 (in Russian).
- Khain, V.E., 1986. Problems of intraplate and interplate tectonics. In: Dynamics and Evolution of the Lithosphere. Nauka, Moscow, 7-16 (in Russian).
- Khain, V.E. and Bozko, N.A., 1983. *Geotektonika*. Nauka, Nedra, Moscow, 382 pp. (in Russian).
- Khain, V.E. and Lobkovsky, L.I., 1990. Problems of collision orogen formation. *Geotektonika*, 21: 13-15 (in Russian).
- Khain, V.E. and Mikhailov, A.B., 1983. *Geotektonika*. Nauka, Nedra, Moscow, 325 pp. (in Russian).
- Kirby, S.H., 1983. Rheology of the lithosphere. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 21: 1458-1487.
- Kirby, S.H. and Kronenberg, K.K., 1987. Rheology of the lithosphere: selected topics. *Rev. Geophys.*, 25: 119-144.
- Klootwijk, C.T., Conaghan, P.J. and Powell, M.C. 1985. The Himalayan Arc: large-scale continental orogenism, orocinal bending and back-arc spreading. *J. Geophys. Res. Lett.*, 12: 167-183.
- Knipper, A.L. and Ruzhentsev, S.V., 1977. Deep structure and geosynclinal process. In: *Faulting of the Earth's Crust*. Nauka, Moscow, pp. 8-19 (in Russian).
- Lemoine, M., Tricart, P. and Boillot, G., 1987. Ultramafic and gabbroic ocean floor of the Ligurian Tethys (Aix-Corse, Apennines): in search of a genetic model. *Geology*, 15: 622-625.
- Le Pichon, X. and Sibuet, J.-C., 1981. Passive margins: a model of formation. *J. Geophys. Res.*, 86: 1758-1770.
- Le Pichon, X., Franceteau, J. and Bonin, B., 1977. *Plate Tectonics*. Elsevier, Amsterdam, 300 pp.
- Lister, G.C., Etheridge, M.A. and Somogyi, P.A., 1986. Deachment faulting and the evolution of passive continental margins. *Geology*, 14: 246-250.
- Lobkovsky, L.I., 1987. A new approach to the analysis of regional geological processes, two-scale plate tectonics. In: *Current Methods of Marine Geological Investigations*. Proc. Conf. Moscow Inst. Oceanol. Acad. Sci. USSR, 1: 61-62 (in Russian).
- Lobkovsky, L.I., 1987b. Serpentine asthenolayer of the Earth and scheme of two-scale plate tectonics. In: *Problems of Ocean Floor Geophysics*. Proc. Conf. Moscow Inst. Oceanol. Acad. Sci. USSR, 2: 26 (in Russian).
- Lobkovsky, L.I., 1988a. Geodynamics of Spreading and Subduction zones, and the Two-level Plate Tectonics. Nauka, Moscow, 281 pp.
- Lobkovsky, L.I., 1988b. A scheme of two-scale and two-level plate tectonics, and deformations of the Earth's crust. *Dokl. Akad. Nauk*, 302: 62-67 (in Russian).
- Lobkovsky, L.I., 1989. Two-level plate tectonics: tectonic, geological, geophysical and geodynamical consequences. In: *Geological History of the USSR and Plate Tectonics*. Nauka, Moscow, pp. 121-134 (in Russian).
- Lobkovsky, L.I., 1990. Geodynamics of the tectonically stratified tectonically layered lithosphere and the concept of the two-layer plate tectonics. In: *V.M. Baskirskiy and V.G. Trifonov, Editors, Tectonic Layering and Regional Geological Investigations*. Moscow, Nauka, pp. 27-42 (in Russian).
- Lobkovsky, L.I. and Khain, V.E., 1989. Some features of interacting structure and development of continental passive margins and rift zones, and its possible explanation. *Geotektonika*, 19: 61, 23-39 (in Russian).
- Lobkovsky, L.I., Nikolievsky, V.N. and Kurakh, A.S., 1986. Geological and geophysical consequences of ocean lithosphere serpentinization. *Sov. Nat. Phys. Moscow, Bull. Sect. Geol.*, 61: 3-12 (in Russian).
- Logachev, N.A. and Li, Y. A., 1984. Geodynamics of the Mongol-Siberian mountain land in the past. *Geotektonika*. In the Earth's Crust. Nauka, Moscow, pp. 3-22 (in Russian).
- Lyon-Caen, H. and Molnar, P., 1985. Gravity anomalies, texture of the Indian plate, and the structure, support and evolution of the Himalaya and Ganga Basin. *Tectonics*, 4: 513-538.
- Martin, A.K., 1984. Propagating rifts, crustal extension during continental rifting. *Tectonics*, 3: 811-817.
- Mattauer, M., 1986. Intracontinental subduction, crust-mantle décollement and crustal-stacking wedge in the Himalayas and other collision belts. In: *M.P. Coward and A.C. Ries (Editors), Collision Tectonics*. Oxford University Press, pp. 17-50.
- McAdoo, D.S., 1985. Effects of weak lower crust on lithosphere rebound (Abstr.). *Eos, Trans. Am. Geophys. Union*, 66: 1099.
- McKenzie, D.P., 1972. Active tectonics of the Mediterranean region. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 30: 109-135.

- McKenzie, D.P., 1978. Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 40: 25-32.
- Meissner, R., 1986. *The Continental Crust, a Geophysical Approach*. Academic Press, London.
- Meissner, R. and Kopnick, M., 1988. Structure and evolution of passive margins: the plume model again. *J. Geodyn.*, 9: 1-13.
- Meissner, R., Wever, Th. and Flüh, E.R., 1987. The Moho in Europe — implications for crustal development. *Ann. Geophys., Ser. B*, 5: 357-364.
- Milanovsky, E.E., 1975. *Rift Zones on Continents*. Nedra, Moscow, 279 pp. (in Russian).
- Molnar, P., 1988. Continental tectonics in the aftermath of plate tectonics. *Nature*, 335: 131-137.
- Molnar, P. and Chen, W.P., 1982. Seismicity and mountain building. In: K.J. Hsü (Editor), *Mountain Building Processes*. Academic Press, London, pp. 41-57.
- Molnar, P. and Tappanier, P., 1978. Active tectonics of Tibet. *J. Geophys. Res.*, 83: 5361-5375.
- Morgan, P. and Sass, J.H., 1984. Thermal regime of the continental lithosphere: review. *J. Geodyn.*, 1: 143-166.
- Morton, A.C. and Taylor, P.N., 1987. Lead isotope evidence for the structure of the Rockall dipping-reflector passive margin. *Nature*, 326: 381-383.
- Mutter, J.C., Buck, W.R. and Zehnder, C.M., 1988. Convective partial melting of thick basaltic sequence during the initiation of spreading. *J. Geophys. Res.*, 93: 1031-1048.
- Ollier, C.D., 1985. Morphotectonics of passive continental margins: introduction. *Z. Geomorphol., Suppl.*, 34: 1-9.
- Oxburgh, E.R., 1972. Flake tectonics and continental collision. *Nature (London)*, 239: 202-204.
- Peive, A.V., Ruzhentsev, S.V. and Trifonov, V.G., 1983. Tectonic stratification and problems on study of the continental lithosphere. *Geotektonika*, 1983 (1), 13-13 (in Russian).
- Powell, C.M. and Conaghan, P.J., 1973. Plate tectonics and the Himalayas. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 20: 1-12.
- Raleigh, C.B. and Patterson, M.S., 1965. Experimental deformation of serpentinite and its tectonic implications. *J. Geophys. Res.*, 76: 3965-3985.
- Ranalli, G. and Murphy, D.C., 1987. Rheological stratification of the lithosphere. *Tectonophysics*, 132: 281-295.
- Razvalyayev, A.V., 1984. Pre-rifting stage of development of the Red Sea-Aden zone. *Geotektonika*, 1984 (95-98) (in Russian).
- Reverdatto, V.V. and Kalinin, A.S., 1980. Two models of granitoid magma and accompanying metamorphism in mobile belts of the Earth's crust. *Tectonophysics*, 67: 101-121.
- Regozhina, V.A. and Kozhevnikov, V.M., 1979. An Anomalous 'Mantle' Region Beneath the Balkan rift. *Nauka, Novosibirsk*, 104 pp. (in Russian).
- Royden, L., Selater, J.G. and Herzen, R.P., 1980. Continental margin subsidence and heat flow. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, 64: 173-187.
- Sawyer, D.S., 1985. Brittle failure in the upper mantle during extension of continental lithosphere. *J. Geophys. Res.*, 90: 3021-3025.
- Sbortshikov, I.M., 1988. *Tectonic Evolution of the Eastern Part of Tethys*. Nauka, Moscow, 206 pp. (in Russian).
- Schlichting, G., 1968. *Boundary Layer Theory*. McGraw-Hill, New York.
- Schmid, R. and Wood, B.J., 1976. Phase relationships in granulite metapelites from the Ivrea-Verbania zones (Northern Italy). *Contrib. Mineral. Petrog.*, 54: 255-265.
- Sekiguchi, S., 1985. The magnitude of driving forces of plate motion. *J. Phys. Earth*, 33: 369-389.
- Sengör, A.M., 1984. The Cimmeride orogenic system and the tectonics of Eurasia. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, 195: 42 pp.
- Shemenda, A.I., 1984. Some features of lithosphere deformation under stretching (by results of physical modeling). *Dokl. Akad. Nauk*, 275: 346-350 (in Russian).
- Sibson, R.H., 1974. Frictional constraints on thrust, wrench and normal faults. *Nature*, 249: 542-544.
- Singh, R.N., 1985. Thermal structure of the Indian Shield. *Ind. J. Earth Sci.*, 12: 155-158.
- Sorokhtin, O.G. (Editor) 1979. *Geophysics of the USSR, Vol. 2 Geodynamics*. Nauka, Moscow, 477 pp. (in Russian).
- Spakman, W., 1986. Subduction beneath Europe and its connection with the Mesozoic Tethys. *Geol. Mijnbouw*, 65: 245-253.
- Taylor, S.R. and McLennan, S.H., 1985. *Continental Crust: its Composition and Evolution*. Blackwell, Oxford.
- Trifonov, V.G., 1987. Neotectonics and tectonic stratification. *Geotektonika*, 1987 (1), 25-25 (in Russian).
- Ussami, N., Karner, G.D. and Bird, P., 1986. A crustal detachment during South Atlantic rifting and formation of the Tucano-Gabon basin system. *Nature*, 322: 429-432.
- Vilotte, J.P., Daignieres, M. and Madariaga, R., 1982. Numerical modeling of intraplate deformation: simple mechanical models of continental collision. *J. Geophys. Res.*, 87: 709-723.
- Vink, G.E., Morgan, W.J. and Zhao, W.L., 1984. Preferential rifting of continents: a source of displaced terranes. *J. Geophys. Res.*, 89: 10,072-10,076.
- Wernicke, B., 1981. Low-angle normal faults in the Basin and Range province — nappe tectonics in an extensional tectonic regime. *Nature*, 291: 245-248.
- Wernicke, B., 1985. Uniform sense normal slip along the continental lithosphere. *Can. J. Earth Sci.*, 22: 119-125.
- Wiens, D.A. and Stein, S., 1983. Variation of seismicity in intraplate seismicity and implications for lithosphere evolution. *J. Geophys. Res.*, 88: 2485-2493.
- Ziegler, P.A., 1982. Faulting and graben formation in Western Europe. *Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. A*, 305: 113-143.
- Zonenshain, L.P., 1986. Methods of tectonic plates and formation of fold belts. In: *Dynamics of the Evolution of the Lithosphere*. Nauka, Moscow, pp. 102-107 (in Russian).
- Zonenshain, L.P. and Savostin, I.V., 1987. Introduction to Geodynamics. *Nauka, Moscow*, 110 pp. (in Russian).

# KARKHEH (İRAN) BARAJ YERİ VE GÖL ALANININ DEPREM RISK ANALİZİ

## THE EARTHQUAKE RISK ANALYSIS OF KARKHEH (İRAN) DAM SITE AND LAKE AREA

Fethi Ahmet YUKSEL, I. Ü., Mühendislik Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği  
Bölümü, Uygulamalı Jeofizik Anabilim Dalı

Adel KHALILI, I. Ü., Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği  
Bölümü, Uygulamalı Jeoloji Anabilim Dalı

**ABSTRACT:** A dam has been planned to build on Karkheh (Iran) river which is located at Zagros folded belt, near south of Zagros suture belt, in order to flood control, energy production and irrigation.

In this study, we are investigated seismic risk of the dam area and vicinity ( $46^{\circ}.00-50^{\circ}.00$ ) E and ( $30^{\circ}.50-34^{\circ}.50$ ) N by using instrumental earthquake data in a period of 1900-1990. Fisher-Tippett Type-I (Gumbel) and Type-III (Weibull) statistical method are employed.

If a 100 years period is accepted as a economic structural life for the dam, the expected maximum magnitude would be  $M=7.14$  for the study area. According to Gumbel method, the probability of occurrence of an  $M=7.14$  earthquake, would be 63.13% for the mentioned period. According to the result of Weibull method, earthquakes with magnitude of  $M \geq 5.0$  would have over 58.8% -which means very high risk-occurrence probability for 2 years or higher.

By deterministic approach, maximum ground acceleration (a) and the largest regional earthquake coefficient are calculated as  $464.83 \text{ cm/sn}^2$  and 0.474 respectively by using three different equations.

**ÖZ:** Zagros kenet kuşağının G inde, Kıvrımlı zagros bölgesinde yer alan Karkheh nehri üzerinde, taşkın kontrolü, enerji üretimi ve sulama amaçlı bir barajın yapılması planlanmaktadır.

Bu çalışmada; yapılması düşünülen barajın inşaat alanı ve çevresinin, ( $46^{\circ}.00'-50^{\circ}.00'$ ) D boyları ve ( $30^{\circ}.50'-34^{\circ}.50'$ ) K enlemleri arasında, 1900-1990 zaman aralığında oluşmuş depremlerden yararlanılarak bölgenin deprem risk analizi için Fisher-Tippett Tip-I (Gumbel) ve Tip-III (Weibull) olasılık dağılım yöntemleri uygulanmıştır.

İnceleme bölgesinde yapı ekonomik ömrünün 100 yıl olması durumunda beklenebilecek en büyük magnitüd  $M=7.14$  dür. Gumbel yöntemine göre, bölgede oluşmuş  $M=7.14$  magnitüdü bir depremin meydana gelme olasılığı, 100 yıllık yapı ekonomik ömrü için, %63.13 dür. Weibull yönteminin sonuçlarına göre, Magnitüdü  $M \geq 5.0$  olan depremler 2 yıl ve 2 yılın üzerindeki zaman süreleri için %58 in üzerindeki olasılık ile yüksek deprem riski gösterirler.

Baraj yeri ve çevresi için deterministik yaklaşımla üç farklı azalım bağıntısı kullanılarak bölgenin maksimum yer ivmesi  $a=464.83 \text{ cm/sn}^2$  ve maksimum ivmenin deprem, bölge katsayısı  $C_0=0.474$  olarak hesaplanmıştır.

## GİRİŞ

Risk bir tehlikeyi belirtir. Yani, deprem riski, incelenen bölgede hasar yapan depremlerin, istenilen belirli zaman aralıklarında olma olasılıklarını gösterir. Bir bölgeye ait sismik riskin bulunmasında değişik yöntemler kullanılmaktadır. Incelenecek sahada meydana gelmiş depremlerin magnitüd-frekans ilişkisi, bölge jeolojisi, sismotektonik bölgelerin belirlenmesi, bölgenin depremselliği ve zemin özellikleri sismik riskin araştırılmasında gerekli olan verilerdir.

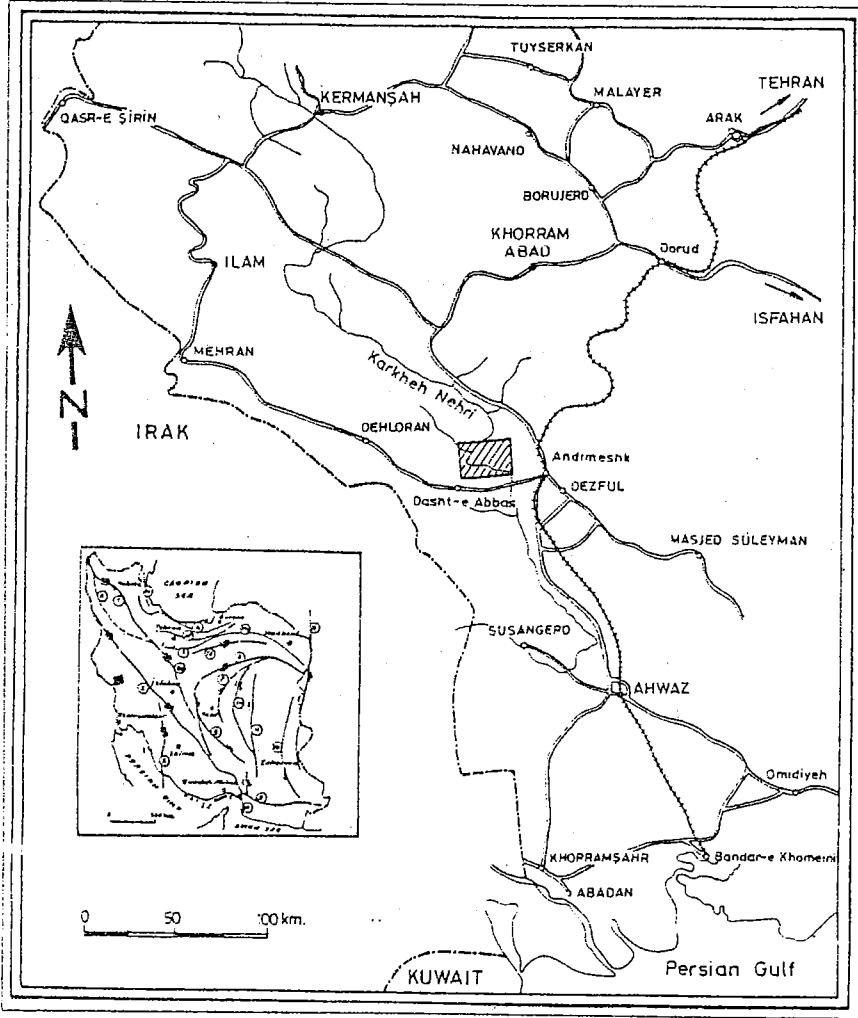
Baraj gibi önemli yapıların proje aşamasında ayrıca daha duyarlı risk hesapları yapılmalıdır. Bu amaçla, İran'ın GB sında Khuzistan ili sınırları içinde Endimeshk ilçesinin yaklaşık 30 km KB sında, (48° 07' - 48° 30') D boylamları ile (32° 18' - 32° 38') K enlemleri arasında yer alan ve siltasyon ömrü yaklaşık 150 yıl olan, taşkın kontrolü, enerji üretimi ve sulama amaçlı yapılacak olan Karkheh barajı göl alanının deprem tehlikesi araştırılmıştır (Şekil 1).

Karkheh Baraj yeri ve çevresinin deprem etkinliği, jeolojisi, tektoniği ve sismotektoniği Benisadr (1969), Canitez (1969), Falkon (1969), Nowroozi (1971), Ambraseys ve Moifar (1973), Berberian (1973 ve 1976), Berberian ve Tchalenko (1975), Berberian ve King (1981), Eyidoğan (1983), Keypour (1992), Khalili ve Kükse! (1993) gibi bir çok araştırmacı tarafından incelenmiştir.

Bu çalışmada; sismik risk analizi için Fisher-Tippett Tip-I (Gumbel) ve Tip-III (Weibull) uç değer olasılık dağılımları kullanılarak baraj yerinde beklenen en büyük depremlerin sismik risk değerleri hesaplanmış ve ayrıca farklı uç ayrı yaklaşımla zemin ivme (a) değerleri hesaplanmıştır.

## BÖLGESEL JEOLOJİ VE SISMOTEKTONİK

Zagros Kenet Kusağı, Arap ve İran levhalarının çarpıştığı, Alp Himalaya Orojenik kusağı üzerinde yer alır. Karkheh nehir havzasını içine alan Zagros sıradağlarını; Zagros bindirme zonu ve Kıvrımlı Zagros bölgesi oluşturmaktadır.



Sekil 1. Inceleme alanının yer bulduru haritası.

Zagros bindirme zonu: Zagrosun en yüksek kesimlerini meydana getiren ve yüksek Zagros adını alan bu zonundaki Mesozoyik yaşlı birimler GB ya doğru itilmiştir. Bu zon Falcon ve Stocklin (1968)'e göre Arabistan kıtasının İran platformu altına dalması ile gelişmiştir. Bu bindirme zonu bir birine paralel ve yer yer de üst üste gelen iki ana fay seklindedir.



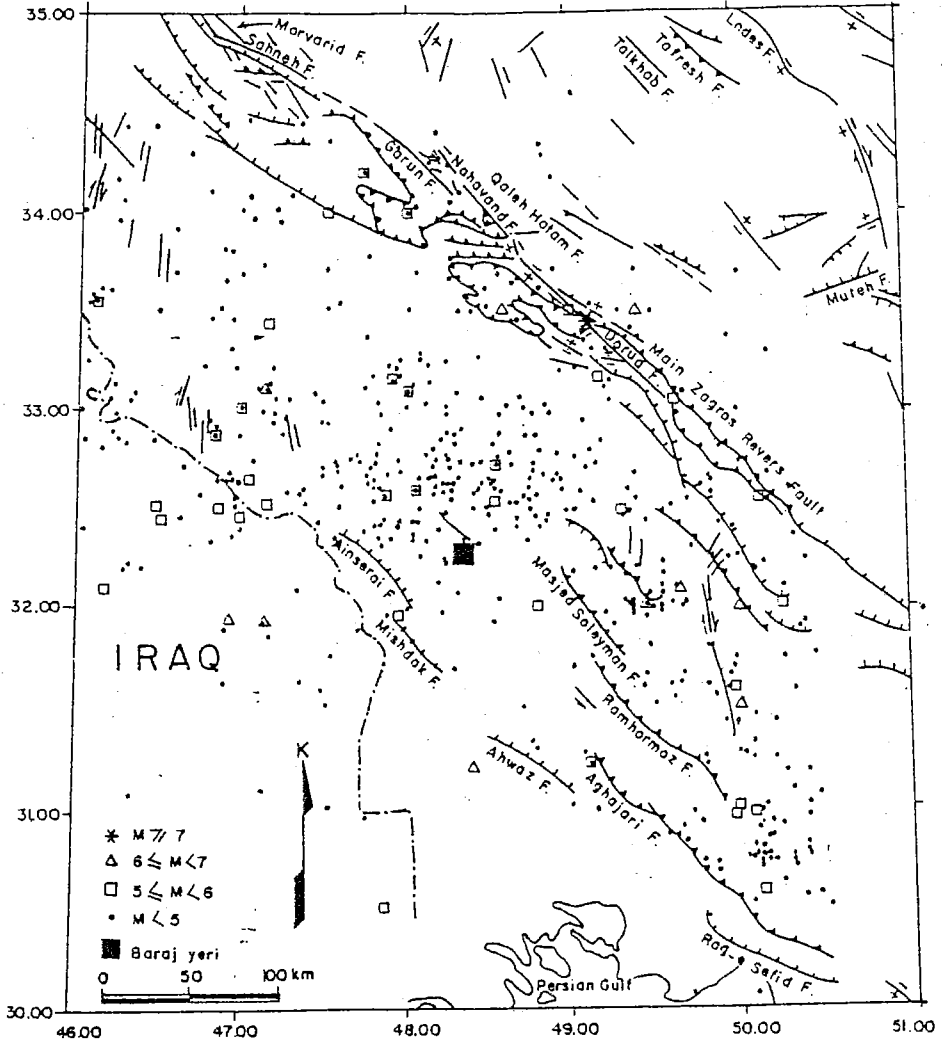
Kıvrımlı Zagros bölgesi ise İran'ın GB sında; çok basit bir jeolojik yapıya sahip olmakla beraber bir dizi KB-GD gidişli antiklinal yapıları sunmaktadır. Alp orojenezinin sonlarına doğru kıvrımlanan bu zonu 10,000 m den fazla bir kalınlıkla, karbonatlarla marnlar oluşturmaktadır.

Baraj yeri ve rezervuar alanındaki en yaşlı birim Tersiyer sisteminin Alt Miyosen yaşlı Gachsaran formasyonudur. Bu birim üzerine Üst Miyosen-Pliyosen yaşlı Aghajari formasyonu konkordan olarak gelmiştir. Önceki araştırmalarda Aghajari formasyonunun Lahbari üyesi olarak değerlendirilen Lahbari formasyonu ise inceleme alanında olduğu gibi inceleme alanı dışında da hemen her yerde Aghajari formasyonu ile tedrici geçişlidir. İnceleme alanında yaygın mostra veren Pliyosen - Pleyistosen yaşlı Bakhtiyari formasyonu Lahbari formasyonu üzerinde diskordanslıdır. Bölgede, bu birimler dışında nehir taraçaları, alüvyon birikintileri ve yamaç molozları gibi genç kuvaterner çökelleri Lahbari formasyonu ve/veya Bahtiyari formasyonu üzerine uyumsuz olarak gelmiştir (Khalili, 1993).

Baraj yeri ve göl alanı Kıvrımlı Zagros Kuşağının GB sında bulunmaktadır. Bu kuşağın K inde, sismik olarak en aktif bölge olan Zagros fay zonu yer almaktadır. Bölgenin ve İran'ın en büyük fay zonu özelliğine sahip olan Zagros itilmesi veya bindirmesi KB-GD doğrultusunda Minab'dan Merivan'a kadar 1350 km uzunluğunda olup, genelde yüksek açılı, ters fay şeklinde olmasına rağmen yer yer düşey bir fay niteliği taşımaktadır. Zagros itilmesi veya bindirmesi olarak da adlandırılan fay KB-GD doğrultusu ile bir çok faydan oluşan fay demeti şeklindedir. K blokunun G bloku üzerine bindirmesini sağlayan fay demeti aynı zamanda sağ yönlü doğrultu atımlı fay özelliğine de sahiptir (Nabavi, 1976).

Bölgenin literatüre geçmiş önemli ve etkin fayları KD dan GB ya sırasıyla; Zagros ve Zagros Ana Güncel Fay demeti (ZAGF; Dorud, Qaleh Hatam, Nahavand, Garun, Sahneh, Morvarid fayı) ile Masjed Soleyman, Ram Hormoz, Aghajari, Ainserai, Mishdak ve Ahwaz faylarıdır (Sekil 2).

Zagros Ana Güncel Fayı Orta İran'ın GB kısmı ve Zagros kıvrım Kuşağının KD sında bulunmaktadır. Kuvaterner yaşlı olan bu fay



Şekil 2 - İnceleme alanının sismotektonik haritası  
(Barberian (1976) dan yararlanılmıştır)

kusayı irili ufaklı bir çok fay parçası halindedir. Bu fay genelde yanal atımlı sağ yönlü en echolen (basamaklı) bir fay demeti seklindedir. GD dan KB ya doğru bu zon boyunca gözlenen faylar ve depremler aşağıda kısaca özetlenmiştir.

Dorud fayı ZAGF nin bir parçasıdır. 23 Ocak 1909 da magnitüdü M=7.4 olan Silakhor yıkıcı depremiyle yeniden aktif hale geçen bu fay, K315° doğrultuda düz bir çizgisellik sunar. Uzunluğu, yaklaşık 100 km kadar olan fayın izi GD da bir çok nehre yataklık eder. Ayrıca, Gahr nehri üzerinde bulunan Irene gölü, 1889 dan önce meydana gelen büyük bir depremle oluşan heyalanan nehri tıkamasıyla oluşmuştur. Dorud fayında düşey yer değiştirmeler 1 m ile birkaç m arasında değişmektedir.

Dorud fayı KB da Borujerd yakınlarında izlenemez. Ancak, K350° gidisli başka bir fay kırığı izlenir. Daleh Hatem fayı olarak tanımlanan bu fay yaklaşık K-S gidislidir. Fayın D blokunda en az 10 m yerdeğiştirme gözlenir. 1909 Silakhor depreminden sonra, Dorud'un GD sında ZAGF üzerinde, magnitüdü 5 den büyük 1958 ve 1963 de oluşan iki deprem Dorud fayının aktivitesinin devam ettiğini gösterir (Berberian, 1976).

ZAGF nin diğer bir parçası olan Nahavand fayı, K320° doğrultusunda Burujerdin K Sından baslar ve Bushah yönünde uzanır. Fayın toplam uzunluğu, yaklaşık 55 km dir. Doğrultusu Dorud fayının doğrultusuyla K315° hemen hemen aynıdır. Fakat, fay izi KD ya doğru yaklaşık 3 km yerdeğiştirir. Dorud fayı ile Nahavand fayını Daleh Hatem fayı bir birinden ayırmaktadır.

ZAGF nin bir parçası olan Garun fayı da doğru Nahavand fayına paralel olarak, yaklaşık 10 km uzunluğundadır. Gilabad ve Kirdian civarında alüvyon vadileri boyunca fay gidisinde çatlaklanmalar görülür. 16 Ağustos 1958 Nahavand depreminde bu kesim yeniden aktif hale geçmiştir. Gilabad parçası K305° doğrultusunda olup, Nahavand ve Garun fayları arasında bulunur.

Aghajari fayı Zagros Ana Kıvrım Kusayının K inde bir bindirme fayıdır. KB-GD gidisli olan fayın uzunluğu yaklaşık 150 km dir (I.O.O.C, 1972).

1909 Dorud (Silakhor) depreminin magnitüdü 7.4 ve can kaybı ise 5000-6000 arasındadır. Bu depremde 130 köy hasar görmüş ve en

az 3000 km<sup>2</sup> lik bir alan harabeye çevirilmistir. Yaklasik 40 km uzunluğunda bir fay kırığı oluşturan depremin artçı sokları altı ay devam etmiştir. Bu deprem aynı zamanda topografyada önemli morfolojik değişimlere de neden olmuştur. Bu depremle ilgili Tchalenko ve Braud (1974), Gidon v.d. (1974) ve Shtelling (1910) önemli çalışmalar yapmıştır.

1958 Garun Depremi ve deprem fayı; Borujerd ve Nahavand'ın KB sında yer alan Garun Kuvaterner fayının 16.08.1958 Nahavand (Firuzabad) depremi esnasında yeniden aktif hale geçmesi sonucu oluşmuştur.

Inceleme bölgesinin kırıkları ile deprem dış merkez dağılımları arasındaki ilişki Şekil 2 de gösterilmiştir. Şekilden de görüldüğü gibi, fay segmentleri ile deprem episantırları arasında büyük bir uyumluluk ilk bakışta göze çarpmaktadır. Fakat, baraj yeri ve göl alanının hemen K-KD ve KB sında önemli fay segmentlerinin gözlenmemesine rağmen, oldukça yoğun deprem episantırlarının kümelenmesi dikkati çekmektedir. Oysa, deprem episantır kümelenmelerinin, genellikle, baraj kırık ve fay zonları etrafında yoğunlaşmakta olduğu bilinmektedir.

Zagros çöküntü havzasının K sınırını oluşturan ve deprem episantırlarının kümelenmediği bu bölgede oldukça kalın bir köşel istifinin varlığı bilinmektedir. Bu kalın istifden dolayı bölgede olası kırıklar muhtemelen yüzeylenememiştir ve/veya olası kırıkların önemli yüzey etkileri olmadığından, bölgede yanal ve düşey olarak sık değişen benzer litolojilerin varlığı ile hızlı aşınmanın etkisi, yerel kırık belirtilerinin tamamen kaybolmasına neden olmuştur.

### RISK ANALIZI

Baraj alanının risk analizi için, 1900-1990 yılları arasında meydana gelmiş, magnitüdü  $M_s \geq 4.2$  olan depremlere Fisher-Tippett Tip-I (Gumbel) ve magnitüdü  $M_s \geq 5.0$  olan depremlere ise Fisher-Tippett Tip-III (Weibull), olasılık dağılım yöntemleri uygulanmıştır.

## A) Fisher-Tippett Tip-I (Gumbel) Yöntemi ile Risk Analizi

Yöntem, her yılda meydana gelmiş en büyük magnitüdü depremi dikkate alır. Hiç deprem kaydı bulunmayan yıllarda ise, alt sınır olarak kabul edilen bir magnitüd değeri kullanılır (Lomnitz, 1966; Cornell, 1968 ve Oliveria, 1974, 1975). Bu çalışmada magnitüd alt sınırı olarak  $M_s=4.2$  alınmıştır (Tablo 1).

Tablo 1. 1900-1990 sürecinde oluşan depremlerin yıllara göre en büyük magnitüdüleri.

YIL	$M_{max}$	YIL	$M_{max}$	YIL	$M_{max}$
1900	6.0	1948	5.4	1972	5.1
1908	4.8	1951	6.3	1973	4.6
1909	7.4	1952	4.8	1974	4.4
1917	4.8	1953	4.9	1976	5.6
1920	4.8	1955	6.0	1977	5.0
1922	4.8	1956	4.8	1978	6.1
1927	5.6	1957	4.9	1979	5.1
1929	6.0	1958	5.6	1980	5.8
1930	4.5	1960	5.8	1981	4.4
1931	4.8	1961	4.5	1982	5.7
1932	5.4	1962	5.5	1983	4.6
1935	5.1	1963	5.4	1984	4.8
1936	4.8	1964	4.9	1985	5.0
1938	5.5	1965	4.8	1986	4.5
1939	5.7	1966	4.6	1987	4.6
1940	5.4	1968	4.6	1988	5.7
1941	5.5	1969	4.5	1989	4.4
1945	4.6	1970	4.4	1990	4.7

İnceleme bölgesinde oluşan depremlerin magnitüdülerinin en büyük değerlerinin tekrarlama sayıları Poisson olasılık dağılımı ile hesaplanmaktadır. Bu dağılımın fonksiyonu exponansiyel olarak Gumbel (1958) tarafından aşağıdaki gibi verilmiştir.

$$G(M) = \exp\{-\alpha e^{-\beta M}\} \quad (1)$$

burada,  $\alpha$  ve  $\beta$  katsayıları bölgenin sismisitesine bağlı ilişki katsayıları ve  $M$  ise magnitüddür. Gumbel bağıntısı Gutenberg-Richter (1942) tarafından geliştirilen aşağıdaki magnitüd-frekans bağıntısı ile çok yakından ilişkilidir.

$$\text{Log}N = a - bM \quad (2)$$

Bu ilişkiler aşağıdaki gibi kısaca özetlenmiştir.

$$N = \alpha e^{-\beta M} \quad (3)$$

$$G(M) = \exp(-N) \quad (4)$$

$$N = -\text{Ln}G(M) \quad (5)$$

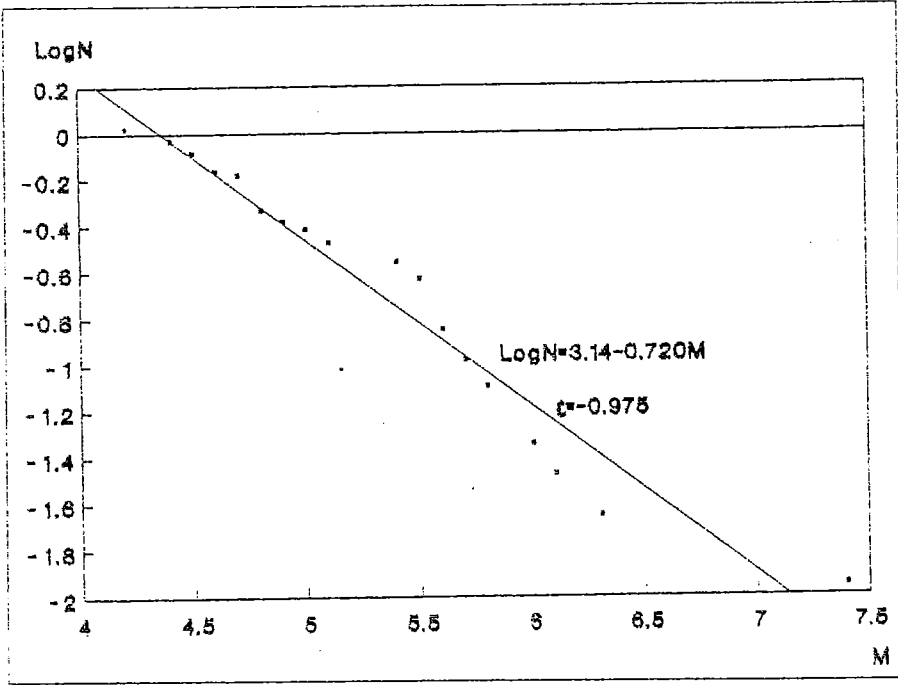
$$a = \text{Log} \alpha \quad (6)$$

$$b = \beta \text{Log} e \quad (7)$$

Gumbel dağılım fonksiyonunun katsayılarını bulmak için, yıllık maksimum deprem magnitüdüleri  $n$  adet yıl için küçükten büyüğe doğru dizilir ve her bir  $j$ 'inci magnitüde  $j/(n+1)$  olasılık derecesi verilir (Tablo 2). Denklem (5) yardımıyla her magnitüd için  $N$  değerinin  $\text{Log}N$  değeri hesaplanır. En Küçük Kareler yöntemiyle  $M-\text{Log}N$  eğrisinden bir doğru geçirilir (Şekil 3). Bu doğruya ait  $a=3.14$  ve  $b=-0.720$  regresyon katsayıları yardımıyla denklem (6) ve (7) den Gumbel regresyon katsayıları  $\alpha=1380.38$  ve  $\beta=1.6579$  olarak bulunmuştur.

Tablo 2. 1900-1990 sürecinde meydana gelen depremlerin Gumbel yıllık maksimum dağılımı hesapları. Deprem bulunmayan yıllar için  $M_{\max}=4.2$  alınmıştır.

M	j	f=j/(n+1)	G(M)	N=-LnG	LogN
4.2	32	0.35165	0.35165	1.04512	0.01917
4.4	4	0.04396	0.39560	0.92734	-0.03276
4.5	4	0.04396	0.43956	0.82198	-0.08514
4.6	6	0.06593	0.50549	0.68222	-0.16608
4.7	1	0.01099	0.51648	0.66071	-0.17999
4.8	10	0.10989	0.62637	0.46781	-0.32993
4.9	3	0.03297	0.65934	0.41651	-0.38037
5.0	2	0.02198	0.68132	0.38373	-0.41598
5.1	3	0.03297	0.71429	0.33647	-0.47305
5.4	4	0.04396	0.75824	0.27675	-0.55791
5.5	3	0.03297	0.79121	0.23419	-0.63043
5.6	7	0.07692	0.86813	0.14141	-0.84951
5.7	3	0.03297	0.90110	0.10414	-0.98238
5.8	2	0.02198	0.92308	0.08004	-1.09668
6.0	3	0.03297	0.95604	0.04495	-1.34726
6.1	1	0.01099	0.96703	0.03352	-1.45466
6.3	1	0.01099	0.97802	0.02222	-1.65319
7.4	1	0.01099	0.98901	0.01105	-1.95664



Sekil 3. Gumbel uç değer dağılımı için Magnitüd-LogN ilişki grafiği.

Baraj yeri ve çevresine ait Yıllık Ortalama Magnitüd ( $M_0$ ) değeri aşağıda verilen bağintıyla hesaplanmıştır.

$$M_0 = M_{\min} + 1/B \quad (8)$$

inceleme alanı için yıllık ortalama magnitüd (8) bağintısından  $N = 4.3$  olarak bulunmuştur. Bu bağintıda  $M_{\min} = 4.2$  alınmıştır.

Yıllık maksimum magnitüden inceleme bölgesinde en sık meydana gelen  $\bar{M}_{\max}$  değerine "Modal Maksima" denir ve bu belli bir geçmiŝe ait zaman aralığında en sık oluŝmus bir depremin büyüklüğüdür. Aşağıdaki gibi tanımlanır.

$$\bar{M}_{\max} = L \alpha / B \quad (9)$$

inceleme bölgesinde en sık yinelenen, daha doğrusu yinelenme

sayısı  $T=1$  yılı olan yıllık maksimum deprem magnitudü (9) bağıntısına göre  $\bar{M}_{max}=4.36$  olur.

1900-1990 yılları için regresyon katsayıları  $a$  ve  $b$ , ilişki katsayısı  $c$  ve Gumbel regresyon katsayıları  $\alpha$  ve  $\beta$ ; ortalama magnitud  $M_0$  ve Modal magnitud  $\bar{M}_{max}$  değerleri Tablo 3 de özetlenmiştir.

Tablo 3. Gumbel risk analizi için regresyon parametreleri.

PARAMETRE	DEGERLER
T	90
c	-0.975
a	3.14
b	-0.720
$\alpha$	1380.38
$\beta$	1.6579
$M_0$	4.3
$\bar{M}_{max}$	4.36

İnceleme bölgesinde  $T_r=90$  yıllık zaman içinde meydana gelebilecek en büyük magnitud için.

$$\text{Log}N=a-bM+\text{Log}T_r \quad (10)$$

bağıntısında  $N$  yerine 1 konulduğunda  $M_{max}$  değerini veren aşağıdaki bağıntı geliştirilir.

$$M_{max}=(a+\text{Log}T_r)/b \quad (11)$$

(11) bağıntısında  $a=3.14$ ,  $b=0.72$  ve  $T_r=90$  yıl için  $M_{max}=7.1$  bulunur. Magnitudü  $M=7.1$  ve daha büyük depremlerin yinelenme periyodu  $T=1/N$  bağıntısıyla bulunur. Bu bağıntıda verilen  $N$  parametresi aşağıdaki bağıntı yardımıyla hesaplanır.

$$\text{Log}N=3.14-0.72M \quad (12)$$



Bu bağıntıdan bulunan  $N=0.0107$  dan yararlanılarak  $M=7.1$  için yinelenme periyodu  $T=94$  yıl bulunur.

Yapı ömrünün  $D=50$  veya  $100$  yıl olması durumunda, Gutenberg-Richter bağıntısında aşağıdaki gibi bir düzeltme yapılır.

$$\log N = a - bM + \log(D/T) \quad (13)$$

Bu bağıntıda  $T=1$  alınır ve  $a=3.14$  ve  $b=0.72$  değerleri yerlerine konulduğunda: yapı ömrünün  $D=50$  yıl olması durumunda beklenebilecek en büyük magnitüd  $M_{max}=6.72$  ve  $D=100$  yıl olması halinde ise  $M_{max}=7.14$  bulunur. Yapı ömrü  $D$  yıl olarak kabul edilirse, bu süre içinde beklenebilecek magnitüdlere olasılıkları  $R_D$  için aşağıdaki bağıntılardan yararlanılır.

$$R_D = 1.0 - \exp\{-\alpha D e^{-bM}\} \quad (14)$$

$$R_D = 1.0 - \exp\{-DN\} \quad (15)$$

Baraj yeri ve göl alanının çevresinde oluşan  $M=7.14$  magnitüdü depremin meydana gelme olasılığı herhangi bir yıl için  $R_1 = \% 0.99$ , 50 yıllık yapı ömrü için  $R_{50} = \% 39.28$  ve 100 yıllık yapı ömrü için  $R_{100} = \% 63.13$  dir. Ayrıca, bu bağıntılar yardımıyla belirli magnitüdlere için  $R_1$ ,  $R_{25}$ ,  $R_{50}$ ,  $R_{100}$  risk değerleri Tablo 4 de verilmistir.

Tablo 4. Gumbel deprem risk analizi sonuçları.

M	G(M)	R	T <sub>r</sub>	N	RISK (%)		
					Periyod (Yıl)		
					25	50	100
4.2	0.2709	0.7291	1.37	1.306	100.00	100.00	100.00
4.4	0.3916	0.6084	1.64	0.938	100.00	100.00	100.00
4.5	0.4519	0.5481	1.82	0.794	100.00	100.00	100.00
4.6	0.5102	0.4898	2.04	0.673	100.00	100.00	100.00
4.7	0.5654	0.4346	2.30	0.570	100.00	100.00	100.00
4.8	0.6169	0.3831	2.61	0.483	100.00	100.00	100.00
4.9	0.6641	0.3359	2.98	0.409	100.00	100.00	100.00
5.0	0.7070	0.2930	3.41	0.347	99.98	100.00	100.00
5.1	0.7455	0.2545	3.93	0.294	99.94	100.00	100.00
5.4	0.8364	0.1636	6.11	0.179	98.85	99.99	100.00
5.5	0.8595	0.1405	7.12	0.151	97.73	99.95	100.00
5.6	0.8796	0.1204	8.31	0.128	95.95	99.84	100.00
5.7	0.8971	0.1029	9.71	0.109	93.39	99.56	100.00
5.8	0.9121	0.0879	11.37	0.092	89.99	99.00	99.99
6.0	0.9361	0.0639	15.64	0.066	80.83	96.32	99.86
6.1	0.9456	0.0544	18.37	0.056	75.33	93.91	99.63
6.3	0.9606	0.0394	25.39	0.040	63.38	86.59	98.20
7.4	0.9935	0.0090	154.67	0.006	14.97	27.70	47.72

## B) Fisher-Tippett Tip-III (Weibull) Yöntemi ile Risk Analizi

Büyük mühendislik yapılarının projelendirilmesinde deprem hasarının göz önüne alınması kaçınılmazdır. Deprem gibi bir doğa olayını modelize etmek için, zamanın bir fonksiyonu olan Weibull dağılımı çeşitli yazarlar tarafından kullanılmıştır (Chou v.d., 1973; Chou, 1974; Chou ve Fischer, 1975).

Karkheh baraj yeri ve çevresine ait 1900-1990 arası aletsel dönem magnitudü  $M_s \geq 5.0$  olan deprem verilerine Weibull uc değer olasılık yöntemi uygulanarak, bu süreç için, bölgeye ait risk hesapları yapılmıştır. Bu yöntem, deprem oluşları arasında geçen  $t_i$  zaman aralıklarını dikkate alır. Weibull yoğunluk fonksiyonu aşağıdaki gibidir (Hagiwara, 1974).

$$f_T(t) = \mu \gamma t^{\gamma-1} e^{-\mu t^\gamma}; \quad \mu, \gamma > 0 \quad (16)$$

Weibull dağılım fonksiyonu ise,

$$F_T(t) = 1 - e^{-\mu t^\gamma}; \quad \mu, \gamma > 0 \quad (17)$$

şeklinde verilir. (16) ve (17) bağıntılarında  $\mu$ , ölçek parametresi ve  $\gamma$  ise şekil parametresidir.

Tehlike oranı (Hazard Rate) fonksiyonu (16) ve (17) bağıntılarından yararlanılarak aşağıdaki gibi verilir.

$$h_T(t) = \mu \gamma t^{\gamma-1} \quad (18)$$

Aşağıdaki şartlara göre, şekil parametresinin ( $\gamma$ ) değişimiyle, tehlike oranı ( $h_T$ ) zamanla artar veya azalır.

$\gamma > 1$  ise  $h_T(t)$  zamanla artar,

$\gamma < 1$  ise  $h_T(t)$  zamanla azalır.

Eğer  $\gamma = 1$  ise  $h_T(t)$  sabit bir değer alır ve bu da Poisson dağılımını verir.

Weibull dağılımının belirlenmesi için grafik yöntem kullanılması halinde dönüşümü veren değişken aşağıdaki gibi tanımlanır.

$$G = \ln(\mu T^\gamma) \quad (19)$$

Benzerlik (19) parametresiyle dağılım fonksiyonu aşağıdaki gibi olur.

$$F_g(G) = 1 - e^{-\beta} \quad (20)$$

$t_1$ , ikinci zaman aralığı olmak üzere bu bağıntı aşağıdaki gibi doğrusal hale getirilir.

$$G_1 = \ln u + \gamma \ln t_1 \quad (21)$$

Bu bağıntıdan  $u$  ve  $\gamma$  değerleri EKKY ile belirlenir. E oranabilirlik (Reliability) fonksiyonu (20) bağıntısından yararlanarak aşağıdaki gibi yazılır.

$$R = 1 - F_g(G) \quad (22)$$

(20), (21) ve (22) bağıntıları incelendiğinde  $G_1$  aşağıdaki gibi tanımlanır.

$$G_1 = \ln \ln(1/R) \quad (23)$$

$u$  ve  $\gamma$  parametrelerinden yararlanarak risk bağıntısı aşağıdaki gibi yazılır.

$$P = 1 - e^{-\beta t^\gamma} \quad (24)$$

(23) bağıntısı, yinelenme periyodu ( $r$ ); yaşam periyodu (design period) ( $D$ ) ve  $B = r/D$  boyutsuz parametreleri kullanılarak yeniden aşağıdaki gibi yazılır.

$$P=1-e^{-\left(\frac{t}{T}\right)^r} \quad (25)$$

Burada yineleme periyodu aşağıdaki gibi  $\mu$  ve  $\gamma$  parametreleri cinsinden ifade edilir.

$$r=\left(\frac{1}{\mu}\right)^{\frac{1}{\gamma}} \quad (26)$$

Inceleme bölgesinin depremlerine yöntemin uygulanması için 90 yıllık süreçte meydana gelmiş magnitüdü  $M_s \geq 5.0$  olan depremlerin oluş yılları arasındaki geçen zamanlar belirlenir (Tablo 5).

Tablo 5. Inceleme bölgesinde 1900-1990 yılları arasında meydana gelen magnitüdü  $M_s \geq 5.0$  olan depremler.

NO	TARİH	ENLEM	BOYLAM	DERİNLİK	MAGNİTÜD
1	1900	31.85	47.16	0	5.0
2	1909	33.41	49.13	33	7.4
3	1927	32.53	47.38	0	5.6
4	1929	32.08	49.48	0	6.0
5	1932	34.00	48.00	0	5.4
6	1932	33.00	47.00	0	5.4
7	1935	31.98	47.87	33	5.1
8	1938	32.40	47.00	0	5.5
9	1939	31.00	50.00	0	5.4
10	1939	32.40	46.52	0	5.7
11	1940	33.50	46.50	0	5.4
12	1948	31.21	49.12	33	5.4
13	1951	32.00	50.00	0	6.3
14	1955	33.50	48.70	33	6.0
15	1955	33.50	48.70	33	5.6
16	1958	34.20	47.70	33	5.5
17	1958	34.00	47.50	0	5.4
18	1958	34.30	48.17	33	6.6
19	1958	34.00	48.00	0	5.1
20	1960	32.00	50.25	0	5.8
21	1962	32.00	48.80	52	5.5
22	1962	33.40	47.20	33	5.0
23	1963	33.20	49.20	38	5.4
24	1972	32.87	46.33	39	5.1
25	1976	33.19	47.93	53	5.6
26	1977	33.10	48.00	49	5.0
27	1977	32.64	48.08	44	5.7
28	1978	32.14	49.65	40	6.1
29	1979	30.93	49.99	58	5.1
30	1980	32.76	48.57	42	5.8
31	1982	33.54	46.10	53	5.7
32	1985	31.65	49.95	53	5.0
33	1988	32.66	47.05	34	5.3
34	1988	30.89	50.19	33	5.7
35	1989	32.62	47.78	33	5.0

$t_1$  zaman aralığı 2 yıl seçilerek bu aralıklarda oluşan deprem sayıları (N) bulunur ve R olasılık fonksiyonları elde edilir (Tablo 6).  $\text{Ln}t_1 - \text{LnLn}(1/R)$  ilişkisinden EKKY regresyon katsayıları  $\text{Ln}\mu = -0.649$  ve  $\gamma = 0.7275$  bulunur (Şekil 4). Bu regresyon katsayıları yardımıyla  $\mu = 0.522$  ve  $\gamma = 0.728$  bulunmuştur.

$\mu$  ve  $\gamma$  değerlerinden yararlanılarak Yinelenme Periyodu (r) (26) bağıntısında yerine konularak  $r = 2.44$  yıl bulunur. r bulunduğundan sonra, çeşitli zaman süreçleri için (25) bağıntısıyla risk değerleri bulunur (Tablo 7). (Şekil 5).

Weibull dağılım yöntemiyle deprem risk analizi yapıldığında 2 yıl ve 2 yılın üzerindeki zaman süreçleri için, inceleme bölgesinde, magnitüdü  $M_s \geq 5.0$  olan depremler % 58 in üzerindeki olasılık ile yüksek deprem riski gösterirler.

Baraj gibi önemli yapılarda yıllık riskin  $R = \%5$  olması birçok araştırmacı tarafından önerilmektedir (Tezcan v.d. 1979; Yüceman, 1982). Yıllık riski  $R = \%5$  olan magnitüdün değeri ise aşağıdaki bağıntı yardımıyla bulunur.

$$M = \frac{1}{\beta} \text{Ln} \left[ \frac{\alpha}{-\text{Ln}(1-R)} \right] \quad (27)$$

Bağıntı (27) ye göre, magnitüd değeri  $M = 6.2$  olarak hesaplanmıştır.

Tablo 6. Weibull dağılımı için  $\text{Ln}t_1 - \text{LnLn}(1/R)$  ilişkisi.  $t_1$  zaman aralığı 2 yıl alınmıştır.

$t_1$	N	$\text{Ln}t_1$	$\text{LnLn}(1/R)$
0 - 2	17	0.693	-0.3670
2 - 4	11	1.386	0.5510
4 - 6	2	1.792	0.7610
6 - 8	0	2.079	0.7610
8 - 10	3	2.303	1.2600
10 - 12	0	2.485	1.2600
12 - 14	0	2.639	1.2600
14 - 16	0	2.773	1.2600
16 - 18	0	2.890	1.2600
18 - 20	1	2.996	0.000

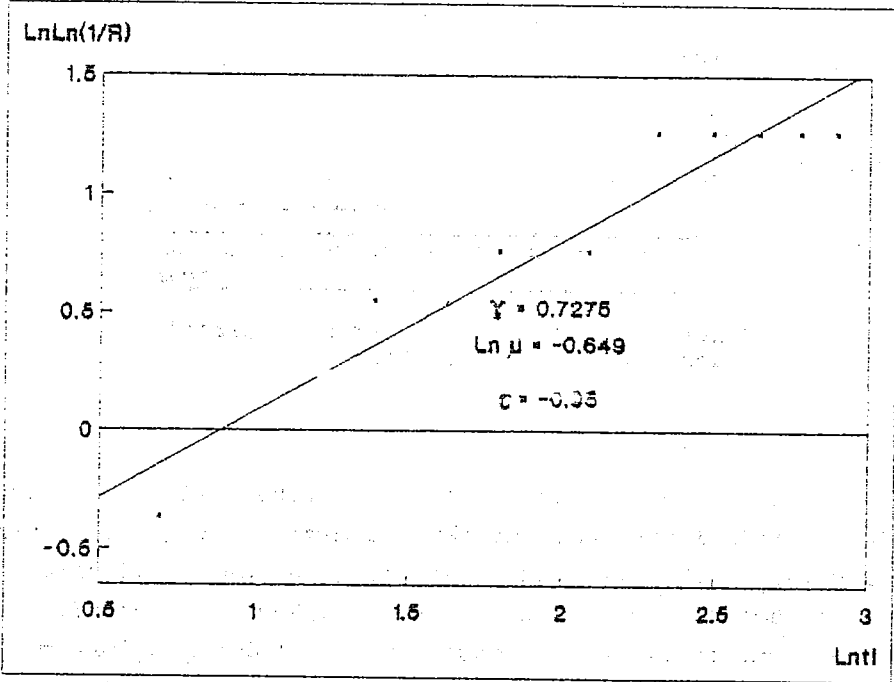
Herhangi bir magnitudün bir yıl içinde asılma olasılığı olarak tarif edilen Yıllık riski  $R_1 = \%5$  ise,  $T_d = 100$  yıllık yapı ömrü süresince, aynı magnitudün en az bir defa asılma olasılığı

$$R_a = 1 - (1 - R_1)^{T_d} \quad (28)$$

bağıntısı yardımıyla  $R_a = \%99.4$  olarak bulunmuştur. Yapı ekonomik ömrü  $T_d = 100$  yıl ve Yıllık risk  $R_1 = \%5$  olmasına göre Maksimum tekrarlama periyodu  $T_r$  ise aşağıdaki bağıntıyla bulunur.

$$T_r = \frac{-T_d}{\ln(1-R)} \quad (29)$$

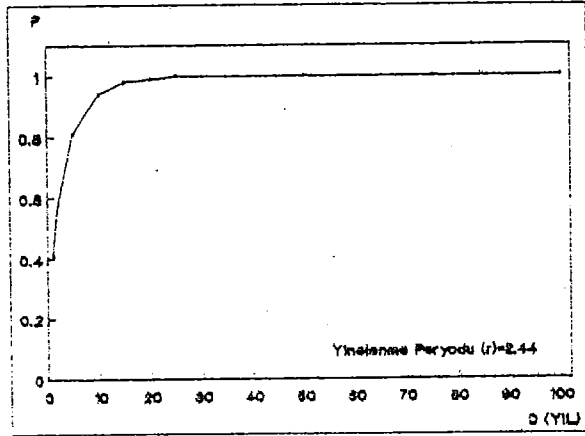
Denklem (29) dan maksimum tekrarlama periyodu  $T_r = 1950$  yıl bulunur.



Sekil 4. Weibull üç değer dağılımı için  $Lnt_1 - LnLn(1/R)$  ilişkisi grafiği.

Tablo 7. Weibull uc değer dağılımına göre depre m riski analizi.

D(Yıl)	1	2	5	10	15	25	50	100
$r/D$	2.44	1.22	0.49	0.24	0.16	0.10	0.05	0.02
P	0.41	0.58	0.81	0.94	0.98	0.99	1.0	1.0



Ŗekil 5. Risk değerlerinin cesitli zamaniara göre değisimi.

Ayrıca Baraj gibi Ŗnemli mühendislik yapılarının projelendirilmesinde maksimum zemin ivmesi tek bir Ŗl olmamakla beraber mühendislik bakımından Ŗimdilik en çok kabul gören zemin hareketi değiskenidir. Bu nedenle inaat sahasında olması beklenen, maksimum yer ivmesi, deprem tehlikesi bakımından o sahanın uygunluğunun belirlenmesinde veya diğer inaat alanlarıyla karsılaştırmasında uygun bir Ŗldr.

90 yıllık zaman aralığında baraj yerinin bulunduğu yörede plusmus en büyük magnitüdü 3 deprem nokta kaynak olarak ve Zagros Fay Zonunu cizgisel kaynak gibi düşünülerek bu depremlerin.

baraj yerinde meydana getirecekleri zemin ivme değerleri deterministik yaklaşımla aşağıdaki bağıntılar yardımıyla bulunmuştur. Baraj yerinin yakınında meydana gelen depremlerin en büyüğü  $M_w=5.8$  magnitüdüdedir. Güvenilirliği artırmak amacıyla magnitüdü 5.0 olan bir depremin proje depremi olduğu kabul edilmiş ve bu depremin baraj yerinde meydana getireceği zemin ivme değeri üç farklı yöntemle hesaplanmıştır (Tablo 3).

Tablo 3. Zemin ivmesi için kullanılan kaynak depremler.

KAYNAK	MAGNİTÜD	DERİNLİK (km)	PROJE ALANINA OLAN UZAKLIK	R
Proje depremi	5.0	25	0	25
Büyük Fay	7.4	33	150	155
A depremi	5.0	25	125	129
B depremi	5.3	25	150	163
C depremi	5.1	40	130	138

Tablo 3 de aşağıdaki depremler kullanılmıştır.

KAYNAK	YIL	ENLEM	BOYLAM	M	h(km)
Büyük Fay	1909	33.41	49.13	7.4	33
A depremi	1929	32.08	49.48	5.0	25
B depremi	1951	32.00	50.00	5.3	25
C depremi	1978	32.14	49.55	5.1	40

- (1)  $a = -2.1 + 0.81 \cdot M - 0.027 \cdot M^2$  : Gutenberg-Richter (1956)  
(2)  $a = 2000 \cdot e^{0.5M} \cdot (R+25)^{-1.5}$  : Sert zeminler için (Estava ve Rosenblueth, 1964)  
(3)  $a = 62282 \cdot e^{0.5M} \cdot (R+25)^{-2.54}$  : İran'dan elde edilen deprem verileri (Yüçemen, 1982).

Bu bağıntılarda M gözlenen en büyük magnitüdü, R iç merkez uzaklığı ve a (cm/sn<sup>2</sup>) maksimum ivmedir. iç merkez uzaklığı R aşağıdaki gibi hesaplanır.

$$R = (d^2 + h^2)^{0.5}$$

Bu bağıntıda, d (km) depremin proje alanına olan uzaklığı ve h (km) odak derinliğidir.



Zemin ivme aralıklarının üst sınırına göre aşağıdaki bağıntı yardımıyla Deprem bölge katsayıları ( $C_0$ ) hesaplanmıştır.

$$C_0 = a \cdot (g_0) / g_0 \quad g_0 = 981 \text{ cm/sn}^2$$

Elde edilen zemin ivme değerleri, zemin ivme aralıkları ve deprem bölge katsayıları Tablo 9'da verilmiştir.

Tablo 9. Zemin ivmesi ve deprem bölge katsayısı.

KAYNAK	FORMUL (1)	FORMUL (2)	FORMUL (3)	ZEMİN İVME ARALIKI	$C_0$
Proje depremi	61.38	465.93	56.53	56.5-464.93	0.474
Büyük Fay	250.3	183.49	8.35	8.1-250.3	0.255
A depremi	61.38	77.84	5.0	5.0-76.84	0.078
B depremi	85.38	71.99	3.75	3.8-85.38	0.087
C depremi	69.6	76.31	4.65	4.7-76.01	0.077

## SONUÇLAR

Son 90 yıllık sismik tarihe esas alınarak Fisher Tippett Tip-I (Gumbel) olasılık dağılım yöntemine göre olası bir siddetli depremin maksimum magnitüdü  $M_{max}=7.1$  ve bu magnitüd için yinelenme periyodu  $T=94$  yıl bulunmuştur. Bu zaman zarfında meydana gelen en büyük depremin magnitüdü ise  $M_0=7.4$  dir. Bu da meydana gelmiş deprem ile olasılıklar ilişkisinin uyumlu olduğunu göstermektedir. Bu yöntemle göre,  $M=7.4$  magnitüdü bir depremin baraj yeri ve göl alanının çevresinde meydana gelme olasılığı herhangi bir yıl için  $R_1=\%0.64$ , 50 yıllık yapı ömrü için  $R_{50}=\%27.52$  ve 100 yıllık yapı ömrü için  $R_{100}=\%47.47$  olduğu bulunmuştur.

Fisher Tippett Tip-III (Weibull) olasılık dağılımı yöntemiyle yapılan deprem risk analizinde 2 yıl ve 2 yıl üzerindeki zaman süreleri için  $M_0=5.0$  olan depremler  $\%58$  in üzerindeki olasılık ile yüksek deprem riski gösterirler. Baraj gibi büyük mühendislik yapılarında yıllık risk  $R=\%5$  olup ve magnitüd değeri  $M=6.2$  olarak hesaplanmıştır. Ayrıca, maksimum depremin yinelenme periyodu  $T_r=1950$  yıl bulunmuştur. Bu magnitüdün 1 yıl içinde aşılma

olasılığı olarak tarif edilen yıllık riski  $R_1 = 5\%$  ise  $T_d = 100$  yıllık yapı ömrü süresince aynı magnitüdü bir depremin en az bir defa aşılma olasılığı  $R_d = 99.4\%$  olarak bulunmuştur.

Karkheh baraj yeri ve göl alanı için maksimum deprem magnitüdüleri, maksimum yer ivmeleri ve deprem bölge katsayıları üç farklı yöntemle göre hesaplanmıştır. İnceleme bölgesinde yapılması düşünülen önemli yapılardan olan baraj için maksimum zemin ivmesi  $a = 464.83 \text{ cm/sn}^2$  ve  $C_0 = 0.474$  olarak hesaplanmıştır.

Önerilen maksimum zemin ivmeleri kaya cinsi zeminler içindir. Yumuşak zeminlerin yüzündeki ivmelerin belirlenmesi için zemin büyütme analizleri yapılmalıdır.

Baraj yeri ve göl alanı için sismotektonik yöre olarak Zagros Fay Zonu dikkate alınmıştır. İnceleme bölgesinin GD şunda Güney Zagros ve KB şunda Rezaiyeh (Urmiyeh) bölgelerindeki orta sıklıktaki bir depremden veya Tahran bölgesinden gelebilecek uzak orjinli bir depremin küçük ivmeli fakat yüksek periyotlu dalgaları için bölgede yapılması düşünülen baraja olan etkisi ayrıca incelenmelidir.

#### KATKI BELİRTME

Deprem verilerinin elde edilmesinde yardımcı olan B. U. Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü Müdürü Prof. Dr. A. M. Isikara'ya, Deprem Mühendisliği Bölüm Başkanı Prof. Dr. M. Erdik'e ve Yük. Müh. H. Keypour'a teşekkür ederiz. Ayrıca, haritaların çiziminde yardımcı olan F. Aksöz (Yüksek)'e teşekkür ederiz.

#### KAYNAKLAR

- Ambraseys, N. N. and Moynfar, A. (1973): The Seismicity of Iran- The Silakhar (Lurestan) Earthquake of 23rd January 1909. Ann. di Geofis., vol. 26, no. 4, p. 659-678.
- Banisadr, M., (1969): The seismicity of Iran (1900-1969). D.I.C. Thesis. Imperial Collage, London and Tech. Research Standard Bur., Plan Org., vol. 1, 1971.

- Berberian, M. (1973): A Brief Explanatory note on Preliminary Map Epicentres and Focal Depths of Iran (Based on the Tectonic Map). Geol. Surv. Iran. Seismotectonic Group, Int. Rep., no. 20. 33p.
- Berberian, M. and Tchalenko, J. S. (1975): On the Tectonics and Seismicity of the Zagros Active Folded Belt. Geodynamics of South-West Asia. Tehran Symp., 9-15 Sep., Geol. Surv. Iran (Abst.).
- Berberian, M. (1976). Contribution to the Seismotectonics of Iran (Part II). Ministry of Industry and Mines Geological Survey of Iran. Tectonic and Seismotectonic section. Geological Survey of Iran. Report no. 39. 515 page.
- Berberian, M. and King, C. P. (1981): Towards A Paleogeography and Tectonic Evolution of Iran. Canadian Jour. of Earth Sci. vol. 18. no. 2.
- Canitez, N. (1969): The Focal Mechanisms in Iran and Their Relations to Tectonics. Pure Appl. Geoph., vol. 75. no. IV. p. 76-87.
- Chou, I. H. (1974): Hazard Exposure. 5th Symposium on Earthquake Engineering. Roorkee, India.
- Chou, I. H., Zimmer, W. J. and Yao, J. T. P. (1973): Likelihood of Strong-Motion Earthquakes. CE-37 (71) NSF-145. UNM. 1971. Presented at 58th SSA Annual Meeting. Golden, Colorado.
- Chou, I. H. ve Fischer, J. A. (1975): Earthquake Hazard and Confidence. US National Conference on Earthquake Engineering.
- Cornell, C. A. (1968): Engineering Seismic Risk Analysis. Bulletin of Seismological Society of America, vol. 58. no. 5.
- Esteva, L. ve Rosenblueth, E. (1964): Spectra of Earthquakes at Moderate and Large Distances. Soc. Mex. de Ing. Seismica, Mexico 11.
- Eyidogan, H. (1983): Bitlis-Zagros Sindirme ve Kivrımlı Kusagının Sismotektonik Özellikleri. Istanbul Teknik Üniversitesi, Maden Fakültesi, Doktora Tezi. 111s. Istanbul.
- Falcon, N. L. (1969): The Geology of northeast margin of the Arabian Basement Shield. Adv. Sci., vol. 24. no. 119. p. 31-42.

- Nowroozi, A. A. (1971): Seismo-Tectonics of the Persian Plateau Eastern Turkey, Caucasus and Hindu-Kush Regions. Bull. Seism. Soc. Am., vol. 51, no. 2, p. 317-341.
- Oliveria, C. S. (1974): Seismic Risk Analysis. College of Engineering, University of California, Berkeley, Report no. EERC 74-1.
- Oliveria, C. (1975): Seismic Risk Analysis for a Site and A Metropolitan Area. EERC 75-3. Earthquake Engineering Research Center, University of California, Berkeley.
- Shtelling, E. (1910): Data on the Earthquake in Persia on the 10/23 January 1909. Comptes Rend. Comm. Sism. Perm. Acad. Imp. Sci., vol. 3, no. 3, p. 32-36, St. Petersburg.
- Tezcan, S., Acar, Y. ve Civi, A. (1979): Istanbul için Deprem Riski Analizi. Deprem Arastirma Bülteni, yıl 7, no. 25, s. 5-34.
- Yücecan, M. S. (1982): Sismik Risk Analizi. Orta Doğu Teknik Üniversitesi, yay. no: 41, 160s., Ankara.
- Tchalenko, J. S. and Braud, J. (1974): Seismicity and structure of the Zagros (Iran): The Main Recent Fault Between 32° and 35° N. Phil. Trans. Roy. Soc., London, 277 (1262), p. 1-35.
- Wilcox, R. E., Harding, T. P. and Seely, D. R. (1973): Basic Wrench Tectonics. Bull. Am. Assoc. Pet. Geol., 57, p. 74-96.

#### KATALOGLAR

- [ISC] International Seismological Center, England, (1964-1990).
- [NOAA] National Organization of Atmospheric Administration

MAFSALLI BAĞLANTI KİRİŞLİ  
BİR AÇIKLIKLI BİRLEŞİK ÇERÇEVENİN  
KAYMA RİJİTLİĞİ

Doç.Dr. Ömer Z. ALKU\*

Doç.Dr. Yıldırım ERTUTAR\*

SHEAR RIGIDITY of SINGLE SPAN COMBINED  
FRAME WITH HINGED CONNECTION BEAM

ABSTRACT

In the solution of shear-wall frame systems, it is known that walls are considered as bending and frames as shear structures. The bending rigidity of shear walls required for the solution of such systems can be readily calculated; whereas, the determination of shear rigidity of frames is not so simple as the assumptions foreseen for the solution play a significant role.

In combined frames where beams are connected rigidly to the shear wall, the connecting beam between the shear wall and the frame can not be assured under certain conditions to establish a rigid node. In the presented study, the shear rigidity of a single-span combined frame is obtained, considering that its connection to the shear wall may be hinged. For the sample combined frame, the system Differential Equation Method is solved twice for the two cases where the connection between the shear wall and the beam is constituted first as a rigid node and second by a hinged node. The results are then evaluated to compare the two cases.

ÖZET

Bilindiği gibi perde-çerçeve sistemlerinin çözüm yöntemlerinde perdeler eğilme, çerçeveler ise kayma yapısı olarak kabul edilirler. Çözüm için gerekli olan perde eğilme rijitliği kolayca hesaplanabilmekte, çerçeve

---

\* Dokuz Eylül Üniversitesi Mühendislik Fakültesi  
İnşaat Mühendisliği Bölümü Bornova-İZMİR

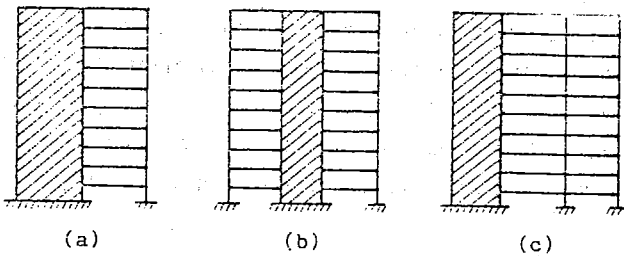
bölümlerinin kayma rijitliğinin belirlenmesi çok basit olmamakta ve hesapta yapılan kabuller önemli olmaktadır.

Kirişlerin perdeye rijit olarak bağlanmasıyla oluşan birleşik çerçevelerde, bazı durumlarda perde ile çerçeve bağlantı kirişinin rijit düğüm noktası teşkil etmesi temin edilememektedir. Bu çalışmada bir açıklıklı çerçevenin perde ile bağlantısının mafsalı olabileceği gözönüne alınarak birleşik çerçevenin kayma rijitliği elde edilmiştir. Örnek olarak alınan birleşik çerçevede, bağlantı kirişinin perdeye rijit ve mafsalı olarak bağlandığı durumlar için sistem Diferansiyel Denklem Yöntemi ile iki kez çözülmüş ve sonuçlar kıyaslanmıştır.

## 1. GİRİŞ

Yurdumuzda çok katlı betonarme binalar yaygın olarak yapılmaktadır. Deprem bölgelerinde yapılacak betonarme yüksek yapılarda yatay rijitliğin sağlanabilmesi için sisteme perdeler yerleştirilmesi genelde zorunlu olmaktadır. Perdelerin çerçevelerle birleştirilmesi ise sistemin rijitliğine önemli katkıda bulunmaktadır. Bu katkı bağlantı kirişinin oluşturduğu ortamdaki kaynaklanmaktadır.

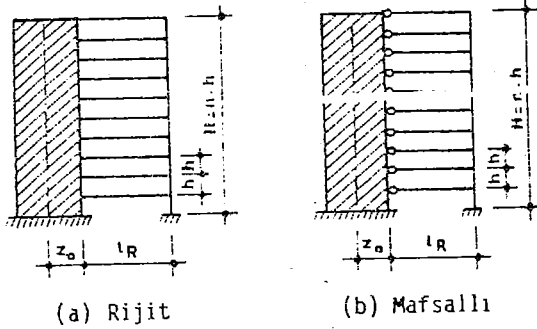
Sistemdeki çerçeve bölümünün perde düzlemi doğrultusunda perde ile birleşmesiyle oluşan sistemlere birleşik çerçeve adı verilmektedir. Şekil 1.a,b,c de bir açıklıklı, bir açıklıklı simetrik, iki açıklıklı birleşik çerçeve sistemler görülmektedir.



Şekil 1 Birleşik Çerçeve Sistemler.

Birleşik çerçevelerde genellikle bağlantı kirişinin perdeye rijit olarak bağlandığı kabul edilir. Rijit bağlantı depreme karşı yapının davranışında istenen bağlantı şeklidir. Ancak çoğu kez donatı detaylarına

özen gösterilmediğinden veya mimari ve uygulama pratiği bakımından konut ve büro olarak kullanılan işyeri tipindeki binalarda bağlantı kirişi kesitleri narin seçildiğinden, rijit tasarlandığı sanılan bağlantı kirişinin küçük deprem kuvvetleriyle dahi mafsallaştığı görülmektedir. Böylece rijit bağlantılı birleşik çerçeve modelinden, mafsallı bağlantılı birleşik çerçeve modeline geçilmiş olmaktadır (Şekil 2 a,b).



Şekil 2. Bir açıklıklı Birleşik Çerçeve Modelleri

iki model arasında rijitlik açısından önemli fark bulunmaktadır.

Projelendirme safhasında rijit olarak kabul edilen düğüm noktalarının deprem etkisi altında yukarıda açıklanan nedenlerden dolayı mafsallaşması sonucunda bina yumuşamakta ve önemli hasarlar meydana gelmektedir.

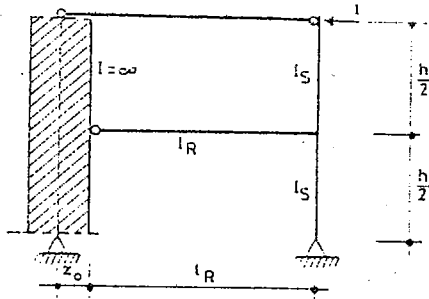
Perde ile çerçeve kirişi birleşiminin deprem etkisinde mafsallaşacağı bir ön hesaplama ile hemen görülebilir. İşte bu durumda projelendirmenin mafsallı bağlantı kirişli birleşik çerçeve modeline göre yapılması gerekir. Aksi halde var olmayan veya kolayca çevre dışı kalabilecek bir rijitlik, hesaplara dahil edilmiş olmakta, tasarım sırasında öngörülen ve yönetmeliklerce istenen yapı güvenliğinden uzaklaşmaktadır.

## 2. BİR AÇIKLIKLI BİRLEŞİK ÇERÇEVENİN KAYMA RİJİTLİĞİ

### 2.1. Mafsallı Birleşim Durumu

Birleşik çerçevenin, çerçeve kısmının kayma rijitliği Şekil 3'deki referans sistemi temel alınarak elde edilecektir. Seçilmiş olan referans

sistemi, sistemin şekil değişimine uygundur. Şekil 3'deki referans sistemi çerçevenin perdeye mafsallı olarak bağlandığı, kolonlarda moment sıfır noktalarının kat ortalarında olduğu kabullerini içermektedir. Soldaki kolon atalet momentinin sonsuz kabul edilmesiyle perde temsil edilmiş olmaktadır. Perdede kat yüksekliği ortasında moment, sıfır olmayacaktır. Perde atalet momentinin sonsuz kabul edilmesiyle kolon momenti, yerdeğiştirmelerin hesabına girmeyecek ve seçilen referans sistemi şekil değişimi yönünden birleşik çerçevenin şekil değişimine uygun olacaktır. İki düşey elemanı birleştiren iki ucu mafsallı gergi çubuğu elemanlardaki yatay yerdeğiştirmenin eşit olmasını sağlamaktadır.



Şekil 3. Referans Sistemi

Şekil 3'deki sistem birinci dereceden hiperstatik bir sistemdir. Çözüm, kuvvet yöntemi ile yapılacaktır.

İzostatik esas sistem, birim ve dış yükten oluşan moment diyagramları Şekil 4 a,b,c de görülmektedir.

Kuvvet yöntemi ile yapılan çözüm sonucunda,

$$n_0 = \frac{z_0}{l_R}$$

olmak üzere, hiperstatik bilinmeyen

$$x_1 = \frac{n_0}{1 + n_0} \quad (2.1)$$



olarak bulunur. Sistemin moment diyagramı çizilir (Şekil 4. d).

Şekil 4'deki diyagramlar kullanılarak birim kuvvetten dolayı iki kat arasındaki rölatif deplasman,

$$\Delta = \frac{h^2}{3(1+n_0^2)} \left( \frac{1}{i_R} + \frac{1}{4i_S} \right) \quad (2.2)$$

kayma rijitliği,

$$K_S = \frac{1}{\frac{\Delta}{h}} = \frac{12i_R}{h} \cdot \frac{(1+n_0)^2 \cdot i_S}{i_R + 4i_S} \quad (2.3)$$

veya

$$\theta_0 = \frac{(1+n_0)^2 i_S}{i_R + 4i_S}$$

olmak üzere

$$K_S = \frac{12i_R}{h} \theta_0 \quad (2.3')$$

bulunur.

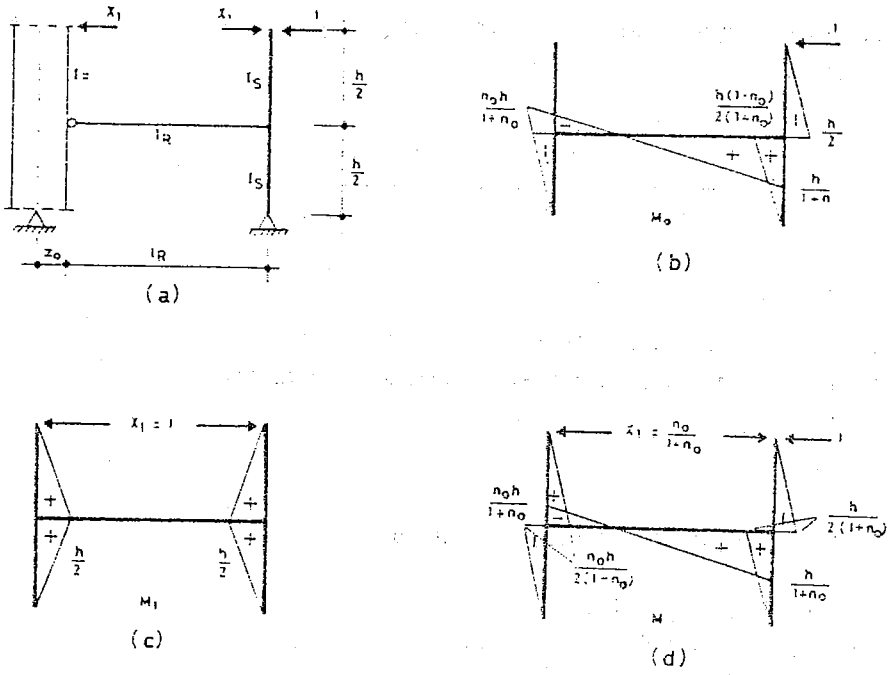
(2.3') bağıntısındaki  $i_R/i_S$  ve  $n_0$ 'a bağlı  $\theta_0$  değerleri için Şekil 5'teki grafikten faydalanılabilir.

Birleşik çerçevenin çerçeve kolonuna gelen kesme kuvveti,

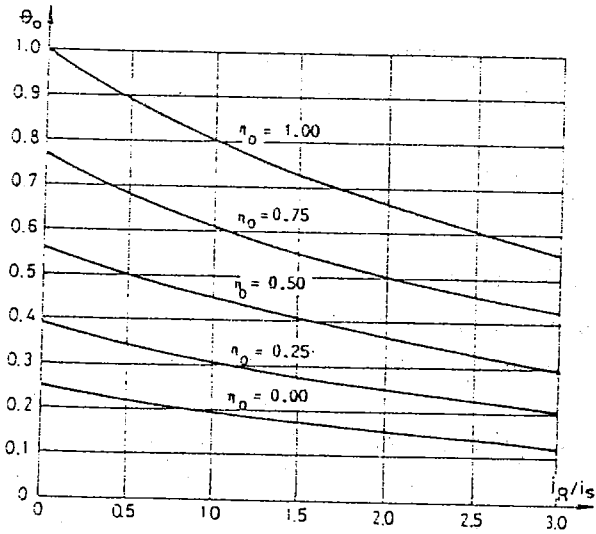
$$\bar{T}_1 = \frac{T_C}{1+n_0} \quad (2.4)$$

ile hesaplanır. Burada  $T_C$  birleşik çerçevenin çerçeve bölümünün kesme kuvvetidir.

Şekil 2 a ve b deki sistem Diferansiyel Denklem Yöntemi ile çözümlenerek kat seviyelerindeki yatay yerdeğiştirmeler, perde eğilme momentleri, perde kesme kuvvetleri, çerçeve bölümü kesme kuvvetleri, bağlantı kirişi ve çerçeve kolonu eğilme momenti diyagramları çizilir (Şekil 6.a, b, c, d, e, f, g, h, Şekil 7. a, b, c, d, e, f, g, h).



Şekil 4. İzostatik Esas Sistem ve Moment Diyagramları



Şekil 5.  $\theta_0$  Değerleri

## 2.2. Rijit Birleşim Durumu

Birleşik çerçeve bağlantı kirişinin perdeye rijit olarak bağlanması durumuna ait kayma rijitliği,

$$K_s = \frac{12 i_R}{h} \left[ \frac{(1 + \eta_0)^2}{4} \cdot \frac{12 + \frac{i_R}{i_s}}{3 + \frac{i_R}{i_s}} \right] \quad (2.5)$$

olup, (2.5) bağıntısı kaynak [1] de verilmektedir. (2.3) ve (2.5) bağıntılarının elde edilmesinde aynı kabuller yapılmıştır.

## 3. ÖRNEK

Şekil 2 a ve b' deki birleşik çerçevede ;

tüm kolonlar 30/70 cm,

tüm bağlantı kirişleri 20/60 cm,

perde 25/300 cm,

kat adedi 12,

kat yükseklikleri 3,00 m,

bina yüksekliği 36,00 m,

bağlantı kirişi uzunluğu 5,00 m,

binaya etkiyen eşdeğer statik üçgen yatay yükün en büyük değeri 3,2 t/m

malzemenin elastisite modülü  $2,35 \cdot 10^6 \text{ t/m}^2$  dir.

Kolon redörü  $i_s = EI_s/h = 8146 \text{ tm}$ ,

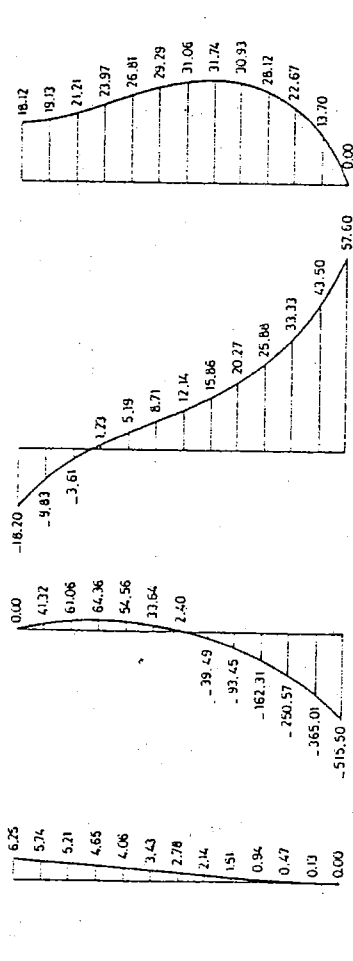
kiriş redörü  $i_R = EI_R/l_R = 3184 \text{ tm}$ ,

perde eğilme rijitliği  $D = EI = 1603 \cdot 10^3 \text{ tm}^2$ ,

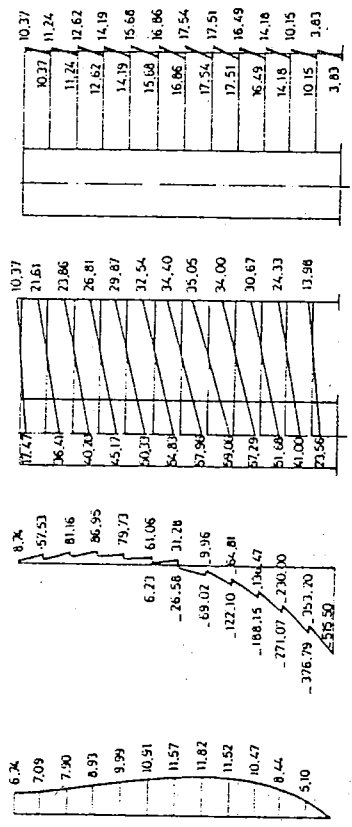
$$\eta_0 = \frac{z_0}{l_R} = \frac{1,50}{5,00} = 0,30$$

$$\frac{i_R}{i_s} = \frac{3184}{8146} = 0,391$$

olarak hesaplanır.

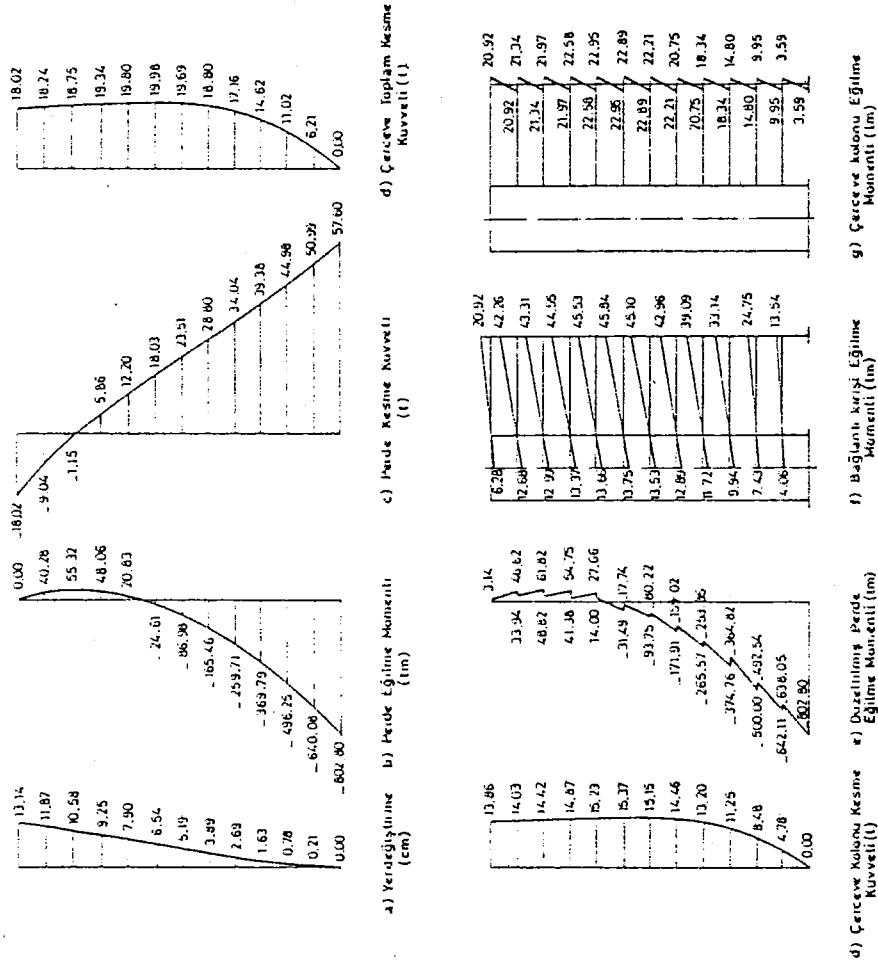


a) Yerdeğiştirme (cm)      b) Perde Eğilme Momenti (tm)      c) Perde Kesme Kuvveti (t)      d) Çerçeve Toplam Kesme Kuvveti (t)



d) Çerçeve Kolonu Kesme Kuvveti (t)      e) Düzeltilmiş Perde Eğilme Momenti (tm)      f) Bağlantı Kurşun Eğilme Momenti (tm)      g) Çerçeve Kolonu Eğilme Momenti (tm)

ŞEKİL 6. Bağlantılı Kirişli Perdeye Rijit Bağlanması Durumuna Ait Diyagramlar



Şekil 7. Bağlantı Kirişinin Perdeye Mafsallı Bağlanması Durumuna Ait Diyagramlar

Bağlantı kirişinin perdeye mafsalı bağlanması durumunda, birleşik çerçevenin çerçeve kısmının kayma rijitliği (2.3) bağıntısından,

$$K_s = \frac{12.3184}{3} \cdot \frac{(0,3+1)^2 \cdot 8146}{3184 + 4 \times 8146} = 4902 \text{ t.}$$

bağlantı kirişinin perdeye rijit bağlanması durumunda birleşik çerçevenin çerçeve kısmının kayma rijitliği (2.5) bağıntısından

$$K_s = \frac{12.3184}{3} \cdot \frac{(1+0,3)^2}{4} \cdot \frac{12+0,391}{3+0,391} = 19663 \text{ t}$$

bulunur. Diferansiyel Denklem Yöntemi ile iki sistemde çözümlenerek yerdeğiştirme ve iç kuvvet diyagramları elde edilir (Şekil 6, Şekil 7).

#### 4. SONUÇ ve ÖNERİ

Birçok ülkenin yönetmeliğinde bina maksimum yatay yerdeğiştirmesi veya katlar arasındaki rölatif yerdeğiştirme için sınırlar bulunmaktadır. Türkiye'de halen yürürlükte olan Afet Bölgelerinde Yapılacak Yapılar Hakkında Yönetmelik'te "Yatay deprem yükleri altında betonarme kolon ve perdelerde uçlar arası meydana gelecek ardışık katlar arasındaki yerdeğiştirmeler farkı kat yüksekliğinin % 0,25 ini geçmeyecektir" koşulu bulunmaktadır.

Projelendirmede; çerçevelerden oluşan 4-8 katlı betonarme binalar için güçlü kolon-zayıf kiriş, çok katlı betonarme binalarda ise perde-çerçeve sistemlerinin seçimi, yapı davranışı açısından uygun olmaktadır.

Örnekte çözümü sunulan birleşik çerçeve sistemi benzerlerine ülkemizde yapılagelen 8-14 katlı betonarme binalarda sık olarak rastlanmaktadır. Konut veya büro olarak tasarımı yapılan binalarda kat yükseklikleri sınırlı olmakta ve çoğu kez kiriş kesiti seçiminde belirli ölçüler dışına çıkmak mümkün olamamaktadır. Birleşik çerçevelerde, bu nedenlerle narin kiriş kesitleri yapıldığında çerçeve kirişinin perdeye bağlandığı kesit, yatay deprem kuvveti altında zorlanmakta ve mesnetteki kiriş kesitine aşırı çekme ve basınç donatısı yerleştirilmektedir. Hatta bazı durumlarda bağlantı kirişi mesnet kesitinde eğilme momenti karşılanamamaktadır.

Deprem etkisinde bu narin bağlantı kirişi mesnedinde kolayca plastik mafsal oluşabilmektedir. Plastik mafsal oluşması durumunda ise sistemin yatay rijitliğinde büyük bir kayıp meydana gelmekte, kesit tesirlerinin karşılanabilmesi için diğer elemanlar devreye girmekte ve bu elemanlar projelendirildikleri duruma göre daha fazla zorlanmakta, ayrıca sistem rijitliğinin küçülmesinden dolayı kat seviyelerindeki yerdeğiştirmeler artmaktadır.

Sunulan örnekte birleşik çerçevenin çerçeve kısmının perdeye rijit bağlanması yerine mafsallı bağlanması durumunda kat seviyelerindeki yerdeğiştirmelerin yaklaşık 2 kat, perde eğilme momenti ve kesme kuvvetlerinin önemli miktarda arttığı, çerçeve bölümünün kesme kuvvetlerinde küçülmeler görülmekle beraber, çerçeve kolonlarına isabet eden kesme kuvveti ve dolayısı ile eğilme momenti değerlerinin arttığı görülmektedir. Bu durum rijit bağlantı ortamında karşılanan kesit tesirlerinin yeniden dağılım ile diğer elemanlara aktarılmasından kaynaklanmaktadır.

Yazarlar, yatay kuvvetler etkisinde, perde-çerçeve sistemlerindeki birleşik çerçevelerin çerçeve bölümünün perdeye önce rijit bağlantılı olması durumuna göre hesaplanmasını, bu hesap şemasına göre bağlantı kirişinin aşırı zorlanması veya güvenli olmaması halinde bağlantı kirişi kesitinin büyütülerek hesabın yenilenmesini veya hesap şemasının değiştirilerek bağlantı kirişinin perdeye mafsallı bağlanması durumuna göre sistemin yeniden hesaplanmasını önermektedirler.

#### KAYNAKLAR

- [ 1 ] BILYAP, S., "Betonarme Yüksek Yapılarda Burulmasız Perde-Çerçeve Sistemlerinin Yatay Kuvvetlere Göre Yaklaşık Hesap Yöntemleri ve Dinamik Karakteristikleri", Ege Üniversitesi, İnşaat Fakültesi Yayınları, No: 3, İzmir, 1979.
- [ 2 ] ÇAKIROĞLU, A., ÇETMELİ, E., "Yapı Statiği", Arı Kitabevi, 3.baskı, İstanbul, 1971.
- [ 3 ] MURASHEV, S., SİGALOV, E., BAIKOV, V., "Design of Reinforced Concrete Structures" Mir Publishers, Moskova, 1976.

## DEPREM ARAŞTIRMA BÜLTENİ YAYIN KOŞULLARI

1. Bülteno gönderilecek telif ve tercüme yazıların :
  - a) Depremle doğrudan doğruya, ya da dolaylı yoldan ilgili olması,
  - b) Bilimsel ve teknik bir değer taşıması,
  - c) Yurt içinde daha önce başka bir yerde yayınlanmamış olması,
  - d) Daktilo ile ve kağıdın yalnız bir yüzüne en az iki nüsha olarak yazılmış bulunması,
  - e) Şekillerin aydıngeçer kağıdına çini mürekkebi ile çizilmiş olması.
  - f) Fotoğrafların net ve klişe alınmasına müsait bulunması gerekmektedir.
2. Telif araştırma yazılarının baş tarafına araştırmacının genel çerçevesini belirten en az 200 kelimelik İngilizce, Fransızca ya da Almanca bir özet konulmalıdır.
3. Bayındırlık ve İskan Bakanlığı mensubu elemanlar tarafından hazırlanan ve telif ya da tercüme ücreti ödenerek yayınlanacak olan yazıların, mesai saatleri dışında hazırlanmış olduğu yazan derleyen , ya da çevirenin bağlı bulunduğu birim amiri tarafından (genel müdürlüklerde daire başkanı, müstakil birimlerde birim amiri) verilecek bir belge ile belgelendirilmesi zorunludur. Bu belge ile birlikte verilmeyen yazılar için ücret ödenmez.
4. Telif ve tercüme ücretleri ancak yazı bültende yayınlandıktan sonra tahakkuka bağlanır.
5. Bültende yayımlanacak yazılara, "Kamu Kurum ve Kuruluşlarınınca Ödenecek Telif ve İşlenme Ücretleri Hakkında Yönetmelik" esaslarına göre ücret ödenir.
6. Yazılarda bulunan şekiller için, gerekli olan asgari alan içinde bulunabilecek kelime sayısına göre ücret taktir edilir.
7. Yazıların bültende yayınlanması Genel Müdürlüğümüz bünyesinde teşekkül eden Uzmanlar Kurulu'nun kararı ile olur.
8. Seçmeyi yapacak Uzmanlar Kurulu 5. maddede sözü edilen asgari alanları hesaplamaya, yazı sahiplerine gereksiz uzatmaların kısıtlanmasını teklif etmeye, verilecek ücretlere esas teşkil edecek kelime sayısını tespit etmeye ve yazıların yayın sırasını tayine yetkilidir.
9. Kuruca incelenen yazıların bültende yayınlanıp yayınlanmayacağı yazı sahiplerine yazı ile duyurulur.
10. Yayınlanmayacak yazılar bu duyurmadan sonra en geç bir ay içinde sahipleri tarafından geri alınabilir. Bu süre içinde alınmayan yazıların korunmasından Genel Müdürlüğümüz sorumlu değildir.
11. Yayımlanan yazılardaki fikir, görüş ve öneriler tamamen yazarlarına ait olup, Teknik Araştırma ve Uygulama Genel Müdürlüğünü bağlamaz ve Genel Müdürlüğümüzün resmi görüşünü yansıtmaz.
12. Diğer kuruluşlar ve Bakanlık mensupları tarafından bilgi, haber tanıtma vb. gibi nedenlerle gönderilecek not ve açıklamalar, ya da bu nitelikteki yazılar için ücret ödenmez.
13. Genel Müdürlüğümüz mensupları Genel Müdürlükçe kendilerine verilen görevlere ait çalışmalardan ötürü her hangi bir telif ya da tercüme ücreti talep edemezler.