

A. Okuy
27 Mayıs 1991

MODERN YAPISAL JEOLJİ TEKNİKLERİ

YAMULMA ANALİZLERİ KIVRIMLAR ve KIRIKLAR

SEÇME BÖLÜMLER

John G. Ramsay

Martin I. Huber

Türkçeye Çevirenler
ARAL I. OKAY ve H. SERDAR AKYÜZ

1991

İTÜ MADEN FAKÜLTESİ
JEOLJİ MÜHENDİSLİĞİ BÖLÜMÜ - AYAZAĞA 80626, İSTANBUL



ÇEVİRENLERİN ÖNSÖZÜ

Bu eser modern yapısal jeolojinin kurucularından ve belki de yapısal jeolojinin gelmiş geçmiş en seçkin ismi John Ramsay'ın, yine İsviçre'deki Federal Teknik Üniversite (ETH) öğretim üyelerinden Martin Huber ile birlikte yazdığı "Modern Structural Geology" isimli iki ciltlik eserin dokuz bölümünü kapsamaktadır. 1983 yılında yayınlanan ve "Yamulma Analizleri" alt başlığı taşıyan birinci ciltten 1., 2., 3., 9. ve 10. bölümler, 1987 yılında çıkan "Kıvrımlar ve Kırıklar" isimli ikinci ciltten 15., 16., 17. ve 23. bölümler ile 25. ve 26. bölümlerden bazı kesimler tercüme edilmiştir. Zaman içerisinde bu iki cildin tüm bölümlerinin çevrilmesi düşünülmektedir.

Bu kitabı diğer İngilizce yapısal jeoloji kitaplarından ayıran iki önemli yön bulunmaktadır. Birincisi kitapta verilen örneklerin hemen hepsinin doğal kayalardaki yapılardan seçilmesi, ikincisi ve daha önemlisi yapıların titiz bir tasvirinden sonra yamulma ve kinematik açısından ne ifade ettikleri konusunun sorular ve cevaplar şeklinde tartışılmasıdır. Kişiyi yapılar üzerinde kritik bir şekilde düşünmeye zorlayan bu yaklaşımın, öğrencilerin en eksik oldukları kritik düşünme yeteneğini geliştireceği umulmaktadır. Aynı zamanda bu yaklaşım, yapısal jeoloji kitaplarında genellikle egemen olan sıkıcı tasviri niteliği de ortadan kaldırmıştır. Bu özelliklerinden dolayı kitabın birinci cildi 1986 yılında Amerikan Jeoloji Cemiyeti'nin o yıl yayınlanan "en iyi makale" ödülünü almıştır.

İTÜ Maden Fakültesi'nde verilen yapısal jeoloji derslerinde öğrencilerin kullanacağı Türkçe bir kitabın eksikliği, bu çevirinin yapılmasını gerektirmiştir. Kitapta anlatılanlar, ders programı kapsamında işlenen konulardan hem daha geniş hem de daha ayrıntılıdır. İyi bir ders kitabının öğrencinin merak ettiği konularda daha kapsamlı bilgi vermesi gerektiği düşünülürse, kitap bu yönüyle olumlu bir özellik taşır.

Bu kitabı Türkçe'ye çevirirken karşılaştığımız en büyük zorluk, İngilizce'nin yapısal jeoloji ve ilgili konulardaki çok zengin terminolojisine karşılık tutarlı bir Türkçe terminoloji geliştirmek oldu. Kullandığımız terimler, İngilizce karşılıkları standart alınarak, kitabın arkasında bir çizelge halinde verilmiştir. Bu terimlerin Türkçe yapısal jeoloji literatüründe kullanılmasını veya hiç olmazsa tartışılmasını ümit ediyoruz.

Çeviri sırasında bazı bölümleri bilgisayara yazarak bize yardımcı olan Koray Özgül'e teşekkür ederiz.

Aral Okay ve Serdar Akyüz
İstanbul, Mayıs 1991

iÇİNDEKİLER

BÖLÜM 1

YERDEĞİŞTİRME: BOYDA VE AÇIDA MEYDANA GELEN DEĞİŞMELER	1
GİRİŞ	1
Yerdeğiştirme ve yamulmanın prensipleri	2
Boyda ve açıda meydana gelen değişmeler	4
Uzama e	5
Açısal makaslama yamulması Ψ , makaslama yamulması Υ	6
CEVAPLAR VE AÇIKLAMALAR	9
Boyda meydana gelen değişimlerin jeolojik anlamı: Budinaj ve kıvrımlanma	16
ANAHTAR KELİMELEK VE TANIMLAR	20
ANAHTAR KAYNAKLAR	24

BÖLÜM 2

YAMULMA ELİPSİ KAVRAMI, BİÇİM BOZULMASI VE DÖNME	25
GİRİŞ	25
Birinci grup deneyler: Yamulma elipsi-homojen ve heterojen yamulma	26
ikinci grup deneyler: Asal sonlu uzamalar ve yamulmanın dönmeli bileşeni	28
Üçüncü grup deneyler: Asal sonlu uzama değişimleri ve yerdeğiştirmeli dönme	30
CEVAPLAR VE AÇIKLAMALAR	32
Makaslama zonlarında tansiyon çatlaklarının gelişimi	45
Budinaj, kıvrımlanma ve yamulma elipsi	50

ANAHTAR KELİMELEER VE TANIMLAR	53
ANAHTAR KAYNAKLAR	55
BÖLÜM 3	
HETEROJEN YAMULMAYA GİRİŞ	57
GİRİŞ	57
SORULAR VE DENEYLER	61
CEVAPLAR VE AÇIKLAMALAR	69
Makaslama zonlarındaki makaslama yamulmasını ölçme yöntemleri	77
Yamulma uyumluluğu üzerine ek açıklamalar	78
Kademeli uzama çatlakları	82
ANAHTAR SÖZCÜKLER VE TANIMLAR	86
ANAHTAR KAYNAKLAR	88
BÖLÜM 9	
YÖNELİM ANALİZİ	89
GİRİŞ	89
Streografik ve eşalan izdüşümlerinin geliştirilmesi	89
Temel çizim teknikleri	94
Yön belirtilmesi	97
Dönme yönü	98
Çizgiler arasındaki açılar	102
Çizgilerin açıortayının bulunması	103
Görünür dalım	104
Düzlemler arasındaki açıların belirlenmesi	104
Düzlemler arası açıortaylarının hesaplanması	105
Eğri düzlem ve çizgiler	105

izdüşümünde verilerin döndürülmesi	108
Yatay bir eksen çevresinde dönme	109
Eğik bir eksen çevresinde dönme	110
CEVAPLAR VE AÇIKLAMALAR	113
ANAHTAR KAYNAKLAR	121

BÖLÜM 10

ÜÇ BOYUTTA YAMULMA: 1. Düzlemsel ve çizgisel dokular	123
GİRİŞ	123
Bir noktanın konumunun ve çizgilerin yönünün tanımlanması	123
Üç boyutta yerdeğiştirme	127
Yamulma elipsoidinin sınıflaması	135
Yamulma sonucunda düzlemlerin yöneliminde meydana gelen değişiklik	144
CEVAPLAR VE AÇIKLAMALAR	149
Sonlu yamulma durumu ile deforme olmuş kayaların dokusu arasındaki ilişki	153
Sedimenter kayaların deformasyonu sonucu doku gelişimi	166
Buruşma klivajı	176
Kıvrımların arazide yorumlanmasında klivaj ve tabakalanma ilişkileri	185
TANIMLAR VE ANAHTAR KELİMELER	190
ANAHTAR KAYNAKLAR	193

BÖLÜM 15

KIVRIM MORFOLOJİSİ	195
GİRİŞ	195
Tanımlar: Kıvrımlanmış tek bir yüzey	197
Kıvrım boyutları	204
Kıvrım şekli	206
Kıvrım biçiminin Fourier analizi	207
SORULAR	214
Tanımlar: Kıvrımlı birden fazla yüzeyler	216
Kıvrım yönelimi	221
CEVAPLAR VE AÇIKLAMALAR	222
ANAHTAR KELİMELELER	233
ANAHTAR KAYNAKLAR	236

BÖLÜM 16

KIVRIM YÖNELİMLERİ: İZDÜŞÜM TEKNİKLERİ	237
GİRİŞ	237
Kıvrım ekseni	239
π -diyagramları	239
β -diyagramları	243
Eksen yüzeyi	245
Eksen izi	246
Doruk düzlemi izi	247
SORULAR	247
CEVAPLAR VE AÇIKLAMALAR	251
SONUÇLAR	262
ANAHTAR KELİMELELER	264
ANAHTAR KAYNAKLAR	264

BÖLÜM 17

KIVRIM SINIFLAMASI	267
GİRİŞ	267
Katman kalınlığı değişimlerine dayanan kıvrım sınıflaması	269
SORULAR	272
izogonlar kullanarak kıvrım sınıflaması	274
CEVAPLAR VE AÇIKLAMALAR	278
ANAHTAR SÖZCÜKLER VE TANIMLAR	286
ANAHTAR KAYNAKLAR	287

BÖLÜM 23

FAY GEOMETRİSİ VE MORFOLOJİ	289
GİRİŞ	289
Faylarla ilgili terimler	291
SORULAR	300
YILDIZLI SORULAR	330
Değişik tip fayların gruplanması	346
Fay düzlemleri boyunca dönme	349
Aktif faylanmanın olduğu bölgelerde yeryüzü morfolojisi ve jeolojik özellikleri	353
CEVAPLAR VE AÇIKLAMALAR	359
Faylanma ile oluşan kayalar	368
Makaslama zonlarında makaslama yönünün belirlenmesi	379
ANAHTAR KELİMELER VE TANIMLAR	388
ANAHTAR KAYNAKLAR	391
YAPISAL JEOLJİ İLE İLGİLİ İNGİLİZCE-TÜRKÇE TERMINOLOJİ	395

BÖLÜM 1

YERDEĞİŞTİRME : BOYDA VE AÇIDA MEYDANA GELEN DEĞİŞMELER

GİRİŞ

Tektonik yapıların jeolojik öneminin yorumlanması ve deforme olmuş kayaların anlaşılması bakımından belki de en önemli husus deformasyon sırasında meydana gelen geometrik değişimlerin incelenmesidir. Dünya, evrimi sırasında sürekli olarak değişen bir kuvvet alanının etkisi altında kalmış, bunun sonucunda da dünyayı oluşturan kayaların içinde buldukları gerilme durumu sürekli olarak değişim göstermiştir.

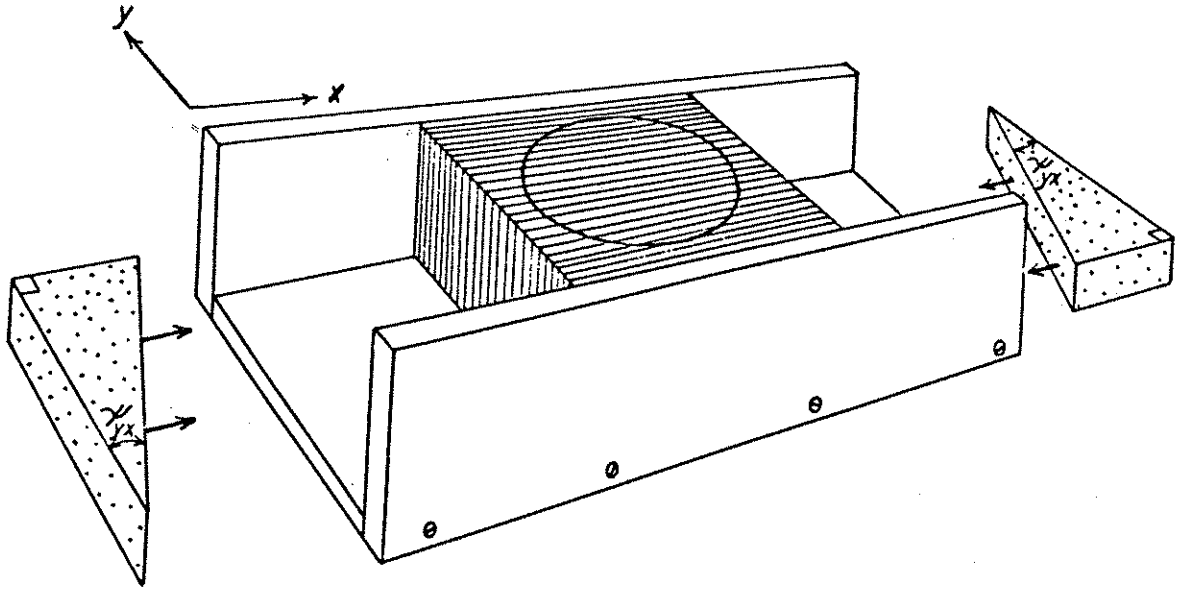
Bir maddeye uygulanan kuvvet, maddenin ^{konumunun} pozisyonunun ve genellikle de şeklinin değişmesine yol açar. Bir kütledeki noktaların ^{konumunun} pozisyonunun değişmesine yerdeğiştirme (displacement) ve bunun sonucu meydana gelen şekil değişikliğine deformasyon veya yamulma (strain) denir. Meydana gelen yamulmalar ufak ve geriye dönüşlü (reversible) olabilir, yani uygulanan gerilme kaldırıldığı zaman, madde eski şekline kavuşur. Bu tür deformasyonlar elastik sınır içinde deforme olmuş katı kütleler için karakteristiktir. Elastik deformasyonun sınırında, yani elastik limitte, katı kayalar bazı yüzeyler boyunca iç kohezyonlarını kaybedip kırılma deformasyon geçirirler. Doğal olarak deforme olmuş kayalarda yapılan gözlemler, kayaların elastik maddeler için karakteristik olan deformasyondan çok daha fazla deformasyon geçirdiklerini gösterir. Bu deformasyonlar belirli ayrılma, kırılma yüzeyleri olmaksızın büyük kalıcı yamulmalara yol açmıştır. Bu tür kayaların sünek akma (ductile flow) geçirdikleri söylenir.

Bu kitabın ilk birkaç bölümünde amacımız deforme olmuş maddelerin geometrik özelliklerini ayrıntılı olarak incelemektir. Bu şekilde tabiatta doğal olarak deforme olmuş kayalarda gözlenen çok çeşitli yapıların nedeni hakkında bir fikir sahibi olabiliriz.

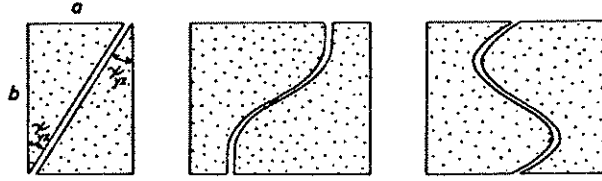
Yerdeğiştirme ile yamulma olarak bilinen iç şekil değişikliği arasındaki ilişki, genellikle karmaşıktır. Bu ilişkiyi anlamının pratik bir yolu basit modellerle deneyler yapmaktır. Bu tip deneyler arasında en kolaylarından biri ^{icinde} ^{basitlerinden} tanesi eski tip bilgisayar kart desteleri (veya herhangi bir kart destesi) ile yapılandır. Kart destesindeki kartları hafifçe birbirini üzerinde kaydırarak, ve kart destesinin kenarlarına çizilmiş olan şekillerde meydana gelen değişimi izleyerek, deformasyon geometrisi daha rahat anlaşılabilir.

Yerdeğiştirme (displacement) ve yamulmanın prensipleri

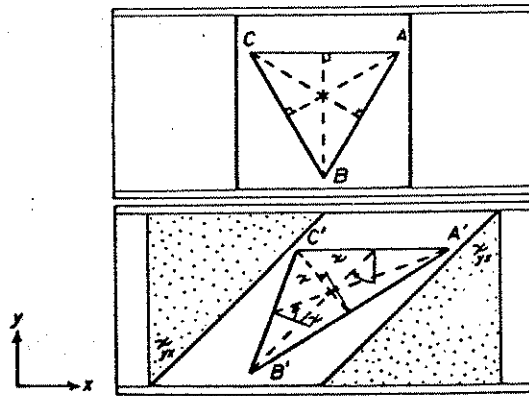
Yukarıda sözü edilen deneyi en kolay eski tip IBM kartları ile yapabiliriz. Bu kartlar Şekil 1.1'de gösterilen bir kutuya yerleştirilmelidir. Kutunun uzunluğu kartların uzunluğunun en az üç katı, yüksekliği yaklaşık olarak kartların eni kadar olmalıdır. Kartların kaydırılması elle veya tercihen Şekil 1.2'de gösterilen kamalarla yapılabilir. Bu kamalarla değişik miktarlarda makaslama kart destesine uygulanır. Bunun için değişik (Ψ) açıları olan, üçgen şeklinde kamalar gerekmektedir. Şu Ψ değerlerine sahip kamalar yapılacak deneyler için uygundur: 11.3°, 21.8°, 31°, 38.7°, 45°, 50.2°, 54.5°, 58°, 61°, 63.5°. Bu kamalarla



Şekil 1.1. Basit makaslama deneyleri için kartların yerleştirildiği kutu ve kamalar.



Şekil 1.2. Kart deneylerinde kartları deforme etmeye yarayan değişik uçlu kamalar.



Şekil 1.3. 1.1, 1.2 ve 1.3'deki sorular için kartların kenarına çizilmesi gereken eşkenar üçgen. Alttaki diyagram eşkenar üçgenden yerdeğiştirme sonucu oluşan şekli göstermektedir.

✓ kart destesine uygulanan makaslama, kutunun duvarlarına paralel olarak ^{olan} oluşan makaslama yamulması olarak tanımlanır. ✓ Makaslama yamulması Grek 'gamma' (γ) harfi ile belirtilir:

$$\gamma = \tan\psi = a/b$$

Yukarıda verilen açılara sahip kamalar, 0.2γ miktarlarında artan, 0.2 ile 2.0 arasındaki makaslama yamulması değerlerine sahiptir. Kartları birbiri üstünde kaydırarak meydana getirdiğimiz yerdeğiştirmenin matematiksel ifadesi basit makaslama (simple shear). Kart destesi deneyinde meydana gelecek değişimleri tanımlayabilmek için referans eksenlerine ihtiyaç vardır. Kolaylık açısından x eksenini kutunun duvarlarına paralel, y eksenini ise buna dik olarak seçebiliriz (Şekil 1.1 ve 1.3). Seçtiğimiz eksenlere göre makaslamanın tanımını şu şekilde yapıyoruz. Birinci alt indis makaslama yönüne dik olan yönü, yani y yönünü, ikinci alt indis ise makaslama yönünü yani x yönünü gösterir, γ_{yx} gibi.

Boyda ve açılarda meydana gelen değişimler

✓ Kart destesinin kenarına ABC eşkenar üçgenini çizin (Şekil 1.3); bu üçgenin AC kenarı kartların yönüne paralel, AB ve BC kenarları ise kartların yönü ile 60° ve 120° derece açılar yapsın. ✓ Farklı renkte bir mürekkep ile AB, AC ve CB kenarlarına köşelerden geçen dikler çizin (Şekil 1.3).

Değişik kamalar ile kart destesini makaslayınız, bu suretle A,B,C noktaları yeni A',B',C' pozisyonlarına kayacaktır. ✓ *makaslamz sonucu di*

Soru 1.1

ilksel üçgenin kenar uzunlukları değişiyor mu ? Bu uzunlukları ölçün ve aşağıda verilen çizelgeye işleyin. ilksel olarak birbirlerine dik olan çizgiler birbirlerine dik olarak kalıyor mu ? ilksel 90° den meydana gelen açısız farkı ölçünüz (Ψ , Şekil 1.3'e bakınız). Bulduğunuz değeri değişik basit makaslama yerdeğiştirme ($\gamma_{yx} = \tan \Psi$) miktarları için aşağıdaki çizelgeye işleyin.

γ_{yx}	A'B'	B'C'	CA'	Direction A'B' Ψ	B'C' Ψ	CA' Ψ
$\gamma_{yx} = 0.2$						
$\gamma_{yx} = 0.4$						
.						
.						
.						

Bu deneyler basit makaslama yerdeğiştirmelerinin genelde çizgilerin boyunda ve ilksel olarak birbirine dik olan çizgiler arasındaki açılarda değişimlere yol açtığını göstermektedir. Bu iki tip geometrik etki yamulma parametrelerini tanımlar.

Uzama e

Deformasyon sırasında boyda meydana gelen değişim boyuna yamulma (longitudinal strain) olarak adlandırılır ve uzama (extension) olarak tanımlanır. Uzama 'e' harfiyle gösterilir. Uzama, boyda meydana gelen değişimin ilksel boya bölünmesi ile bulunur. Boyu AB olan bir çizgi, deformasyon sonrası A'B' boyuna gelmişse;

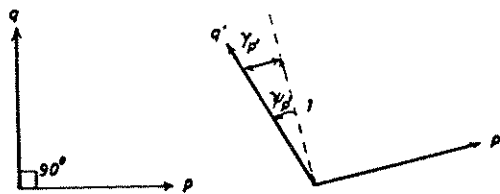
$$e_{A'B'} = \frac{A'B' - AB}{AB}$$

Uzama pozitif (eğer boy uzuyorsa) veya negatif (eğer boy kısaliyorsa) olabilir, uzamanın değeri -1 ile sonsuz arasında değişir.

Açısal makaslama yamulması Ψ , makaslama yamulması Υ

Belli bir yönde meydana gelen açısal değişimler, o yöndeki bir çizgi ile ilksel olarak o yöne dik olan bir çizgi arasındaki 90° derecelik açıda meydana gelen değişimler olarak tanımlanır. Bu açısal değişim açısal makaslama yamulması olarak bilinir ve Grek harfi 'psi' (Ψ) olarak gösterilir (Şekil 1.3). İlksel dik açıda meydana gelen değişim saatin yelkovanı yönünde veya ona ters olabilir. Eğer ilksel dik açı bizim araştırdığımız yöne göre saat yelkovanı yönünde dönmüşse açısal makaslama yamulması negatif, eğer saat yelkovanının tersi yönde dönmüşse pozitif olarak kabul edilir. Örneğin, Şekil 1.3'de, A'B', B'C' ve C'A' yönlerindeki açısal makaslama yamulması işaretleri sırası ile pozitif, pozitif ve negatiftir. Açısal makaslama yamulmasının tanjantı makaslama yamulması olarak tanımlanır ve Grek 'gamma' (Υ) harfi ile gösterilir.

$$\Upsilon = \tan \Psi$$



Şekil 1.4. Ψ ile Υ arasındaki ilişki. İlksel olarak birbirine dik olan iki çizgi (p ve q) yönelim değiştirip yeni konumlara geçiyorlar (p' ve q').

Referans çizgisine dik olan, bir birim uzunlukta çizginin deformasyon sonrası yerdeğiştirmesini düşünürsek, Υ' 'nin geometrik anlamını daha iyi kavrayabiliriz (Şekil 1.4).

Soru 1.2

Şimdi çizelgenizi daha geliştirin ve her yönde meydana gelen uzama ve makaslama yamulması değerlerini hesaplayıp çizelge halinde yazın. e ve Υ' 'nin alt indisleri, deforme olmuş $A'B'C'$ üçgeninin kenarlarını göstermektedir.

Υ_{yx}	$e_{A'B'}$	$e_{B'C'}$	$e_{C'A'}$	$\Upsilon_{A'B'}$	$\Upsilon_{B'C'}$	$\Upsilon_{C'A'}$
-0.2						
-0.4						
.						
.						
.						
.						

Uzama ve makaslama yamulmalarında meydana gelen değişimleri şekil üzerinde gösterin (apsis Υ_{yx} , ordinat $e_{A'B'}$ ve apsis $\Upsilon_{A'B'}$, ordinat $e_{A'B'}$, vs.).

Soru 1.3

Kart destelerinin gittikçe daha fazla makaslanması ile AB, BC ve CA çizgilerinin boyunda meydana gelen değişiklikleri açıklayın. $e_{A'B'}$ çizgisinde gözlenen minimum değerinin önemi nedir? Bu minimum noktasında $A'B'$ çizgisinin yönelimi nedir? $e_{A'B'}$ çizgisinin Υ eksenini kestiği noktanın önemi nedir? e 'de meydana gelen değişimlerin Υ ile doğrusal bir bağlantısı varmıdır?

Deformasyonun genel özelliklerini bir yönde meydana gelen uzama ile tanımlayabilir miyiz?

Soru 1.4

AB, BC ve CA çizgileri boyunca Ψ_{yx} 'in artışı ile meydana gelen makaslama yamulması değişimlerini anlatınız ve bu değişimlerin önemini tartışınız.

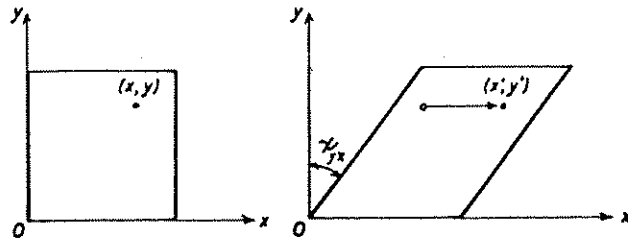
Soru 1.5

Kart destesinde bulunan (x,y) koordinatlı herhangi bir ilksel noktanın (x makaslama kutusunun duvarlarına paralel, y buna dik) makaslama sonucu başka bir noktaya (x', y') kaymasını gösteren iki denklem yazınız. Bu denklemleri yazarken koordinat sisteminin merkezinin kart destesinin bir köşesinde olduğunu kabul ediniz (Şekil 1.5). Bu denklemleri aşağıdaki şekle getiriniz;

$$x' = f_1(x,y)$$

$$y' = f_2(x,y)$$

burada $f_1(x,y)$ ve $f_2(x,y)$ noktanın ilksel durumunun matematiksel bir fonksiyonudur. Bu denklemler koordinat dönüşüm denklemleri olarak bilinir, çünkü bu denklemler noktanın yerdeğiştirmeden önceki ve sonraki koordinatları arasındaki ilişkiyi tanımlar.



Şekil 1.5. Basit makaslama sırasında bir noktanın (x, y) yeni bir konuma (x', y') yerdeğiştirmesi. Ψ_{yx} 'in negatif olduğuna dikkat edin.

CEVAPLAR VE AÇIKLAMALAR

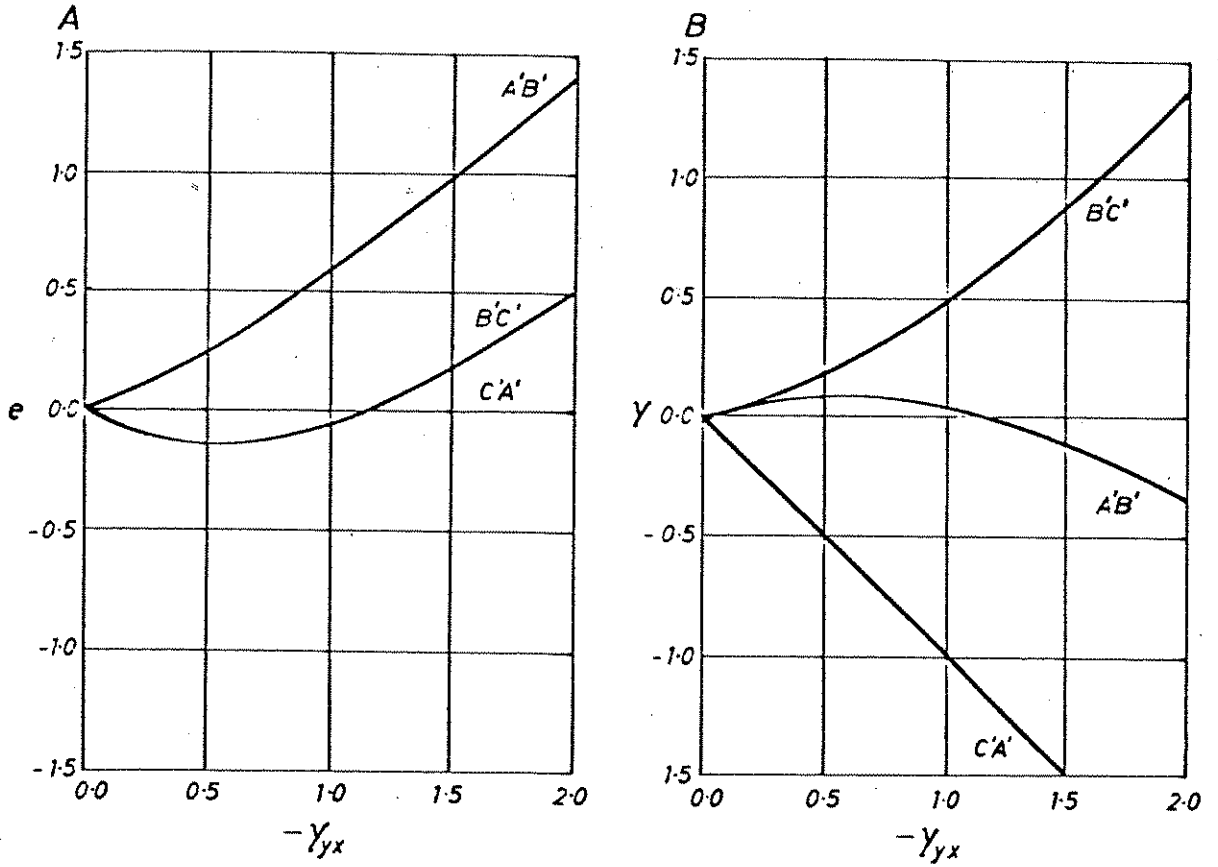
Bu ilk deneylerde basit makaslama ile meydana gelen gelişen yerdeğiştirmeyi (progressive displacement) inceledik. Yerdeğiştirmede meydana gelen gelişme, basit makaslama da oluşan değişimler ile ölçülür.

Boyda meydana gelen değişimler

Handwritten signature

Cevap 1.1, 1.2, 1.3

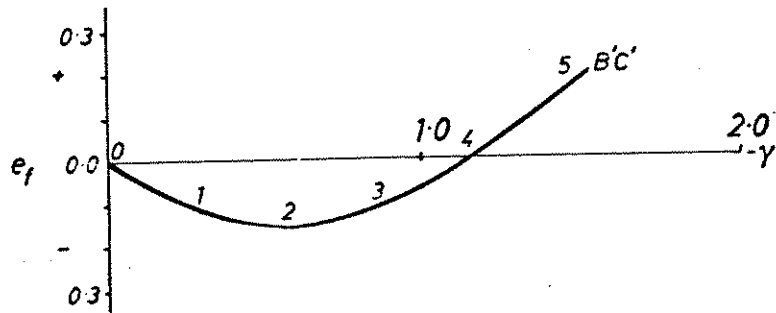
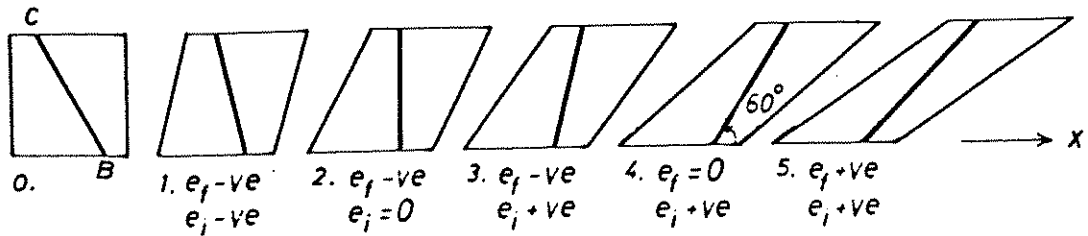
Basit makaslama, kart destesinin kenarındaki boy ve açılarda karmaşık değişimlere yol açar. Boylar genellikle değişir, ancak kartlara paralel olan boylar (CA gibi) tüm makaslama değerlerinde bir değişiklik göstermez. Eğer makaslama yerdeğiştirmesinden sonra bir çizginin boyu değişmiyorsa, bu çizginin yönü sonsuz boyuna yamulma (no finite longitudinal strain) yönü ($e_f = 0$) olarak bilinir. CA yönü bütün basit makaslama yerdeğiştirmeleri için sonsuz boyuna yamulma yönüdür (Şekil 1.6). Kart destesinin kenarındaki bütün diğer yönler yerdeğiştirmeye bağlı olarak uzama değerlerinde gelişen değişimler gösterir. e değerleri ile tanımlanan bu uzunluk değişimleri, γ_{yx} ile ölçülen makaslama miktarındaki artış ile doğrusal bir ilişki göstermez. İleride göreceğimiz gibi bu, yerdeğiştirmeye ve içsel yamulmaya uğrayan sistemlerin genel bir özelliğidir. Yerdeğiştirmenin ikiye katlanması, boyuna yamulmanın ikiye katlanmasına yol açmaz.



Şekil 1.6. A, basit makaslama sonucu üç çizgi yönünde uzamada meydana gelen değişimler, B, aynı yönlerde makaslama yamulması değerlerinde meydana gelen değişimler.

Deneyimizdeki bazı yönler (AB çizgisi, Şekil 1.6A) makaslamanın artması ile, uzama değerinde gelişen bir artma gösterir. Buna karşın diğerleri (örneğin BC) önce kısalma sonra uzamayı içeren karmaşık değişimler gösterir. Basit makaslamanın başlangıç safhalarında BC çizgisi düzenli bir şekilde kısalır. Bu ilk safhalarda BC çizgisi için, bütün deformasyonu tanımlayan boyuna yamulma (e_f) negatif, ve uzamada meydana gelen değişimleri tanımlayan artmalı boyuna yamulma (e_i) (incremental longitudinal strain) da negatiftir (Şekil 1.7, 1.basamak). Deney devam ettikçe makaslama bağlı kısalmanın hızı gittikçe düşer ve B'C' kart kenarlarına dik duruma geldiği zaman tamamen sona erer (2.basamak). Bu durumda artmalı boyuna yamulma sıfırdır ($e_i = 0$). Ma-

kaslamayı yine artırdığımız zaman çizginin boyu uzamaya başlar, fakat orijinal boyundan hala daha kısadır (3. basamak, e_f negatif, e_i pozitif). Daha sonra B'C' nin sonlu uzama çizgisi $e = 0$ absis çizgisini pozitif bir eğimle keser (Şekil 1.7, 4.basamak).



Şekil 1.7. Basit makaslama sırasında BC çizgisinin boyunda meydana gelen değişimlerin geometrik olarak gösterilmesi, e_f değişik zamanlardaki (1-5) sonlu boyuna yamulmayı, e_i ise artmalı boyuna yamulmayı göstermektedir.

Deneyin bu safhasında pozitif artmalı uzamalar, deneyin başında meydana gelen kısalmayı karşılayacak ölçüde birikmiştir. Bu durum meydana geldiği zaman deneyimizde asgari iki sonsuz yamulma yönü bulunmaktadır: kartlara paralel olan C'A' (x yönü) ve x yönü ile 60° açı yapan B'C' yönü. Daha sonra göreceğimiz gibi iki boyutlu yerdeğiştirme olaylarının karakteristik bir özelliği, sadece iki tane sonsuz boyuna yamulma yönünün bulunmasıdır. Bu iki yön arasındaki açının, yamulma durumu ile özel fonksiyonel bir ilişkisi vardır. Daha da artan makaslama sonucu B'C', x yönü ile 60° den daha küçük açılar yapar, ve sonlu ve artmalı uzamalar artık hep pozitifdir (Şekil 1.7, 5.basamak).

Bu basit deneyden şu ortaya çıkmaktadır; oldukça önemli ve belki de önceden beklenmeyen bazı geometrik olaylar çok basit bir yerdeğiştirme olayı sonucunda oluşabilir. Deneyimizin yalnızca toplam makaslama $-Y_{yx} = 2.0$ ile oluşan sonucunu görseydik, B'C' çizgisinin bu kadar karmaşık bir ~~deği~~ uzama değişimine maruz kaldığını asla tahmin edemezdik. Hemen hemen tüm gelişen deformasyon istiflerinde ^{bu karmaşık} görülen ^{uzunluk} değişiminin ^{bu karmaşık gelişimi} jeolojik açıdan çok önemli sonuçları ^{verir} doğurur. Saha jeoloğunun doğal olarak deforme olmuş kayalarda gözlediği küçük ölçekli yapılar, değişen bu geometrik olayların ilginç izlerini taşır. Gelişen deformasyonun diğer özelliklerini ve ilginç olasılıkları daha sonra inceleyeceğiz; örneğin kıvrımlı bir tabakada kıvrımların açıldığı veya tabakanın uzadığı gözlenebilir, veya deformasyonun ilk evresinde oluşmuş mineral dizilimi, deformasyonun sonraki evrelerinde şiddetli bir şekilde değişebilir. Çalışmamızın başlangıcında bu olasılıklar korkutucu görünmesine rağmen, bu gibi geometrik değişimlerin gelişigüzel ve kaotik olmadığını, bu değişimlerin tanımlanmış kurallara uyduğunu vurgulamak gerekir. Bu aşamada yapacağımız en önemli şey, bu kuralları ortaya çıkarmaya çalışmaktır. Böylece, doğal olarak deforme olmuş kayalarda görülen yapıları daha hassas bir şekilde yorumlamak için iyi bir konumda bulunuruz.

Soru 1.3'ün son kısmında, deformasyonun tüm özelliklerinin, herhangi bir yöndeki uzama değişimleriyle tanımlanıp tanımlanamayacağını sormuştuk. Yamulma, sadece tek bir sayı ile tanımlanan uzunluk veya açı gibi basit ölçüm parametrelerinden değildir. Kart destesinin kenarındaki her yön, o yöndeki deği-

şimleri tanımlayan kendi karakteristik sayısına sahiptir. Yamulma bir tensördür ve konumunu tanımlamak için birçok sayıya gerek vardır. Bundan sonraki bölümdeki problemlerimizden biri, farklı yönlerde boyuna yamulmada meydana gelen değişimleri incelemek ve böylece sonlu veya toplam yamulma tensörünün özelliklerini tanımlamaya yarayan pratik yöntemler bulmak olacaktır.

Açıda meydana gelen değişimler

Cevap 1.4

Makaslama yamulmasında ilksel α yöneliminin değişmesine bağlı olarak meydana gelen değişiklikler, boyuna yamulmada olduğu gibi karmaşıktır. Daha önce, A`C` yönündeki boyuna yamulmaların sabit kaldığını ve sıfır olduğunu görmüştük. Bununla birlikte, yerdeğiştirmeyi artırdığımızda, bu çizgi boyunca makaslama yamulması gelişen bir şekilde değişir. γ_{yx} 'in tanımından açıkça görüleceği gibi γ_{AC} 'daki değişimler γ_{yx} 'dekiler gibidir ve apsis eksenindeki ölçek γ_{yx} 'in negatif değerlerini ifade eder.

α derecesi 60° olan ilksel AB yönündeki uzamanın (e), γ_{yx} deki artış ile pozitif fakat doğrusal olmayan bir şekilde arttığını görmüştük. A`B` çizgisi boyunca gelişen makaslama yamulmasındaki değişiklikler ise daha da karmaşıktır (Şekil 1.6B). İlk yerdeğiştirme aşamasında, AB yönlü çizgi, ilksel olarak buna dik olan bir çizgiden daha hızlı yön değiştirir. Bu, A`B` boyunca bir makaslama yamulması geliştirmemiz gerektiğini ima eder; Yön değişim oranlarındaki farklar nedeniyle, A`B` ile ilişkili olan ölçülmüş makaslama yamulması sapması saat yönünün tersinde

olacaktır. Bu yüzden makaslama yamulması $\gamma_{A'B'}$ pozitif işaretlidir. Bu makaslama yamulmasının değışme oranı önce azalır, sonra negatif bir anlamda artar, öyle ki, deformasyonun belirli bir aşamasında pozitif saat yönünün tersindeki makaslama etkileri, daha sonraki negatif saat yönündeki makaslama etkileri ile tamamen karşılanmış olur. Grafiğimizde bu, makaslama yamulması çizgisinin apsis eksenini kestiği yerde meydana gelir ($\gamma = 0$). Bu durumda bu çizgilerin çok özel nitelikleri vardır. Deneyimizin başlarında dikliklerini kaybeden, ilksel olarak birbirine dik olan iki yön (0.00 ve -1.15 değerleri arasında) şimdi tekrar birbirine dik bir konuma geçmişlerdir. Matematiksel olarak kanıtlanabileceği gibi bunlar kartların yüzeyinde yer alan, birbirine ilksel olarak dik olan ve yamulma tarihçesinin bu noktasında yine birbirine dik durumda olan tek iki yöndür. Daha sonra gösterileceği gibi bu durumda bu iki yön maksimum ve minimum uzama yönlerine paraleldir. Deneyin devamında A'B'ye ilksel olarak dik olan çizginin A'B yönüne göre sapması saat yönünde olur ve makaslama yamulması negatif değerler alır.

Son olarak, B'C'ye paralel olan makaslama yamulmaları, deneyimizdeki makaslama değerleri içinde her zaman pozitifdir ve doğrusal olmayan bir biçimde yavaş yavaş artar.

Cevap 1.5

iki boyutta yerdeğıştirme, bir noktanın başlangıç pozisyonunu (x,y) ve son durumunu (x',y') birleştiren vektör olarak tanımlanır. Yerdeğıştirme iki bileşene sahiptir; x eksenine paralel olan u, ve y eksenine paralel olan v.

$$u = x' - x \quad v = y' - y$$

Basit makaslama kartların paralel kayması nedeniyle noktalar sadece x eksenine paralel olarak yerdeğiştirir, ve herhangi bir noktanın y koordinat değeri değişmez. x eksenine paralel olarak hareket eden uzaklık, bu eksenden olan uzaklığa bağlı olarak doğrusal olarak artar. Bu yüzden basit makaslama iki yerdeğiştirme denklemi yazabiliriz.

$$u = -\Upsilon y \quad v = 0 \quad (1.1)$$

Bütün başlangıç ve bitiş noktalarını birbirine bağlayan genel eşitlikler koordinat dönüşüm denklemleri olarak bilinir.

$$x' = x - \Upsilon y \quad y' = y \quad (1.2)$$

Bunlar yerdeğiştirme denklemleri ile bağlantılıdır. Bu denklemler doğrusaldır yani x ve y'nin karmaşık fonksiyonlarını içermezler. En eksiksiz biçimlerinde dört terim içerirler.

$$x' = x - \Upsilon y \quad y' = 0x + y$$

x ve y nin bu dört katsayısı iki çarpı iki matris olarak ifade edilebilir ve buna yamulma matrisi denir.

$$\begin{matrix} x' \\ y' \end{matrix} = \begin{bmatrix} 1 & -\Upsilon \\ 0 & 1 \end{bmatrix} \begin{matrix} x \\ y \end{matrix} \quad (1.3)$$

Bu matris, yamulmanın tüm özellikleri türetilebilen çok önemli bir temel matematik ifadedir (2. Bölüm ve Ek B).

Yamulma matrisi mutlak yerdeğiştirmeleri belirtmez fakat temel iç deformasyon özelliklerini içerir. Örneğin, makaslama kutumuzu kaldırıp laboratuvarımızdaki başka bir masaya taşıyabilirdik. Bunu yaparken kartımızın kenarındaki tüm noktaları başka bir tip yerdeğiştirmeye uğratmış oluyoruz. Bu tip yerdeğiştirmeye teknik bir dille kütle ötelenmesi (body translation)

ve eğer kutuyu hareket sırasında döndürmüşsek kütle dönmesi (body rotation) diyoruz. Fakat bu hareket makaslama yamulmalarındaki ve boylardaki değişimler açısından makaslama deneyimizin sonuçlarını etkilemez. Bu yerdeğiştirmeleri de kapsayan toplam yerdeğiştirme denklemi 1.1 denklemine bazı yeni terimlerin eklenmesiyle elde edilebilir, fakat bu ek vektörler kartlarımızdaki içsel bozulmayı oluşturan özel vektör eğimlerini değiştirmez.

Boyda meydana gelen değişimlerin jeolojik anlamı:

Budinaj ve kıvrımlanma

Deforme olmuş bir malzemede değişik yönlerde oldukça karmaşık bir şekilde uzunlukların arttığını ve azaldığını gördük. Eğer incelediğimiz kaya kütlesi az çok uniform, izotropik ve homojen ise, deformasyon hiç olmazsa ilk evrelerde, özel mekanik duraysızlıkların oluşmasına yol açmaz. Sonraki bölümlerde, böyle bir deformasyonun, kütleyi oluşturan parçacıkların yöneliminin ve şeklinin genel değişimine yol açabileceğini göreceğiz; bu, istatistiksel olarak tercihli yönelimlerin gelişmesine ve çizgisel ve düzlemsel dokuların oluşmasına yol açabilir.

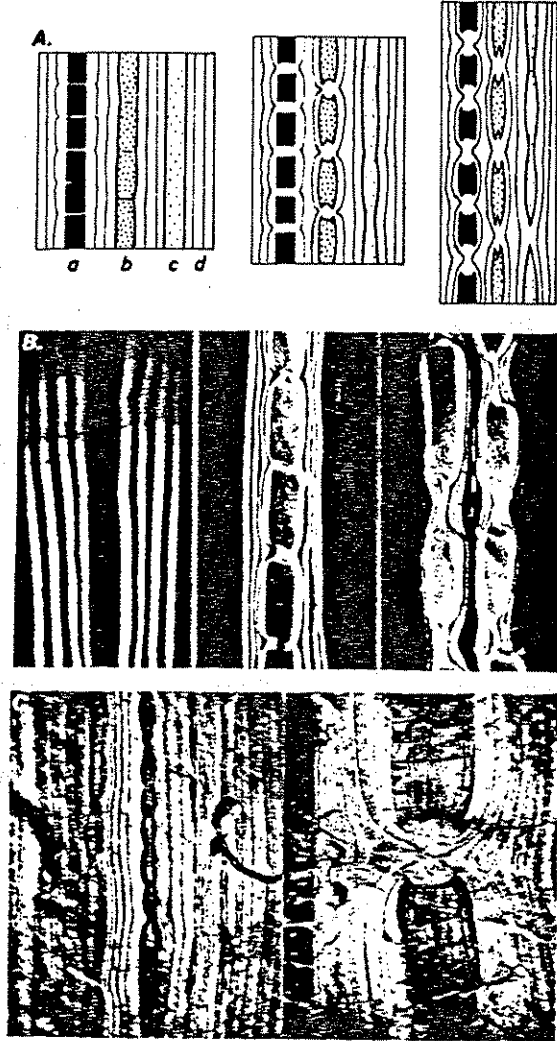
Ancak pek çok doğal kaya homojen ve izotropik değildir. Kayalar genellikle düzlemsel bir anizotropi biçiminde bileşim değişiklikleri gösterirler (sedimentlerdeki tabakalanma, şist ve gnayslardaki bantlaşma, düzlemsel magmatik dayklar ve siller vs.). Bu farklı bileşimdeki katmanlar genellikle farklı reolojik özelliklere sahiptir; yani bunlar kırılğan veya sünek olabilir, veya sünekseler değişik süneklik derecelerine sahip olabilirler.

✓ Çoğu zaman reolojinin gerçek tipini bilemeyiz (örneğin Newton viskozu, doğrusal olmayan viskoz, plastik vs.), fakat ^{büyük bir} genellikle katmanların doğal deformasyonun ~~belirli şartları~~ altında süneklik farkları gösterdiğini hissederiz, çünkü ~~bu~~ katmanlar aynı deformasyon şartları altında değişik şekillerde davranmış ve böylece farklı geometrik özellikler kazanmıştır. Böyle farklı özelliklere sahip katmanlı kayalar, katman anizotropisine paralel olarak uzatıldıkları veya kısaltıldıkları zaman, katmanlar mekanik olarak duraysız bir hale gelir.

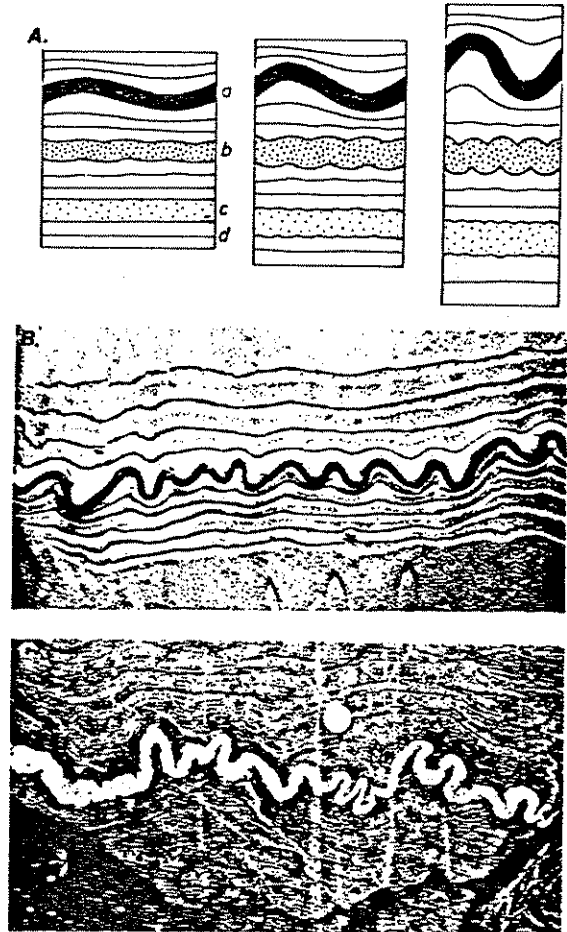
? / Jeolojide mekanik olarak duraysızlığa yol açan kaya özelliklerindeki farklılıkları tanımlamak için sık sık dayanımlılık (competence) terimini kullanırız. Komşularından daha kolay akan kayalar daha az dayanımlı kayalar, komşularından daha sert olanlar ise dayanımlı kayalar olarak adlandırılır. Burada dayanımlılık terimi reolojik anlamda oldukça belirsiz bir şekilde tanımlandığı halde, katmanlı bir sistemin bileşenlerinin karşılaştırılması bakımından faydalıdır; arazi jeologu deforme olmuş katmanlı kaya bileşenlerinin dayanım farklılıkları hakkında bu şekilde bir takım bilgiler iletebilir.

✓ Şekil 1.8B, basit bir laboratuvar deneyinin sonuçlarını göstermektedir. Bu deneyde dayanımlı bir plastik katman ~~önce~~ daha az dayanımlı plastik katmanlar tarafından çevrelenmiş ve ^{buna izlenim} serri katmanlara paralel olarak gelişen bir uzamaya maruz kalmıştır. Dayanımlı malzeme deformasyon sırasında mekanik olarak duraysızlaşır. Dayanımlı tabaka içindeki ufak süreksizlikler belirli noktalarda yüksek gerilmelerin yoğunlaşmasına yol açar, ve bu yüksek gerilmeler bu bölgelerde daha yüksek deformasyon

hızları yaratır. Bu yüzden bu dayanımlı katman önce uzar ve inceler, ve sonra bir kırık oluşur. Daha fazla uzama, dayanımlı katmanın birbirinden ayrılmış parçalarının daha da ayrılmasına yol açar, ve çevredeki daha sünek malzeme, dayanımlı katman parçaları arasındaki boğum zonu denen yere akar. Bu olaya budinaj



Şekil 1.8 A, budinlerin diyagramatik enine kesitleri; dayanımlılık sırası $a > b > c > d$, B, plastik modellerle yapılan laboratuvar deneylerinde budin oluşumu sırasında üç safha, C, budin yapılarına örnekler; dayanımlı kaya kalsilikat, dayanımsız kaya ise mermerdir, Khan Gorge, Namibia, Afrika.



Şekil 1.9 A, dayanımlı tabakaların kısalması sırasında oluşan bükümlü kıvrım (buckle fold) tipleri; dayanımlılık sırası $a > b > c > d$, B, değişik plastikliğe sahip maddelerle yapılan laboratuvar deneylerinde oluşan pitikmatik yapılar, C, metasedimenter bir matriks içinde pitikmatik yapı gösteren pegmatit damarı, Chindamora, Zimbabwe, Afrika.

denir ve kesiti dikdörtgensel veya yarı eliptik olan ve üçüncü boyutta yassı boru biçimli düzlemsel yapılar budin olarak adlandırılır. Dayanımlılık farkının yüksek olduğu durumlarda, uçları enine kırıklarla kontrol edildiği için budinler genellikle blok gibi kesitler verir. Çevreleyen malzeme budin boğumlarına doğru aktığı için, budin bloklarının uçlarının biçimi dayanımlı-dayanımsız kaya ara yüzeyleri boyunca oluşan farklı makaslamalar nedeniyle değişir. Budinler, bir fıçı şeklinde karakteristik enine kesitler gösterir ve ayrılmanın fazla olduğu yerlerde dayanımsız malzemenin şiddetli akması, budin ucu şeklinin tamamen bir balık ağzı biçimine dönüşmesine yol açabilir (Şekil 1.8). Dayanımlılık farkının az olduğu durumlarda, dayanımlı katman, ilk gerilme yoğunlaşmalarının olduğu yerlerde şiddetli bir sünek akmaya uğrar ve kırılmaksızın uzayabilir. Bu tür budinlerin enine kesiti boğumlu yapılar (pinch and swell structure) olarak bilinen daha merceksel bir biçim gösterir.

Daha az dayanımlı bir matriks içindeki dayanımlı katmanın kısılması da mekanik olarak duraysızlıklara yol açar. Bu katman yanlara doğru itilir ve kıvrılmış bir şekil oluşturur. 'Büklümlü kıvrımlar' olarak bilinen bu kıvrımlar genellikle oldukça düzenli bir periyodik dalga boyu gösterir (Şekil 1.9). Eğer dayanımlı katmanlar kalın bir dayanımsız kaya kütlesi ile diğer dayanımlı katmanlardan ayrılmışsa, dayanımlı katmanda oluşan kıvrımın dalga boyu, dayanımlı katman kalınlığının ve dayanımlılık farkının bir fonksiyonu olur. Dayanımlı katman kalınlığında ve dayanımlılık farkındaki artış, ilk oluşan büklümlü kıvrımın dalga boyunun artışına neden olur. Eğer dayanımlılık farkı yüksek ise, ilksel

dalga boyunun kalınlığa göre olan büyük oranı, daha sonraki kıvrım stiline, kıvrım tepe noktaları arasındaki uzaklığa göre çok büyük olan katman uzunluğu olarak yansır. Böyle kıvrımlar pitigmatik yapılar olarak adlandırılır (Şekil 1.9A, a-katmanı; B, C) ve gnays bölgelerinde deforme olmuş apilit ve pegmatit damarları için karakteristiktir.

ANAHTAR KELİMELELER VE TANIMLAR

Açısal makaslama yamulması: İki ilksel dik çizgi arasındaki açısal sapma ölçüsü (Şekil 1.4).

Kütle dönmesi: Bir yerdeğiştirme tipi; bir kütledeki tüm noktalar belirli bir nokta etrafında aynı miktarda açısal dönmeye uğrarlar.

Kütle telenmesi: Her nokta için yerdeğiştirme vektörlerinin aynı olduğu bir yerdeğiştirme tipi.

Budinaj: Bir dayanımsız matriks ile kuşatılmış dayanımlı katmanların uzaması esnasında oluşan bir yapı. Dayanımlı düzeyler az veya çok incelme (veya kırılma) gösterirler ve 'budinler' denen yarı-paralel parçalara ayrılırlar. Budin terimi ilk olarak Lohest ve diğ. (1909) tarafından önerilmiştir.

Kırılğan (brittle) deformasyon: Elastik limit aşıldığında kırık oluşumuna yol ačan, gerilmeye uğramış bir maddenin kırılması.

Dayanımlılık: Maddenin şekil değiştirebilme kolaylığını ifade eden genel bir terim. Dayanımlı maddeler dayanımsız maddelere göre daha serttir, daha zor akar ve daha kolay kırılır.

Yerdeğiştirme: Bir maddedeki bir noktanın pozisyonunun ilksel koordinatlarından (x,y) son durumuna (x',y') olan değişimi. Yerdeğiştirme, (x,y) ve (x',y') yü birleştiren doğrusal bir vektördür. Bir maddenin tüm noktalarındaki yerdeğiştirmeler, yerdeğiştirme denklemleri ve koordinat dönüşüm denklemleri olarak ifade edilebilir.

Sünek akma: Bazı maddelerin gerilme altında kırılmaksızın kalıcı deformasyona uğrama özelliği. Sünek akma esnasında oluşan yamulmalar genellikle elastik deformasyon sırasında oluşan yamulmadan daha fazladır.

Elastik yamulma: Gerilmenin uygulanması sırasında katı bir maddede oluşan yamulma. Elastik yamulma geriye dönüşlüdür (reversible) ve gerilme kalktığı anda kütle orijinal şekline döner. Elastik yamulmalar genellikle küçüktür (boyuna yamulma $e < 0.02$, ve makaslama yamulması $\gamma < 0.02$).

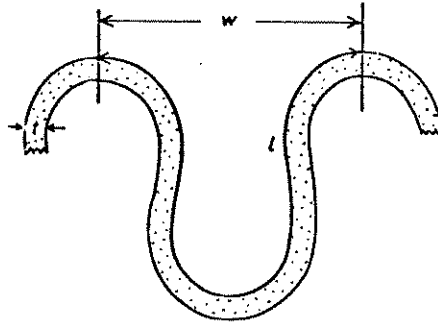
Boyuna yamulma: Bir çizgi elemanın boyunda meydana gelen değişim. İlk boyu l ve son boyu l' olan bir çizgi, uzama (e) olarak tanımlanan boyuna yamulmaya sahiptir; $e = (l' - l) / l$. Sonlu boyuna yamulma (e_f), başlangıç ve son durum arasındaki tüm yamulmayı verir. Artmalı boyuna yamulma (e_i), artmanın başlangıcındaki l boyundan, sonundaki l'_i boyuna olan, çizgi boyundaki kısmi anlık değişimdir; ($e_i = (l'_i - l) / l$).

Boğumlu yapılar: Budinlerin dayanımlı malzemenin dar zonları ile birleştiği bir budinaj türü. Bu yapı, dayanımlılık farkları fazla olmayan maddelerin karakteristik bir özelliğidir (Şekil 1.8A, c katmanı).

Pitigmatik yapılar: Aşağıdaki geometrik özelliklere sahip kıvrımlardır (bak. Şekil 1.14);

- 1- sabit tabaka kalınlığı (t)
- 2- tabaka (l) boyunca ölçülen komşu kıvrımların tepeleri (veya çukurları) arasındaki uzaklık tabaka kalınlığına göre fazladır ($l/t > 10$).
- 3- tabaka (l) boyunca ölçülmüş, komşu kıvrımların tepeleri arasındaki uzaklık kıvrımın dalga boyuna (w) göre fazladır.

Kıvrımlı tabakanın biçimi, havada ince elastik bir levhanın bükülmesi ile oluşan şekle benzer. Deforme olmuş kayalarda pitigmatik yapılar, düşük dayanımlı bir matriks ile kuşatılmış, nispeten yüksek dayanımlı, tek ve izole tabakaların kuvvetlice kısaldığı yerlerde görülür.



Şekil 1.10. Pitigmatik yapının geometrik özellikleri.

Reoloji: Bir maddeye uygulanan gerilme ile oluşan yamulmalar ve yamulma hızları arasındaki ilişkinin incelenmesi.

Makaslama yamulması Υ : Açısal makaslama yamulmasının tanjantı:

$$\Upsilon = \tan \psi$$

Basit makaslama: Başlangıçtaki bir kareyi paralelkenara dönüştüren yerdeğiştirme. Burada yerdeğiştirme vektörleri kare ve paralelkenarın karşılıklı kenarlarına paralel olarak yönlendirilir (Şekil 1.5). Vektör yönü makaslama yönü olarak bilinir; bunu ve paralelkenar düzlemine dik olan yönü içine alan düzlem makaslama düzlemidir.

Yamulma: Belirli tip yerdeğiştirmelerden kaynaklanan, bir maddenin şeklinde ve içsel biçimlenmesinde (configuration) meydana gelen değişiklik. Matematiksel olarak yamulma, iki boyuttaki tanımı için 4 bileşene, üç boyutta ise 9 bileşene, ihtiyacı olan ikinci tip bir tensördür (second order tensor). Bu kitapta, bu tensör için bükülme (distortion) ve dönme (rotation) özelliklerini de içeren 'yamulma' terimini kullanacağız.

ANAHTAR KAYNAKLAR

Jaeger, J. C. (1956). "Elasticity, Fracture and Flow", 208 pp. Methuen, Londra.

Means, W. D. (1976). "Stress and Strain", 339 pp. Springer-Verlag, Heidelberg.

Ramsay, J. G. (1967). "Folding and Fracturing of Rocks", 568 pp. McGraw-Hill, New York.

Thompson, W. and Tait, P. G. (1879). "Principles of Mechanics and Dynamics", 1. Bölüm, 508 pp. Dover, Londra.

Truesdell, C. and Toupin, R. A. (1960). The classical field theories. In "The Encyclopaedia of Physics", (S. Flugge, ed.) 267-273. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg.

BÖLÜM 2

YAMULMA ELİPSİ KAVRAMI, BİÇİM BOZULMASI VE DÖNME

GİRİŞ

1. bölümdeki deneyler iki boyutta yerdeğiştirme ile meydana gelen yamulmanın oldukça karmaşık geometrik özellikler içerdiğini göstermişti. Boyuna yamulma ve makaslama yamulması değerlerinin, ölçümlerin alındığı yöne bağlı olarak değiştiğini gördük. Bu bölümde bu değişimleri tanımlayacağız ve bunların sistematik bir model oluşturduğunu göstereceğiz.

Önceki deneylerde kullandığımız makaslama kutusuyla bu probleme deneysel bir sonuç nasıl bulabiliriz? Bunun bir yolu kart destesinin kenarına, örneğin 10 derece aralıklarla, farklı yönlerde doğrular çizmek olabilir. O zaman boyuna ve makaslama yamulmasının, bu doğruların ilk ve son durumlarına bağlı olarak nasıl değiştiğini sistematik olarak inceleyebiliriz. Bununla beraber, bu yamulma değişimlerini incelemek için daha basit bir yöntem kullanabiliriz: kart destesinin kenarına bir daire çizeriz ve kartlara makaslama gerilmesi uyguladığımızda bu dairenin çemberinin nasıl değiştiğini görürüz. Bu dairesel işareti kullanmak sadece her yönde ilksel yönelimli çizgilerin (bu çizgiler dairenin merkezini çembere bağlayan sonsuz sayıda yarıçaplar tarafından temsil edilir) boylarının ve yönelimlerinin nasıl değiştiğini görmemizi sağlamaz, aynı zamanda yamulma analizinin en önemli kavramlarından biri olan sonlu yamulma elipsini tanımlamamıza yardımcı olur.

Yamulma elipsi kavramı, yamulma homojenliğine dayanır. Basit makaslama yerdeğiştirmesinde homojen yamulma, 10 komşu kart arasındaki yerdeğiştirmenin, diğer herhangi bir 10 komşu kart arasındaki yerdeğiştirme ile aynı olmasıyla oluşur. Bu yerdeğiştirme farkı yerdeğiştirme eğimi olarak adlandırılır: homojen yamulmalar yerdeğiştirme eğiminin sabit olduğu durumlarda meydana gelir.

Birinci grup deneyler: yamulma elipsi - homojen ve heterojen yamulma

Soru 2.1

Sabit yerdeğiştirme eğimine sahip kama şekilli kalıplar kullanarak kartları yerdeğiştirin. Daire bir elips şekline deforme olur; eğer ilksel daire bir birim yarıçapa sahipse, oluşan elips sonlu yamulma elipsi olarak bilinir. Bu elipsin büyük ve küçük yarı-eksenlerinin uzunluklarını ölçün. Bu uzunluklar, yamulmanın maksimum ve minimum uzamalarıyla ilişkilidir ($1 + e_1$ ve $1 + e_2$ değerleri, burada e_1 ve e_2 asal sonlu uzamalar olarak bilinir, e_1 tanımsal olarak her zaman e_2 'den büyüktür). Deneyimizde e_1 pozitif, e_2 ise negatiftir. Yamulma elipsinin elipselliği $R = (1+e_1)/(1+e_2)$, yamulmanın biçim bozulma bileşenin bir kesimini belirtir; bu değerini hesaplayın. Yamulma elipsinin yönelimini, kart kenarının yönü ile elipsin ana eksenindeki açıyı ölçerek saptayın (θ' açısı).

Soru 2.2

Daha küçük dairelerin biçim bozulması ile oluşan elipslerde bu ölçümleri tekrarlayın. Elipsellik ve yönelimler sabit midir ? Neden ?

Soru 2.3

Bir büyüteç ile büyük elipsin çeperindeki yerdeğiştirmeyi gözleyin - kesikliklere ve basamaklara dikkat edin. Deforme olmuş dairelerin şekli gerçekten bir elips midir ?

Soru 2.4

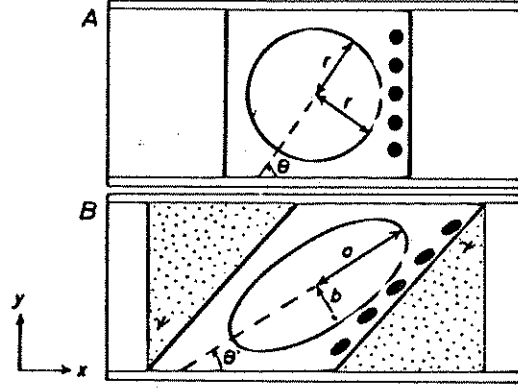
Basit makaslama ile oluşan yamulma elipsi için denklem türetme

Birim yarıçaplı ve $x^2 + y^2 = 1$ denklemiyle verilen (0,0) merkezli bir çemberin üzerinde yer alan (x,y) koordinatlı ilksel noktaların γ_{yx} değerli basit makaslama yerdeğiştirmesi sonucu (x',y') koordinatlı yeni pozisyonlara gelmesini gösteren bir denklem türetin. ipucu: dairenin üzerindeki noktaları, aşağıdaki koordinat dönüşüm denklemlerini kullanarak yerdeğiştirin.

$$x = x' - \gamma y' \quad y = y'$$

Soru 2.5

Eğimli bir yerdeğiştirme yüzeyine sahip bir kama kullanarak ilk deneyi tekrarlayın (Şekil 2.1). Yerdeğiştirmeden sonra büyük dairenin şekli nedir; bir elips midir ? Daha küçük dairelerin şekilleri ne olur ? Büyük daireden daha mı eliptik-



Şekil 2. 1. 2.1-2.10'daki sorular için kart kenarlarına çizilen çemberler, A, makaslama öncesi; B, makaslama sonrası.

tirler ? Deforme olmuş küçük dairelerin yaklaşık elipselliği ve bunların yönlenmeleri ne kadar sabittir ?

Soru 2.6'ya geçmeden önce cevaplarınızı kontrol edin ve açıklamayı okuyun.

ikinci grup deneyler: Asal sonlu uzamalar ve yamulmanın dönmeli bileşeni

Bu deneylerin amacı, yerdeğiştirmenin ve yamulma sisteminin dönme etkilerini araştırmak ve yamulma elipsinin şeklinin, yerdeğiştirmenin nasıl bir fonksiyonu olduğunu formüle etmektir.

Soru 2.6

$\gamma_{yx} = 0.8$ değerindeki kamaları kullanarak kartları homojen yamulma durumuna gelecek şekilde yerdeğiştirin. Büyük elipsin büyük ve küçük çapları çizin, çizgiler birbirine dik olacaktır.

$\gamma_{yx} = 0.4$ makaslama değerli kamalar ile makaslamanın bir kısmını ortadan kaldırın. Önceki elipsin büyük ve küçük eksen çizgileri hala birbirine dik midir ?

Soru 2.7

Makaslama deformasyonunu tamamen kaldırın. Yamulma elipsi ilksel daire biçimine dönecektir. Orijinal yamulma elipsi eksenleri yeni konumlarında birbirine dik midir ?

Soru 2.8

Yamulma elipsinin ($\gamma_{yx} = 0.8$) uzun eksenini ile kart kenarlarının yönü arasındaki açıyı (θ' açısı) ve bu doğrunun yerdeğiştirmemiş durumdaki kartlar ile yaptığı açıyı (θ açısı) ölçün. Bu açılar farklı olacaktır, yamulmanın dönme bileşeninin ölçüsü olan bu farkı ($\omega = \theta' - \theta$) hesaplayın. Dönmeli bir yamulma olmasına rağmen kartlar gerçekte dönmüş müdür ?

Soru 2.9

$\gamma_{yx} = 1.6$ yamulma değerli kamalar için Soru 2.6 yı tekrarlayın. Elips eksenlerinin yönleri, $\gamma_{yx} = 0.8$ lik bir makaslama ile oluşan elips eksenlerinin yönleri ile çakışıyor mu? Yamulmanın dönmeli bileşenini $\gamma_{yx} = 1.6$ makaslama değeri için hesaplayın. Bu değer $\gamma_{yx} = 0.8$ lik makaslama sonucu meydana gelen değerin iki katı mıdır ?

Üçüncü grup deneylere geçmeden önce cevapları kontrol edin ve bu sonuçların önemi hakkındaki yorumu okuyun.

Üçüncü grup deneyler: asal sonlu uzama değişimleri ve yerdeğiştirme

Bu son grup deneylerin amacı, yamulma, dönme ve yerdeğiştirme arasındaki ilişkileri daha doğru bir şekilde hesaplamaktır.

Soru 2.10

Değişik γ_{yx} değerli kamalar ile aşağıdaki verileri hesaplayın ve aşağıdaki tabloya işleyin.

Verileri dört grafik üzerinde gösterin; bu grafiklerde dikey eksen aynı olacak ve $1.0 \gamma = 5.0$ cm olarak çizilecek, yatay eksenler ise elipsellik $R = 2.5$ cm; θ' , $10^\circ = 2$ cm; θ , $10^\circ = 2$ cm; ve dönme ω , $10^\circ = 2$ cm değerlerini gösterecektir. Bu ölçekleri kullanarak verileri bir kopya kağıdı üzerine işaretleyin. Bu şekilde sonuçlar, cevap kısmındaki doğru çözümlerle karşılaştırılabilir.

Herhangi bir eğri, makaslama yerdeğiştirmesi γ_{yx} 'deki artmaya bağlı olarak doğrusal bir değişim gösteriyor mu? Alanı πr^2 olan bir daireden oluşan elipsin alanı πab dir. Alandaki oransal değişimi Grek harfi 'delta' (Δ_A) ile tanımlarsak;

$$1 + \Delta_A = (1+e_1)(1+e_2)$$

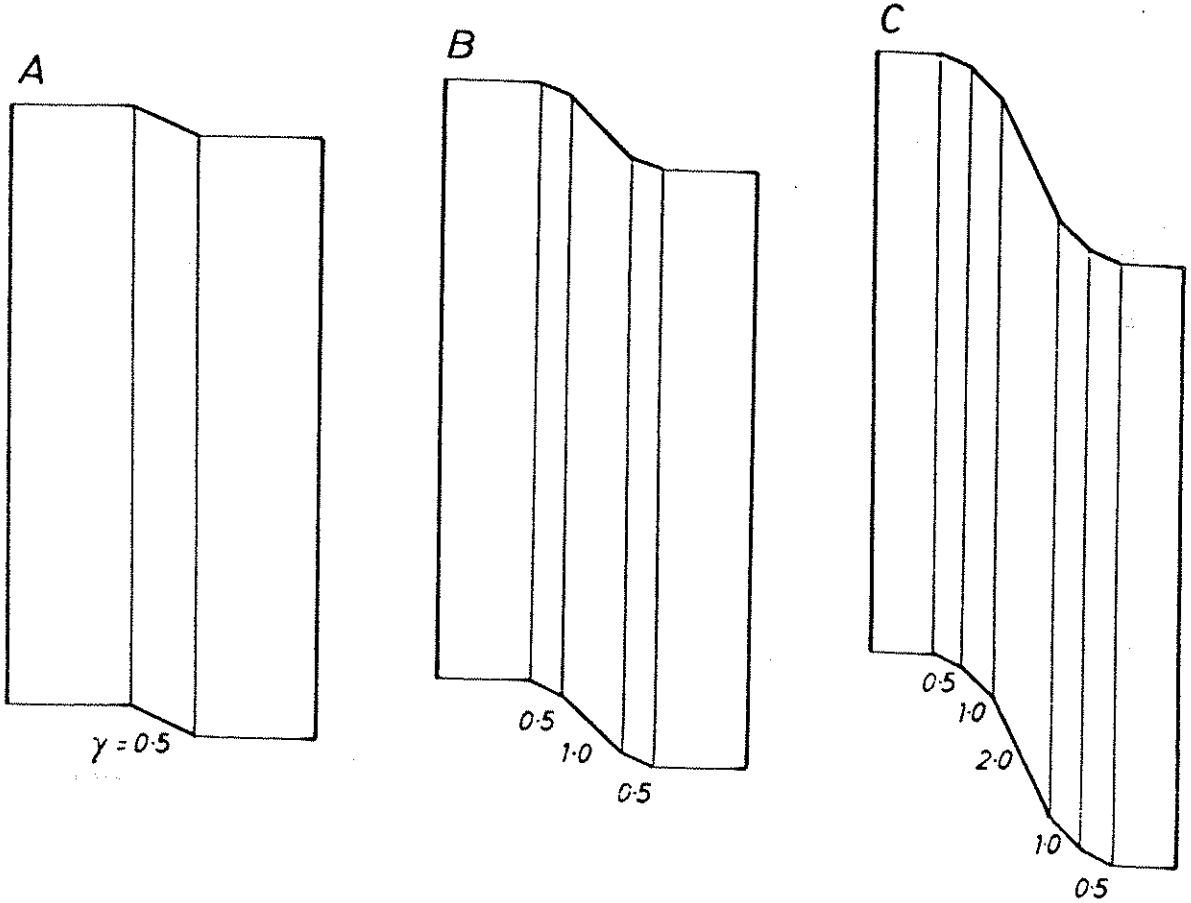
Basit makaslama alan değişimi hakkında nasıl bir sonuç çıkarırsınız ?

$\gamma_{yx} = \tan \psi$	$1 + e_1 = \frac{a}{r}$	$1 + e_2 = \frac{b}{r}$	$\frac{1 + e_1}{1 + e_2} = R$	$(1 + e_1)(1 + e_2) = (1 + \Delta)$	θ'	θ	$\omega = \theta' - \theta$
-0.2							
-0.4							
-0.6							
-0.8							
-1.0							

Makaslama zonlarında gelişen uzama yapıları

Soru 2.11

Basit makaslama ile gelişen ilk elipteki maksimum boyuna yamulmanın yönelimi θ' nedir? Bunu, θ' eğrisinin $\dot{\gamma}_{yx} = 0.0$ durumuna geldiğini varsayarak saptayın.



Şekil 2.2. Bir makaslama zonunun tedrici olarak gelişmesi. Soru 2.11'e bakınız.

Şekil 2.2, yerdeğiştirmiş (fakat deforme olmamış) çevre kayalarını (wall rocks) boydan boya kesen, kenarlar birbirine paralel bir makaslama zonunu göstermektedir. A şekli zonun ilk gelişimini gösterir, B ve C ise, zonun merkezindeki makaslama-
ların daha kuvvetli olduğu, ve makaslama zonunun genişlediği daha

sonraki evreleri gösterir. A şeklinde, ilk meydana gelen yamulma elipsinin maksimum uzama yönüne dik oluşması beklenen uzama çatlakları (extension cracks) sistemini çizin. B ve C'de, bunların sonraki makaslama ile nasıl değişeceğini ve daha az deformasyon geçirmiş duvar zonlarına nasıl uzanacağını gösterin (uzama damarının gelişiminin çatlağın ucundan başlayarak maksimum artmalı uzamaya dik yönde geliştiğini kabul edin).

Uzama çatlağı ile makaslama zonu doğrultusu arasındaki açıdan yararlanarak toplam makaslama yamulmasını (Ψ) hesaplamamızı sağlayan bir denklem geliştirin.

CEVAPLAR VE AÇIKLAMALAR

Yamulma elipsi - homojen ve heterojen yamulma

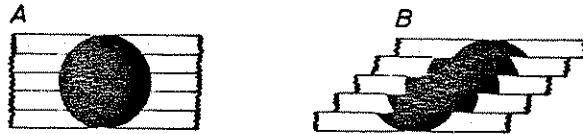
Cevap 2.1, 2.2

Sabit makaslama açısına (Ψ) sahip bir çift kama biçimli kalıp kullanarak kartları yerdeğiştirdiğimizde (yani kart doğrultusunda bir Ψ_{yx} makaslama yamulması uyguladığımızda), birim yarıçaplı daire tam bir elipse dönüşür. Daha küçük daireler de, büyük dairelerin aldığı şekillere tamamen benzeyen, ve birbirlerine paralel büyük ve küçük eksenlere sahip elipslere dönüşür. Kart destesinin makaslanması sırasında 10 komşu kart arasındaki yerdeğiştirmenin, diğer 10 komşu kart arasındaki yerdeğiştirme ile aynı olduğu açıktır. Teknik adlamada, kenarın küçük bir kesiminde meydana gelen yerdeğiştirme, yerdeğiştirme eğimi olarak bilinir ve bu eğim deneyimizde açık bir şekilde sabittir. Benzer

şekilli ve benzer yönelimli küçük elipslerin gösterdiği gibi deneyimizde küçük alanlarda (fakat çok küçük değil) oluşan biçim değiştirme, diğer küçük alanlarda oluşan biçim değiştirmelerle aynıdır. Sabit yerdeğiştirme eğimi homojen bir yamulmaya yol açar.

Cevap 2.3

Modelimizin yüzeyindeki elipslere bir metre uzaktan bakarsak biçim değiştirme çok pürüzsüz ve düzenli görülür, fakat bu düz siluet bir görüntü aldanmasıdır; elipslere bir büyüteç ile bakarsak bunların kesikli bir basamak dizisinden oluştuğunu görebiliriz. Sadece 5 kartı kapsayan çok küçük ilksel yarıçaplı daireleri çizebilseydik (Şekil 2.4) deforme olmuş şekilleri elips olarak adlandıramazdık. Çok küçük alanlar üzerindeki yerdeğiştirme açık bir şekilde kesiklidir ve kart modelimizde (ve gerçek kayalarda) homojen yamulma kavramı çok küçük



Şekil 2. 4. Kart deneyinde ufak bir dairenin makaslanması. Makaslama sonucu oluşan şekil basit bir yamulma elipsi değildir.

gözlem alanları için geçerli değildir. Doğal olarak deforme olmuş kayalarda homojen yamulma teorisi bir el örneği üzerinde uygulanabilir, fakat hemen hemen tüm kayalar kristal tanelerinden oluştuğu için bireysel olarak taneleri gördüğümüzde bu teori uygulanamaz (Şekil 2.5). Doğal kayanın deformasyonu sırasında, kayanın genel şekil değişimi, tek tek taneler içinde ve bu tane-

lerin arasında küçük, kesikli yerdeğiştirmeler ve kristal şekillerinin, erime ve büyüme sonucu, değişmesiyle meydana gelir. Kayacı oluşturan binlerce tanenin genel ilişkisi gözönüne alındığında, taneler arasındaki süreksizliklerin, aynı kartlar arasındaki ufak kesiklikler gibi, yok olduğunu ve sürekli bir şeklin oluştuğunu görebiliriz. Doğal deformasyon sırasında kristaller genellikle ilksel komşu kristallerden fiziksel olarak ayrılmaz.



Şekil 2. 5. Yamulma elipsi ve homojen yamulma kavramları kayalara ve kayaları oluşturan kristallere her zaman uygulanamaz. A, deforme olmamış, a-f ile gösterilen kristallere sahip ve üzerinde sanal bir çember çizili kayayı, B, ise bu kayanın ve kristallerin (a'-f') deforme olmuş şeklini göstermektedir, ilksel çember kesikli bir elipse dönüşmüştür.

Tektonik deformasyonlarda bu durum genel olarak doğru olmasına rağmen şüphesiz bu devamlılığın (veya birlikteliğin) olmadığı başka doğal olaylar da vardır. Sediment veya magmalardaki türbülans akıntıları gibi veya bu kristallerin ayrıcalıklı olarak çözülmesi, taşınması ve tekrar çökmesi gibi yerdeğiştirme olayları, sonlu yamulma kavramını geliştirdiğimiz düzenli şekil değişimi kanunlarına (yani süreklilik mekaniği kanunları) uymayacaktır.

Yamulma elipsi denklemi

Cevap 2.4

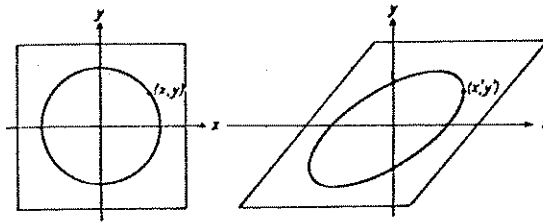
Yerdeğiştirme denklemleri iki şekilde ifade edilebilir. Bunlardan birincisi bize, yeni noktaların (x',y') koordinat konumlarını, bilinen ilksel noktaların koordinatlarına (x,y) göre

verir. Bu biçimiyle denklemler, ilksel konuma göre düzenlenmiştir ve 'Lagrangian denklemleri' olarak bilinir:

$$x' = x - \gamma y \quad y' = y$$

Bu denklemler kolaylıkla x ve y değerleri denklemin solunda olabilecek şekilde düzenlenebilir. Böylece, yerdeğiştirmeden sonraki son konumu bilmek suretiyle ilksel koordinatları hesaplayabiliriz. Son konuma göre düzenlenen bu denklemler 'Eulerian denklemleri' olarak bilinir:

$$x = x' + \gamma y' \quad y = y'$$



Şekil 2. 6. Bir noktanın (x, y) homojen basit makaslama ile yeni bir konuma (x', y') yerdeğiştirmesi ve yamulma elipsinin oluşumu.

ilksel çemberimizin üzerindeki noktaları yerdeğiştirmek için, Euler yerdeğiştirme denklemlerine göre, tüm x ve y koordinatlarını yeni konumlarına (x', y') getiririz (bak. Şekil 2.6).

$$\begin{aligned} (x' - \gamma y')^2 + y'^2 &= 1 \\ x'^2 - 2\gamma x'y' + (1 + \gamma^2) y'^2 &= 1 \end{aligned} \quad (2.1)$$

Orijinde merkezlenmiş ve koordinat eksenlerine eğik olan genel elips denklemi

$$Ax^2 + 2Bxy + Cy^2 = 1$$

olarak verilmiştir. Burada A , B ve C sabittir. 2.1 denklemi açık bir şekilde bu tip bir elipstir.

Cevap 2.5

Eğimli bir yerdeğiştirme yüzeyine sahip olan bir kama ile kartları yerdeğiştirdiğimizde, 10 komşu kart arasında meydana gelen yerdeğiştirme, genellikle diğer 10 komşu kart arasında olandan farklıdır. Yerdeğiştirme eğimi sabit değildir ve bu şartlar altında büyük daire, bir elipse benzemeyen karmaşık bir şekle dönüşür.

Örneğin, eğer kart destesine uygulanan basit makaslama yerdeğiştirmesi

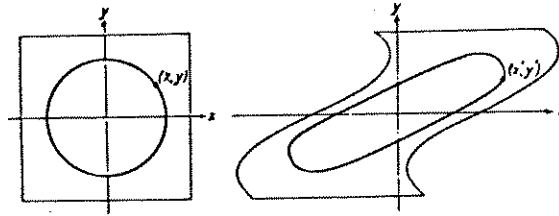
$$x' = x + \sin(2y / \pi)$$

$$y' = y$$

koordinat dönüşümü ile verilen sinüs fonksiyonu şeklinde ise, o zaman birim daire $x^2 + y^2 = 1$, Şekil 2.7 de gösterilen ve

$$x'^2 - 2x'\sin(2y'/\pi) + \sin^2(2y'/\pi) + y'^2 = 1 \quad (2.2)$$

denklemleriyle verilen şekle yerdeğiştirir.

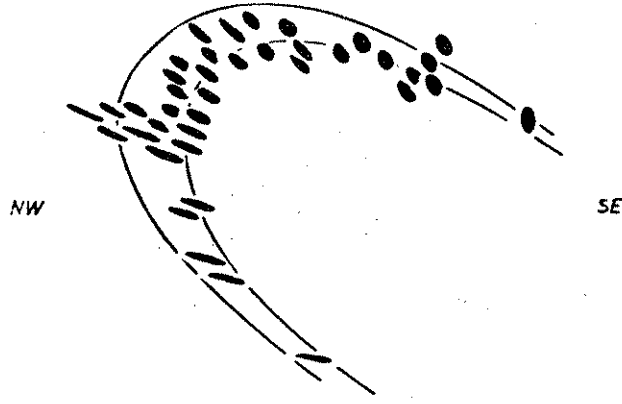


Şekil 2. 7. Heterojen basit makaslama yerdeğiştirmesi sonucu, bir çemberin elips olmayan bir şekle dönüşmesi.

Birim daireyi doğrusal olmayan yerdeğiştirmenin Eulerian biçimini tanımlayan denklemler yardımıyla yerdeğiştirerek bu denklemi kendiniz oluşturun. Her doğrusal olmayan yerdeğiştirme denklemi karmaşık lokal yerdeğiştirme eğimlerine yol açar, ve bu koşullar altında biçim bozulmaları tek bir yamulma elipsiyle incelenemez. Bu tip yamulmalar heterojen sonlu yamulma olarak bilinir.

Model üzerine çizilmiş daha küçük çaplı dairelerin biçimlerini gözlersek, deformasyondan sonra tam olarak eliptik olmamalarına rağmen, büyük dairenin şeklinden daha fazla eliptik oldukları görülecektir. Bu özellik önemli bir kavrama yol açar: heterojen bir yamulma alanında, küçük alanlardaki yerdeğiştirme eğimi homojen yamulmaya benzer özellikler gösterir. Yerdeğiştirme eğimi düzenli bir şekilde değişiyorsa heterojen yamulma bölgesi, hemen hemen homojen yamulmaya sahip küçük parçalara ayrılabilir. Bu, yapısal jeologlar için çok önemli bir sonuçtur; heterojen yamulmaya ait bütün büyük yapılarda, örneğin bir kıvrım gibi, kayaların biçim değiştirmesi, tek bir mostrada veya belki el örneği büyüklüğünde bir kaya parçasında, yamulma elipsi kavramına dayanılarak incelenebilir. Cloos'un (1947) Amerika'da Maryland bölgesinde, Güney Mountain'daki oolitik kireçtaşlarında yamulmalar üzerine yaptığı çalışma, bu prensibin uygulanmasına güzel bir örnek oluşturur (Şekil 2.8). Bir sonraki bölümde heterojen yamulma sistemlerinde yamulma analizi yöntemlerinden bazılarını inceleyeceğiz. Bu oldukça karmaşık problemin tam bir incelenmesi için sonlu heterojen yamulmayı yerdeğiştirmeye bağlayan daha karmaşık diferansiyel denklemlere ihtiyacımız vardır.

Pratik açıdan tüm jeolojik yapıların heterojen yamulma içerdiğini vurgulamak gerekir, ve eğer biz yamulma elipsi kavramını uygulamak istersek, şundan emin olmalıyız; gözlem alanımız homojenlik koşullarını bulmak için yeterince küçük, fakat kayayı oluşturan tanelerin davranışı homojenliği bozmayacak kadar büyük olmalıdır.



Şekil 2. 8. South Mountain, Maryland, USA'daki bir antiklinaldeki yamulma elipsleri. Elipsler, kıvrımdaki konumlarına göre ellipsellik ve yönlendirmede sistematik değişiklikler göstermektedir (Cloos 1947).

Asal yamulmalar ve yamulmanın dönme bileşeni

Cevap 2.6, 2.7

Yerdeğiştirme olduğunda biçim bozulmalarının oluştuğunu ve yerdeğiştirme eğimi sabit olduğunda birim dairenin yamulma elipsine dönüştüğünü gördük. Asal yamulmanın değeri ve yönlendirmesi yerdeğiştirmenin miktarına ve tipine bağlıdır, ve matematiksel olarak yerdeğiştirmenin fonksiyonları olarak ifade edilebilir. Deneyimizdeki tüm yerdeğiştirmeler kart yüzeylerine paraleldir; makaslama miktarı arttığında (γ_{yx} büyüdüğünde) asal yamulmaların oranları (yamulma elipsinin ellipselliği, R) artar. Elipsin yönelimini belirten θ' açısı da değişir, elipsin uzun eksenini x eksenine yaklaştırmaya başlar.

Makaslama miktarı azaltılıp kartlar $\gamma_{yx} = 0.8$ durumundan $\gamma_{yx} = 0.4$ durumuna getirildiğinde, kartlara çizilmiş yamulma elipsi eksenleri birbirlerine dik olan konumlarını kaybeder, fakat makaslama tamamen kaldırıldığında ve yamulma elipsi dairesel biçimine döndüğünde bu iki çizgi dikliklerini tekrar kazanırlar. Makaslanmamış durumda yamulma elipsinin ana eksenleri

olacak çizgiler daima diktir ve deformasyondan sonra birbirine dik kalan sadece bir çift ilksel dik çizgi vardır. Bu, matematiksel olarak ispat edilebilir, deformasyondan sonra çizgilerin dik kalıp kalmadığını görmek için, kartların yüzeyine birbirine dik çok sayıda çizgiler çizerek, deneme yanılma ile deney yapabilirsiniz, fakat başarılı olamazsınız ! Yamulmanın asal eksenlerinin bu ilginç özelliği, kayadaki asal sonlu yamulma yönlerini saptamak için çok yararlıdır. Kayalardaki birçok yapılar ilksel olarak birbirine dik çizgiler içerir: çamur çatlakları ve tabakalanma arasındaki açı, poligonal soğuma çatlakları ve dayk duvarları arasındaki açı, ilksel olarak simetri düzlemi içeren fosiller, ve bazı solucan yuvaları ilksel olarak tabakalanma yüzeyine dik olarak oluşur. Deformasyon geçirdiğini bildiğimiz bir kayada bu yapılar yine birbirine dik çizgiler içeriyorsa bu yönler yamulma elipsinin büyük ve küçük eksenlerine paraleldir.

Cevap 2.8

Yamulmanın asal eksenlerinin yönleri yerdeğiştirme sonucu değişmiyorsa ($\theta = \theta'$), o zaman deformasyon dönmesiz sonlu yamulma olarak adlandırılır. Kart destesi modelimizde θ açısı daima θ' açısından farklıdır ve bu fark dönmeli sonlu yamulma olarak bilinen yamulmamızın dönme bileşenini (ω) tanımlar.

Açısal ilişkilere geçmeden önce xy koordinat sistemindeki açıları nasıl işaretlediğimizi belirtmeliyiz. x ekseninin pozitif yönünden, saat yönünün tersinde ölçülmüş açılar pozitif, saat yönünde ölçülmüş olanlar ise negatif olarak gösterilir. Deneyimizde elipsin uzun eksenini tanımlayan θ' açısı, x eksenini ile,

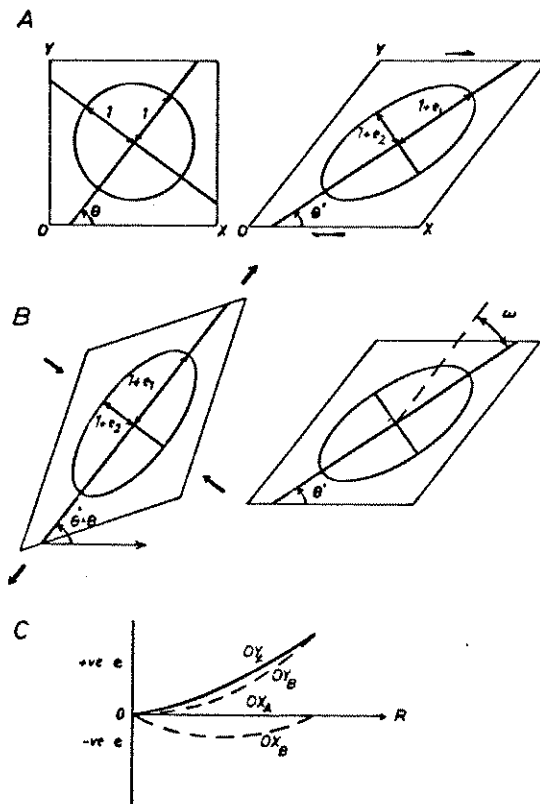
bu çizginin ilksel yönünü tanımlayan θ açısından daima daha küçük pozitif bir açı yapar. Bu nedenle dönme (ω) daima negatiftir ($\omega = \theta' - \theta$).

Jeolojik olaylar sonucunda oluşan hemen hemen tüm deformasyonlar dönmelidir, fakat doğal olarak deforme olmuş kayalarda dönme bileşenini ölçmek genellikle çok zordur. Çünkü ω 'yı ölçmek için yamulma elipsinin ana eksenlerinin ilksel yönelimlerini bilmek zorundayız; sadece deforme olmuş kayaları incelediğimizde, bu ilksel yönelimleri tanımlamamız genel olarak mümkün değildir. Hemen hemen tüm jeolojik deformasyonlar dönmeli olmakla birlikte, bunların hepsinin basit makaslama ile oluşmadığını tekrar vurgulamalıyız; basit makaslama, olası dönmeli yamulmaların sonsuz çeşidinden sadece bir tanesidir.

Basit makaslama dönmeli bir deformasyon olmasına rağmen, bu dönmeyi oluşturmak için kart destesi boşlukta dönmemektedir. Dönmeli bir makaslamanın gelişmesi, kütlelerin bazı eksenler etrafında fiziksel olarak dönmesini gerektirmez. Kartların boşlukta gerçek bir dönme göstermemesinden dolayı bazı araştırmacılar deneyimizdeki tipte dönmeyi içsel dönme, kart destesinin kutusuyla beraber dönmesiyle meydana gelen olayı da dış dönme olarak isimlendirir.

Dönme kavramı kolayca yanlış anlaşılabilmesi için bu kavramı ayrıntılı olarak incelemek yararlıdır. Matematiksel açıdan sonlu yamulmayı bazen iki bileşenin birleşimi olarak düşünmek uygundur, yerdeğiştirmenin biçim bozuşmasını tanımlayan dönmesiz bir kısmı, ve yerdeğiştirme olayının sonucu kütleleri bir eksen etrafında belirli bir yönde yatık konuma gelene kadar döndüren

bir kütle dönme kısmı (Ek C, Bölüm 5). Kart destesi ile yapılan deneyden açıkça görüldüğü gibi, böyle iki aşamalı bir olay basit makaslama sırasında oluşmaz. Aslında yerdeğiştirme olayının bu şekilde geliştiğini düşünürsek yanılırız. İki aşamalı modelin basit makaslama uygulanmadığını düşünelim. Önce kütleli, yamulma elipsinin asal eksenleri ve θ açısı ile tanımlanan birbirine dik iki yön boyunca dönmesiz olarak biçim değiştirmeliyiz (Şekil 2.9B), ve sonra ω açısı miktarında bir kütle dönmesi sağlamalıyız. Bu değişiklikler, maddede meydana gelen değişikliklerin gerçek tanımı mıdır? Son durum şüphesiz aynıdır, fakat ara aşamalardaki, örneğin, uzunluk değişimleri oldukça farklıdır.



Şekil 2.9. Basit makaslama (A) ve saf makaslama dönme (B) ile oluşan boyuna yamulmaların karşılaştırılması; her iki mekanizmada da son durum (sonlu yamulma) aynıdır. C bu iki değişik deformasyon mekanizması sırasında OX ve OY çizgilerinin boyuna yamulma değerlerinde meydana gelen değişiklikleri göstermektedir.

OX ve OY yönü boyunca gelişen uzunluk değişimlerini incelersek bu farklılık anlaşılabilir. Gelişen basit makaslamada (Şekil 2.9A) OX e paralel uzunluklar sabit kalır, buna karşın OY boyunca gelişen boyuna yamulmalar her zaman pozitif uzanımlıdır ve $1 + e = (1 + \gamma_{yx}^2)^{1/2}$ formülü ile tanımlanır. Deformasyon, önce dönmesiz yamulmayla gelişseydi, OX ve OY boyunca uzunluk değişimleri oldukça farklı olurdu; OX çizgisi önce kısalır sonra uzardı, bu uzama, kısalmayı tamamen karşılayana kadar devam ederdi. Bu iki olayda görülen ve grafik olarak Şekil 2.9'da gösterilen, gelişen uzunluk değişimleri oldukça farklıdır. Yerdeğiştirmenin biçim bozulması ve dönme etkilerini ayıran matematiksel kavramlar dikkatli bir şekilde kullanılmalıdır; herhangi bir gelişen yerdeğiştirme dizisinde birini diğerinden ayırmak mümkün değildir. Bunların ayrılması yalnızca toplam yerdeğiştirme sonucunda meydana gelen geometrik farklılıkları açıklamak için yapılabilir.

Cevap 2.9

Kart destesi modelimiz $\gamma_{yx} = 1.6$ miktarlı bir makaslamayla deforme edildiğinde, sonlu yamulma elipsinin eksen yönleri, 0.8 miktarda bir yamulmayla gelişmiş yamulma elipsinin eksen yönlerine paralel değildir. Deformasyon artışları ortak eksenli olmadığı için, bu etki tüm dönmeli deformasyonlar için geçerlidir. Bu etkiyi daha sonra ayrıntılı olarak inceleyeceğiz. γ ve 2γ miktardaki makaslamalar sonucunda oluşan iki elipsin elipsellikleri arasında basit doğrusal bir ilişki yoktur, aynı şekilde dönme bileşeninde de ikiye katlanma görülmez. İlk bakışta bunu oldukça şaşırtıcı bulabilirsiniz, iki kat artan yerdeğiştirmenin

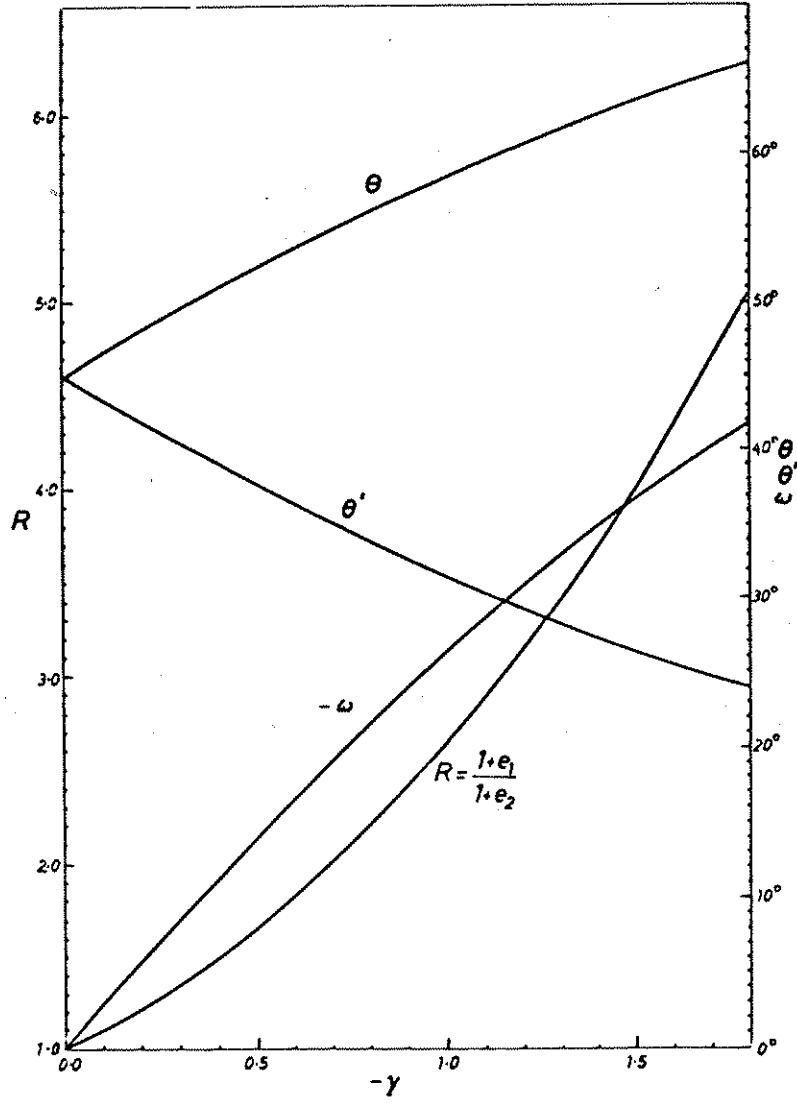
iki kat yamulmaya ve iki kat dönmeye yol açacağını beklemiş olabilirsiniz. Fakat yerdeğiştirme eğiminin iki çarpı ikilik bir matriksle ifade edildiğini ve matriks sonuçlarının rakamsal sonuçlardan daha karmaşık olduğunu düşünürsek, bu karmaşık ilişkilerin nedeni açıklık kazanır.



Cevap 2.10

Laboratuvar model araştırmaları sonucunda ortaya çıkan dört eğri Şekil 2.10'da gösterilmiştir. Elipsellik (R), yönelim (θ ve θ') veya dönme (ω) değişimlerinin hiçbiri artan makaslama yamulması ile doğrusal değildir. Yamulma eğrisinin elipsellik eğrisi yukarıya doğru içbükeydir, bu, biçim bozulmasının makaslama yamulmasından daha hızlı arttığını gösterir. Jeolojide meydana gelen çoğu deformasyon için bu karakteristik bir özelliktir (ancak bunun tüm gelişen deformasyon olaylarının genel bir özelliği olmadığını belirtmek gerekir). Elipselliğin gelişen makaslama ile artan oranına karşın, yönlenme parametreleri θ' ve θ nün ve rotasyonun (ω) değişim oranları makaslama ile azalır. Aslında θ' , asimtotik olarak 0 değerine, θ 90° ye ve rotasyon (ω) da 90° değerine yaklaşır.

Basit makaslama alan değişim değeri Δ_A , γ_{yx} 'in tüm değerleri için sıfırdır. Kart kenarlarında oluşan makaslama paralelkenarının geometrisinden de (taban uzunluğu ve dik mesafe sabit), basit makaslamanın, alan değişimi (Δ_A) olmayan bir deformasyon olduğu açıktır. Basit makaslama, kart modeli kenarına dik olan uzunluklarda değişiklik olmaz. Böyle bir deformasyon düzlemsel yamulma (plane strain) olarak adlandırılır; bu durum ve



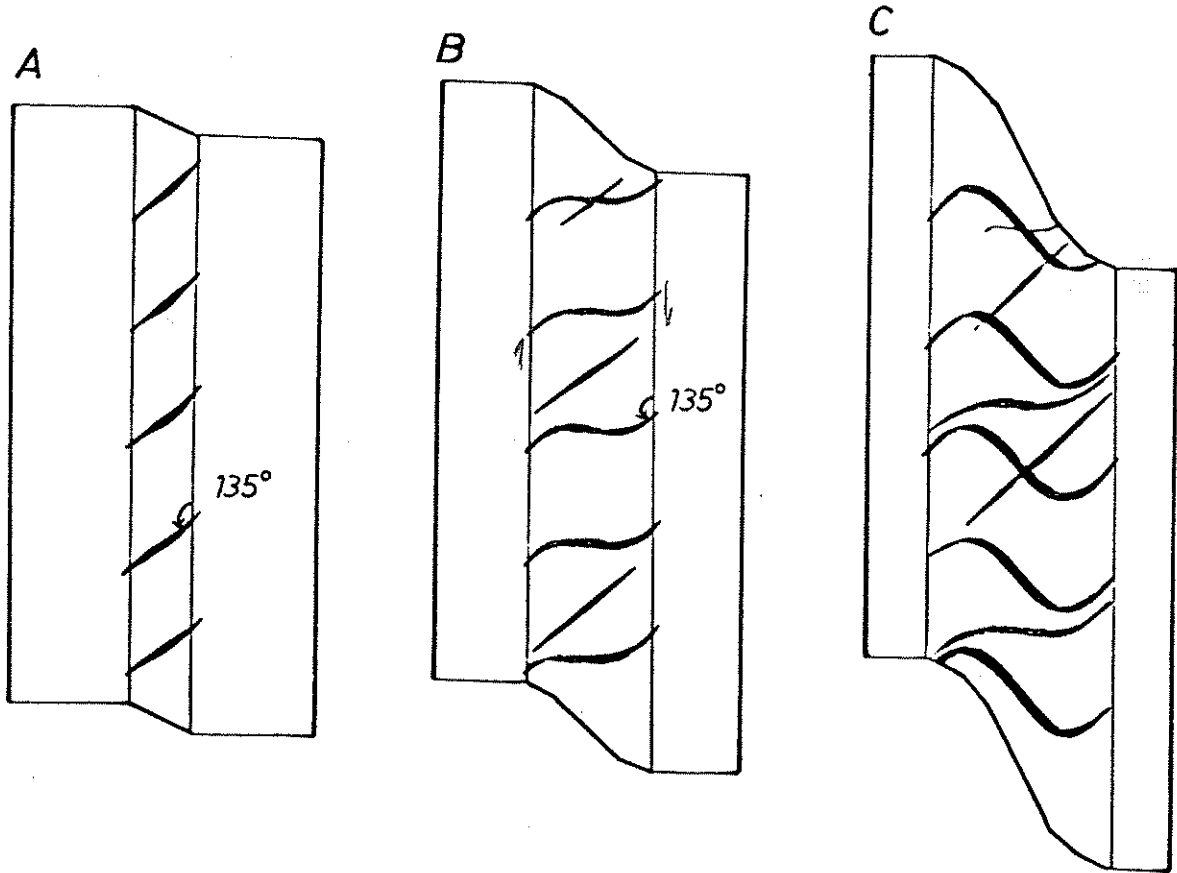
Şekil 2.10. Gelişen basit makaslama miktarına bağlı olarak yamulma ellipsinin θ' , θ , elipsellik (R) ve dönme bileşeni (ω) değerlerinde meydana gelen değişimler.

kartların kenar yüzeylerinde de alan değişikliği olmaması, deformasyonun üç boyutta da sabit bir hacimde, $\Delta_V = 0$, oluştuğunu gösterir. Çoğu jeolojik olaylarda düzlemler alan değişimi gösterir ve genellikle üçüncü boyutta da bir değişim vardır; bu, düzlemsel olmayan yamulmayı ve de hacim değişimini veya genişmeyi (Δ_V) işaret eder. Bu özelliklerin geometrisini daha sonraki bir bölümde inceleyeceğiz.

Makaslama zonlarında tansiyon çatlaklarının gelişimi

Cevap 2.11

Yamulma elipsi yönelimi için çizilen grafikte görüldüğü gibi, ilk yamulma elipsinin uzun ekseninin yönü, makaslama yönüne 45° lik bir açı yapar. Deformasyonun herhangi bir safhasındaki artmalı yamulma elipsinin yönelimi de geometrik büyümeler aynı olduğu için aynı yöndedir. Örneğin, $\gamma_{yx} = 1.0$ olarak verilen bir toplam makaslama sonra, ilksel daireden türemiş sonlu yamulma elipsinin üzerine yeni bir daire çizmiş olsaydık, sonraki makaslama yamulmasındaki artış esnasında bu yeni dairede oluşan geometrik değişiklikler, ilksel dairenin başlangıç deformasyonu sırasında olanlarla aynı olurdu.



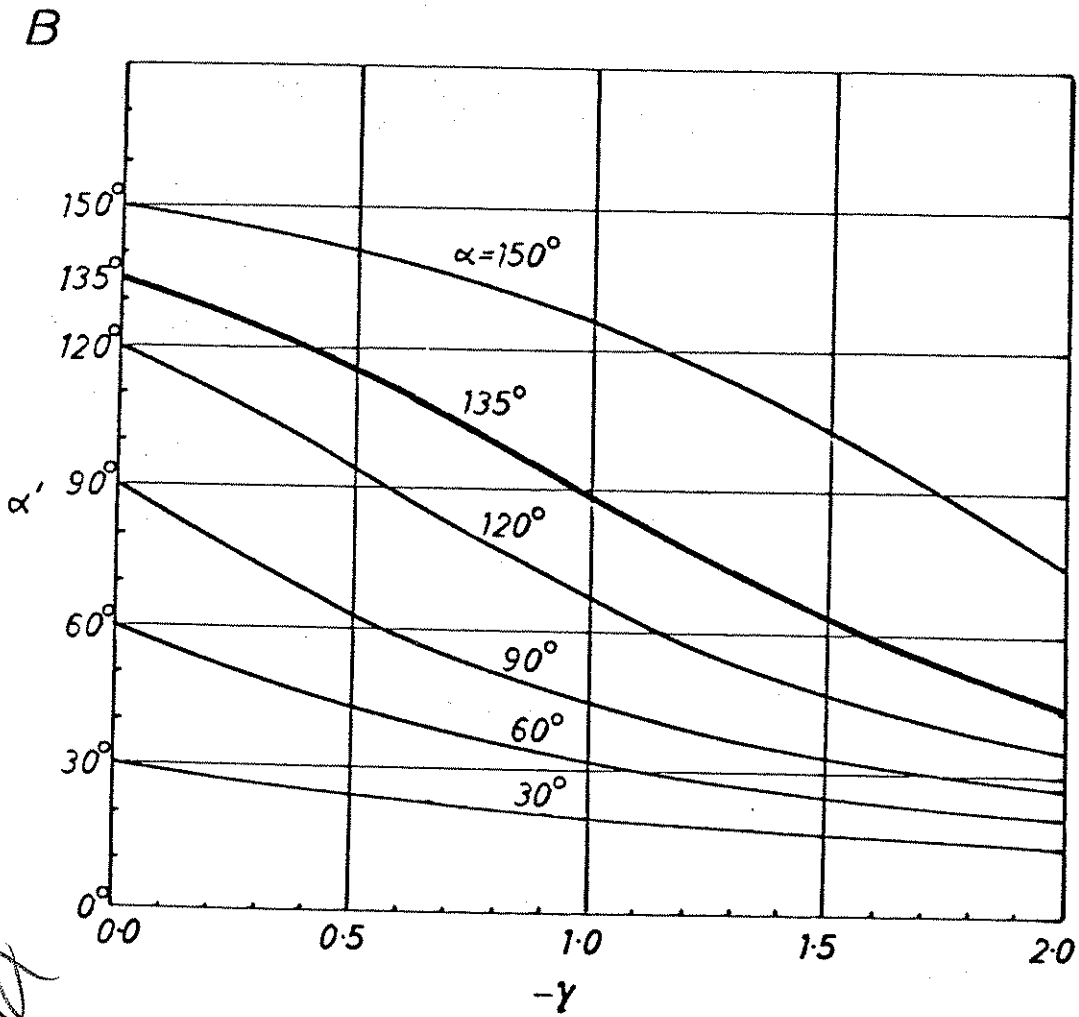
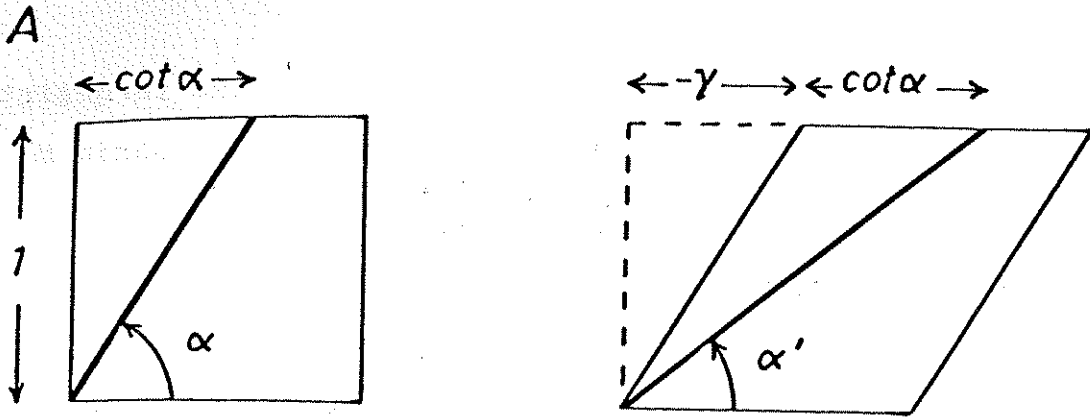
Şekil 2.11. Bir makaslama zonunda açılma çatlaklarının gelişmesi.

Eğer bir tansiyon çatlağı sistemi, makaslama yerdeğiştirmesinin başlangıcında oluşsaydı, çatlaklar artmalı maksimum uza- ma yönüne dik olarak, yani makaslama zonu duvarlarına 135° açı yapacak şekilde yönlendirirdi. Bunlar, Şekil 2.11A'da gösterildiği gibi birbirine paralel kademeli bir dizi oluştururdu. Kademeli dizinin makaslama zonu yerdeğiştirmesi yönü ile olan geometrik ilişkisini dikkatle inceleyin. Bu şekilde oluşan çatlaklar daha sonra makaslama zonunda meydana gelen yerdeğiştirmelerden etki- lenir ve ilk oluşum açısı olan 135° , sonradan meydana gelen ma- kaslama yamulması miktarına bağlı olarak küçülür. İlk oluşmuş çatlaklar bu nedenle döner, fakat buradaki çizgi dönmesi w , daha önce yamulma elipsinin dönme bileşeni ω olarak tanımladığımız dönme ile aynı değildir. Çizgi dönmesinin geometrisi Şekil 2.12A'da gösterilmiştir. İlk yönelimi α olan herhangi bir çizgi yeni bir α' konumuna döndürülür;

$$\cot \alpha' = \cot \alpha - \gamma \quad (2.3)$$

Bu fonksiyonun, çatlak dönmesi incelememizde özel bir önemi olan $\alpha = 135^\circ$ yi de içeren bazı eğrileri, Şekil 2.12B'de gösterilmiş- tir. İksel yönelimi farklı olan her çizginin, aynı makaslama değeri için farklı bir çizgi dönmesine (w) maruz kaldığı, ve ya- mulma ile ilgili dönmenin (ω) bunlardan oldukça farklı bir fonk- siyon olduğu açıktır.

İlk gelişen çatlaklar Şekil 2.12 B'deki $\alpha = 135^\circ$ 'lik eğri- ye uygun olarak döner, ve yönelim değişimini ölçerek çatlakların başlamasından sonra meydana gelen makaslama miktarını hesaplaya- biliriz. Çatlaklar genellikle dönmeyle eşzamanlı olarak açılır ve oluşan boşluklar gözenek akışkanlarından çökelen kristalin

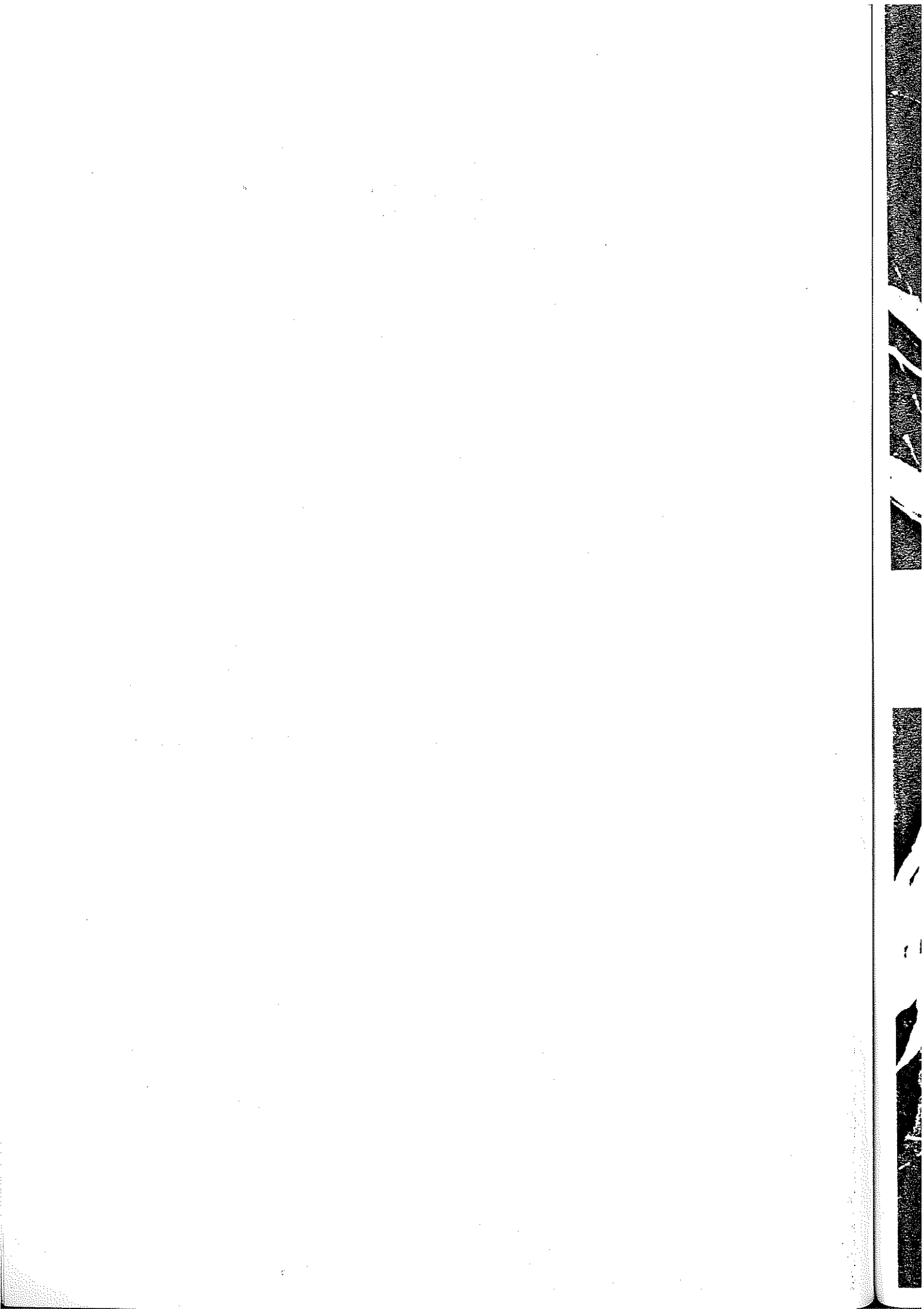


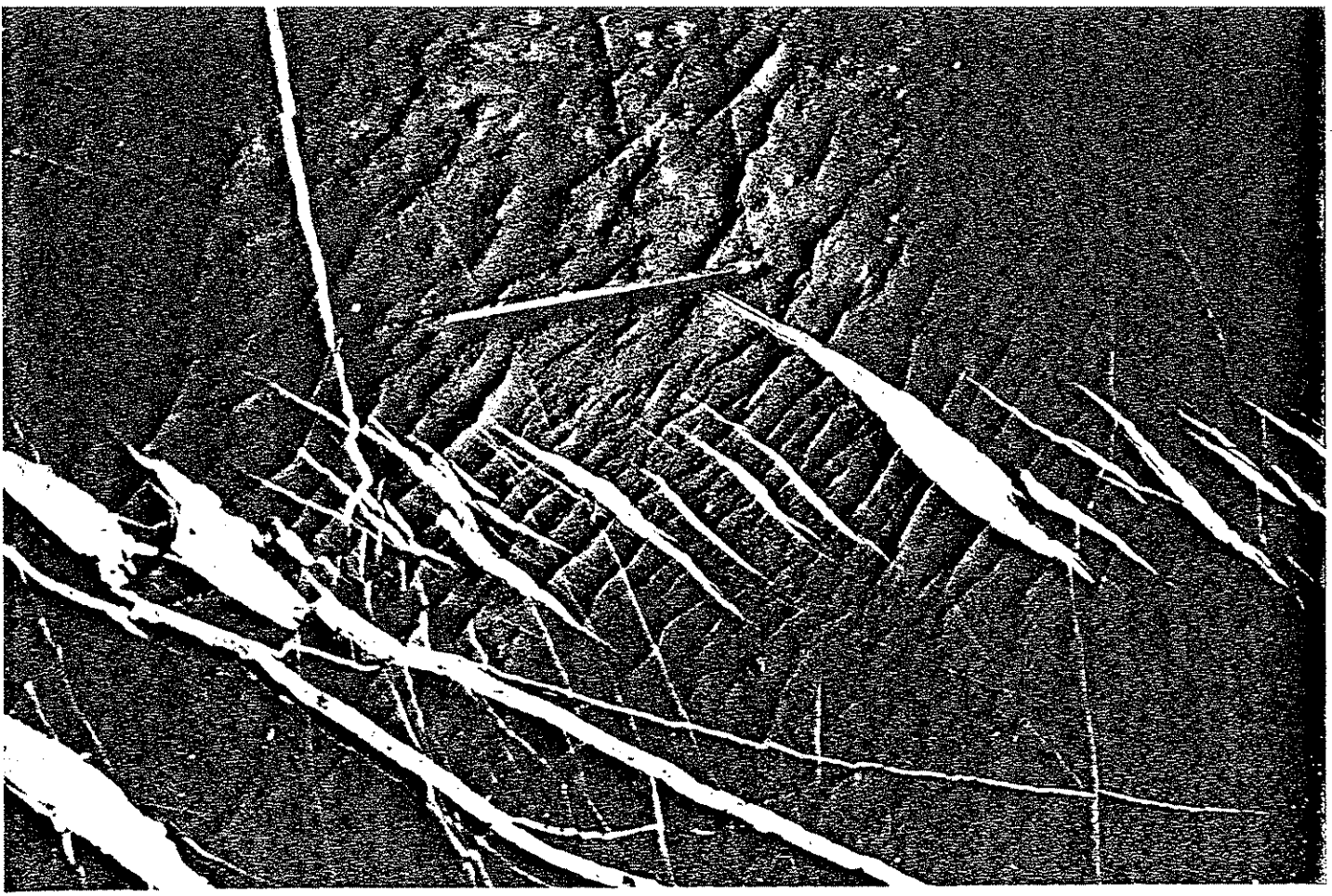
Şekil 2.12. Basit makaslama çizgi dönmesi ($w = \alpha' - \alpha$) ile makaslama yamulması arasındaki ilişki.

malzeme ile dolar (doğal olarak deforme olmuş çatlak sistemlerinde lifsel doku gösteren kalsit, kuvars ve klorit kristalleri, damarları dolduran en yaygın minerallerdir).

Makaslama zonu genişlediğinde ve deformasyon dışı doğru hareket ettiğinde çatlak uçları makaslama zonu duvarlarına doğru yayılacaktır. Yayılma yönü artmalı yamulmalar tarafından kontrol edilir ve bu nedenle bu yön makaslama zonuna 135° lik bir açı yapacaktır. Bu durumda toplam çatlak geometrisi, 135° lik yönlendirilmiş damar uçları ile dönmüş olan merkez kısmını birleştiren sigmoidal bir şekil gösterir. Sigmoidal dizinin şeklini ve makaslama zonunun yerdeğiştirme yönünü dikkatle not edin (Şekil 2.11B). Zonun merkezindeki makaslama yerdeğiştirmesi çok büyük miktarlara ulaşırsa, sigmoidal şekilli damarların merkez kısmı, maksimum artmalı uzama yönü boyunca gerekli olan uzamayı karşılamak için oldukça kötü bir şekilde yönlendirilmiş olacaktır. Bu aşamada makaslama zonu duvarına 135° açı yapan yeni damarlar gelişebilir, bu yeni uzama sistemlerinin gelişmesi ile beraber eski damar sistemi fiilen faaliyetini kaybeder (Şekil 2.11C).

Şekil 2.13, gelişmelerinin farklı evrelerindeki kademeli ve sigmoidal damar dizileri örneklerini göstermektedir. Bunların geometrisi gelişen basit makaslama dizilerinden geliştirdiğimiz modelle karşılaştırılmalıdır: a) makaslama zonu yerdeğiştirmesi yönünü, b) makaslama zonu yerdeğiştirmesinin yaklaşık miktarını (büyük veya küçük), c) zondaki bir noktada, makaslama yamulması γ_{yx} 'in değerini saptamanın nasıl mümkün olduğunu belirlemede özel dikkat gösterilmelidir.





A

Şekil 2.13 A, kumtaşında gelişmiş bir makaslama zonunda kuvars ile dolmuş, kademeli bir dizi gösteren açılma çatlakları, Mullion, Devon, İngiltere, B, kumtaşı içinde **B** sigmoidal şekilli, kademeli dizilim gösteren damarlar, Cornwall, İngiltere



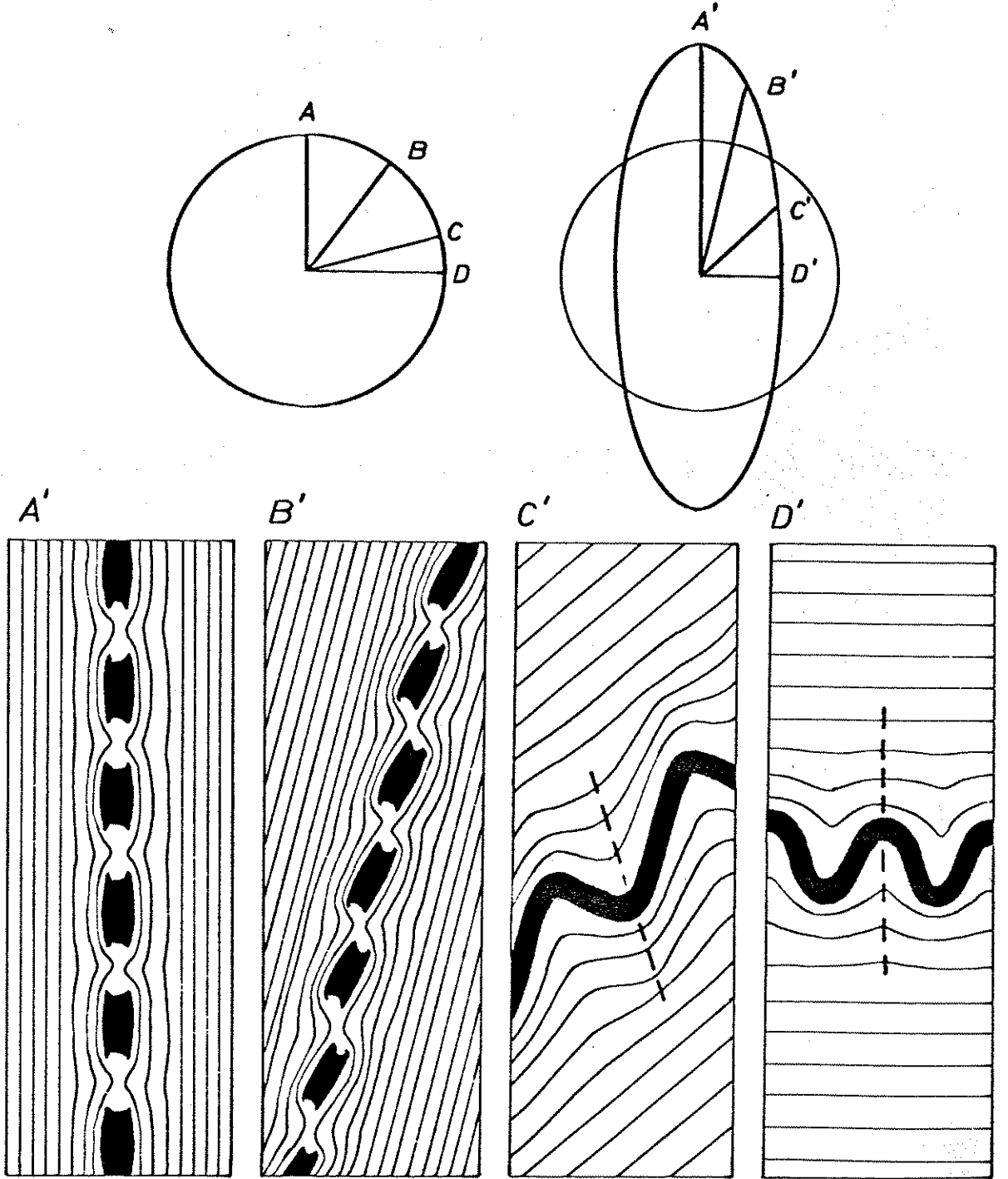
Budinaj, kıvrımlanma ve yamulma elipsi

1. bölümde farklı dayanımlı katmanlar içeren kayalarda boy değişiminin jeolojik sonuçlarından bazılarını inceledik, ve dayanımlı katmanların uzamasının budinaja, kısalmasının büklümlü kıvrımlara yolaçtiğini gördük. Bu bölümde yamulma elipsi kavramını gördükten sonra, yamulma elipsinin eksenlerine göre farklı yönelimlerde olan katmanlarda oluşması beklenen geometrik değişimlere bakalım.

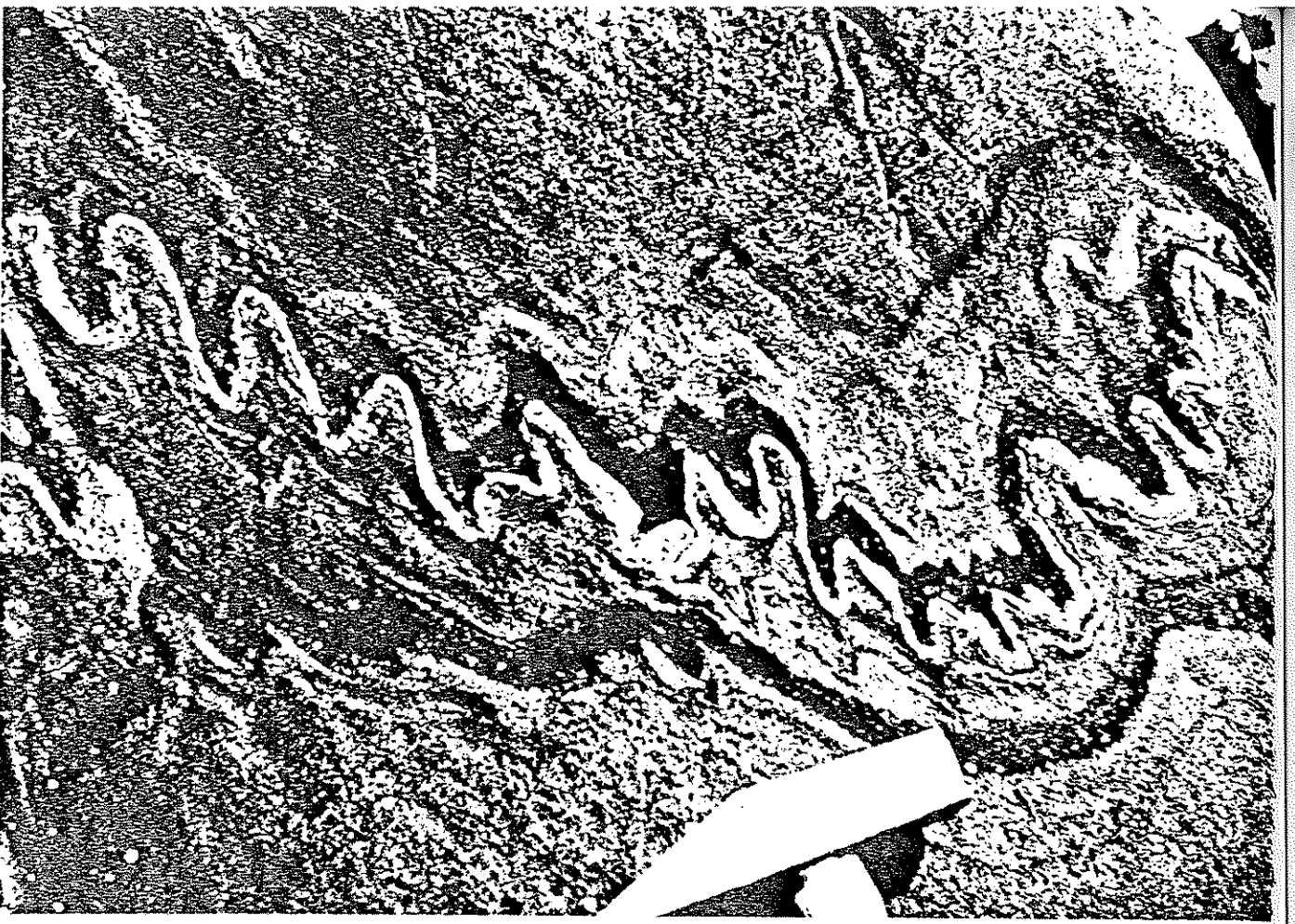
Önce 1. bölümde gördüğümüz gibi yamulma sürecinde oluşan, gelişen uzunluk değişimlerinin sonucunda meydana gelecek yapıların karmaşık olabileceğini belirtmeliyiz. Bu problemi sonraki bölümlerde inceleyeceğiz (12. bölüm). Burada sadece toplam yamulmadan doğan olasılıkları inceleyeceğiz.

Katmanlar, yamulma elipsinin asal eksenlerine simetrik veya asimetric olacak şekilde yönlenmiş olabilir (Şekil 2.14). Eğer katmanlanma asal uzama eksenine paralel veya yarı-paralel olarak yönlenmişse budinajlanacaktır, ve budin yapıları da simetrik olacaktır: şöyle ki, dayanımlı katmanın kopmuş parçalarının eksenleri, daha az dayanımlı malzemenin katmanlaşmasına ve genel katmanlanma yönelimine paralel olacaktır (Şekil 2.14A').

Katmanlanma asal yamulmalara verevse, fakat hala uzama yönünde ise ilginç bir geometrik sonuç görülür. Budin parçaları katmanlanmanın genel gidişine asimetric olarak dizilir, ve kademeli bir dağılım gösterir (Şekil 2.14B', 2.16). Bunlar matrikste ki katmanlanma kadar kuvvetli bir şekilde dönmemiştir (çizgi elemanı dönmesi). Laboratuvar deneyleri ile ortaya konduğu gibi,



Şekil 2.14. Dayanımlı bir kaya katmanının (siyah), dayanımsız bir matriks içinde yer almasıyla oluşan yapıların geometrik özellikleri, A, simetrik budinaj yapısı, B, kademeli budin yapısı, C, asimetric kıvrımlar, D, simetrik kıvrımlar.



Şekil 2.15. Metasedimenter kayalardaki dayanımlı bir pegmatit katmanında gelişen asimetrik pitigmatik kıvrımlar, Moine Grubu, Mull, İskoçya (Şekil 2.14C ile karşılaştırın)

Şekil 2.16. Dayanımsız mermer içinde yer alan dayanımlı kalk-silikat katmanlarında gelişen kademeli budin yapıları, Adamello Massifi, kuzey İtalya(Şekil 2.14B ile karşılaştırın).



budin ve matriks arasındaki çizgi elemanı dönmesinin farkı, budinlerin enine kesitteki şekilleri yaklaşık eş boyutlu olduğunda maksimumdur, budinler, genişliklerine oranla uzun olduklarında ise minimumdur.

Katmanlanma, elipsteki maksimum kısalma yönüne paralel olarak yönlendiğinde pitigmatik kıvrımlar oluşur. Bu kıvrımlar simetriktir ve katmanların genel gidişine dik eksen yüzeylerine sahiptir (Şekil 2.14D'). Katmanlanma kısalma yönünde fakat maksimum kısalma yönüne verev ise oluşacak kıvrımlar asimetriktir. Dayanımlı katman boyunca oluşan ilk kıvrımlar simetriktir, fakat artan kısalmayla birlikte genel katman doğrultusunun yönelimi ve kıvrım eksen yüzeyi, maksimum uzama yönüne doğru hareket eder, bu da kıvrıma karakteristik bir asimetri kazandırır (Şekil 2.14C', 2.15).

ANAHTAR KELİMELEER VE TANIMLAR

Alan değişimi veya alan genişlemesi Δ_A : Yamulma elipsi alanının ilksel daire alanına oranı. Bu, asal sonlu uzamalar ile ifade edilebilir; $1 + \Delta_A = (1 + e_1)(1 + e_2)$.

Yerdeğiştirme eğimi: Maddenin farklı bölgelerindeki yerdeğiştirme eğimi. x koordinat eksenine paralel olan makaslama yamulması (γ_{yx}) gösteren basit makaslama bu, $\partial \gamma_{yx} / \partial y$ olarak ifade edilebilir.

Kademeli dizi: Çatlakların kademeli (en-echelon) dizisi, çatlakların basamak şeklinde bir geometri gösterdiği bir dizidir (Şekil 2.11A).

Sonlu yamulma elipsi: Homojen bir yamulmayla birim yarıçaplı bir daireden türeyen elips. Elipsin büyük ve küçük eksen uzunlukları $1+e_1$ ve $1+e_2$ 'dir, e_1 ve e_2 asal sonlu uzamalar olarak (bazen asal sonlu yamulmalar veya asal yamulmalar olarak) bilinir. Elipsellik $R = (1 + e_1)/(1 + e_2)$ dir. λ_1 ve λ_2 asal kuvadratik uzamalar olarak bilinir ve asal sonlu uzamalar ile $\lambda = (1 + e)^2$ denklemi ile ilişkilidir.

Homojen yamulma: Aynı ilksel geometrik biçimleri (örn; daireler veya kareler), değişik fakat sabit şekillere (örn; elipsler veya paralelkenarlar) dönüştüren deformasyon. Homojen yamulmanın karşıtı olan heterojen yamulmada geometrik biçimlerin son şekli, deforme olmuş maddenin bir kesiminden diğer kesimine değişir.

Çizgi dönmesi (w): Yerdeğiştirmeden önceki herhangi bir çizginin yönü (α) ile yerdeğiştirmeden sonraki yönü (α') arasındaki açı farkı; $w = \alpha' - \alpha$

Yamulmanın dönme bileşeni (ω): Sonlu yamulma elipsinin eksen yönelimi (θ') ile bu eksenlerin deformasyondan önceki yönelimi arasındaki açı (θ) farkı; $\omega = \theta' - \theta$. $\omega = 0$ olduğunda yamulma, dönmeli sonlu yamulmadır.

Hacim değişimi veya hacim genişlemesi Δ_V : Yamulma elipsoidi hacminin ilksel küre hacmine oranı.

ANAHTAR KAYNAKLAR

Budinajla ilgili kaynaklar

Cloos, E. (1947). Boudinage. Am. Geophys. Union Trans. 28, 626-632.

Griggs, D. and Handin, J. (1960). Rock deformation. Geol. Soc. Am. Mem. 79, 382 pp.

Ramberg, H. (1955). Natural and experimental boudinage and pinch and swell structure. J. Geol. 63, 512-526.

Wegmann, C. E. (1932). Note sur le boudinage. Bull. Soc. Géol. France 2, 477-489.

Pitigmatik kıvrımlarla ilgili kaynaklar

Kuonen, Ph. H. (1938). Observations and experiments on ptygmatic folding. Bull. Comm. Geol. Finlande. 123, 11-27.

Ramberg, H. (1959). Evolution of ptygmatic folding. Norsk. Geol. Tidsskr. 39, 99-151.

Sederholm, J. J. (1913). Über ptygmatische Faltungen. N. Jahrb. Min. Geol. Paläont. 36, 491-512.

Makaslama zonlarındaki açılma damarlarıyla ilgili kaynaklar

Beach, A. (1975). The geometry of en-echelon vein arrays. Tectonophysics 28, 245-263.

Hancock, P. L. (1972). The analysis of en-echelon veins. Geol. Mag. 109, 269-276.

Roering, C. (1968). The geometrical significance of natural en-echelon crack arrays. Tectonophysics 5, 107-123.

BÖLÜM 3

HETEROJEN YAMULMAYA GİRİŞ

GİRİŞ

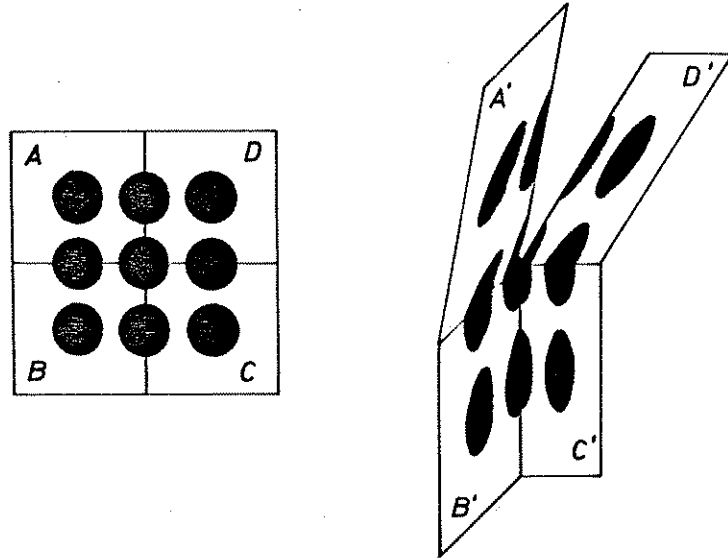
Basit makaslama ile yapılan laboratuvar deneylerinde görüldüğü gibi, çizgisel olmayan koordinat dönüşümleri, tüm kart yüzeyi için geçerli bir tek yamulma elipsi ile analiz edilemeyecek kadar kompleks deformasyonlar yaratır. Yine deneyler sonucu gördük ki, analiz ettiğimiz birim ufaldıkça, homojen yamulma ve yamulma elipsi kavramları o birime daha rahatlıkla uygulanır. Daha sonra matematiksel olarak kanıtlayacağımız gibi, heterojen olarak yamulmuş bir kütle içinde incelediğimiz bölgeyi bir noktaya indirgersek, o zaman bu noktadaki yerdeğiştirme eğimleri (displacement gradients), homojen yamulma özellikleri gösterir. Jeolojik yapılardaki yamulmanın analizi açısından bu, eğer yeterince ufak bir inceleme alanı seçersek, bu alandaki yamulmayı, geçen bölümde anlattığımız yamulma elipsi kavramı ile analiz edebileceğimiz anlamına gelir. Bu ufak alan ne kadar ufak olmalıdır? Bu sorunun cevabı genel heterojenliğin ölçeğine bağlıdır. Ek B'de kanıtlandığı gibi, eğer deformasyon öncesi birbirini dik kesen, paralel ve eşit aralıklı çizgi grupları, deformasyon sonrası yine dik, paralel ve eşit aralıklı kalıyorsa, o zaman bu deformasyon homojendir. Jeolojide tabiat bize genellikle tabakalanma yüzeyleri veya litolojik bantlaşma gibi ilksel olarak yarı-paralel bir dizi sunar. Eğer böyle yüzeyler eğilmiş bir biçime sahipse, heterojen bir yamulma durumu karşısında olduğumuz

açıktır (Şekil 2.8). Yüzeyler paralel ise bir yamulma homojenliği olabilir veya olmayabilir. Homojen olmayan yamulma, yüzeyler boyunca yerdeğiştirme eğiminin değişmesi ile de ortaya çıkabilir; bu durum, yüzeylerin yönelimini değiştirmeden (yüzeyler birbirine paralel kalarak) heterojen bir yamulma oluşturur. Buna iyi bir örnek, deneylerimizde, basit makaslama yerdeğiştirme eğimi değiştirildiğinde, kartların yönü değişmeksizin heterojen yamulmanın oluşmasıydı. Ancak, eğer tabakalanma düzlemleri birbirine paralel ise yamulmanın homojen olma olasılığı vardır.

Heterojen yamulma analizinin ayrıntıda bir miktar karmaşık olduğunu şimdiden söylemeliyiz. Ancak, pek çok jeolojik deformasyon, heterojen yamulmaya yol açan yerdeğiştirmeler ile olduğundan, bu tür yapılardaki geometrik özellikleri araştırmak zorundayız. Böylece en yaygın tektonik yapıları pratik olarak nasıl analiz edeceğimizi öğrenebiliriz.

Bu bölümün amacı, heterojen yamulmayla ilgili bazı problemleri incelemek ve yamulma uyumluluğu (strain compatibility) denilen çok önemli bir kavramı gündeme getirmektir. Yamulma uyumluluğu kavramı, heterojen olarak deforme olmuş kütleler içindeki yamulma değişimleri üzerine önemli şartlar koyar. Bu kavramın temel fikri çok basittir ve yapısal jeologlar tarafından incelenen deforme olmuş kaya kütleleri gibi, sürekli bir malzemenin genel kohezyonuna bağlıdır. Deformasyon öncesi, bir kaya kütlesi birbiriyle bağlantılı taneler topluluğundan meydana gelmiştir, karmaşık fakat düzenli bir yerdeğiştirme sonucunda, yerdeğiştirme eğimlerinin ve böylece yamulmanın noktadan noktaya nasıl değiştiğine ilişkin kurallar vardır. Eğer farklı yönlendirilmiş

ve farklı şekilli bir grup yamulma elipsini bir kağıda çizerseniz onların birbiri ile uyumlu olmayacağını görürsünüz. Her elipsin belirttiği yerdeğişiklikler matematiksel olarak birbirine bağlı olmayacaktır; kütledeki elementler arasında boşluklar veya birbirini üzerlemeler veya farklı dönmeler olacak ve bu gibi etkiler kütleli içkohezyonsuz kılacaktır. Şekil 3.1'de yamulma uyumluluğunun ana özellikleri basit olarak gösterilmiştir. İlksel olarak deforme olmamış, birbirine uyan dört eleman (A,B,C,D), A',B',C' ve D' elemanlarını oluşturmak için yamultulmuştur. Her element parçanın (karenin) bozulması merkezdeki yamulma elipsi ile gösterilmiştir. A'den B'ye, B'den C'ye ve C'den D'ye olan yamulmalar uyumludur. Bunların yarım elipsleri, bir sonraki blokla ortak bir düzlemi paylaşır. Bu düzlem, blokların birbirine uyumlu olmasını sağlayan ortak özellikleri belirtir. Ancak, A' ve D' deki yamulmaları birbirine uyumlu hale getirmek mümkün değildir. A' ve D' bloklarındaki yarım elipsler, şekil, büyüklük



Şekil 3.1. Uyumlu ve uyumsuz yamulmayı gösteren şekiller.

ve ortak yarım düzlemlerinin yönelimi açısından geometrik farklılıklar gösterir. Bu yüzden kütle bütün olarak yamulma uyumsuzluğu gösterir ve şekilde gösterilen yamulmaların olması için A' ve D' blokları arasında bir boşluk olmalıdır. Şimdi bu kavramı çok daha ince tedrici farklılıklar gösteren bir kütleye uygulayalım; bunun sonucunda düzenli, çizgisel olmayan, iki boyutlu bir yerdeğiştirme alanı elde ederiz. Tüm yamulma elipsleri bir noktadan diğerine, her yönde komşu elipslere dereceli geçiş göstermelidir ve bu değişimler yamulma uyumluluğu kuralları denilen tanımlanmış matematiksel yasalara uymalıdır. Matematiksel açıdan yamulmanın çeşitli özelliklerindeki değişiklikler (asal yamulma değerleri e_1 ve e_2 , yönlenmeler θ' ve dönme ω) ilksel durumların (x,y) veya son durumların (x',y') düzgün bir fonksiyonu olmalı ve Lagranj denklemleri gibi ilksel durum (x,y) açısından fonksiyonlarla ifade edilmelidir.

$$\begin{array}{ll} \frac{\partial e}{\partial x} = f_1(x,y) & \frac{\partial e}{\partial y} = f_5(x,y) \\ \frac{\partial e}{\partial x} = f_2(x,y) & \frac{\partial e}{\partial y} = f_6(x,y) \\ \frac{\partial \theta'}{\partial x} = f_3(x,y) & \frac{\partial \theta'}{\partial y} = f_7(x,y) \\ \frac{\partial \omega}{\partial x} = f_4(x,y) & \frac{\partial \omega}{\partial y} = f_8(x,y) \end{array}$$

Burada $f_1(x,y)$ den $f_8(x,y)$ ye kadar olan fonksiyonlar düzgün değişen, sürekli, tek değerli fonksiyonlardır. Uyumluluk kuralları matematiksel olarak uyumluluk denklemleri ile ifade edilir; buna göre bir maddenin tek bir kütle olarak tutturulması için bu

sekiz denklemin birbirinden bağımsız olmaması gerekir. Çalışmamızın bu ilk aşaması, uyumluluk denklemlerinin araştırılması için biraz erkendir. Buradaki önemli nokta, özellikle elementlerin geometrik özellikleri açısından, uyumluluğun neyi ifade ettiğini anlamaktır. Bu serinin 3. kitabında heterojen yamulmanın matematiksel analizini ve uyumluluk denklemlerini inceleyeceğiz.

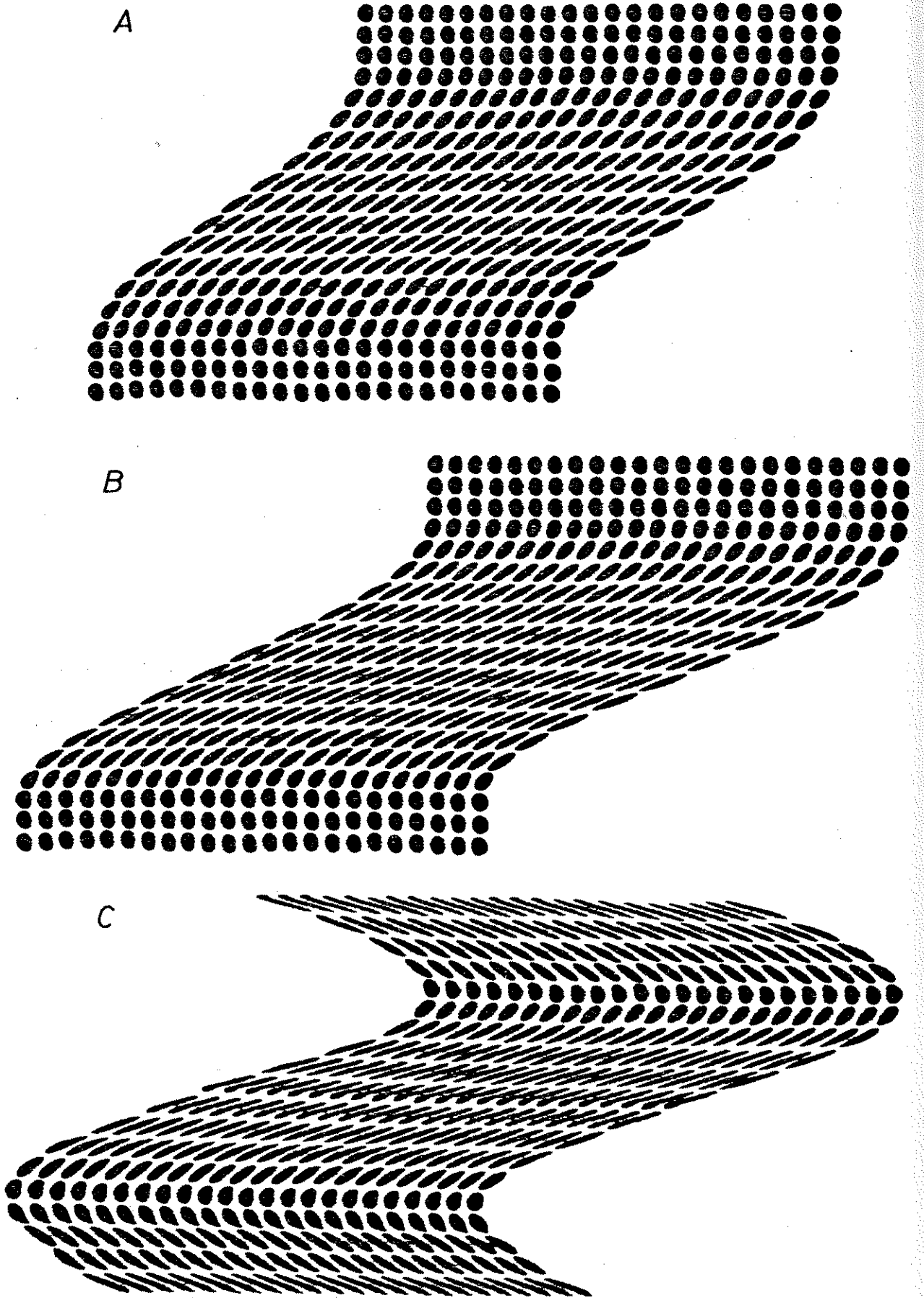
SORULAR VE DENEYLER

Sonlu yamulma yörüngelerinin oluşturulması

Soru 3.1

Şekil 3.2, üç laboratuvar deneyinin sonuçlarını göstermektedir. Bir kart destesi, makaslama zonları (A ve B) ve benzer kıvrım (C) olarak bilinen heterojen yamulma yapılarını oluşturan değişken basit makaslama yerdeğiştirmesine maruz kalmıştır. Makaslama öncesi kart destesinin kenarına 437 adet küçük daire çizilmiştir. Siz de benzer bir deney yapabilirsiniz, fakat dikkat edin, daireleri çizmek çok zaman alacaktır. Makaslama sonucu dairelerin yaklaşık elipsler haline geldiğini görürüz; yamulma elipsleri yönelimi (asal θ' eksen), yamulma oranı (R elipselliği) ve içsel dönme (ω) açısından farklılıklar gösterir.

Şekilleri saydam bir kağıt ile örtün ve her bir yamulma elipsinin kısa ve uzun eksenleri çizin. Böyle bir diyagram sonlu yamulmanın yön bölgesini (direction field of finite strain) belirtir. Şimdi bu yönleri tamamlayacak şekilde düzenli eğriler oluşturun: bunlar herhangi bir noktada yön bölgesinin çizgilerine paralel olmalıdır. Böylece iki grup eğriye sahip oluruz; elipsin



Şekil 3.2. Dairelerin deformasyonları ile oluşturulan deneysel modeller. A ve B makaslama zonu, C ise bir benzer kıvrımdır. Soru 3.1 ve 3.2'ye bakınız.

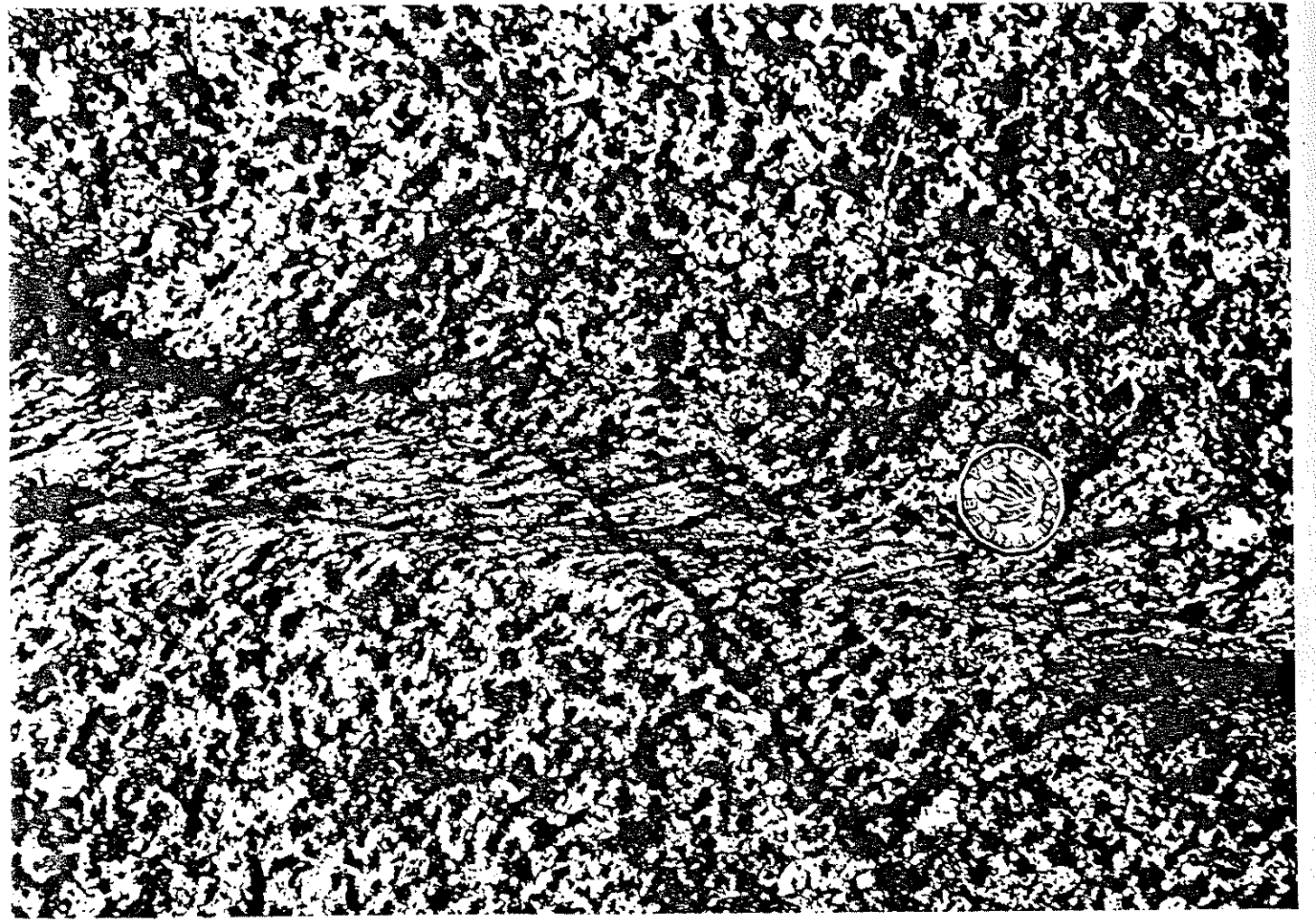
uzun eksen yönlerini tamamlayan bir grup ve buna dik olan ve kısa eksen yönlerini tamamlayan diğer bir grup. Bu eğri grupları sonlu yamulma yörüngeleri (finite strain trajectories) olarak bilinir. Bunların, deney modelimizdeki birbirine komşu elipslerin merkezlerini birleştirmedigine dikkat edin. Sonlu yamulma yörüngeleri, heterojen olarak deforme olmuş bir maddedeki yamulma değişimlerinin belirli özelliklerini göstermede pratik ve mükemmel bir yöntem sunar. Bu yörüngelerin genel geometrik özelliklerini belirtin. Özellikle herhangi bir grupta komşu eğrilerinin uzaklaşmasına ve yakınlaşmasına dikkat edin.

Soru 3.2

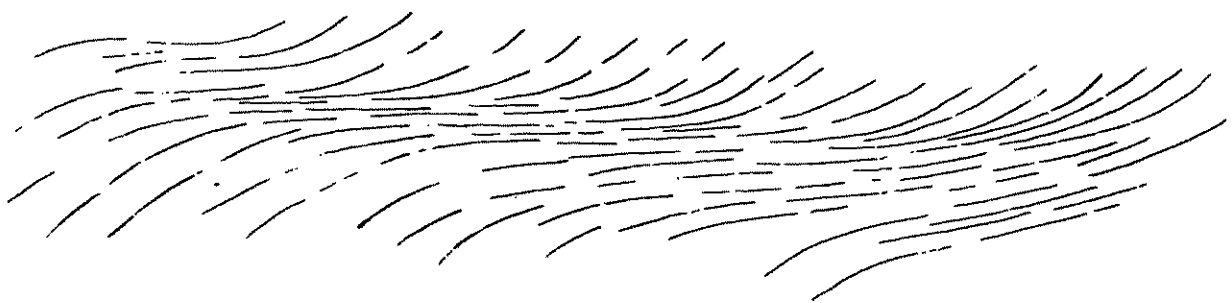
Her bir noktada yamulma elipsinin elipselliğini (R) kaydedin ve tüm yapı boyunca R değişimlerinin bir kontur haritasını yapın. Soru 3.1 de oluşturulan yamulma yörüngeleri, bazı kısımlarda birbirlerinden uzaklaşma veya yakınlaşma gösterir. Yamulma yörüngesi geometrisi ile R değerlerindeki değişimler arasında herhangi bir ilişki görebiliyor musunuz? R elipselliği (absis) ve θ' elips yönelim değerlerini bir grafikte gösterin. Noktalar tek bir çizgi üzerine düşer. Neden?

Soru 3.3

Şekil 3.3, egemen olarak amfibol (koyu), feldispat ve kuvarstan (açık) oluşmuş bir meta-gabrodan geçen bir makaslama zonunu göstermektedir. Makaslama zonu duvarlarında, istatistiksel olarak eşboyutlu olan mineral şekilleri ve mineral toplulukları makaslama zonunda önemli değişiklikler gösterir: mineral



Şekil 3.3. Bir makaslama zonu tarafından deforme edilmiş metagabro, Castell Odair, N.Uist, İskoçya.



Şekil 3.4. Şekil 3.3'ün doku yörüngeleri. Soru 3.3 ve 3.4'e bakınız.

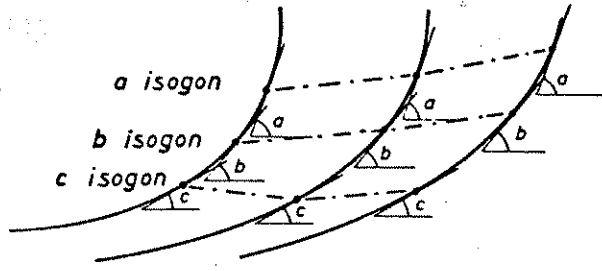
toplulukları tercihli bir yönelim sunar ve mineral dokusunun şiddeti ve tercihli yönelimi, makaslama zonunun eni boyunca değişir. Bu özelliklerin önemi hakkında ne düşünüyorsunuz ? Soru 3.1 ve 3.2'de bulduğumuz basit makaslama zonlarının geometrik özellikleri ve bu veriler arasında herhangi bir benzerlik görüyor musunuz ?

Şimdi sonuçlarınızı ve yorumlarınızı Cevaplar ve Açıklamalar bölümüyle karşılaştırın ve sonra Soru 3.4 e geçin.

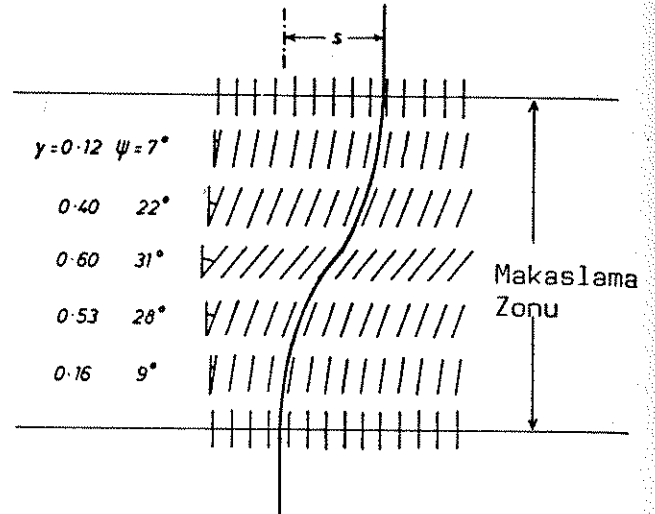
Bir makaslama zonundaki yerdeğiştirmenin hesaplanması

Soru 3.4

Şekil 3.4, Şekil 3.3'deki kristal doku yönlenmelerini birleştiren ve doku yörüngeleri (fabric trajectories) olarak bilinen çizgileri göstermektedir. Aynı doku yönüne sahip noktaları birleştiren çizgileri çizin. Bunlar izogon çizgileri olarak bilinir (yüzeylerin eşit eğime sahip olduğu noktaları birleştiren çizgiler) (Şekil 3.5'e bakınız); burada bunlar doku yörüngesi izogonları olarak adlandırılmıştır. Bu izogonlar paralel midir ? Eğer doku yönelimi, sonlu yamulma elipsine ait uzun eksen yönelimindeki değişimleri yansıtıyorsa ve doku yörüngeleri, sonlu yamulma yörüngeleri $1+e_1$ ile çakışıyorsa, basit makaslama yamulmasının (γ) makaslama zonu enince nasıl değiştiğini göstermek için, bir makaslama yamulması-uzaklık profili çizin. Bunu sağlamak için Bölüm 2'de deneysel olarak elde ettiğimiz, ve yamulma elipsi yönelimi θ 'nin makaslama yamulması γ ile ilişkisini gösteren grafikleri (Şekil 2.10) ve yüksek makaslama değerleri için 2.4 eşitliğini kullanmanız gerekir. γ 'nin



Şekil 3.5. İzogon çizim yöntemi. İzogonlar eğimi aynı olan noktaları birleştirir.



Şekil 3.6. Basit bir makaslama zonunda toplam öteleme S'yi belirlemek için kullanılan grafik integrasyon yöntemi.

θ' den hesaplanması ile doğan problemleri tartışınız.

Bir makaslama zonu için makaslama yamulması-uzaklık profilimiz olduğunda bunu grafiksel olarak gösterip makaslama zonu boyunca olan toplam yerdeğiştirmeyi hesaplayabiliriz. Bunun tekniği, zon boyunca farklı noktalarda, ilksel olarak zona dik olan çizgilerin (Υ makaslamasından sonra bunlar, makaslama zonu duvarlarına $\tan^{-1}\Upsilon$ lik bir açı ile yönlenecektir) yönelimlerini çizmektir. O zaman, toplam makaslama yerdeğiştirmesini elde etmek için bu yönleri grafik olarak tamamlayabiliriz (Şekil 3.6'ya bakınız). Bu tamamlamayı doğrudan makaslama-uzaklık profilinden sağlamak için matematiksel bir metod düşünebiliyor musunuz ?

Zamanınız varsa, Şekil 3.2'de deneysel makaslama zonlarının eni boyunca makaslama-uzaklık profilleri yapmak iyi bir alıştırmadır, bunları toplam yamulma için tamamlayın ve deneyde kaydedilen toplam yerdeğiştirme ile uyuşup uyuşmadığını görün.

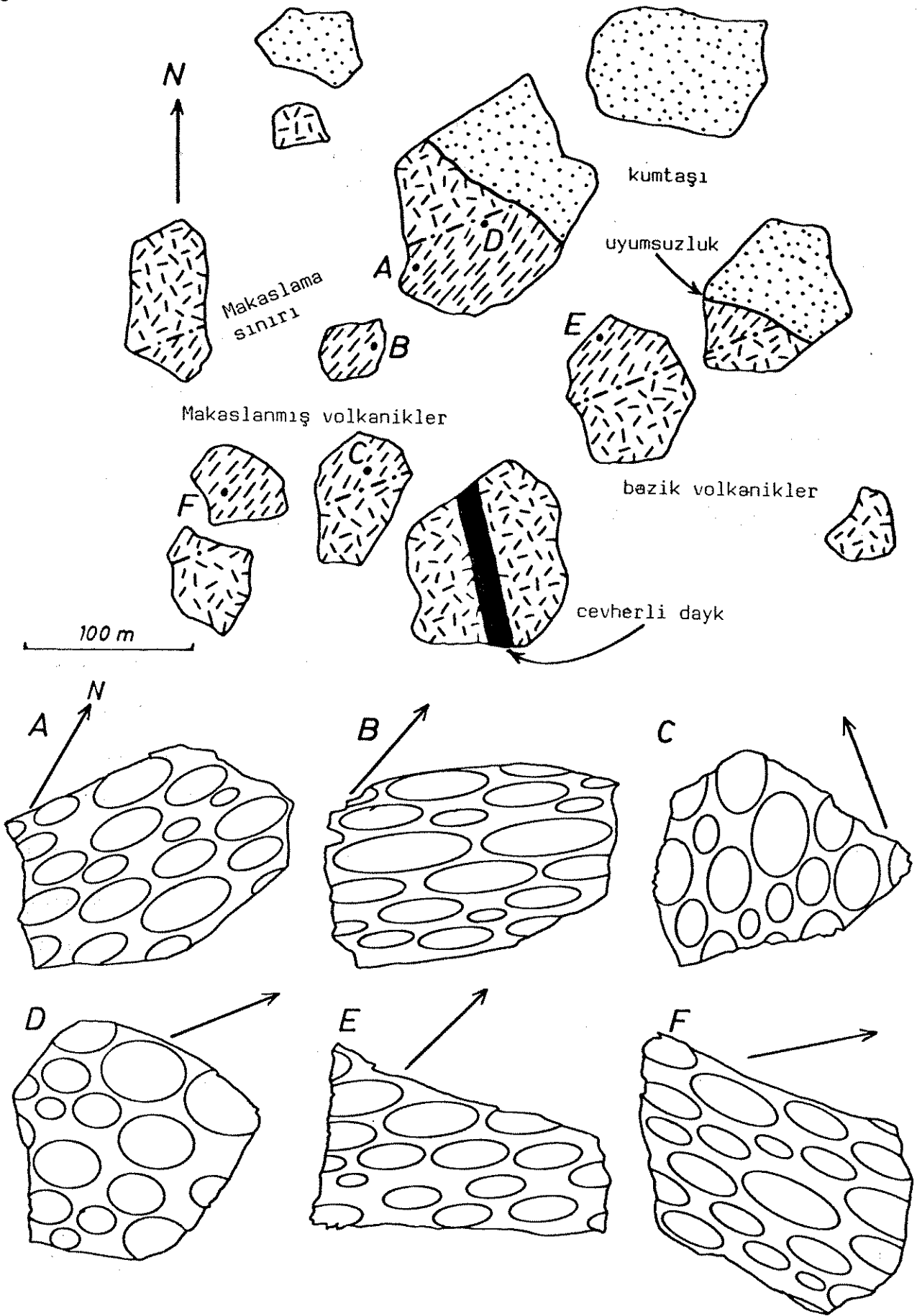
Soru 3.5'e geçmeden önce bu sorunun cevaplarını kontrol edin.

Soru 3.5

Şekil 3.7'nin üst yarısında gösterilen jeolojik harita, düzenli eğimli kumtaşları tarafından uyumsuzlukla örtülmüş deforme bazik lav ve dayk mostralalarını göstermektedir. Lavlar, kalsitle dolmuş, küresel-yarı küresel gaz boşlukları içerir. Bunlar bir makaslama zonuyla kesilmiştir. Bu makaslama zonu boyunca gaz boşlukları yatay yönde uzamış ve düşey yönde kısalmıştır. Altı lokalitede (A-F) el örnekleri toplanmış ve Şekil 3.7'nin alt yarısında, parlatılmış yatay yönde kesilmiş yüzeyler üzerinde boşlukların deforme olmuş elipsel şekilleri gösterilmiştir.

Makaslama zonu yerdeğiştirmesinin yönünü ve makaslama yönünü bulunuz. Deforme olmuş gaz boşluklarının uzun eksen yönelimlerini ve elipselliğini ölçünüz ve zondaki heterojen basit makaslama ile uyumlu olup olmadığını inceleyiniz. Makaslama zonunun kuzeybatı kenarının hangi kesiminde düşey konumlu cevherli daykın devamını bulabiliriz? Tahmininizi kontrol etmek için bir sondaj lokasyonu verin.

Bu soru, bu bölümün temel kısmını bitirmektedir. Sonuçlarınızı Cevaplar ve Açıklamalar bölümüyle karşılaştırın.

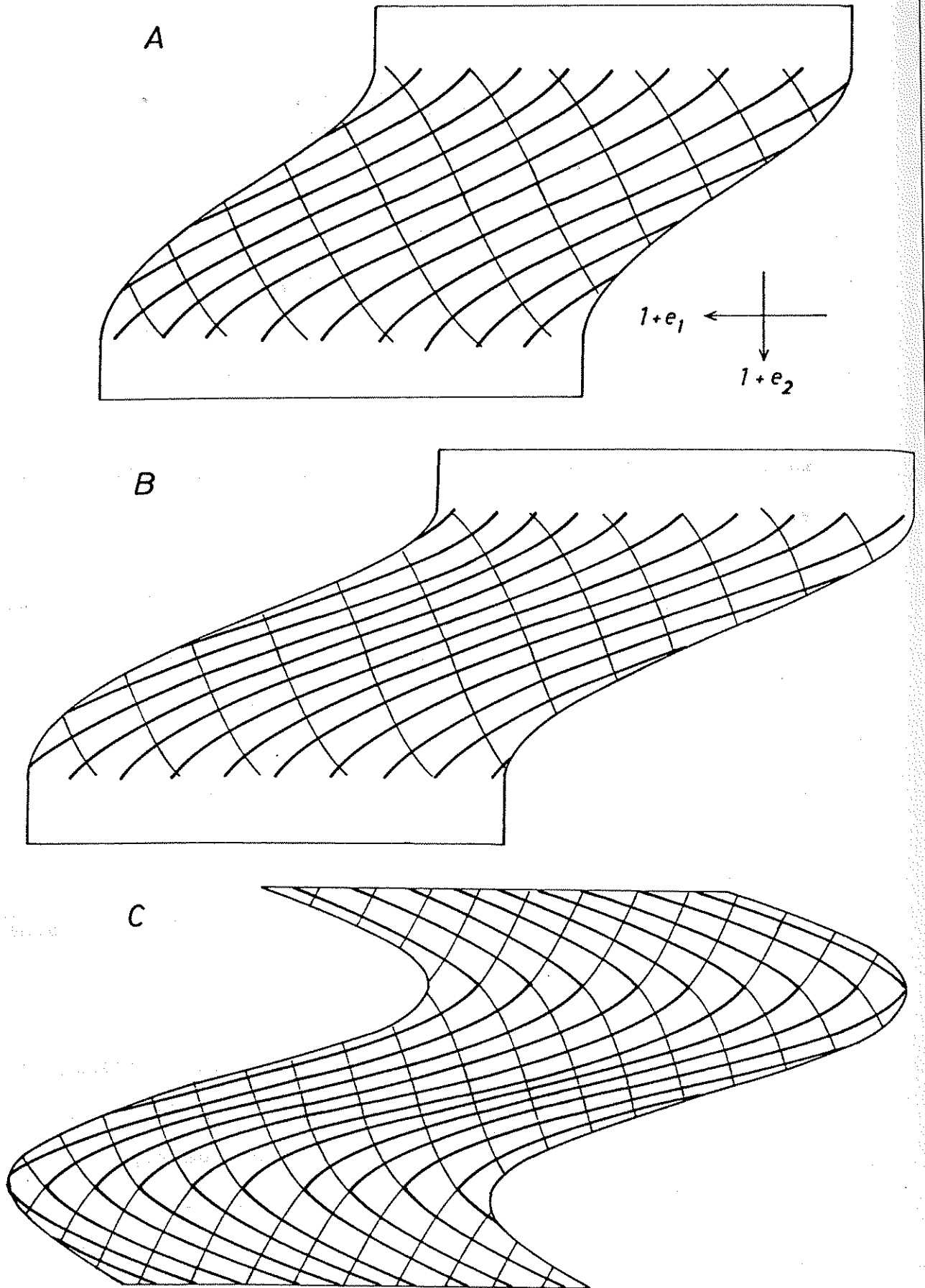


Şekil 3.7. Soru 3.5 için veriler.

CEVAPLAR VE AÇIKLAMALAR

Cevap 3.1

Şekil 3.12, sonlu yamulma yörüngeleri olarak bilinen eğrileri göstermektedir. Bu ortogonal (birbirini dik kesen) eğriler, yamulma elipslerinin uzun ve kısa eksenlerine paraleldir. Şekil 3.12A ve B'deki makaslama zonlarının yörünge şekilleri, karakteristik sigmoidal biçimler gösterir; en kuvvetli sigmoidal şekil en çok merkezi yamulma gösteren makaslama zonunda gelişmiştir. Yörüngeler makaslama zonunun sınırlarını teşkil eden deforme olmamış duvarlarla 45° ve 135° açılar yaparak sona erer (bu açılar zon sınırında deforme olmuş elementlerdeki çok küçük asal yamulmaların yönelimidir). Basit makaslama ile oluşmuş benzer kıvrımdaki (C) yörüngeler, kıvrım eksen yüzeyi boyunca e_1 yörüngesinden e_2 yörüngesine geçer. Bu geçişin gerçekleştiği noktalar izotropik noktalar olarak bilinir. izotropik bir noktada, tüm yönlerdeki yamulmalar eşittir, yani yamulma elipsi dairesel bir şekle sahiptir. Bu kıvrımdaki izotropik noktalarda her yöndeki yamulma sıfırdır, fakat bu, izotropik bir noktanın varılması için yeterli bir ölçüt değildir. Tektonik yapılarda bu tür izotropik noktalar yaygın olmamakla beraber yer yer gözlenir. Nötral noktalar olarak bilinen böyle noktaların belirli kıvrım tiplerinde nasıl bulunduğunu ve nötral çizgileri ve nötral yüzeyleri oluşturacak şekilde nasıl birleştiklerini daha sonra göreceğiz. C deneyindeki eksen yüzeyleri, model yüzeyimizdeki sıfır yamulmanın nötral çizgilerini (ve üç boyutta nötral yüzeylerini) belirtir.



Şekil 3.12. Şekil 3.2'deki deneysel modellerden elde edilen sonlu yamulma yörüngeleri.

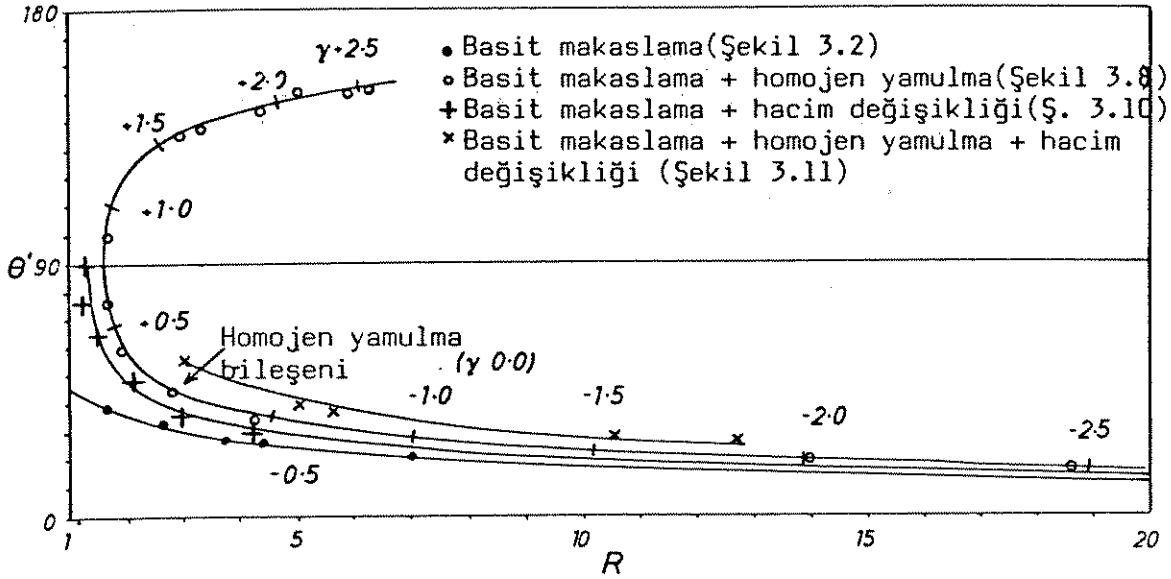
Yamulma yörüngelerinin ilginç bir özelliği, Bölüm 2'de tartışılan yamulma eksenlerinin geometrik karakterinden kaynaklanır; yamulma elipsi eksenlerinin konumları ilksel olarak birbirine diktir. Bu geometrik özelliğin anlamı şudur; deformasyona uğramamış durumda da yamulma yörüngeleri, sadece aralıkları ve yönelimleri açısından farklı olan ortogonal eğri grupları oluşturur. Aralık değişimleri yamulma değerleri ile ilişkilidir ve yönelim farkları, noktadan noktaya yamulmanın içsel dönmesindeki farklar ile kontrol edilir.

Yamulma elipsi yönelim değerlerini, kütle içindeki pozisyonu ile ifade edebiliriz ($\theta' = f(x,y)$ gibi). Bu durumda yamulma yörüngeleri, $dy/dx = f(x,y)$ diferansiyel eşitliği ile bulunan eğriler grubunu temsil eder, çünkü $\tan\theta'$ yörünge grubunun eğimini verir.

Cevap 3.2

Yamulma yörüngelerinin önemli bir geometrik özelliği, bunların uzaklaşması veya yakınlaşmasıdır. Aslında bu yörüngeler paralelse, ya yamulma homojendir, ya da bunlar Şekil 3.17B'de gösterilenler gibi alan değişiminin belirli tipleriyle çakışır. Bu özel durumlardan farklı olarak, düşük yamulmalı bir bölgeden yüksek yamulmalı bir bölgeye geçerken, e_1 yörüngeleri her zaman birbirine yaklaşır, oysa düşükten yüksek yamulmalara geçerken e_2 yörüngeleri ayrılır.

Elipselliğin elips yönelimi ile değişimi tek bir eğri üzerine düşer (Şekil 3.13). Bunun nedeni, hem elipselliğin hem de elips yöneliminin, makaslama yamulması Υ' 'nin bir fonksiyonu



Şekil 3.13. Soru 3.1, 3.6*, 3.7* ve 3.8*'in sonuçları ile ilgili grafik.

olmasıdır (Şekil 2.10'un deneysel sonuçlarına ve 2.4 ve 2.7 eşitliklerine bakınız). Bu yüzden, basit makaslama, elipsellik ve yönelim kendi aralarında ilişkilidir. Makaslama zonunun, sadece basit makaslama elemanlarını içerip içermediğini anlamamızda, bu fonksiyonel ilişki çok iyi bir kontrol sağlar. Bu konuya daha sonra tekrar döneceğiz (Soru 3.5).

Cevap 3.3

Makaslama zonundaki minerallerin tercihli yönelimi, Şekil 3.12A ve B'deki e_1 yamulma yörüngelerinin geometrik özelliklerine çok benzeyen sigmoidal eğriler gösterir. Makaslama zonunun kenarında, mineral dizilimleri zon sınırına yaklaşık 40° - 45° lik açılar yapar ve burada doku çok zayıf gelişmiştir (zayıf bir sonlu yamulma). Makaslama zonunun merkezine doğru (daha yüksek bir deformasyon zonu) doku kuvvetlendiği için, düşükten yüksek

yamulma bölgesine geçen e_1 yamulma yörüngelerinde olduğu gibi, doku çizgileri birbirine yaklaşır.

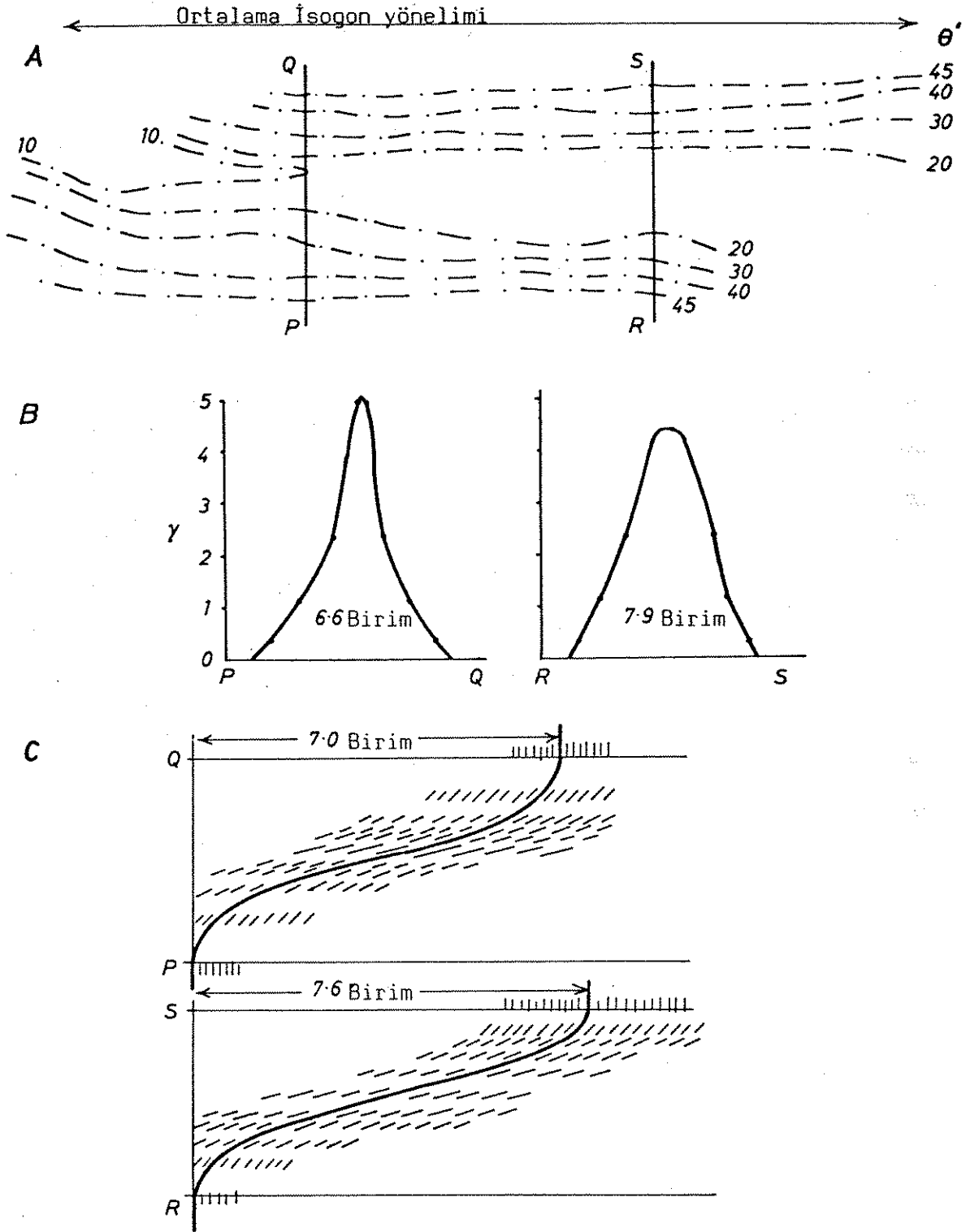
Cevap 3.4

Doku yörüngesi izogonları Şekil 3.14A'da gösterilmiştir. Makaslama zonu yönelimini tanımlamanın ilk aşaması olarak, rastgele seçilmiş izogonal açı değerleri ile izogonlar çizilir. Bu izogonlar, makaslama zonunun ortalama yönünü veren bir çizgiler serisi belirtir. Sonra, makaslama zonu yönünü belirten en uygun çizgiye, $\theta' = 10^\circ, 20^\circ, 30^\circ, 40^\circ$ ve 50° lik açılarda izogonal çizgiler çizilir. izogonlar tamamen paralel değildir: hafif eğrilikler gösterirler ve makaslama zonu merkezinin sol kesiminde, sağ kesimine göre daha yüksek açılar bulunur. Zona dik iki profil seçilir, ve izogon kesişmeleri ve $\gamma = 2/\tan 2\theta'$ bağıntısı kullanılarak makaslama-uzaklık grafikleri oluşturulur (Şekil 3.14B). Burada ortaya çıkan ana problem, zonun merkezinde θ' ölçümünün zorluğundan kaynaklanır, bu kesimde θ' nün düşük değerlerindeki çok küçük farklar, γ değerinde büyük değişiklikler yaratır. Bu verilerin grafik integrasyonu Şekil 3.14C'de gösterilmiştir. Yaklaşık 4 birim genişlikte bir makaslama zonunda, PQ profili 7.0, RS profili 7.6 birim toplam yerdeğiştirme vermektedir.

Toplam makaslama-yapıyı saptamanın diğer bir yolu ise, matematiksel olarak aşağıdaki integrasyonu uygulamaktır.

$$s = \int_0^x \gamma dx$$

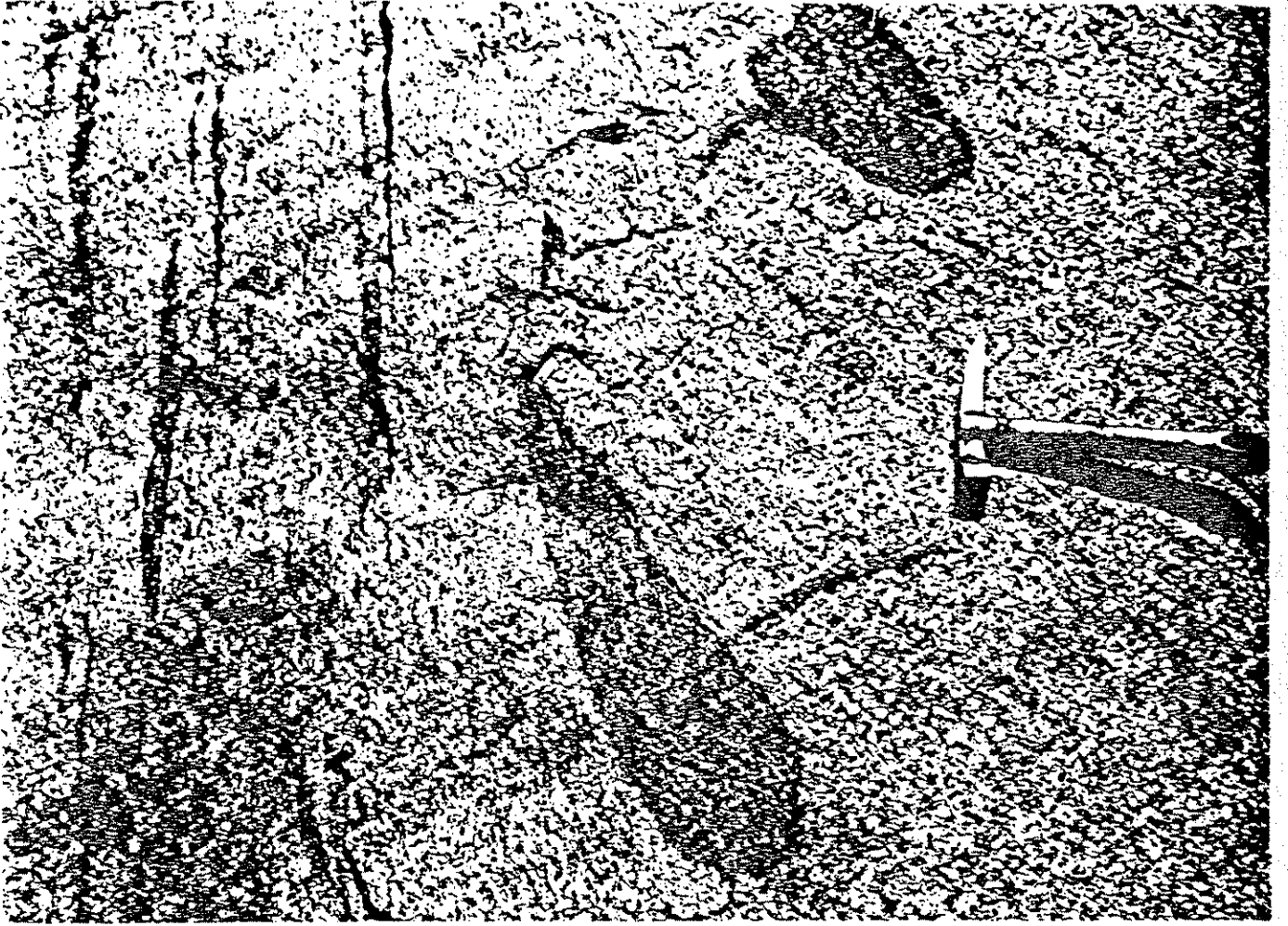
burada x , makaslama zonuna dik olan uzaklıktır. Bu basit integral, makaslama yamulması-uzaklık eğrisinin altında kalan bölge



Şekil 3.14. Soru 3.4'ün çözümü. A, doku izogon yönelim çizgilerini göstermektedir; rakamlar doku yönü ile makaslama zonu duvarları arasındaki açıyı belirtir. B, PQ ve RS kesitleri boyunca makaslama yamulma profillerini göstermektedir. C, makaslama yamulma profillerinin toplanmasında grafiksel yöntemi göstermektedir.

bulunarak hesaplanır. Örneğin, grafik integrasyon ile sağlanan sonuçlarla uyumlu (belki de daha doğru) olarak, PQ profili 6.6, RS profili 7.9 birim toplam yerdeğiştirme vermektedir. Yukarıda belirtildiği gibi, zon merkezinde Y' 'nin tam değerinin saptanamaması, grafiğin tepesi görelî olarak dar olduğu ve bu yüzden eğrinin altındaki alanı az etkilediği için büyük hesaplama hatalarına yol açmaz. Ancak, eğer tepe geniş ve yüksek yamulmalı ise, o zaman zon boyunca toplam yerdeğiştirmeyi belirlerken ciddi hesaplama hataları yapılabilir.

Bu problemi çözerken iki önemli varsayım kullandık; birincisi, zondaki deformasyon basit makaslama deformasyonuydu, ikincisi, doku yörüngeleri, e_1 sonlu yamulma yörüngeleri ile çakışıyordu. Kullandığımız integrasyon tekniğinin geçerli olması basit makaslama varsayımının doğru olmasına bağlıdır; bu yüzden okuyucu diğer yerdeğiştirme tiplerinin zonda yer almadığından emin olup olmadığını sormakta haklı olacaktır. Gerçekte, basit makaslama zonlarına benzeyen (fakat aynı olmayan) bir yapısal geometri oluşturan başka yerdeğiştirme tipleri de vardır. Basit makaslama varsayımının doğruluğunu kontrol etmenin yolu, her lokalitede makaslama yamulmasını hesaplayan birden fazla metod bulmaktır. Farklı metodlar aynı sonucu verirse, o zaman varsayımın doğru olduğu anlaşılır (Soru 3.2). Bu metodu Soru 3.5'de kullanacağız ve makaslama zonlarındaki diğer tip yamulmaları Soru 3.6*, 3.7* ve 3.8*'de tartışacağız. İkinci varsayım da kritik bir varsayımdır. Geometrik karşılaştırma inandırıcı gözükmemektedir, fakat daha iyi bir kontrol, yamulmayı ölçebileceğimiz bir malzeme bulmak ve bunun vasıtasıyla yamulma elipsinin maksimum



Şekil 3.15. Bir granit içindeki makaslama zonu kenarında deforme olmuş ksenolitler. Laghetti (Fusio), Leponten Alpleri, İsviçre.

uzamaları ile doku yönlerinin çakışıp çakışmadığını görmek olacaktır. Şekil 3.15, İsviçre Alpleri'ndeki Pennine zonunda deforme olmuş, ksenolit kapsayan bir granit mostrasını göstermektedir. Fotoğraf, bir makaslama zonunun kenarını göstermektedir, sağ taraftaki granitik malzeme hemen hemen deforme olmamıştır, oysa sol taraf oldukça kuvvetli deforme olmuştur. Şistozite olarak bilinen dokunun ilerleyen gelişmesi, sağdan sola oldukça belirgindir ve açık bir şekilde ksenolitleri de etkilemektedir. Sağ üstteki ksenolit hemen hemen deforme olmamıştır, onun altındaki

ksenolit yerdeğiştirme eğimlerinin makaslama zonu sınırında hızlı değiştiği yerde bulunduğu için, gözyaşı damlası şeklindedir (Şekil 3.2C'deki kıvrım eksenlerinin yakınındaki bazı elipslerle karşılaştırın). Soldaki ksenolitlerin hepsi, uzun eksenleri sistozite düzlemi içinde olacak şekilde kuvvetli uzama gösterir. Bu örnek, deformasyon esnasında oluşmuş dokunun, yamulma elipsinin yönelimi ile çakıştığı ve dokunun şiddetinin, yamulma elipsinin elipselliğine bağlı olduğunu göstermektedir.

Makaslama zonlarındaki makaslama yamulmasını ölçme yöntemleri

Basit makaslama zonlarında, çeşitli yöntemler kullanarak makaslama yamulmalarını değerlendirmenin mümkün olduğunu gördük, bu yöntemler:

1. Yamulma elipsinin elipselliği.
2. Yamulma elipsinin yönelimi, bu yön makaslama yerdeğiştirmesi esnasında oluşan düzlemsel doku yönelimi ile çakışabilmektedir. Makaslama yamulmasının hesaplanması için diğer yöntemler şu verilerden sağlanabilir:
3. Tabakalalanma düzlemi, gnayslarda litolojik bantlaşma, dayk gibi daha önceden konumu bilinen yapıların yön değiştirmesinden ve denklem 2.3'ü kullanarak.
4. Makaslama olayının erken evresinde oluşan, ve daha sonraki makaslamalarla dönen açılma çatlaklarının yönelimindeki değişikliklerden.

Makaslama zonu yerdeğiştirmelerini integrasyon teknikleri, özellikle Prekambriyen gnays alanlarındaki rejyonel yerdeğiştirmelerin ölçümünde çok iyi sonuçlar vermiştir. Batı Grönland'

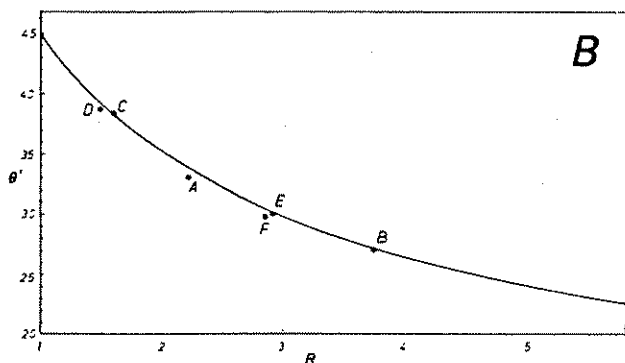
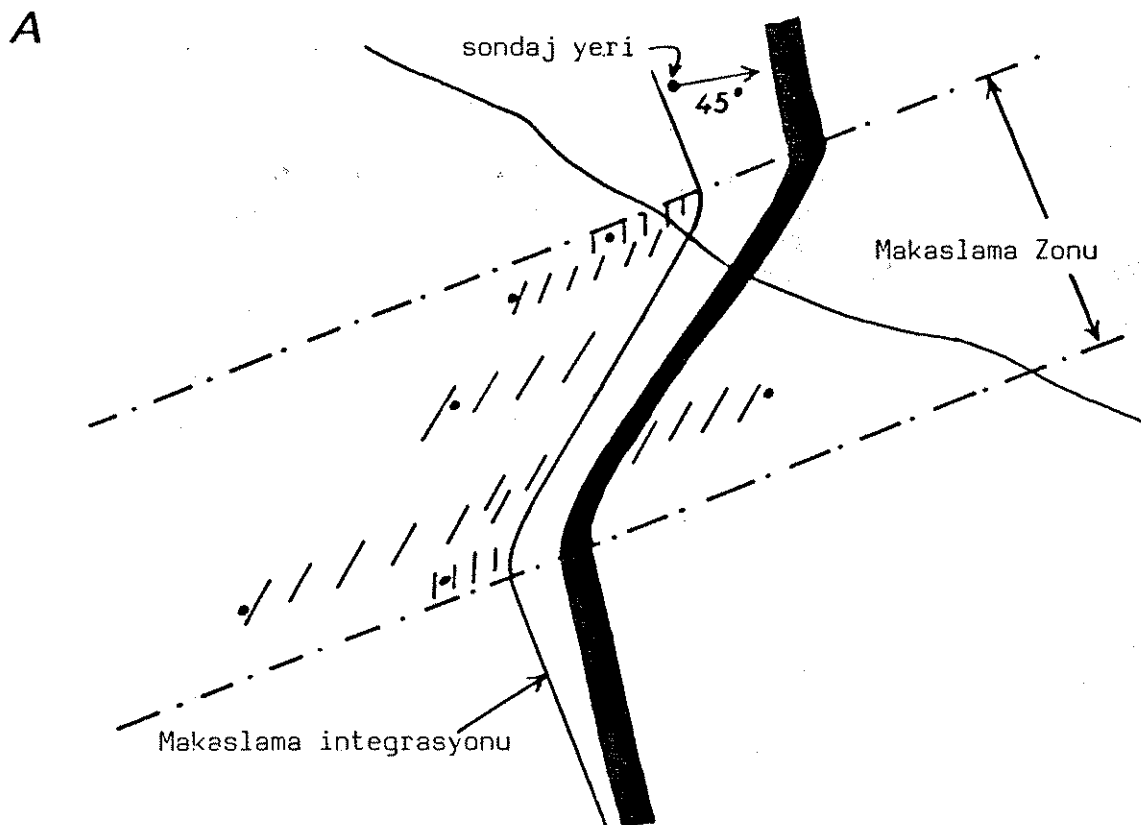
daki geniş makaslama zonlarında, dayk yerdeğiştirmeleri yardımıyla γ değerlerinin hesaplanması, Nagssugtoqidian orojenik cephesinde, onlarca km genişliğinde bir alanda yatay yönde %66 lık bir kısalma olduğunu göstermiştir (Escher ve diğ., 1975). Makaslama zonları, Batı iskoçya'daki Prekambriyen alanlarının da en önemli deformasyon tiplerinden biridir; ve Beach (1974), makaslama zonu yerdeğiştirmeleri ile, iskoçya'da Laxfordian orojenik kuşağı boyunca oluşan hareketlerin yatay yerdeğiştirme bileşenin 18 km, düşey yerdeğiştirme bileşenin 16 km olduğunu bulmuştur.

Cevap 3.5

şekil 3.16B, elips yönelimlerine ve şekillerine ait verileri göstermektedir. Bunlar, basit makaslama eğrisi ile uyumlu olan bir eğri üzerindedir. Dayk devamının konumu şekil 3.16A'da gösterilmiştir. Dayk düşey olduğu için, ve makaslama integrasyonu yaparken bazı hatalar her zaman olacağından, daykın tahmin edilen konumu üzerinde düşey bir sondaj önerilemez. şekil 3.16A'da gösterilen lokasyonda 45° eğimli bir sondaj kuyusu açmak daha uygun olacaktır.

Yamulma uyumluluğu üzerine ek açıklamalar

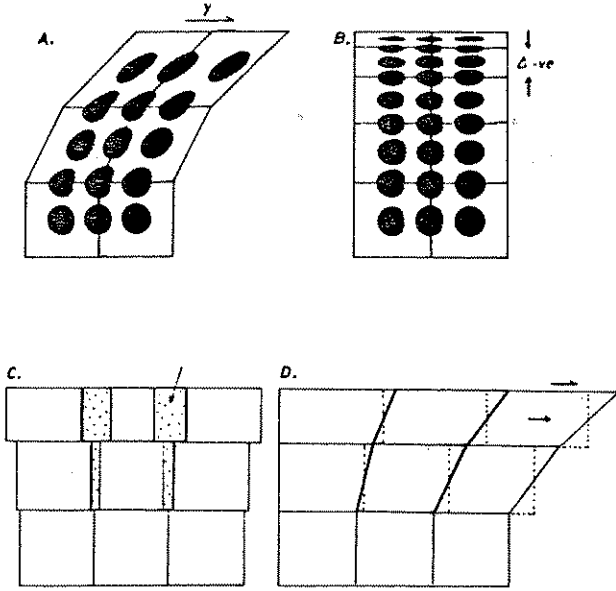
Heterojen basit makaslama yerdeğiştirmesi esnasında oluşan yamulmalar uyumludur, çünkü bunlar, kütleyi bir bütün halinde tutan bir yerdeğiştirme ile oluşur. Yamulma elipslerinin birbirine uyumlu olmaları açısından, tüm elipsler, makaslama zonu duvarlarına paralel, ortak boyuna olmayan yamulma çizgilerine



Şekil 3.16. Soru 3.5'in çözümü. Örnekler (A-F) ile ilgili θ'/R verileri grafikte (3.16B) gösterilmiştir. Bu veriler basit makaslama deformasyonunu belirten eğrinin yakınına düşmektedir.

sahiptir. Bu, bunların uyumlu olarak birbirlerine bağlanabileceği anlamına gelir (Şekil 3.17A).

Farklı noktalarda zona dik yamulma profillerinin sabit olduğu bir makaslama zonunda, basit makaslama yamulması dışında başka ne tür uyumlu yamulmalar bulunabilir? Makaslama zonu ve duvarları boyunca homojen bir yamulma uygulayabiliriz (veya homojen yamulma durumundaki bir yapı üzerine, bir makaslama zonu uygulayabiliriz). O zaman yamulma geometrisi yalnızca basit



makaslama ile analiz edilemez. Diğer bir olasılık da şudur; alan değişim ekseninin makaslama zonu duvarlarına dik olması şartıyla, Şekil 3.17B'de gösterilen yöntemle makaslama zonunun yüzey alanını değiştirebiliriz. Pratikte böyle bir değişim, olasılıkla üç boyutlu hacim kaybı veya kazanımıyla birlikte gelişir. Bu tür değişimlerin düzenli bir biçimde olması, yani, hacim değişim (dilatation) değeri Δ 'nın, sadece makaslama zonu duvarından olan uzaklığın bir fonksiyonu olması şartıyla, meydana gelen yamulmalar birbirleriyle uyumlu olur. Bu tip alan değişimi (ve üç boyutta hacim değişimi) doğal sistemlerde gözlenmiştir. Bu tip bir değişim kendi içinde uyumlu olduğu için, heterojen basit makaslamanın uyumlu olan yamulmaları ile değişik biçimlerde birleştirilebilir; böylece ortaya çıkacak yamulma geometrisi de kendi içinde uyumludur.

Sonuç olarak, sabit yamulma profilleri gösteren makaslama zonlarının, aşağıdaki üç faktörün kombinasyonları ile oluşturulabileceğini görmekteyiz:

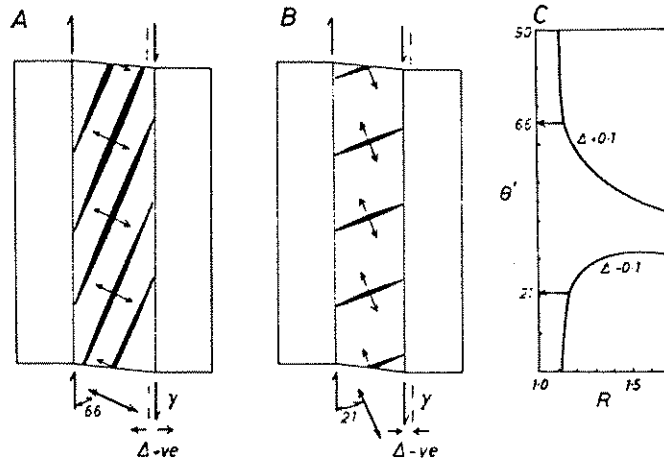
1. Heterojen basit makaslama.
2. Makaslama zonu duvarlarına dik heterojen alan veya hacim değişimi.
3. Makaslama zonu ve duvarları boyunca homojen yamulma.

Başka yamulma sistemleri mümkün değildir. Örneğın, makaslama zonuna dik yönde ezilme ve makaslama zonuna paralel uzama olduğunu düşünün (Şekil 3.17C). Böyle bir etki, makaslama zonu duvarları arasında "dişmacunu" tipi bir uzamaya yol açacaktır. Böyle bir ezilmeyi uyumlu bir hale getirmek için, makaslama zonu boyunca artan değerlerle, bir makaslama uygulamalıyız; bu durum ilave yerdeğiştirmeleri ve yamulmaları sisteme ekleyecek ve zonun değişik enine kesitlerinden alınan yamulma profillerinde şiddetli değişimlerin oluşmasına yol açacaktır. Şekil 3.17C'de açıkça görüldüğü gibi, yamulma elipsi eksenlerinin tamamen paralel olduğu heterojen dönmesiz yamulma, (yukarıda bahsedilen alan kaybı durumu dışında) uyumlu bir yamulma kombinasyonu değildir.

Bir makaslama zonunda farklı yamulma bileşenlerini ayırma (yukarıdaki 1. 2. ve 3. etkenlere), yalnızca bu etkenlerin kendi içlerinde bağımsız yamulma uyumluluğu gösterdiği durumlarda mümkündür. Bazı jeoloji makalelerinde, son paragrafta tanımlanan duvara paralel uzama/duvara dik kısalma etkenleri, olası makaslama zonu bileşenleri olarak düşünülmüştür. Bu gibi etkenlerdeki değişimler, kendi içlerinde yamulma uyumluluğu göstermediği için, bu yanlıştır.

Kademeli (en-echelon) uzama çatlakları

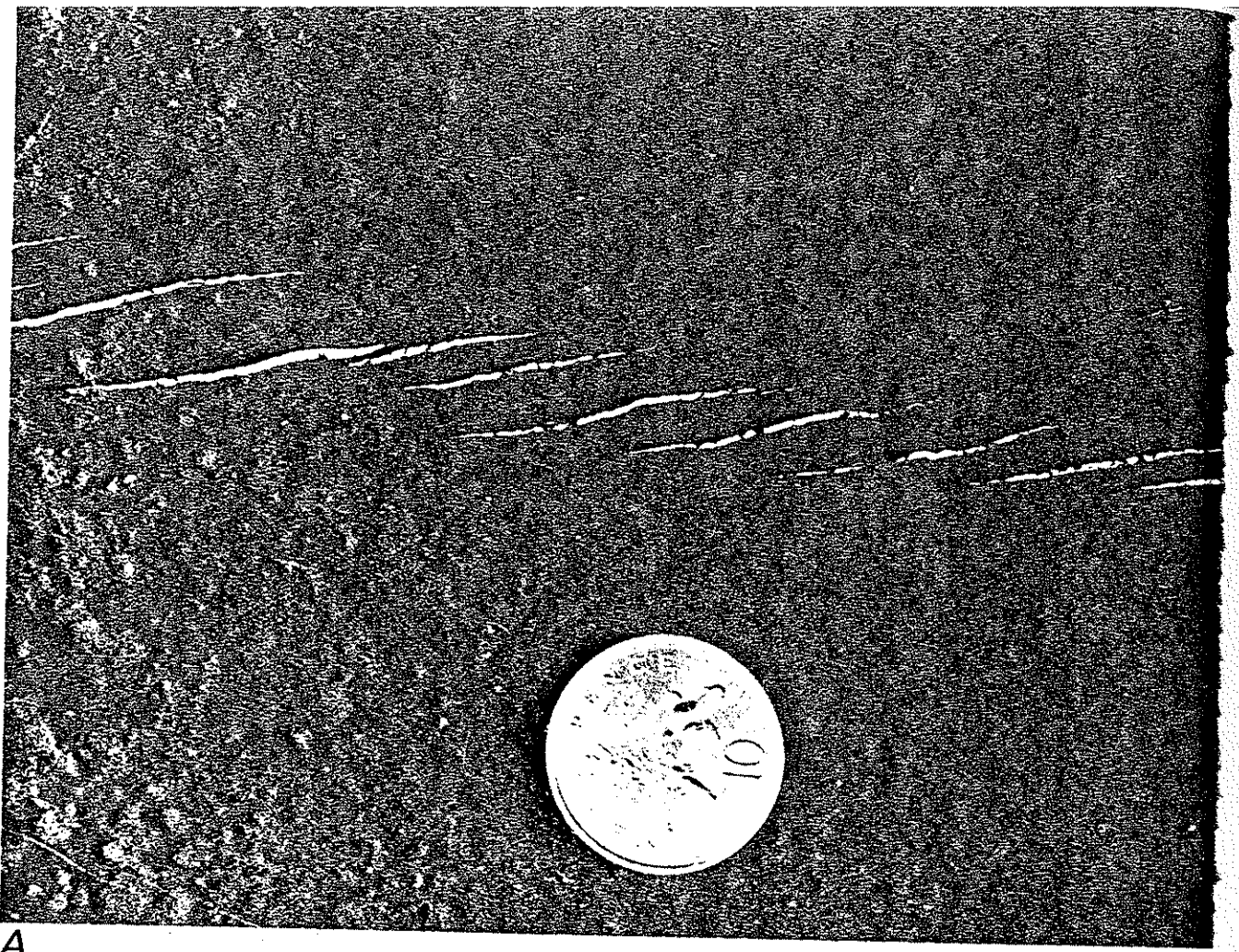
Makaslama zonunda alan değişiminin olması, yamulma elipsinin uzun ekseninin yönelimini etkiler. Bu, büyük yamulmalarda olduğu gibi, artmalı veya küçük deformasyonlar için de geçerlidir. Deformasyonun erken evrelerinde oluşan çatlakların ve yarıkların geometrik özellikleri, makaslama eşlik eden alan (hacim) değişikliklerinden etkilenecektir. Pozitif genişlemeli bir sistemin maksimum uzama yönleri, makaslama düzlemi ile, tek başına basit makaslama ile oluşan açıdan her zaman daha büyük bir açı yapar, oysa negatif genişlemeli bir sistemdeki maksimum uzama yönü, basit makaslamanınkinden daha küçük bir açı yapar. Şekil 3.21, bu geometrik ilişkinin sonuçlarını göstermektedir. Şekil 3.21A, $\Delta_A = +0.1$ değerli θ'/R eğrisine uyan, genişlemeli, başlangıç halinde bir makaslama zonunu göstermektedir. Uzama çatlakları $\gamma = 0.1$ lik bir makaslama yamulmasından sonra gelişirse,



Şekil 3.21. Makaslama zonu damar diziliminin, A, basit makaslama ve hacim genişlemesi; ve B, basit makaslama ve hacim azalması, sonucu gösterdikleri yönelimler. C, kırılma sırasında (kırılma burada $\gamma=0.1$ 'de olacak şekilde seçilmiştir) yamulma elipsinin yönelimini ve bunların Şekil 3.20'deki eğriler ile ilişkisini göstermektedir.

bunların yönelimleri kırılma anındaki maksimum uzama yönü ile kontrol edilecektir. Bu parametrelerle, 66° de yönlenmiş maksimum uzama, makaslama zonuna 24° açıyapan kademeli uzama çatlaklarına neden olur. Bunun tersine, $\Delta_A = -0.1$ lik bir alan kaybı varsa, $\gamma = 0.1$ lik bir makaslama yamulmasında oluşan uzama çatlakları, makaslama zonu duvarlarına $90^\circ - 21^\circ = 69^\circ$ lik bir açı yapar (Şekil 3.21B). Bu çatlakların oluşmaya başladığı açı, kırılma kriterleri ve özellikle makaslama ve alan/hacim değişimi ile olan deformasyonların birbirine olan oranları ile belirlenir. Ancak, alan genişlemesi durumlarında kademeli çatlak sistemlerinin makaslama zonuna 45° den küçük, alan kaybı olan zonlarda 45° den büyük açılar yapacağı, geometrik olarak doğrudur (yüksek sonlu yamulmalardaki kırılma hariç). Makaslama zonunda daha sonra oluşan deformasyon, ilk açıları değiştirecek ve Bölüm 2'de incelendiği gibi, yön değiştirmiş ve sigmoidal damarların gelişmesine yol açacaktır.

Şekil 3.21A ve B'nin sonuçlarını gösteren, doğal olarak deforme olmuş makaslama zonu damar dizilerine (shear zone vein arrays) ait örnekler, sırasıyla Şekil 3.22A ve B'de gösterilmiştir. Şekil 3.22B'deki kademeli damar zonunda, makaslama zonunda hacim azalmasına yol açan basınç erimesi (pressure solution) olayı ile, zon içindeki kayalar koyulaşmıştır. Kademeli damar sistemlerine sahip pek çok makaslama zonu, kayanın daha kolay eriyebilen elemanlarının (örn. kalsit veya kuvars) kaya bünyesinden atıldığı ve komşu bir bölgede damar halinde çökeltildiği bu tür basınç erimesi olayına ait veriler içerir. Bazen bu erime, maksimum kısalma yönüne dik veya yarı-dik bazı yönler boyunca

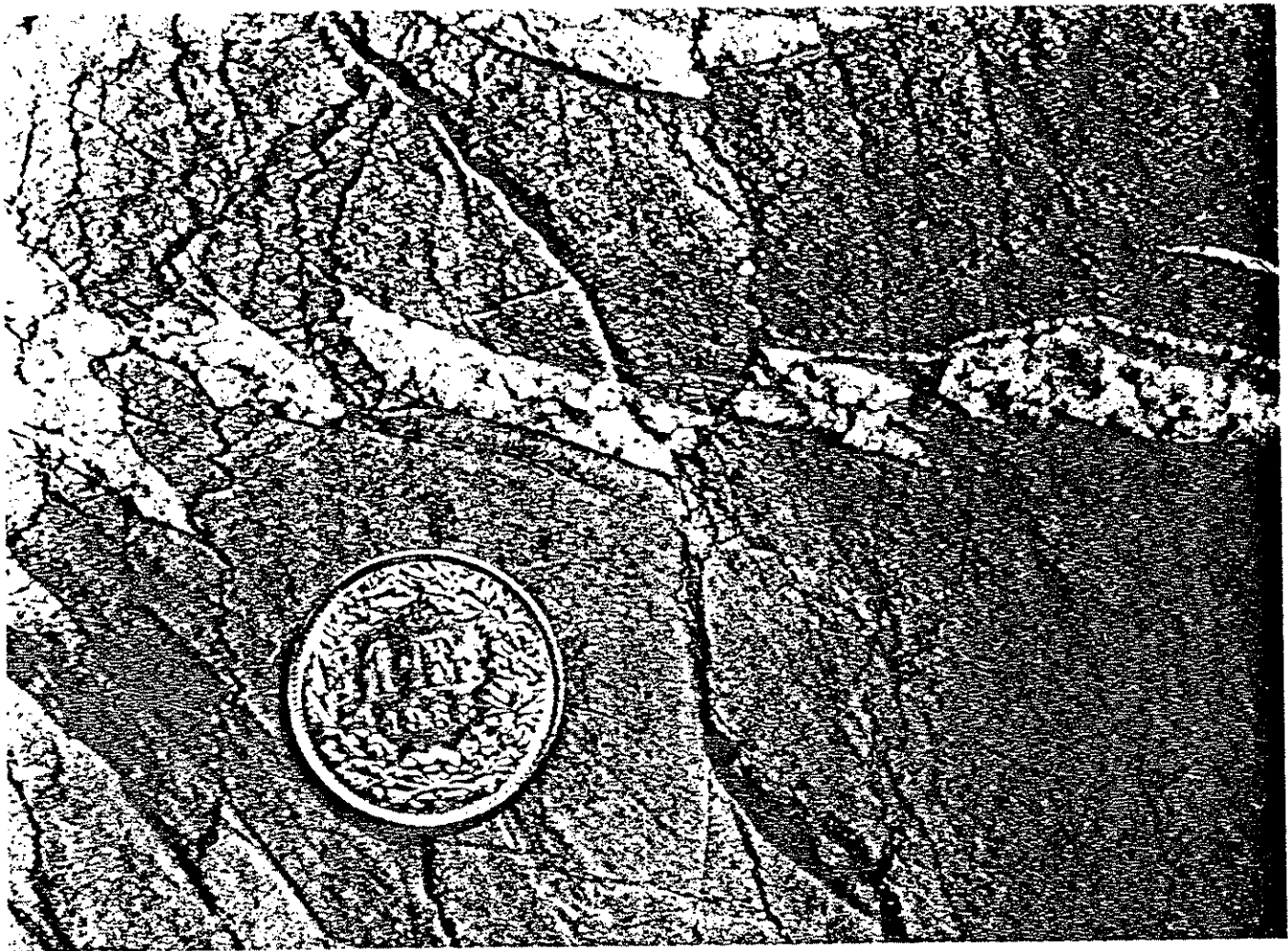


A

Şekil 3.22. Makaslama zonu açılma damar dizilerinin hacim genişlemesi (Şekil 3.21 A ile karşılaştır, Lyme Regis, Dorset, İngiltere) ve hacim azalması (Şekil 3.21 B ile karşılaştır, Pralognan, Vanoise, Batı Alpler) ile beraber oluşması.

B





Şekil 3.23. Kademeli açılma damarları ile beraber oluşan tektonik stilolitler.

lokalize olabilir. Erimenin yoğunlaştığı bu düzlemlerde koyu renkli basınç erimesi çizgileri veya bantları oluşur, ve bu düzlemler boyunca erimiş malzeme daha kolaylıkla taşınabilir. Renk koyuluğu, göreceli olarak çözülmeyen koyu renkli elemanların (kil, tabaka-silikatlar, karbon, demir cevherleri, vs.) yoğunlaşmasından kaynaklanır. Karbonatlı kayalarda basınç erimesi çizgileri stilolitler olarak bilinen, testere dişi biçimli karakteristik bir enine kesit gösterir. Stilolitler, diyajenetik sıkışma esnasında gravitasyonel yüklenmeye maruz kalmış bazı sedimentler kayalardan çok iyi bilinirler; diyajenetik stilolitler,

sedimentin tabakalanma yüzeyine genellikle paralel veya yarı-paraleldir. Buna karşın, tektonik stilolitler, tektonik gerilmeler altında oluşur ve muhtemelen maksimum sıkışmalı tektonik gerilmeye dik olarak gelişir; bunun sonucunda, bunlar genellikle tabakalaşma yüzeyini çapraz keser ve kayadaki tektonik yapıların kesilmesi ve ötelenmesine yol açar. Şekil 3.23'de bir kireçtaşındaki kalsit dolgulu uzama damarlarına dik oluşmuş ve onları öteleyen tektonik stilolitler görülmektedir. Tektonik stilolitler ve damarlar muhtemelen aynı zamanda oluşmuştur: stilolit, damarda toplanmış olan kalsitin kaynağıdır. Bu olay, fiziksel mekanizmalardan ziyade kimyasal aktiviteyle kayanın deforme oluşuna iyi bir örnektir. Stilolitler, minerallerin tercihli erimesi ile kayanın büzüşmesini, damarlar ise eriyen aynı malzemenin uzama damarlarında tercihli çökmesi ile kayanın uzamasını sağlar.

ANAHTAR SÖZCÜKLER VE TANIMLAR

Sonlu yamulmanın yön bölgesi: Deforme olmuş bir kütledeki noktalarda ana yamulma eksenlerinin grafiksel bir gösterimi.

Doku yörüngeleri: Deforme olmuş bir kaya üzerine çizilmiş, yüzey boyunca doku yönlerini (mineral dizilimleri, mineral uzanımları vs.) birleştiren çizgiler.

Doku yörüngesi izogonları: Eğik doku yörüngeleri üzerine çizilmiş eş eğimli çizgiler.

Sonlu yamulma yörüngeleri: Bir yön bölgesindeki asal yamulma eksenlerini birbirine dik iki düzenli eğri dizisi oluşturacak şekilde birleştiren çizgiler.

izogon çizgileri: Yüzeyleerin aynı yönelimlere sahip olduğu noktaları birleştiren çizgiler.

izotropik nokta: Deforme olmuş bir kütlede, uzamaların tüm yönlerde eşit olduğu (yani yamulma elipsinin dairesel bir biçime sahip olduğu) lokasyon.

Nötr çizgi: Sıfır uzamalı noktaları birleştiren çizgi.

Nötr nokta: Uzamaların sıfır olduğu izotropik bir nokta.

Nötr yüzey: Sıfır uzamalı noktaları birleştiren yüzey.

Basınç erimesi: Gerilme altındaki bir malzemenin belirli noktalarda çözülmesine yol açan bir deformasyon olayı. Bu madde, akmayla veya difüzyonla taşınır ve genellikle kayanın diğer kesimlerinde depolanır, bu olaya eriyik transferi (solution transfer) denir.

Makaslama zonu: Yüksek deformasyonları sınırlayan yarı-paralel duvarlara sahip bir zon. Böyle zonlar bir düzlem boyunca (fay) yamulma süreksizliği gösterebilir veya yamulma değişimi, zon içinde sürekli olabilir ve böylece mostra ölçeğinde geometrik süreksizlikler izlenmez (sünek makaslama zonu).

Makaslama zonu damar dizisi: Makaslama zonu boyunca dizilmiş mineral dolgulu çatlakların oluşturduğu geometrik bir dizi.

Benzer kıvrım: Aynı eğimli katman sınırlarına sahip bir kıvrım.

Yamulma uyumluluğu: Heterojen olarak yamulmuş bir kütle için, bütünselliğini koruyabilmesi için (süreksizliklerin veya boşlukların olmadığı bir deformasyon için) kütledeki tüm noktalardaki sonlu yamulma farklılıklarını (e_1 , e_2 , θ' ve ω 'daki değişiklikler) birbirine bağlayan geometrik şartlar.

Stilolitler: Karakteristik bir testere dişi kesiti gösteren, üçüncü boyutta koni biçimli, yüzeyler boyunca oluşmuş basınç erimesi. Genellikle kireçtaşı ve kuvarsitlerde görülür.

ANAHTAR KAYNAKLAR

Beach, A. (1974). The measurement and significance of displacement on Laxfordian shear zones, North-West Scotland. Proc. Geol. Ass. 85, 13-21.

Escher, A., Escher, J.C. and Waterson, J. (1975). The reorientation of the Kangamiut dike swarm, West Greenland. Can. J. Earth Sci. 12, 158-173.

Ramsay, J.G. (1980). Shear zone geometry: a review. J. Struct. Geol. 2, 83-89.

Ramsay, J.G. and Graham, R.H. (1970). Strain variation in shear belts. Can. J. Earth Sci. 7, 786-813.

Schwerdtner, W.M. (1977). Geometric interpretation of regional strain analysis. Tectonophysics 39, 515-531.

BÖLÜM 9

YÖNELİM ANALİZİ

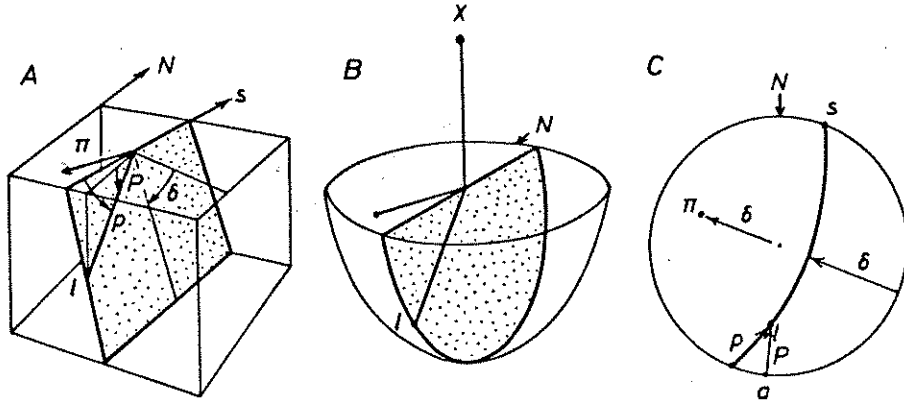
GİRİŞ

Bundan sonraki bölümlerde üç boyutlu geometrik problemleri inceleyeceğiz. Fakat bunu yapmadan önce düzlem ve çizgilerin uzay içindeki yönelimlerini tanım ve analiz edebilmemiz gerekir. Bu iş için üç boyutlu koordinat geometrisi kullanabiliriz, fakat bu jeoloji araştırmaları için her zaman uygun bir metod değildir. Bu bölümde geliştireceğimiz metodlar, düzlemsel ve çizgisel özellikler arasındaki açısal ilişkileri tanımlamak için çok uygundur. Bu yöntemler izdüşüm (projection) teknikleri olarak bilinir.

Stereografik ve eşalan izdüşümlerinin geliştirilmesi

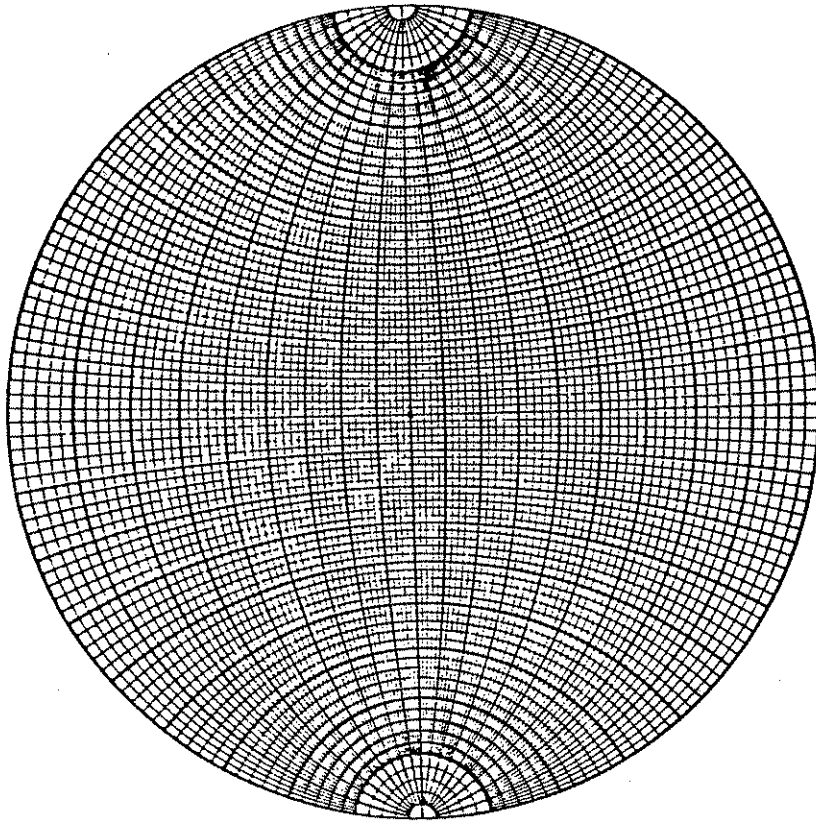
izdüşümün temel kavramı, yeryüzünü ve yeryüzündeki objelerin çeşitli açısal ilişkilerini iki boyutlu bir haritada temsil etme yöntemi ile karşılaştırılabilir. Bir düzlemi ve bu düzlem üzerindeki bir çizgiyi (Şekil 9.1A'daki noktalı yüzey ve 1 çizgisi) temsil etmek için, biz bu şekillerin kürenin merkezinden geçecek şekilde kürenin alt yarısına doğru uzandığını ve alt yarım-kürenin dış yüzünü kestiğini farz ederiz (Şekil 9.1B). Düzlemin küresel izdüşümü, düzlemin alt yarım-küredeki izidir; bu eğik çizgi şeklindeki iz büyük daire olarak bilinir. Çizginin küresel izdüşümü ise yarım-küre ile çizginin kesiştiği noktadır (Şekil 9.1B'deki 1 noktası).

Küresel izdüşümden stereografik izdüşüm yapmak için,



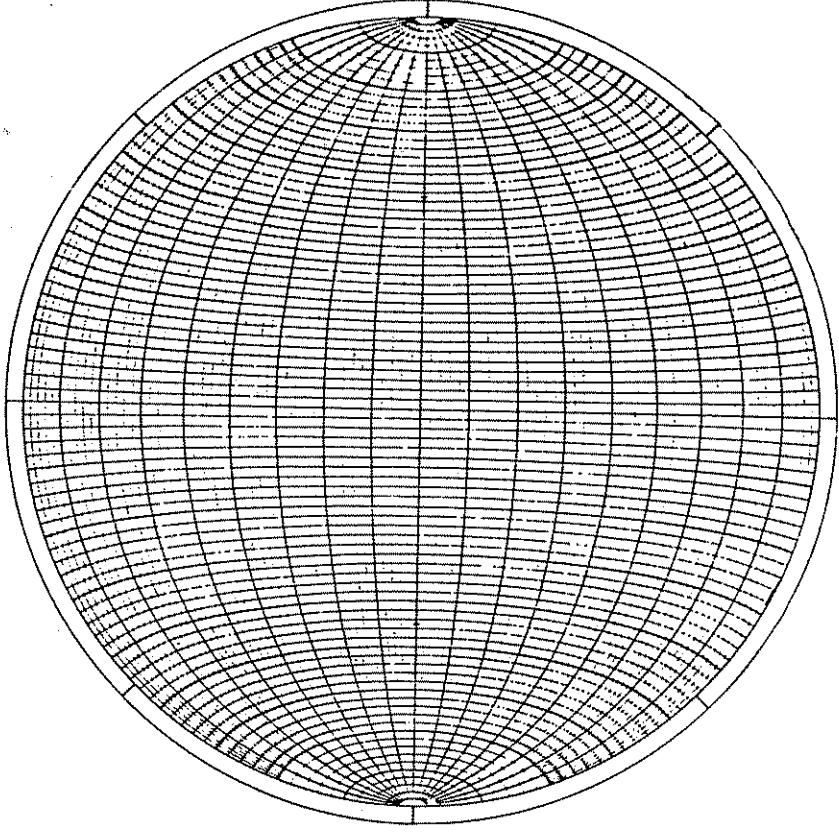
Şekil 9.1. Bir düzlemin (doğrultusu s , eğim açısı δ), düzleme dik olan çizginin (π) ve bu düzlem üzerinde yer alan ve görünür dalımı p olan bir çizginin (yönlem a , dalım açısı P) stereografik izdüşümü. B verilerin küresel, C ise stereografik izdüşümünü göstermektedir.

küresel izdüşüm izlerini, kürenin tepesinde yer alan x noktasından (Şekil 9.1B) yarım-kürenin yatay yüzeyine (ekvatorial yüzey) düşürürüz. Bu şekilde verilerin stereografik izdüşümü, kürenin daire şeklindeki yatay kesitinde, orijinal düzlemi temsil eden bir eğri çizgi (büyük dairenin izi), ve orijinal çizgiyi temsil eden bir nokta veya kutup olarak görülür (Şekil 9.1C'de l noktası). Tamamlanmış bir şekilde bu diyagram stereografik veya Wulff ağı olarak bilinir; Wulff ağı K-G çapından geçen (2° aralıklı) değişik eğimlere sahip düzlem serileri izdüşürülerek elde edilmiştir ve dünya yarım küresinin ekvatorial harita izdüşümleri ile doğrudan karşılaştırılabilir. K-G yatay noktasından geçen büyük daire izdüşümleri boylamlara, büyük daireleri dik olarak kesen daire izdüşümleri ise enlemlere eşdeğerdir. Küçük daireler, eksenleri K-G eksenini ile çakışan farklı tepe açılına sahip konilerin izdüşümüdür. Jeolojik verileri işlemek için pratik bir yöntem bu ağı çizgi ve düzlemlerin yönelimini izdüşürmek için kullanmaktadır (Şekil 9.2). Ağın merkezi düşey yönünü, K-G ve D-B çaplarının uçları ise K-G ve D-B yönlü yatay çizgileri temsil etmektedir.

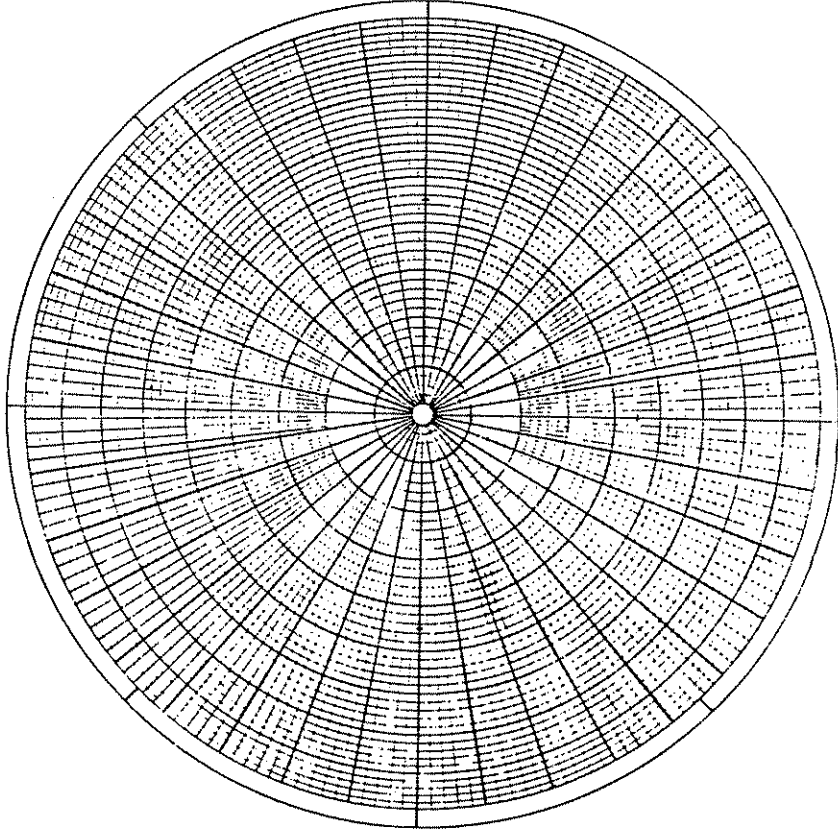


Şekil 9.2. Stereografik veya Wulff ağı.

Stereografik ağ, stereografik harita izdüşümü gibi, eş-
açılı fakat eşalanlı olamayan bir izdüşümdür. Ağ üzerinde
ölçülen açılar, yarım-kürenin yüzeyinden ölçülen açılarla aynı-
dır fakat 10° lik enlem şeridinde yer alan alanların büyüklüğü
ağ üzerinde birbirinden çok farklıdır, buna karşın yarım-küre
üzerinde bu alanlar eşit büyüklüktedir. Yapısal analizde bir çok
problem için bu alan bozulması, özellikle verilerin dağılım
sıklığını karşılaştırmak istediğimiz zaman rahatsız edicidir.
Böyle bir durumda eşaçılı bir ağdan ziyade eşalanlı bir ağda
noktaları yorumlamak daha kolaydır. Bu nedenle stereografik ağın
geometrisi alan bozulmasını düzeltecek bir şekilde değiştirilmiş
ve Schmidt veya Lambert ağı denilen, bu kitapta kullanacağımız ağ
geliştirilmiştir (Şekil 9.3). Schmidt ağında, Wulff ağına göre
büyük ve küçük dairelerin konumları biraz farklı olmasına rağmen



Şekil 9.3. Schmidt veya Lambert eşalan ağı.



Şekil 9.4. Polar veya Billings eşalan ağı

geometrik önemleri aynıdır. Schmidt ağı her zaman merkezinden geçen bir raptiye ile tutturulmuş saydam veya yarı saydam bir kağıdın altında kullanılır. Değişik yönelimleri çizebilmek için genellikle kağıdı ağın merkezi etrafında döndürmek gerekir.

Schmidt ağının, Polar veya Billings ağı olarak bilinen bir çeşidi, çizgisel verileri işaretlemek için pratiktir (Şekil 9.4); bu ağ Schmidt ağı ile aynı yönelim alanını kapsadığı için, aynı yarıçapa sahip Schmidt ve Billings ağı ile yapılan diyagramlar eşdeğerdir.

Okuyucular izdüşüm tekniklerinin mineralojide kristal yüzeyleri, kenarları ve eksenleri arasındaki açısal ilişkileri belirlemek için kullanılan bir yöntem olarak görmüş olabilirler. Mineralojide, kristallerde açısal özellikler önemli olduğundan, genellikle stereografik ağ kullanılır. Kristallografide izdüşüm için genellikle üst yarım-küre, yapısal jeolojide ise alt yarım-küre kullanılır.

izdüşüm teknikleri kullanılarak yapılan geometrik analizin ana özellikleri şunlardır:

1. Ağ, laboratuvar ve arazide kullanmak için çok elverişlidir. Problemlerin çoğu çok basit işlemlerle çözülebilir.
2. Sonuçlar 0.5° ye kadar doğrulukla bulunabilir; bu, arazi ölçümlerinin doğruluk derecesinden daha iyidir.
3. Çok sayıda veriyi tek bir diyagram içinde göstermek mümkündür. Önemli veya önemsiz geometrik ilişkiler çabuk fark edilir. Çok sayıda verinin gösterilmesi, yorumların istatistiksel olarak yüksek bir isabetle yapılmasını sağlar. Kitabın ikinci cildinde izdüşümlerinin kıv-

rım, fay ve çatlak yönelim verilerini analiz etmekte çok uygun bir yöntem olduğunu göreceğiz; böyle durumlarda bir problemi cevaplandırmak için yüzlerce ve bazan binlerce ölçümü diyagrama yerleştirmek gerekir.

4. izdüşüm yöntemi veri analizi için iyi bir metod olmasına rağmen, verileri yayınlamak veya etkili bir şekilde bilgi iletişimi kurmak için her zaman uygun değildir. Makalelerde bazan yer alan, sayfalarca izdüşüm diyagramları olarak belirtilen geometrik özelliklerin önemini anlamak kolay değildir; izdüşümlerinin yazılı açıklamaları da çok can sıkıcıdır. Genellikle en iyisi izdüşümlerden bir geometrik sentez çıkarmak ve bunu öz haritalar veya diyagramlar olarak sunmaktır.
5. izdüşüm tekniği bir yapının geometrik bileşenleri arasındaki açısal ilişkileri analiz eder; genellikle bu bileşenlerin hacimsel konumunu göz önüne almaz. Bu bakımdan bir yapının özellikleri yalnız açısal ilişkiler ile değil aynı zamanda bileşenlerinin hacimsel konumları ile tanımlandığını unutmamak gerekir.

Temel çizim teknikleri

Yönelim özellikleri çizgiler veya düzlemler olarak sınıflanır. Bir kıvrım çevresindeki tabaka düzlemleri gibi eğrisel özelliklerin, eğrisel düzleme teğet çok sayıda ufak düzlemsel parçalardan oluştuğu düşünülür. Yalnızca iki veri tipi olduğu için, bu verileri işlemek için bilinmesi gereken teknikler azdır.

Bilgiler, Schmidt ağı üzerinde yer alan saydam kağıda

işlenir. Bu kağıda herhangi bir şey işlemeyen önce ağıın çemberini ve kuzey noktasını işaretleyin. Eğer çok sayıda veri işlenecekse, çemberin kenarını 10° aralıklarla işaretleyin.

1. Çizgiler

Çizgisel özellikler çizginin yönlemi a , ve dalım açısı P bulunarak tanımlanır. Dalım açısı, lineasyon ile yatay arasında düşey düzlemde ölçülen açıdır (Şekil 9.1A).

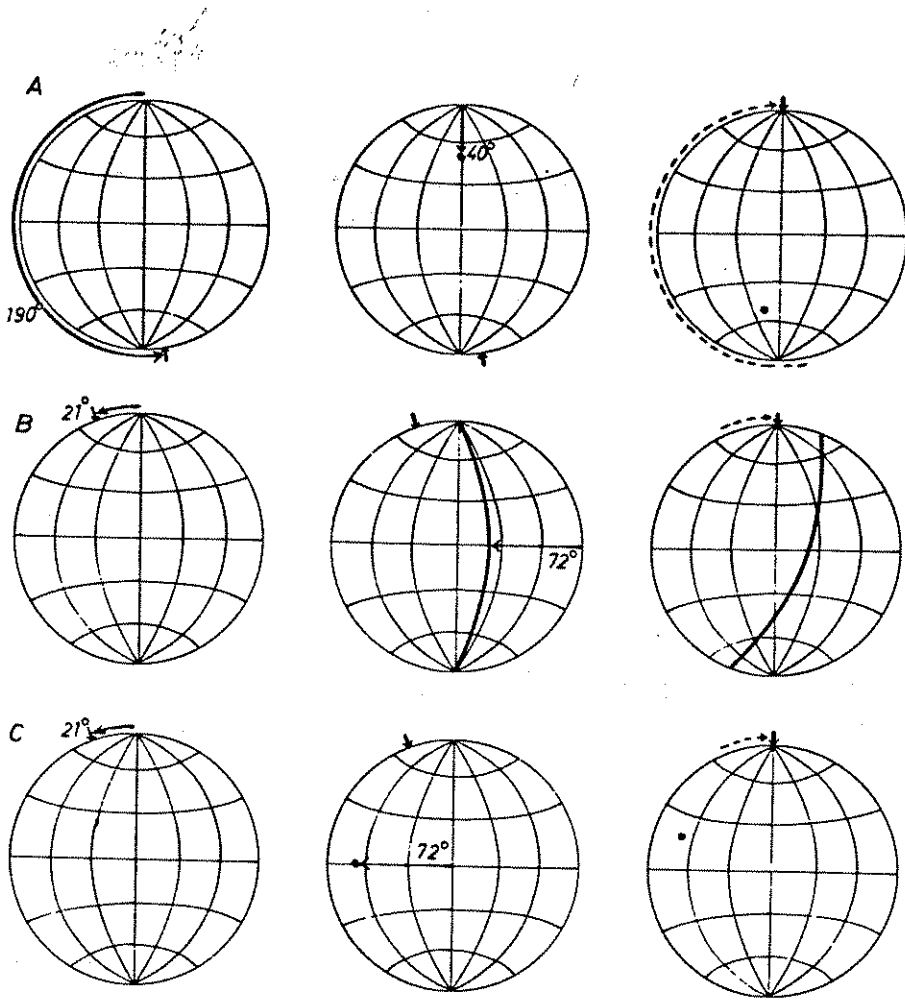
Yönlemi 190° ve dalımı 40° olan bir çizgi Schmidt ağıında şu şekilde işlenir (Şekil 9.5A):

1. Üstteki kağıdı 190° saatin ters yönünde çevirin (alttaki Schmidt ağı sabit kalıyor).
2. K-G çapında, K noktasından ağıın merkezine doğru, küçük daire kesişmelerini kullanarak 40° lik açıyı ölçün ve noktayı işaretleyin.
3. Üstteki kağıdı eski dönmemiş konumuna getirin.

2. Düzlemler

Düzlemler doğrultu yönü s , eğim açısı δ ve eğim yönü ölçülerek belirlenir. Bir düzlem Schmidt ağıında büyük daire izi veya π -kutbu olarak işlenir; π -kutbu, düzleme dik olan yöndür. Doğrultusu 21° ve eğimi 72° GD olan bir düzlemi Schmidt ağıında büyük daire olarak işaretlemek için (Şekil 9.5B):

1. Üstteki saydam kağıdı 21° saatin tersi yönünde döndürün (alttaki ağı sabit kalıyor).
2. Altındaki ağıda GD çeyreğine düşen ve ağıın çemberi ile 72° açı yapan bir büyük daire bulun ve bunu üstteki saydam kağıt üzerine işaretleyin.



Şekil 9.5. İz düşümünde çizgileri (A), düzlemleri büyük daire (B) ve π -kutupları (C) olarak göstermek için çizim teknikleri.

3. Üstteki kağıdı eski yerine döndürün.

Bu düzlemi kutup (π) olarak işaretlemek için (Şekil 9.5C):

1. Üstteki saydam kağıdı 21° saatin tersi yönünde döndürün.
2. Alttaki ağın D-B çapı üzerinde ve KB çeyreğinde (yani eğim yönünün tersinde) ağın merkezi ile 72° yapan bir nokta bulun ve işaretleyin.
3. Üstteki kağıdı eski yerine döndürün.

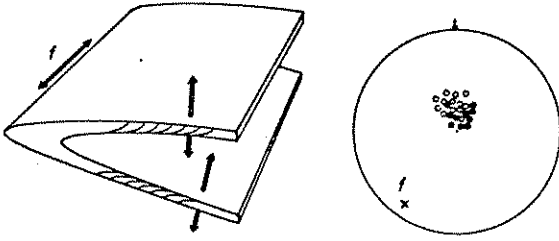
Düzlem ile π -kutbu birbirine dik olduğu için, eğer düzlemin eğimi dik ise, kutbun eğimi düşüktür; düzlemin eğimi düşük ise, kutbun eğimi diktir.

Yön belirtilmesi

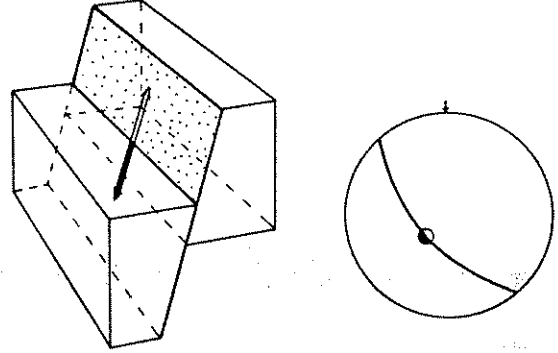
izdüşüme işlediğimiz çizgilerin veya düzlemlerin kutuplarının, küresel izdüşümün alt yarım-küresine doğru uzandıkları farzedilir. Yapısal jeolojide ölçtüğümüz ve işlediğimiz çizgi veya kutupların herhangi bir özel yönü yoktur. Çizginin bir yönünden bakıp gördüklerimiz ile, çizginin diğer yönünden bakıp gördüklerimiz arasındaki ilişki, bir simetri düzleminin iki yanı arasındaki ilişki olacaktır. Buna karşın bir tabaka düzlemi kutbunu düşünürsek, bir yönden baktığımızda tabakalar gittikçe yaşlanacak, diğer yön boyunca ise gençleşecektir. Bu çizginin açıkça belli bir istikameti vardır. Deforme olmuş kayalarda istikameti olan çizgiler yaygın olmamakla beraber yer yer gözlenirler. Bazı bölgelerde "parçalanma konileri" (shatter cones) adı verilen koni şekilli kırıklar bulunur. Koni ekseninin bir yönünden bakınca kırık yüzeyleri gözleyiciye doğru açılır, diğer yönden bakınca ise kapanır. Parçalanma konisi ekseninin belirgin bir istikameti vardır. Bu geometrinin daha ayrıntılı bir incelemesi ve yorumu 2. ciltte yapılacaktır, fakat bu yapıların neden belli bir istikamet gösterdiklerine dair burada bir şey söylemeliyiz. Bu belirgin istikamet, parçalanma yüzeylerinin oluşmasına yol açan şok dalgasının hareket yönü ile alakalıdır.

Burada çizgi istikameti kavramını anlatmamızın amacı, izdüşüm üzerinde bazı özelliklerin istikametini değişik sembollerle gösterme imkanı olduğundandır. Verilerimizin çoğunun yukarı veya aşağı doğru bir istikamet kavramı olmayacaktır ve biz bütün çizgileri ve kutupları aynı işaretlerle gösterebiliriz. Fakat tanınabilen farklı istikametli kıvrımlanmış katmanlar varsa

(normal ve devrik tabakalar), tabaka kutuplarının aşağı ve yukarı doğru bakanlarını farklı sembollerle ayırt edebiliriz (Şekil 9.6). Daha sonra 2. ciltte göreceğimiz gibi, bu teknik tabaka düzlemi kutuplarından kıvrım eksenini belirtmekte özellikle yararlıdır.



Şekil 9.6. Normal ve devrik kıvrım kanatları için tabaka düzlemlerinin polaritesi farklıdır. Normal kanatlarda kutupların siyah kesimi alt yarımküreye, devrik kanatlarda ise beyaz kesimi alt yarımküreye yöneliktir.



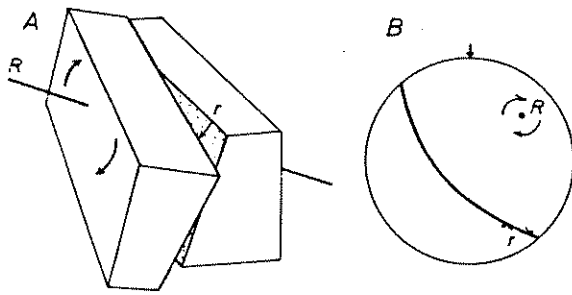
Şekil 9.7. Makaslanma ile göreceli ötelenmeyi göstermek için kullanılan yarık kutup sembolü.

Bu tekniğin bir benzeri bir fay düzleminin veya makaslama zonunun iki tarafı arasındaki göreceli yerdeğiştirmeyi izdüşümünde tanımlamak amacı ile kullanılır. Şekil 9.7'de bir fay düzlemi boyunca bir taraf yukarı, diğer taraf aşağı doğru göreceli olarak ötelenmiştir. Hareket vektörü, fay düzlemini temsil eden büyük daire üzerinde, yarısı boş yarısı dolu bir daire kutup olarak gösterilebilir. Dairedeki siyah beyaz renkler göreceli hareket yönünü vermektedir. Bu teknik ötelenme yönünü belirtmek için tek doğru yöntemdir.

Dönme yönü

Bazan izdüşümünde, bir kütle için başka bir kütleyle göre göreceli dönmesini göstermek gerekebilir. Dönme, belli bir dönme eksenini (R) çevresinde ve belli bir dönme açısı (r) ile meydana

gelir. Şekil 9.8, bir fay düzlemi boyunca meydana gelen dönmenin etkisini göstermektedir. Bu etkiyi izdüşümünde göstermek için, dönme eksenini R 'nin yönlemine (Şekil 9.8'de bu yön fay düzlemine diktir veya diğer bir deyişle fay düzleminin kutbudur) ve dönme yönünü belirtmek gerekir. Dönme açısı r ve göreceli dönme yönü en doğru olarak dönme eksenine dik olan düzlem üzerinde gösterilir (Şekil 9.8B).



Şekil 9.8. Eğik bir dönme eksenini R çevresinde dönmenin izdüşümünde temsil edilmesi.



Şekil 9.9. Morcles napının üst kanadındaki bir sinformal kıvrımdan GD-KB kesiti, Mont à Cavouère, İsviçre. Bu dağ yamacında kıvrım kanatlarının yönelimini ölçmek nispeten kolay olmakla beraber kıvrım eksen yönelimini ölçmek zordur.

Düzlemlerin ve çizgilerin işaretlenmesi

Soru 9.1

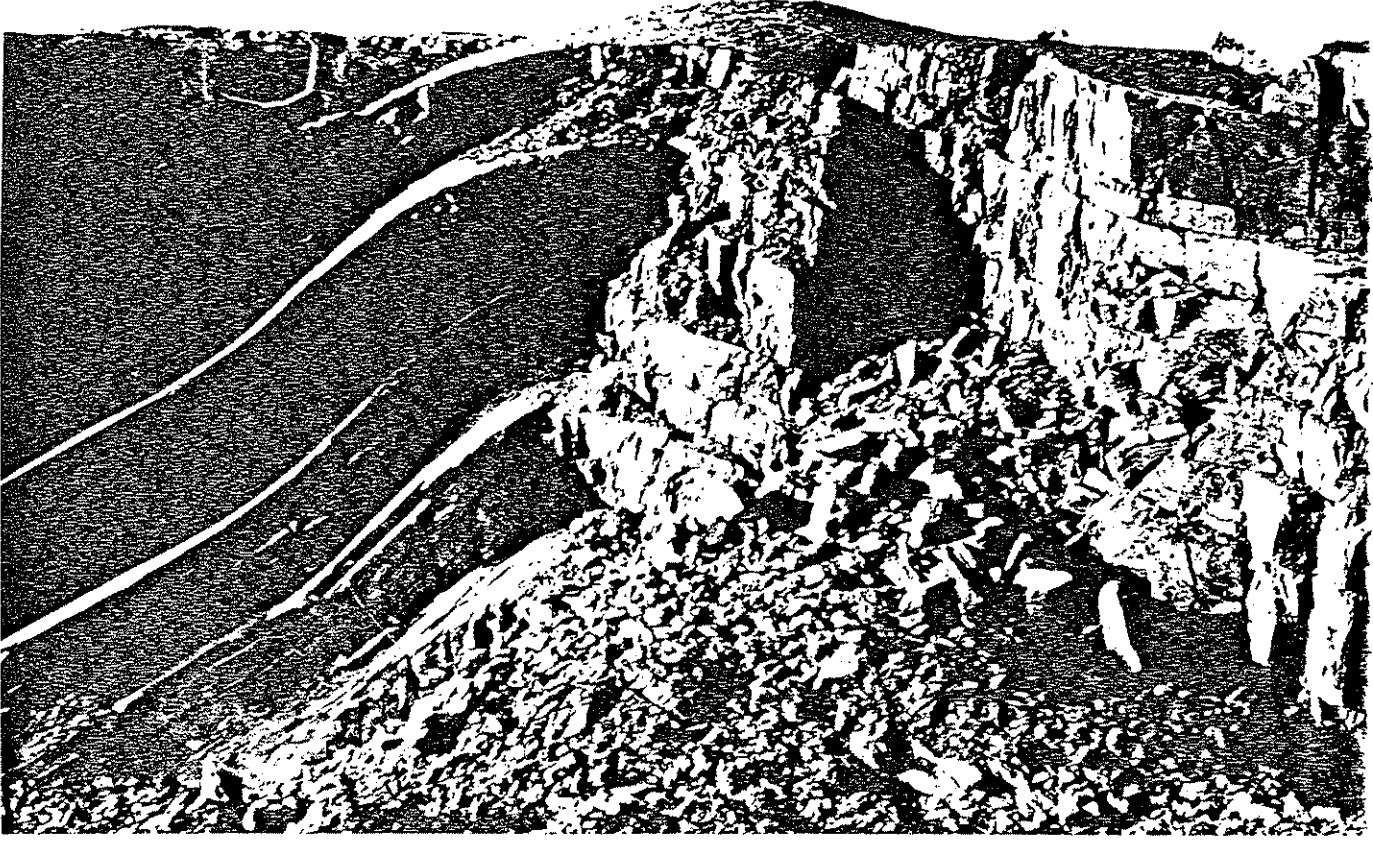
Şekil 9.9, İsviçre'de Morcles napının üst kanadında kireçtaşı ve marn ardalanması içinde gelişmiş keskin eksen kapanımlı bir kıvrımı göstermektedir. Kıvrımın iki kanadında yapılan ölçümler şunlardır: A kanadı; doğrultu 25° , eğim 46° DGD, B kanadı; doğrultu 53° , eğim 79° GD. Bu verileri ağ üzerinde büyük daireler olarak işaretleyin. Bu iki büyük daire ağ üzerindeki bir noktada kesişmektedir. Bu nokta tarafından temsil edilen çizginin jeolojik önemi nedir? Bu çizginin konumunu, dalım ve yönelimini hesaplayarak belirleyin.

Görünür eğimlerden gerçek eğimlerin hesaplanması

Soru 9.2

Şekil 9.10, dik kaya yüzleri ile sınırlanmış bir taş ocağını göstermektedir. Ocağın sağındaki dik kaya yüzleri tabaka düzlemlerinin düzenli izlerini göstermektedir; bu yüzler tabakanın gerçek eğimini değil görünür eğimini vermektedir. Ana taş ocağı duvarı (duvar A) 12° doğrultulu ve düşeydir; diğer duvarın (B) doğrultusu 87° , eğimi ise güneye 82° dir. A ve B duvarlarında tabakaların görünür eğimleri sırası ile kuzeye 2° ve doğuya 14° dir. Tabaka düzlemlerinin gerçek eğimi nedir? Taş ocağının solunda tabaka yönelimleri doğrudan ölçülmüştür: $87^\circ/36^\circ$ G. Kıvrım ekseninin yönelimini belirleyin.

Şekil 9.10. Kıvrımlı Paleozoyik kumtaşlarında bir taş ocağı, Batı Yorkshire, İngiltere. Soldaki tabakaların yönelimi doğrudan ölçülebilir, sağ kesimdeki-lerin ise ancak dik çatlak yüzeylerindeki görünür eğimlerden tayin edilebilir Soru 9.2'ye bakınız.



Şekil 9.11. Morcles napında deforme olmuş kireçtaşında kalsit ile dolmuş kademeli bir damar dizisi. Bu makaslama zonunda damar geometrisinden göreceli ötelemenin yönü ve yönelimi belirlenebilir. Soru 9.3'e bakınız.



Makaslama zonunda ötelenme yönünün belirlenmesi

Soru 9.3

Şekil 9.11, kalsit ile dolmuş kademeli açılma çatlaklı bir makaslama zonunu göstermektedir. Makaslama zonunun doğrultusu 130° , eğimi ise 82° GB dir; bireysel açılma damarları 91° doğrultulu ve güneye 76° eğimlidir. Bu zondaki deformasyonu yaratan makaslamanın yönelimi nedir? Makaslama düzlemini temsil eden bir büyük daire üzerinde öteleme vektörünün yönünü ve, ayrık sembol yöntemi ile, makaslama zonunun iki tarafı arasındaki göreceli öteleme yönünü belirtin.

Şimdi sonuçlarınızı Cevaplar ve Açıklamalar bölümü ile karşılaştırın ve sonra aşağıdaki açıklamalara dönün.

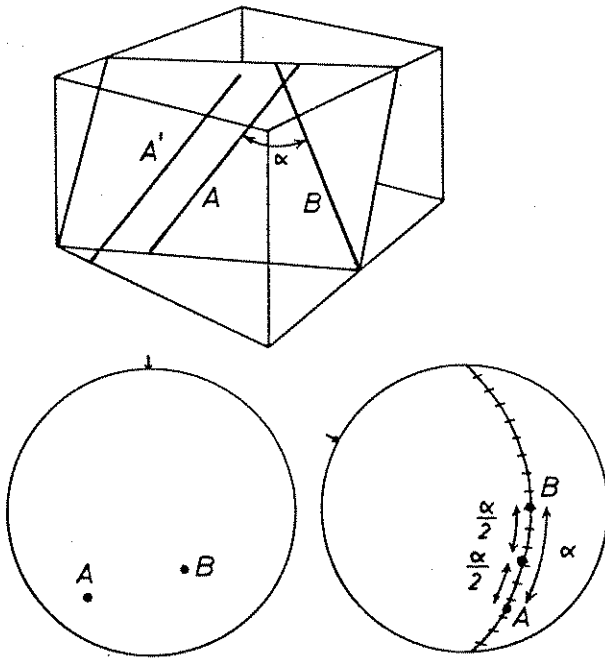
Çizgiler arasındaki açılar

Birbirine paralel olamayan iki çizgi ortak bir düzlemde yer alabilir veya almayabilir. Eğer çizgiler ortak bir düzlemde yer alıyorsa, her iki çizgiyi de içeren tek bir düzlem düşünmek geometrik olarak mümkündür (Şekil 9.12, A ve B çizgileri), aksi takdirde bu mümkün değildir (Şekil 9.12, A' ve B çizgileri). Çizgilerin ortak bir düzlemde yer alıp almamaları çizgilerin açısal ilişkilerine değil, uzay içindeki konumlarına bağlıdır. Çizgiler, ortak bir düzlemde yer almaları durumunda, bir noktada kesişirler ve bu sayede bu iki çizgi arasında gerçek bir açı ($A \angle B = \alpha$) tanımlamak mümkün olur. İzdüşüm teknikleri ile iki çizgi arasında α açısı ölçmek için, önce bu çizgilerin üzerinde yer aldığı düzlemi buluruz ve α açısını bu düzlem üzerinde ölçeriz:

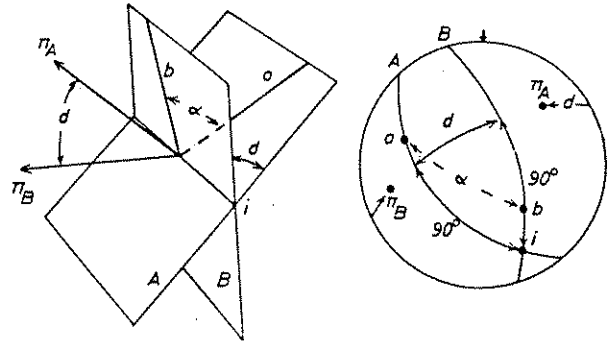
1. iki çizgiyi (A ve B) temsil eden kutupları işaretleyin (Şekil 9.12)
2. Üstteki şeffaf kağıdı, A ve B noktaları tek bir büyük daire üzerinde yer alana kadar, alttaki ağın üzerinde döndürün.
3. A ve B noktaları arasındaki büyük daire üzerinde küçük dairelerin yaptıkları toplam açısal aralığı bulun. Bu α açısının değerini verecektir.

Çizgilerin açıortayının bulunması

Bir α açısını iki eşit parçaya ($\alpha/2$) ayırmak için, A ve B noktalarını içeren büyük daire üzerinde, A ve B noktaları arasındaki α açısını ikiye böleriz (Şekil 9.12)



Şekil 9.12. İki A ve B çizgisi arasındaki α açısını ölçme yöntemi.



Şekil 9.13. İki A ve B düzleminin kesişmesi ile ortaya çıkan geometrik özellikler ve bunların izdüşümünde temsil edilmesi.

Görünür dalım (pitch)

izdüşümlerini anlatırken bir çizginin yöneliminin dalım ve yönlemi veya bir düzlem üzerindeki görünür eğimi ile belirtilebileceğini söylemiştik. Görünür dalım açısı bir düzlem üzerinde bir çizgi ile ve bu düzlem üzerinde ölçülen açıdır. Görünür dalım, izdüşümünde görünür dalımın ölçüldüğü düzlemi temsil eden büyük daire üzerindeki küçük daire aralıkları ile ölçülür. Bir çizginin görünür dalım açısı, açının ölçüldüğü referans düzleminin konumuna bağlı olarak değişir, buna karşın bir çizginin dalımını sabittir.

Düzlemler arasındaki açıların belirlenmesi

Birbirine paralel olmayan iki düzlem her zaman bir çizgide kesişir (Şekil 9.13, i); bu çizginin yönelimi izdüşümü üzerinde tespit edilebilir. Düzlemler arasındaki açılar, farklı düzlemlerde yer alan fakat ortak bir düzleme sahip çizgiler arasında ölçülür. Bu tip herhangi iki çizgi arasındaki açılar (Şekil 9.13'de A ve B düzlemleri üzerinde sırası ile a ve b çizgileri), çizgilerin seçimine bağlı olarak 0° ile 180° arasında değişebilir. İki düzlem arasındaki iki-kenar açısı (dihedral angle) (Şekil 9.13, d) ise sabittir ve kesişme çizgisi i' 'ye her iki düzlemde dik olan çizgiler arasındaki dar açı olarak tanımlanır. İki-kenar açısını bulmak için gerekli işlemler şunlardır:

1. A ve B düzlemlerini temsil eden büyük daireleri çizin ve kesişme çizgisi i' 'yi belirleyin.
2. A ve B büyük dairelerinde i noktasına 90° mesafede iki

nokta bulun. Bu iki nokta arasındaki iki-kenar açısı d' 'dir.

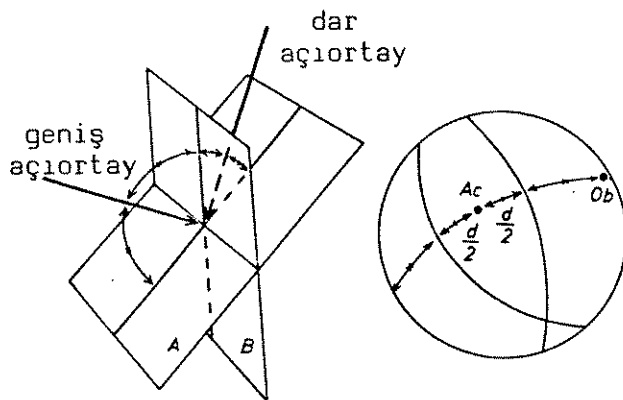
iki-kenar açısı A ve B düzlemlerinin kutuplarından da doğrudan hesaplanabilir (Şekil 9.13, π_A ve π_B arasındaki açı).

Düzlemler arası açıortaylarının hesaplanması

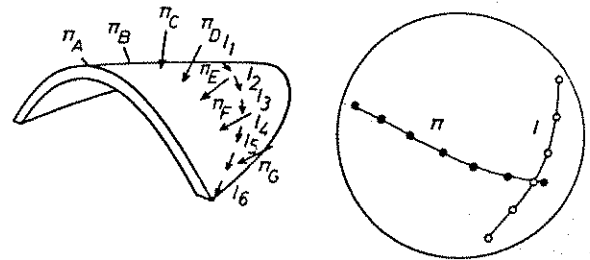
Kesişen iki düzlemin her zaman bir dar bir de geniş açıortayı (Şekil 9.14) vardır. Dar açıortayı iki-kenar açısını ikiye bölerek bulunur; geniş açıortayı ise bu çizgiye 90° mesafede ve iki-kenar düzleminde yer alır. İki düzlemin kutupları arasındaki açıortayı, bu düzlemler arasındaki geniş açıortayıdır. Açıortayların bulunması konjugat makaslama kırık sistemlerinden asal gerilmelerin hesaplanmasında çok büyük önemi vardır (Soru 9.5'e bakın).

Eğri düzlem ve çizgiler

Tektonik yapıları incelerken karşılaştığımız genel bir durum düzlemsel ve çizgisel yapıların yönelimlerinin noktadan noktaya gelişen bir değişim göstermesidir. Böyle bölgelerden elde edilen yapısal verilerin işlenmesi bölgesel geometrik



Şekil 9.14. Birbirine paralel olmayan iki düzlem arasında dar ve geniş açıortaylarının çizilmesi.



Şekil 9.15. Eğri düzlem ve çizgilerdeki açısal özelliklerin izdüşüm teknikleri ile analiz yöntemleri.

koşullara ve analizin amacına bağlıdır. Fakat, büyük bir yapının yumuşak bir geometrik değişim gösteren bileşenleri, yapının sonsuz sayıda gerçekten düzlemsel ve çizgisel elemanlardan oluştuğu farz edilerek yapılır. Bu duruma iyi bir analog, diferansiyel hesaplara, bir eğrinin değişik kısımlarının eğimlerini analiz ederek başlanmasıdır. Her noktadaki düzlemi, yapının o noktadaki bir tanjantı olarak ölçeriz. Bu veriler bir izdüşümü üzerinde işaretlendiğinde, karakteristik desenler gösterir (Şekil 9.15). Bu desenlerin analizi ve bunların geometrik şekilleri ile ilişkisi, arazi verilerinin en önemli analiz tekniklerinden biridir. Biz bu yöntemleri 2. ciltte çok daha geliştireceğiz.

Düzlemler arasındaki açılar

Soru 9.4

Veri için Şekil 9.1'deki kıvrıma geri dönün. Kıvrım kanatları arasındaki iki-kenar açısını belirleyin. Bu kıvrımda eksen yüzeyi (veya eksen düzlemi - kıvrımlanmış tabakalarda kıvrım eksenlerini birleştiren düzlem) kıvrım kanatlarını ikiye ayırmaktadır. Eksen yüzeyinin yönelimini hesaplayın. Kıvrım ekseninin eksen yüzeyi üzerindeki görünür dalımı nedir ?

Düzlemler arasındaki açıortayları

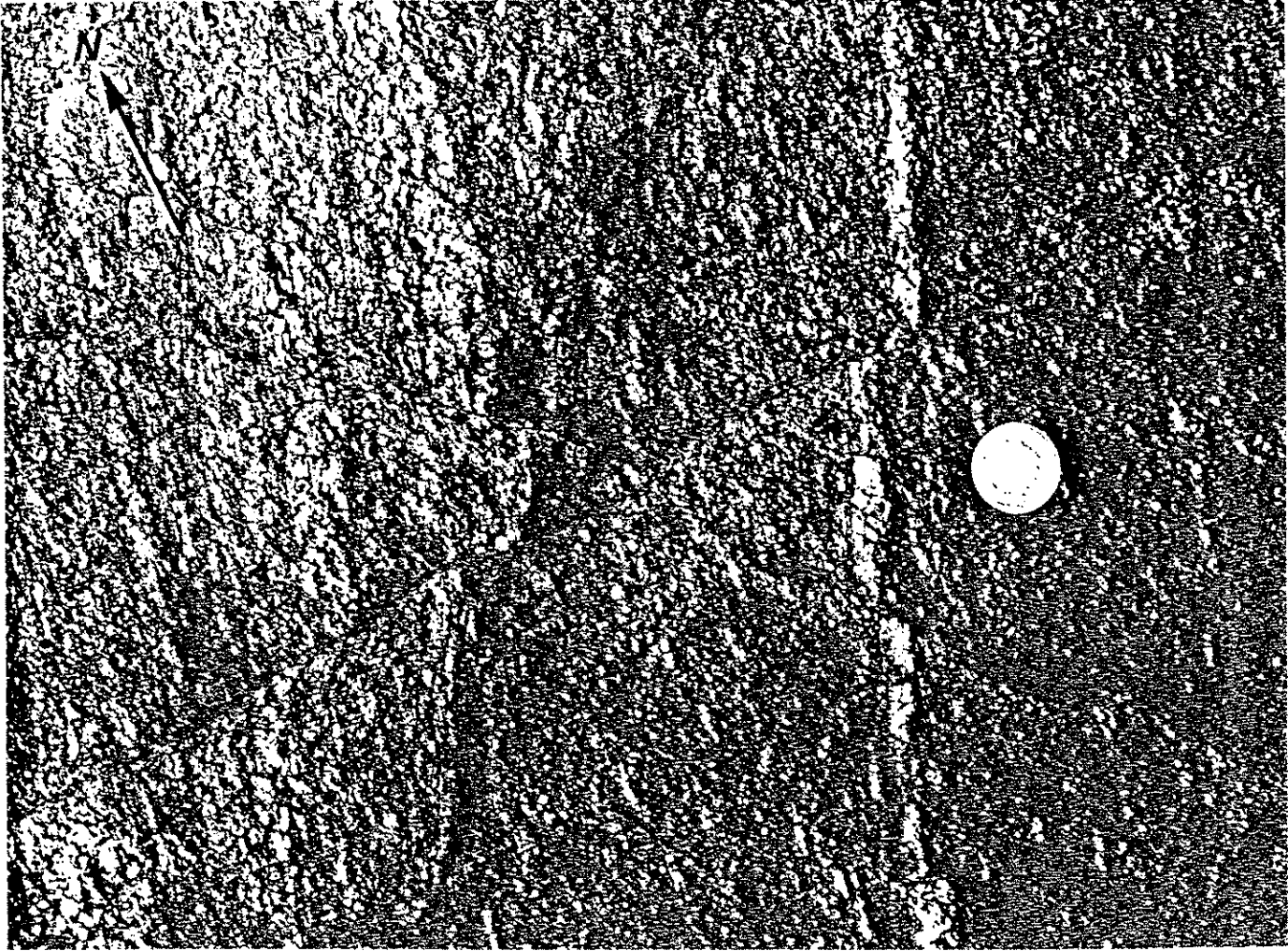
Soru 9.5

Güney İsviçre'de Monte Rosa napındaki düşey bandlı gnaysları kesen konjugat kırık sistemleri Şekil 9.16'da gösterilmiştir. Bu fayların birinde öteleme sol-yönlü, diğerinde ise sağ-yönlüdür. Fay düzlemlerinin yönelimleri şöyledir: sağ-yönlü fay

87°/63° K, sol-yönlü fay 120°/83° KD. Kırılmaya yol açan gerilmenin asal eksenlerinin faylarla ilişkisi şu şekildedir: maksimum basınç gerilmesi fay düzlemlerinin dar açıortayına, minimum basınç gerilmesi geniş açıortayına ve ortaç gerilme eksenini fayların kesişme çizgisine paraleldir. Bu örnekteki asal gerilmelerin yönelimlerini belirleyin.

Şimdi yaptığınız işlemleri Cevaplar ve Açıklamalar bölümü ile karşılaştırın; daha sonra ya Bölüm 10'a ya da aşağıdaki yıldızlı sorulara geçin.

Şekil 9.16. Granit gnaysta konjugat kırıklar. Soru 9.5'e bakınız.



izdüşümünde verilerin döndürülmesi

Bir bölgedeki yapısal geometriyi başka bir bölgedeki geometri ile karşılaştırmak için, bir izdüşümüne çizilmiş çizgi ve düzlemler ile başka bir izdüşümüne çizilmiş çizgi ve düzlemlerin açısal ilişkilerini incelemek gerekebilir. izdüşüm verilerinin yönelimlerini sistematik olarak değiştirmek için iki yöntem vardır. Birincisi tüm verilerin bir kütle dönmesini gerektirir, ikincisi ise eksen yönleri, eksen oranları ve dönmeleri bilinen bir yamulma durumunun kurallarına göre noktaların ötelenmesini içerir. İkinci yöntem üç boyutlu yamulmanın düzlemler ve çizgiler üzerindeki etkisinin bilinmesini gerektirir; biz bunu daha sonraya bırakarak kütle dönmesinin özelliklerine bakacağız.

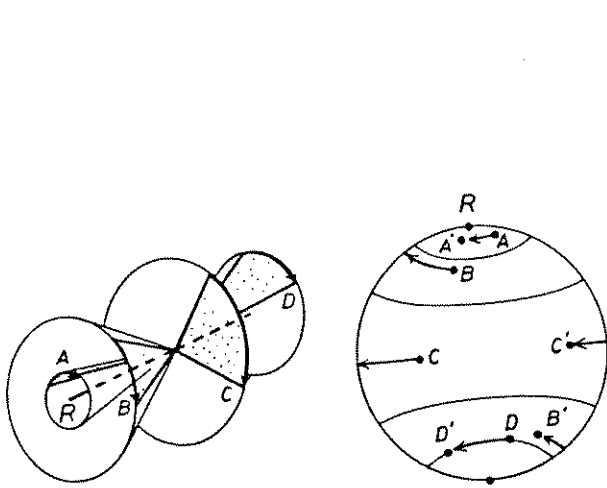
Kütle dönmesi iki şekilde belirtilebilir. Birinci şekil birbirine dik üç eksen çevresinde dönme yapılmasıdır; ilk önce K-G yatay eksen çevresinde α açısı miktarında bir dönme, sonra D-B yatay eksen çevresinde β açısı dönmesi ve en sonra düşey eksen boyunca γ dönmesi. α , β , açılarını uygun bir şekilde seçerek, bir kütleyi istediğimiz bir şekilde yeniden yönlendirebiliriz. Genel bir kütle dönmesini oluşturmanın diğer bir yolu, yatay olması gerekmeyen bir eksen çevresinde belirli bir açısal dönme yapmaktır. Dönme ekseninin yönelimini ve dönme açısını uygun bir şekilde seçerek, kütleyi istediğimiz şekilde yeniden yönlendirmek mümkündür.

Bir eksen çevresinde döndürüldüğünde bütün çizgiler (ve düzlemlerin π kutupları) dönme konileri oluşturur. Dönme eksenine yakın olan çizgiler göreceli olarak az bir sapma, dönme eksenine ile yüksek açılar (90° 'ye yakın) yapan çizgiler büyük

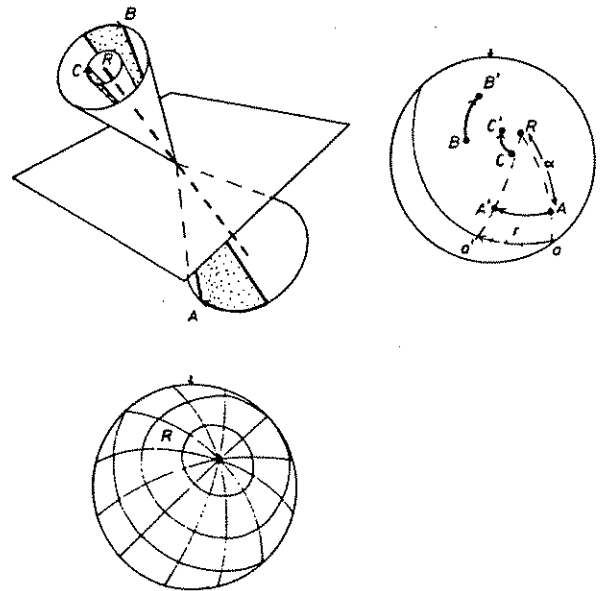
sapmalar gösterir. izdüşümünde küçük dairelerin konilerle ilişkili olduğunu görmüştük; kütle dönmesi sırasında dönme eksenine paralel olmayan çizgiler izdüşümünde küçük daireler boyunca sapan noktalar olarak işaretlenir.

Yatay bir eksen çevresinde dönme

Dönme sırasında uzaydaki çizgileri temsil eden bütün noktalar yatay dönme eksenini R çevresindeki küçük daireler boyunca hareket eder. Bu küçük daireler ağ üzerinde belirtilmiştir. Her kutbun katettiği, dönme r' 'ye karşılık gelen, açısal mesafe küçük daire boyunca büyük daire aralıkları sayılarak hesap edilir; örneğin Şekil 9.17'de A 'nın A' 'ye ve D 'nin D' 'ye hareketi gibi. Herhangi bir nokta dönmesini tamamlamadan daireyi keserse, dönmenin geri kalan kısmı ağıın karşı dilimindeki küçük daire boyunca yapılır (Şekil 9.17, B den B' 'ye ve C den C' 'ye hareket gibi).



Şekil 9.17. Yatay bir eksen çevresinde dönme. Çizgiler R dönme eksenini çevresinde koniler oluşturarak döner. İz-düşüm ağında ise çizgiler küçük daireler boyunca döner (örn. A dan A' 'ye vb.).



Şekil 9.18. Eğik bir R eksenini çevresinde dönme. Altta izdüşüm çok sayıda veriyi belli bir eğik eksen etrafında döndürmek için özel olarak çizilmiştir.

Eğik bir eksen çevresinde dönme

Çizgisel elemanların dönmesi yine dönme eksenini R çevresindeki koniler boyunca meydana gelir. Dönme eksenini eğik olduğu için, hareketin izini gösteren ufak dairelerin çizilmesi gerekmektedir; bu ufak daireler basılı-ağ üzerinde belirtilmemiştir.

Eğer birkaç nokta döndürülecekse işlemler aşağıdaki gibi yapılmalıdır (Şekil 9.18):

1. Dönme kutbu R ve döndürülecek kutbu (A) izdüşümünde işaretleyin. R ile A arasındaki α açısını ölçün.
2. Kutbu R olan büyük daireyi çizin.
3. R ve A'dan geçen bir büyük daire çizin; bu daire, kutbu R olan büyük daireyi α noktasında kesecektir.
4. R kutuplu büyük daire üzerinde α 'dan r derece uzakta α' noktasını bulun (NB dönme yönü, r ise dönme açısıdır).
5. α' ve R'den geçen bir büyük daire çizin.
6. Bu büyük daire üzerinde α açısını R noktasından ölçerek A' noktasını bulun.

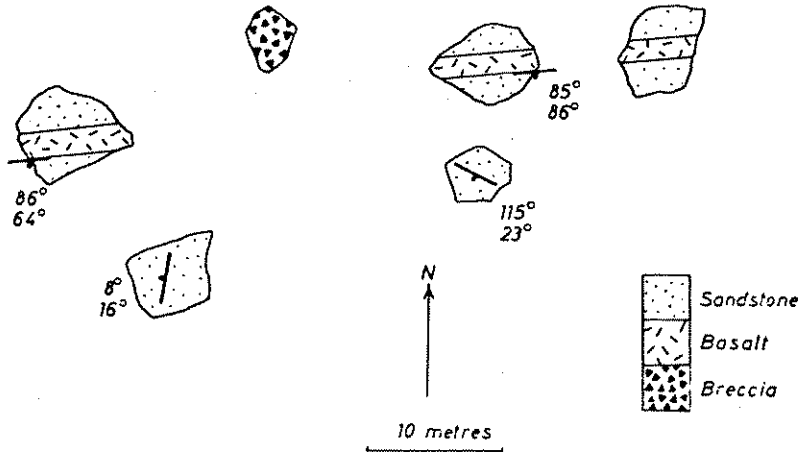
Aynı işlemi diğer noktalar (B, C, vs.) için tekrarlayın.

Eğer birçok nokta döndürülecekse, R dönme eksenini çevresinde bir özel ağ oluşturularak, işlem hızlandırılır (Şekil 9.18). Bu tür bir ağ kullanılarak herhangi bir yönlendirme sahip çizgileri, istenen açılarla döndürmek mümkündür.

Bir fay boyunca göreceli hareketin belirlenmesi

Soru 9.6*

Şekil 9.19 eğimli kumtaşı tabakalarını kesen bazaltik daykların bir mostra haritasını göstermektedir. Bir noktada kayalar, fay oluşumunu gösterecek biçimde breşleşmiştir. Faydaki öteleme tipini belirleyin; harita üzerinde fay düzleminin muhtemel doğrultusunu, eğim yönünü ve açısını gösterin.



Şekil 9.19. Jeolojik skeç mostra haritası. Soru 9.6*'a bakınız.

Sondaj verilerinin değerlendirilmesi

Soru 9.7*

Aynı noktadan fakat değişik eğimlerle yapılan üç sondajdan karotlar elde edilmiştir. Yeryüzünde mostra olmamasına rağmen başka bölgelerden elde edilen veriler bölgenin kıvrımlı sedimentlerden oluştuğunu göstermektedir. Çizelge 9.1'deki sondaj verilerinden bu kıvrımların konumu, şekli ve yönelimi hakkında ne gibi bilgiler elde edilebilir ?

Çizelge 9.1

Kuyu	Karot yönelimi (yönlem/dalım)	Karot boyu (m)	Karot eksenini ile tabakalanma arasındaki açı
1	düşey	9.0-14.0	84°
		14.0-36.0	53°
2	90°/60°	10.5-19.5	57°
		19.5-40	30°
3	0°/70°	9.5-14.0	75°
		14.0-36.5	64°
		36.5-40	75°

Dönme yönleri

Soru 9.8*

izdüşüm verilerine birbirine dik üç eksen çevresinde aşağıdaki dönmeler uygulanmıştır:

Dönme 1. K-G yatay eksen çevresinde kuzeye bakarak saat yönünde 30° dönme.

Dönme 2. D-B yatay eksen çevresinde doğuya bakarak saat yönünde 40° dönme.

Dönme 3. Düşey eksen çevresinde aşağıya bakarak saat yönünde 80° dönme.

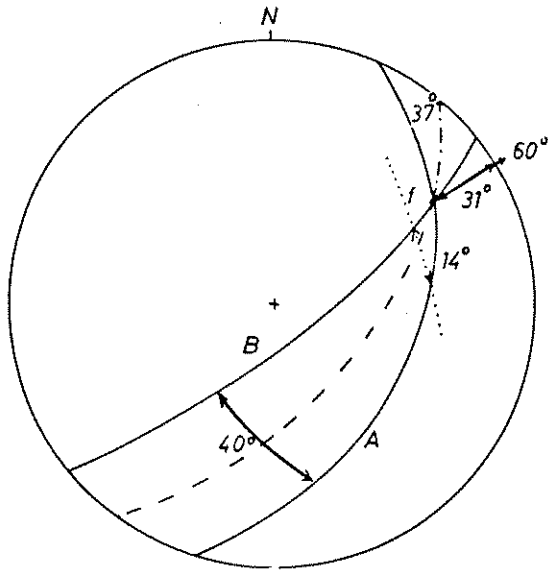
Tüm kütle dönmelerini eğik bir dönme eksenini çevresinde tek açılı bir dönme olarak tanımlayın. Dönme ekseninin yönlem ve dalımını, ve dönmenin açısını ve yönünü hesaplayın.

CEVAPLAR VE AÇIKLAMALAR

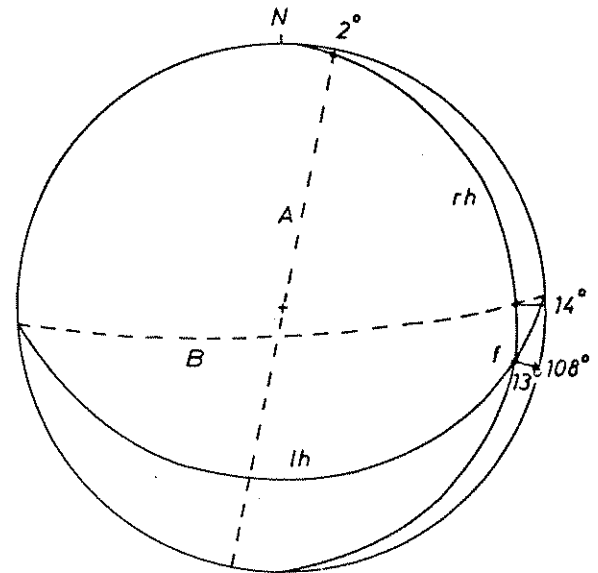
Düzlemlerin ve çizgilerin işaretlenmesi

Cevap 9.1

Bu problem nasıl yalnızca kıvrım kanatlarında tabakalanma yüzeylerinin yönelimlerinin ölçülerek, kıvrım ekseninin konumunun belirlenebileceğine iyi bir örnektir. Şekil 9.9'da görülen yamaç 1400 m yüksekliktedir, böyle sarp bir arazide dar kıvrım kapanım zonunun doğrudan ölçülmesi güçtür. Buna karşın iki kıvrım kanadına ulaşmak oldukça kolaydır. Normal (A) ve devrik kanat (B) Şekil 9.20'deki eşalan izdüşümünde büyük daireler olarak işaretlenmiştir. Bu iki büyük daire kıvrım eksenini



Şekil 9.20. Soru 9.1'in cevabı. A ve B kıvrım kanatları bir noktada kesişerek kıvrım eksenini f'nin yönelimini verir.



Şekil 9.21. Soru 9.2'nin cevabı. A ve B çatlak yüzeylerindeki görünür eğimler ve bu eğimlerden çizilen sağdaki kıvrım kanadı (rh). f kıvrım eksenidir.

J

tanımlayan bir noktada kesişir. Kıvrım ekseninin yönlemi 60° , dalımı 31° dir. Kıvrım eksenini Şekil 9.9'da okuyucuya doğru dalımlıdır.

Görünür eğimlerden gerçek eğimin hesaplanması

Cevap 9.2

Bu taş ocağındaki antiformal kıvrımın eksenini arazide doğrudan ölçmek, kıvrım kapanım zonunun oldukça geniş olması yüzünden, kolay değildir. Ayrıca, ocağın solundaki kıvrım kanadını doğrudan ölçmek kolay olmasına rağmen, sağdaki kıvrım kanadı yalnızca dik eğimli çatlak yüzeylerinde mostra vermektedir. Fakat, bu tip iki çatlaktan ölçülen görünür eğimlerle kıvrım ekseninin konumunu hesaplamak mümkündür. A ve B çatlak yüzeylerindeki görünür eğimler Şekil 9.21'de işaretlenmiştir; bu eğim noktalarından geçen büyük daire, tabaka düzleminin yönelimini verir: $5^\circ/14^\circ$ D. İki kıvrım kanadını temsil eden büyük dairelerin kesişmesi, kıvrım ekseninin yönelimini $108^\circ/13^\circ$ olarak belirler.

Makaslama zonunda öteleme yönünün belirlenmesi

Cevap 9.3

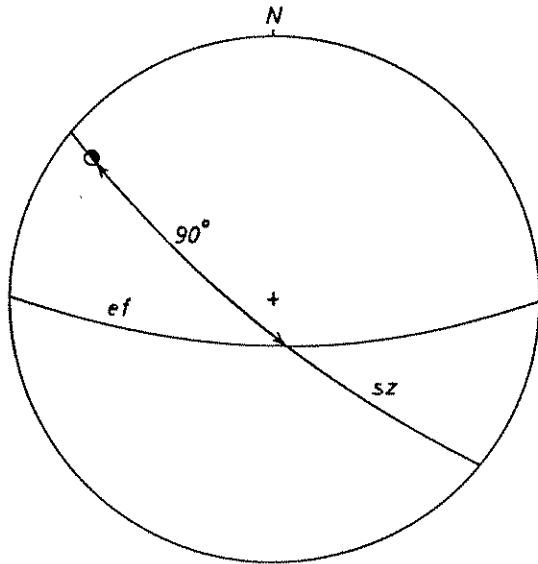
Damar geometrisinin kademeli şekli makaslama zonu boyunca sol yönlü (sinistral) bir hareket belirtir. Makaslama zonu ve açılma çatlakları Şekil 9.22'de işaretlenmiştir. Bu iki düzlemin kesişmesi, makaslama hareketine dik olan bir çizgi verecektir. Makaslama zonunu temsil eden büyük daire üzerinde ve bu kesişme noktasından 90° mesafede bir nokta bularak zondaki makaslama

yönünü belirleyebiliriz. Bu yönün yönelimi $307^\circ/14^\circ$ dir. izdüşümde makaslama zonundaki göreceli öteleme ayırık sembol yöntemi ile belirtilmiştir.

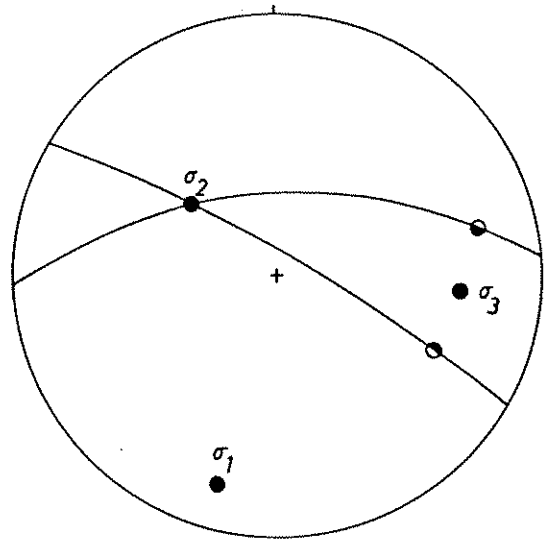
Düzlemler arasındaki açılarının belirlenmesi

Cevap 9.4

Şekil 9.20, iki kıvrım kanadını ve kıvrım eksenini göstermektedir. Kıvrım kanatları arasındaki iki-kenar açısı 40° dir ve eksen düzleminin doğrultusu 41° , eğimi GB'ya 62° dir. Eksen düzlemi üzerinde kıvrım ekseninin görünür eğimi 37° KD'dur. Yalnızca görünür eğim açısının kıvrım ekseninin konumunu belirtmeye yetmeyeceğine dikkat edin: çizginin izdüşümünün KD veya GB diliminde yer aldığını da belirtmek gerekmektedir.



Şekil 9.22. Soru 9.3'ün cevabı. Makaslama zonu sz ve açılma çatlakları ef büyük daireler olarak çizilmiştir. Kesişme noktasına 90° uzaklıkta bir nokta, makaslama zonundaki makaslama hareket yönü X'i vermektedir; yarık sembol göreceli hareket yönünü belirtmektedir.



Şekil 9.23. Soru 9.5'in cevabı. σ_1 , σ_2 ve σ_3 eksenleri konjugat makaslama hareket yönlerini temsil etmektedir. Faylar arasındaki göreceli makaslama hareket yönleri yarık dairelerle belirtilmiştir.

Şekil 9.9'da gösterilen dağ yamacının ortalama eğimi 75° istikamete doğru 40° dir. Bu durum iki kıvrım kanadının harita üzerinde birbirleri ile 14° açı yapan kanat izleri olarak görüleceğine işaret eder.

Düzlemler arası açıortaylarının belirlenmesi

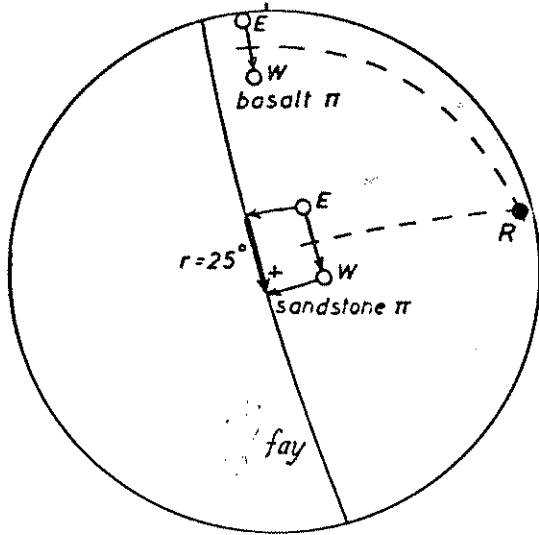
Cevap 9.5

Şekil 9.16'daki konjugat makaslama düzlemlerinden elde edilen veriler Şekil 9.23'de gösterilmiştir. Maksimum (σ_3), ortaç (σ_2) ve minimum (σ_1) basma gerilmesi yönlerinin yönelimleri şunlardır: σ_3 $95^\circ/30^\circ$, σ_2 $310^\circ/56^\circ$, σ_1 $195^\circ/16^\circ$. Konjugat makaslamalardaki hareket yönleri, iki yüzey arasındaki göreceli hareketi belirten, parçalı daire sembolleri ile belirtilmiştir.

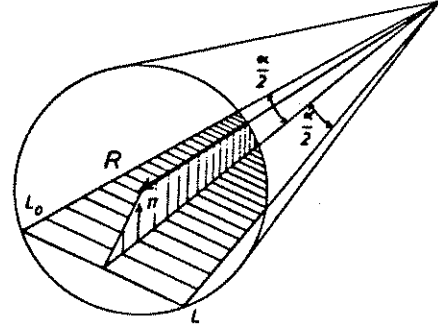
Bir fay düzlemi boyunca dönme hareketi

Cevap 9.6*

Veriler Şekil 9.24'deki izdüşüme işlenmiştir. Kumtaşı tabakalarının ve bazaltik daykın kutupları açık daireler olarak gösterilmiştir. Fay düzlemi boyunca olan hareket bir dönme içermektedir, çünkü yatay veya düşey bileşenli hiçbir sabit öteleme değişik yüzeylerde gözlenen eğim farklılıklarını yaratmaz. Bir çift kutupla ilgili Şekil 9.25'deki şekil kullanılarak dönme kutbu R belirlenir. Bu dönme kutbu aynı zamanda fay düzleminin de kutbu olmalıdır, bundan fay düzleminin doğrultusu 165° , eğimi batıya 86° olarak hesaplanır. Haritada fay düzlemi bu doğrultulu ve breşleşmiş kaya mostrasından geçen bir çizgi olarak çizilir. Dönme açısı 25° dir. Fayın batı kenarı doğu kenarına göre saatin tersi yönünde bu açı miktarında dönmüştür.



Şekil 9.24. Soru 9.6*'nın cevabı. R dönme eksenini fay düzleminin kutbudur. Dönme ekseninin konumu Şekil 9.25'deki şema kullanılarak, iki çift dönmüş π -kutbundan bulunmuştur.

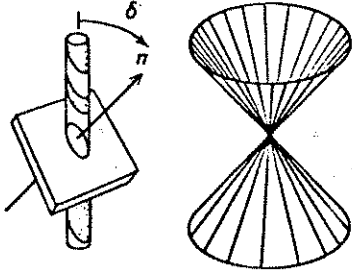


Şekil 9.25. L_0 çizgisinin R dönme eksenini çevresinde L konumuna döndürülmesi sırasında oluşan dönme konisi. Dönme eksenini L_0L' 'den geçen düzleme dik olan ve L_0 ile L arasındaki açının açıortayını içeren düzlemde yer almaktadır.

Sondaj verilerinin değerlendirilmesi

Cevap 9.7*

Bir sondaj tabakalı bir istiftten geçerken, sondaj eksenini ile tabaka yüzeyi arasındaki açı hakkında bilgi elde ederiz. Fakat, sondajdan karot alındığı zaman, kaçınılmaz olarak karot ile sondaj duvarları arasında sondaj eksenini çevresinde bir dönme meydana gelecektir. Bu yüzden, bu şekilde alınan tabakalanma düzlemi verileri hiç bir zaman tabakalanmanın coğrafi koordinatlara göre gerçek yönelimini vermez. Bu problemi çözmenin bir yolu değişik yönlere doğru açılmış sondaj veri sonuçlarını birleştirmektir. Eğer biz karot ekseninin yönelimini ve bu eksen ile tabakalanma kutbu arasındaki açıyı bilirsek, o zaman tabakalanmanın gerçek kutbu, sondaj eksenini çevresinde δ tepe açılı bir koni yüzeyinin herhangi bir kesiminde yer alacaktır

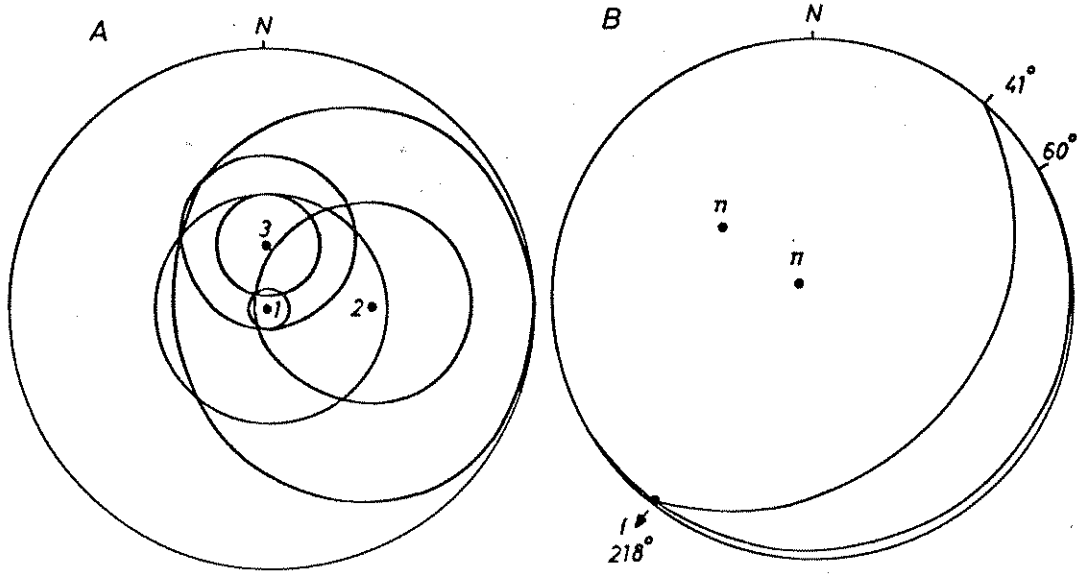


Şekil 9.26. Bir sondaj karotunda tabaka düzlemi kutuplarının (Π) mümkün olan konumları. Π 'nin mümkün olabilecek tüm yönelimleri, δ tepe açılı bir dairesel koni oluşturmaktadır.

(Şekil 9.26); biz bu ihtimalleri sondaj eksenı çevresinde ufak daireler olarak gösterebiliriz. Değişik eğimli ikinci bir sondajdan elde ettiğimiz verilerle tabakalanma kutuplarının mümkün yönelimleri için başka bir ufak daire çizebiliriz. Bu iki küçük dairenin kesişmesi iki nokta ve böylece iki olası çözüm verir. Eğer bu çözümlerden bir tanesi bölgenin bilinen bazı jeolojik özellikleri ile uyumlu ise, bu çözüm tercih edilebilir. Böyle bir seçim yapılmazsa üçüncü bir sondaja gerek vardır. Üçüncü sondajdan elde edilen verilerle üçüncü bir küçük daire çizilir ve bunun önceki iki küçük daire ile yaptığı arakesitleri tek bir çözüm sağlar. Bu tip bir analiz doğal olarak incelenen bölgede tabakalanma yüzeylerinin paralel ve sondajın düz olmasına bağlıdır.

Soru 9.7*'de (Şekil 9.27) her üç kuyudaki en üst katmanların oluşturdukları ufak dairelerin kesişmesi, tabakalanma için $60^\circ/6^\circ$ GD çözümünü vermektedir. Altındaki tabakalar da üç ufak daire kesişmesi sonucu tek bir çözüm ($41^\circ/35^\circ$ GD) vermektedir.

Bu analiz, kayaların $218^\circ/2^\circ$ yönelimli kıvrım eksenlerine sahip çevron tipi kıvrımlarla (düzlemsel kanatlar ve çok keskin açılı kıvrım kapanım zonları) kuvvetlice deforme olduklarını gösterir. Kıvrım kanatları arasındaki açılar yaklaşık 30° dir. Sondaj verileri her üç kuyunun ilk önce kuzeybatıya doğru kapanan



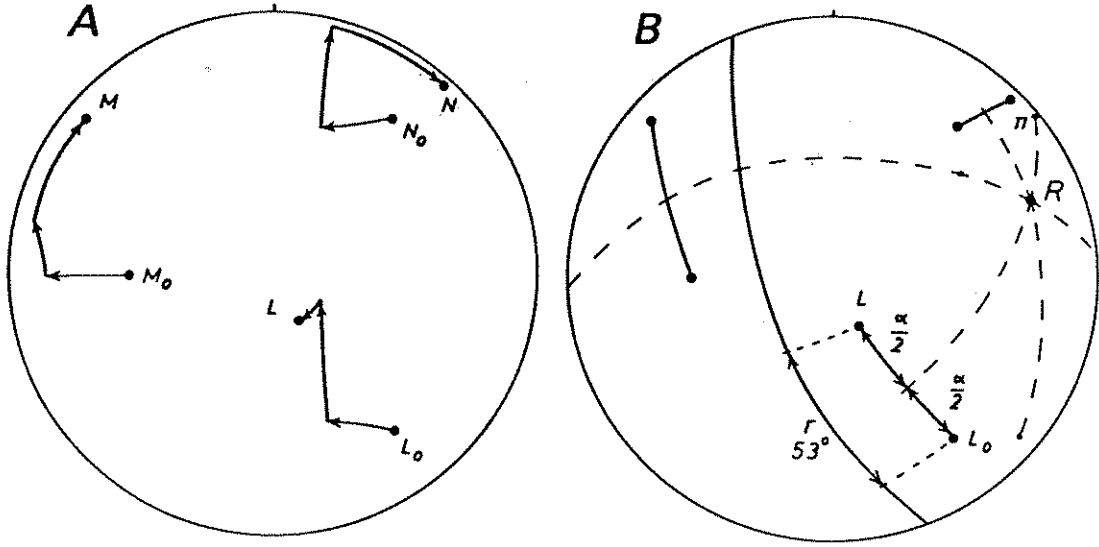
Şekil 9.27. A, Soru 9.7*'deki üç sondaj kuyusundaki tabaka yönelim verileri ile ilgili çözümler. B, tabaka kutuplarının iki gerçek yönelimini (π) ve kıvrım eksen yönünü göstermektedir.

bir antiformun normal kanadını, daha sonra bu antiformun daha dikçe eğimli devrik kanadını ve en sonunda daha da alttaki normal kanadı kestğini göstermektedir.

Dönme yönleri

Cevap 9.8*

Birbirine dik üç yöne (L_0 , M_0 ve N_0) uygulanan dönme işlemleri sonunda bu yönler yeni konumlar kazanmıştır (Şekil 9.28A; L, M ve N). Bu üç dönme tek bir eksen çevresinde tek bir dönme olarak da analiz edilebilir. Buna göre L_0L , M_0M ve N_0N çizgileri bu eksen etrafında küçük dairelerde (dönme konileri) yer almalıdır. L_0L gibi her bir veri çifti için dönme eksenini R, bu iki çizgiden geçen düzleme dik olan ve iki çizgi arasındaki açıortayını içeren düzlemde yer almaktadır. Şekil 9.25 ve 9.28B L_0 ve L verileri kullanılarak R den geçen bir düzlemin bulunmasını göstermektedir. Aynı işlem M_0M ve N_0N verileri için de



Şekil 9.28. A ilksel olarak birbirine dik üç $L_0 M_0 N_0$ çizgisinin dönme öncesi ve dönme sonrası (LMN) konumlarını göstermektedir. B bu dönmeler ile ilgili tek dönme eksenini R ve dönme açısı r çözümünü vermektedir.

tekrarlanır ve her üç düzlem dönme eksenini R den geçer. Dönme eksenini R ile ilgili dönme açısı, R eksenine dik olan büyük daire çizilerek ve bu büyük daire üzerinde $L_0 R$ ve LR düzlemlerinin yaptıkları r açısı ölçülerek bulunur (Şekil 9.28B). Dönme eksenini R nin yönelimi $69^\circ/21^\circ$ dir, ve dönme açısı r, dönme ekseninden aşağı doğru bakıldığında 53° ve saat yönündedir.

ANAHTAR KAYNAKLAR

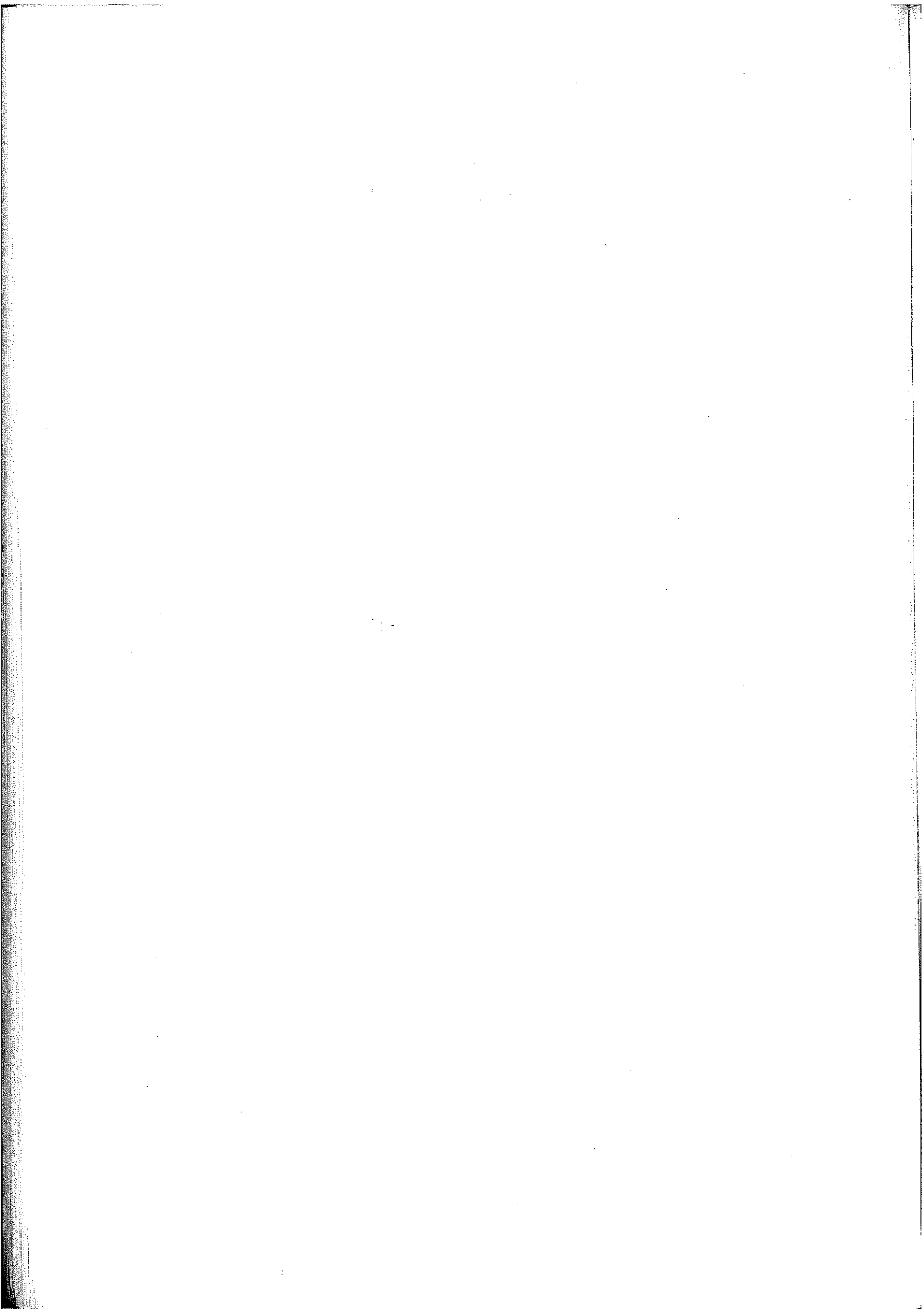
Bucher, W.H. (1944). The stereographic projection, a handy tool for the practical geologist. J. Geol. 52, 191-212.

Ragan, D.M. (1973). "Structural Geology", 2nd edn. Wiley, New York.

Ramsay, J.G. (1967). "Folding and Fracturing of Rocks", 568 pp. McGraw-Hill, New York.

Phillips, F.C. (1954). "The Use of Stereographic Projection in Structural Geology". Edward Arnold, London.

Vialon, P., Ruhland, M. and Grolier, J. (1976). Eléments de Tectonique Analytique". Masson, Paris.



BÖLÜM 10

ÜÇ BOYUTTA YAMULMA

1. Düzlemsel ve Çizgisel Dokular

GİRİŞ

Şimdiye kadar yamulmanın iki boyutta, bir yüzey üzerindeki etkisini araştırdık. Bu ve bundan sonraki bölümde, incelememizi, üç boyuttaki yamulmanın analizini içine alacak şekilde genişleteceğiz. Üç boyuttaki yamulmanın geometrik özellikleri, iki boyuttaki yamulmaya göre daha karmaşıktır, fakat bu geometriyi kontrol eden prensipler, daha önceki bölümlerde geliştirdiğimiz prensiplerle aynıdır.

Bu bölümde ilk önce, uzay içinde konum ve yönelimi tanımlamak için uygun bir matematiksel notasyon geliştirmemiz gerekir. Daha sonra yamulma elipsoidinin en önemli geometrik özelliklerini inceleyeceğiz, elipsoidi belirlemek için yöntemler tanımlayacağız ve yamulmanın kaya dokusu üzerindeki jeolojik etkilerini araştıracacağız.

Bir noktanın konumunun ve çizgilerin yönünün tanımlanması

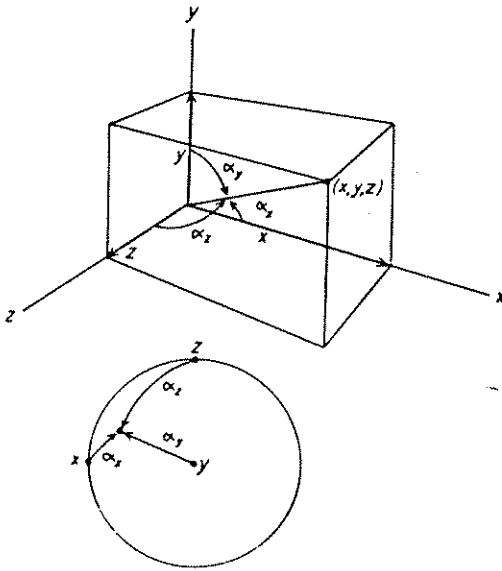
Üç boyutlu geometriyi tanımlamak için, x , y ve z referans eksenleri ile belirlenen ortogonal bir koordinat sistemi kurarız. Bu sistemde uzaydaki herhangi bir nokta, bu noktanın koordinatları (x,y,z) verilerek tanımlanır.

Çizgilerin yönleri birçok şekilde belirtilebilir. Birinci yöntem kosinüs yönleri kullanmaktır. Bir nokta (x,y,z) ile koordinat sisteminin merkezini birleştiren bir çizgi düşünün (Şekil

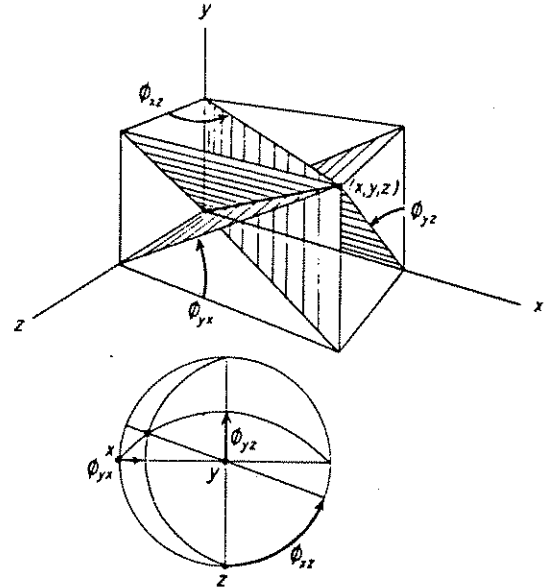
10.1). Bu çizginin yönelimi, bu çizgi ile x,y,z koordinat eksenleri arasındaki açılarla belirtilebilir. Bu açılar sırası ile α_x , α_y ve α_z 'dir. l , m ve n olarak gösterilen kosinüs yönleri, bu açılarının kosinüs değerleridir ($l = \cos \alpha_x$ vb.). Pitagor denklemine göre (0,0,0) noktasını (x,y,z) noktasına bağlayan çizginin uzunluğu $(x^2 + y^2 + z^2)^{1/2}$ 'dir, bundan yola çıkarak kosinüs yönlerini, çizginin ucundaki noktanın koordinatları ile ifade etmek mümkündür:

$$\begin{aligned} l &= x/(x^2+y^2+z^2)^{1/2} \\ m &= y/(x^2+y^2+z^2)^{1/2} \\ n &= z/(x^2+y^2+z^2)^{1/2} \end{aligned} \quad (10.1)$$

Kosinüs yönlerinin pozitif veya negatif değerleri bunların x,y,z koordinat sistemi içindeki konumları ile belirlenir. Denklem 10.1'e bakarsak, bir çizginin yönelimini belirlemek için her üç kosinüs yönüne gerek olmadığını görürüz :



Şekil 10.1. Bir çizgi ile koordinat eksenleri arasındaki açıları α_x , α_y , α_z kullanılarak çizgi yönünün belirtilmesi. Cosinus yönleri (l_1, m_1, n_1) bu açıların cosinuslarıdır ($l = \cos \alpha_x$ vb.).



Şekil 10.2. Koordinat düzlem izdüşüm açıları ϕ_{xy} , ϕ_{yz} ve ϕ_{xz} kullanarak, bir çizgi yönünün belirtilmesi.

$$l^2 + m^2 + n^2 = 1 \quad (10.2)$$

Yönleri belirlemede kullanılan ikinci metod, koordinat düzlemi izdüşüm açılarını (coordinate plane projection angles) kullanmaktır. Bu açılar, çizgiyi ve bir koordinat eksenini içeren bir düzlem ile, diğer iki koordinat eksenini içeren başka bir düzlem arasındaki açı olarak tanımlanır (Şekil 10.2). Bunlar ϕ_{xy} (çizgi ve z eksenini içeren düzlem ile xy düzleminin arakesitinin y eksen yönü ile yaptığı, xy düzlemi üzerinde ölçülen açı), ϕ_{yz} ve ϕ_{zx} 'dir. Bu açıların pozitif veya negatif değerlere sahip olmaları, koordinat eksenini etrafındaki dönme yönüne bağlıdır. Bunu anlamak için bir mantar açacağıının bir koordinat ekseninin pozitif yönüne paralel tutulduğunu düşünün, o vakit mantar açacağıının aşağıya doğru hareketi pozitif dönme yönünü verir (Şekil 10.3). İki boyutlu yamulma tartışılırken kullandığımız dönmenin pozitif veya negatif değer alma durumu da bu "mantar açacağı yasası" ile uyumludur. İki boyutta, üçüncü eksenin pozitif yönünün yüzeyden çıkarak gözleyene doğru uzandığını farzederiz. O zaman "mantar açacağı yasası"na göre, pozitif dönme saatin tersi yönünü, negatif dönme ise saat yönünü verir. Kosinüs yönlerinde olduğu gibi, üç koordinat düzlemi izdüşüm açıları da birbiri ile ilişkilidir. Bu açılar ile noktanın koordinatları arasındaki ilişki aşağıdaki denklemler tarafından verilir.

$$\begin{aligned} \tan \phi_{xy} &= x/y \\ \tan \phi_{yz} &= y/z \\ \tan \phi_{zx} &= z/x \end{aligned} \quad (10.3)$$

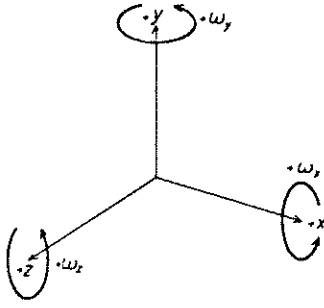
Buna göre

$$\tan \phi_{xy} \tan \phi_{yz} \tan \phi_{zx} = 1 \quad (10.4)$$

Burada tanımlanan ilk iki yöntem arasındaki ilişkiler, denklem 10.1 ve 10.3'ten doğrudan hesaplanabilir.

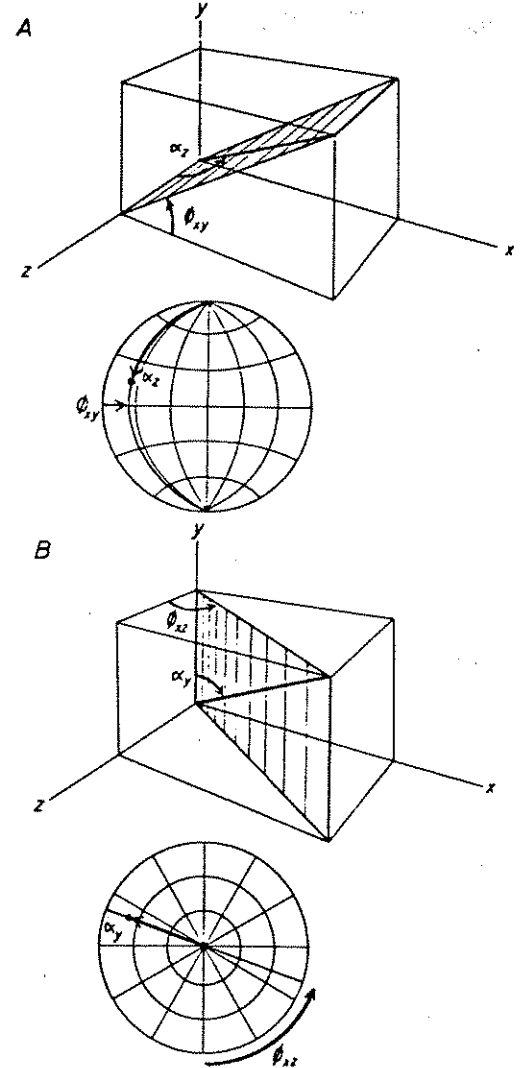
$$\tan \phi_{xy} = 1/m \quad (10.5)$$

Yönleri belirtmekte kullanılan üçüncü yaygın bir yöntem, daha önce tanımlanan iki temel yöntemin birleşmesinden oluşur. Euler açılarını kullanan bu metodun okuyucuya aşina olması gerekir: bu, haritada pozisyonları belirtmek için kullanılan enlem-boylam metodudur ve 9. bölümde incelediğimiz izdüşüm tekniklerinin temel koordinat referans sistemidir. α_y açısı bir referans koordinat sistemi (burada y eksenini) ile ilgilendiğimiz çizgi arasındaki



Şekil 10.3. Üç koordinat ekseninde dönme yönünü tanımlamak için kullanılan "şarap açacağı kanunu".

3



Şekil 10.4. Bir çizginin yönünü belirtmek için kullanılan α ve ϕ Euler açılarının tanımı. A kullanılan yöntemi yatay bir referans eksenine göre (Schmidt ağı), B ise dikey bir eksene göre (Polar ağı) göstermektedir.

açıdır (Şekil 10.4B). İkinci açı ϕ_{xz} ise, α açısını tanımlamada kullanılan referans koordinat eksenini ve çizgiyi içeren düzlemin iki referans koordinat eksenini içeren (bu eksenlerden bir tanesi ilk açıyı tanımlayan eksen olacaktır, burada y ve z eksenleri) düzlem ile yaptığı açıdır (Şekil 10.4B). Bu karmaşık tanımlar Şekil 10.4'de gösterilen Schmidt ve Billings izdüşümleri vasıtasıyla daha rahat anlaşılabilir.

Değişik sistemler, okuyucunun kafasını karıştırabileceği için, çizgi yönelimini ölçmede kullanılan yöntemleri ayrıntılı olarak inceledik. Bu sistemlerin değişik kullanım alanları aşağıda özetlenmiştir:

1. Uzama veya makaslama yamulması gibi değerlerde meydana gelen değişiklikleri matematiksel olarak ifade edebilmek için kosinüs yönleri en iyi yöntemdir.
2. Düzlemlerin ve açıların konumlarını değiştirmek için en uygun yöntem koordinat düzlemi izdüşüm açılarıdır. Bunlar sayesinde jeolog düzlemsel yapıları ve açıları kuramsal olarak deforme edebilir veya deformasyonlarını kaldırabilir.
3. izdüşümlerde yönleri göstermek için Euler açıları en hızlı ve pratik yöntemdir.

Üç boyutta yerdeğiştirme

Koordinatları (x,y,z) olan bir noktanın yer değiştirme sonucu başka bir konuma (x',y',z') geçtiğini düşünelim. O zaman yerdeğiştirme vektörü bu iki koordinat noktasını birleştiren düz çizgi olarak tanımlanır. Bu vektörün, x,y,z koordinat eksenlerine

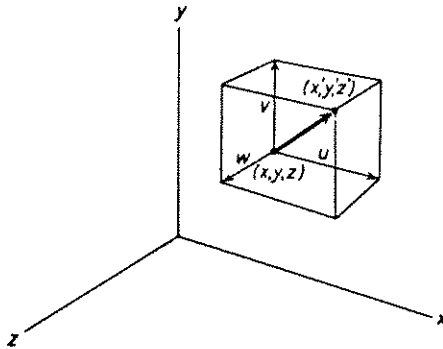
paralel olan ve sırası ile u,v ve w olarak gösterilen üç bileşeni vardır (Şekil 10.5) :

$$\begin{aligned} u &= x' - x \\ v &= y' - y \\ w &= z' - z \end{aligned} \quad (10.6)$$

Bu yer değiştirme bileşenleri, yerdeğiştirme vektörünün uzunluğu $d = (u^2 + v^2 + w^2)^{1/2}$ ve iki kosinüs yönü $l = \cos d/u$, $m = \cos d/v$ ile de ifade edilebilir.

iki boyuttaki yamulmanın analizinde de gördüğümüz gibi, homojen yamulma sırasında yerdeğiştirme vektörleri, hem uzunluk hem de yönelim açısından, kütlede bir noktadan diğer bir noktaya farklılık gösterir. Buna karşın başlangıçtaki ve uçtaki pozisyonların koordinatları birbirleri ile doğrusal bir ilişki gösterir, ve iki boyuttaki analize benzer bir şekilde biz bu ilişkiyi çizgisel denklemler ile ifade edebiliriz:

$$\begin{aligned} x' &= ax + by + cz \\ y' &= dx + ey + fz \\ z' &= gx + hy + iz \end{aligned} \quad (10.7)$$



Şekil 10.5. (x, y, z) noktasını (x', y', z') noktasına birleştiren öteleme vektörünün tanımı. u, v, ve w öteleme vektörünün üç bileşenidir.

Burada dokuz katsayı (a-i) sabit rakamlardır. Üç koordinat düzleminin, xy , yz , zx , (burada sırasıyla $z=0$, $x=0$ ve $y=0$ dır), herhangi birinde, yukarıdaki denklemlerin, daha önce iki boyutlu analizde gördüğümüz denklemlere indirgendiğini görebilirsiniz.

$$\begin{aligned}
 x' &= ax + by \\
 y' &= dx + ey \\
 y' &= ey + fz \\
 z' &= hy + iz \\
 z' &= gx + iz \\
 x' &= ax + cz
 \end{aligned} \tag{10.8}$$

Buna göre her bir koordinat düzleminde, ilksel daire bir yamulma elipsine dönüşecektir ve genelde her üç yamulma elipsinin başka bir şekli ve yönelimi olacaktır.

Denklem 10.7'deki dokuz katsayı, üç boyuttaki yamulma matrisini tanımlar:

$$\begin{bmatrix} a & b & c \\ d & e & f \\ g & h & i \end{bmatrix} \tag{10.9}$$

Denklem 10.7, Lagrang denklemleri olarak tabir edilen, son pozisyonu ilk pozisyonun koordinatları ile ifade eden bir denklemdir. Koordinat değişimlerini (coordinate transformation), ilk pozisyonu son pozisyonun koordinatları ile ifade eden Euler denklemleri ile de ifade etmek mümkündür; bu denklemlerden resiprokal yamulma matrisini (reciprocal strain matrix) elde ederiz:

$$\begin{aligned}
 x &= Ax' + By' + Cz' \\
 y &= Dx' + Ey' + Fz' \\
 z &= Gx' + Hy' + Iz'
 \end{aligned} \begin{bmatrix} A & B & C \\ D & E & F \\ G & H & I \end{bmatrix} \tag{10.10}$$

Yukarıdaki matriksin her bileşeni, A veya D gibi, yamulma matriksinin dokuz terimi ile ifade edilebilir, örneğin:

$$A = \frac{ei-fh}{aei+bfh+cdh-afh-bdi-ceg} \quad (10.11)$$

Resiprokal yamulma matriksinin üç boyutlu yamulmadaki önemi, bu matrik vasıtası ile kürenin şekil değişimini sağlayabilmemizdir. Merkezi orijinde bulunan, yarıçapı bir olan ve aşağıdaki denklem ile tarif edilen bir küre

$$x^2 + y^2 + z^2 = 1 \quad (10.12)$$

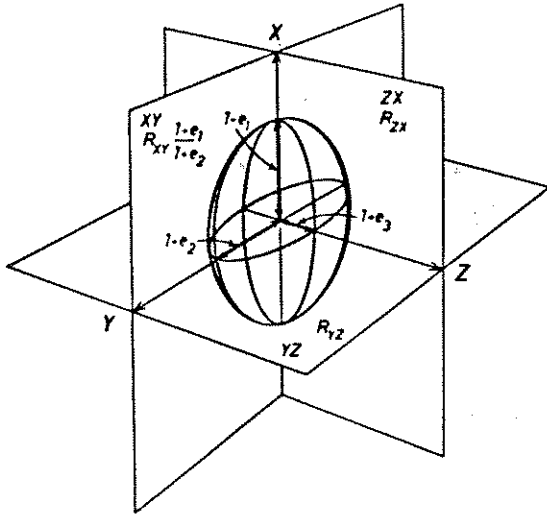
üzerindeki noktaları (x,y,z) , denklem 10.7 vasıtası ile başka pozisyonlara (x',y',z') değiştirdiğimizi düşünelim; oluşacak deforme olmuş küre şeklinin denklemi şudur:

$$Px^2 + Qy^2 + Rz^2 + Sxy + Tyz + Uzx = 1 \quad (10.13)$$

Bu denklemdeki altı katsayı, P-U, sabittir ve A-I veya a-i katsayıları ile ifade edilebilir.

Denklem 10.13, merkezi orijinde bulunan ve eksenleri genelde x, y ve z koordinat eksenlerine eğik olan bir ekseninin denklemidir. Bu elipsoid yamulma elipsoidi olarak bilinir ve üç boyutta homojen yamulmanın özelliklerini kavrayabilmemiz için geliştirilmiş anahtar bir kavramdır (Şekil 10.6).

Yamulma elipsoidinin üç ortogonal (birbirine dik) asal eksenini vardır. Bunlar sonlu yamulmanın üç asal eksenini olarak bilinir ve yarı eksen uzunlukları $1+e_1 \geq 1+e_2 \geq 1+e_3$ 'dür. e_1 , e_2 ve e_3 uzamaları asal boyuna yamulmaları oluşturur. Yamulma elipsoidinin geometrik özelliklerini tanımlarken, referans koordinat eksenlerini asal yamulma eksenleri ile çakışacak şekilde yönlendirmek, büyük kolaylık sağlar (Şekil 10.6). Asal yamulma değerleri e_1 ,



Şekil 10.6. Yamulma elipsoidi, asal yamulmalar (e_1, e_2, e_3), asal yamulma yönleri (X, Y, Z) ve asal düzlemler XY , YZ ve ZX . R_{xy} , R_{yz} ve R_{zx} asal düzlemdeki yamulma oranlarıdır.

e_2 ve e_3 'e paralel olan bu yeni yönler sırası ile X , Y ve Z 'dir. XY , YZ , ve ZX düzlemleri, sonlu yamulmanın asal düzlemleri, bu düzlemlerdeki yamulma elipsleri asal yamulma elipsleri olarak bilinir. Asal yamulma elipslerinde yamulma oranları $R_{xy}=(1+e_1)/(1+e_2)$, R_{yz} ve R_{zx} 'dir. Üç asal yamulma oranının ilişkisi, aşağıdaki denklem ile verilmiştir;

$$R_{xz} = R_{xy} \cdot R_{yz} \quad (10.14)$$

Hacim değişmesi (volumetric dilatation) Grek harfi "delta" (Δ_v) ile gösterilir. Hacmi $4\pi/3$ olan bir küreden oluşturulmuş yamulma elipsoidinin hacmi $4\pi(1+e_1)(1+e_2)(1+e_3)/3$ 'tür. Oransal hacim değişmesi ise aşağıdaki denklem ile belirlenir:

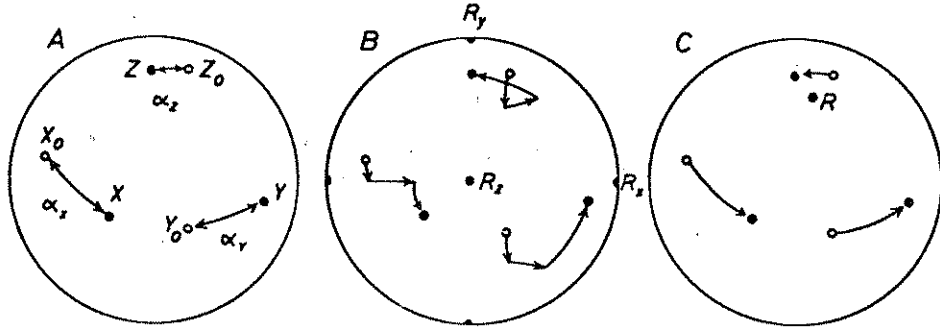
$$1 + \Delta_v = (1+e_1)(1+e_2)(1+e_3) \quad (10.15)$$

iki boyutlu yamulmada, yamulma elipsinin ortogonal eksenlerinin, yamulma öncesi farklı iki ortogonal yönden oluştuğunu ispat etmiştik (bak. Ek B, B.14 ve B.15 denklemleri). Yamulma sırasında bu ortogonal çizgilerin yönelim değiştirmesi, deformasyonun dönmeli bileşenini (ω) tanımlamaktaydı. Bunun gibi yamulmanın üç asal ekseninin de yamulma öncesi X_0, Y_0, Z_0 eksenleri

olarak belirtebileceğimiz birbirine dik (ortogonal), farklı üç yönden oluştuğunu ispat etmek mümkündür. Eğer asal yamulma eksen (X,Y,Z) yönleri, X_0,Y_0,Z_0 yönleri ile çakışıyor ise yamulma dönmesiz yamulma (irrotational strain) olarak bilinir, fakat genellikle bu yönler birbiri ile çakışmaz ve yamulma dönmeli yamulma (rotational strain) olarak tanımlanır. Üç boyutta dönme, Ek B.10'da tanımlanan iki boyuttaki dönmeye göre daha karmaşık bir kavramdır. XYZ ve $X_0Y_0Z_0$ eksen takımlarının herbirinin uzaydaki konumlarını belirtmek için üçer yönelim değerine ihtiyaç vardır. Mesela, XYZ takımında X yönünü saptamak için iki kosinüs yönüne ihtiyaç vardır. Y eksenini X eksenine dik olduğu için, yalnızca bir kosinüs yönü ölçümü ile, bu eksenin yönü tespit edilebilir. İki eksenin yönleri belirlendikten sonra, bu eksenlere dik olan Z ekseninin yönü, kendi kendine belirlenmiş olur. Buna göre yamulma elipsoidinin konumunu, ve başlangıç küresinde, yamulma sonrası elipsoid eksenini olacak çizgilerin yönlerini tespit etmek için altı ölçüme gerek vardır. Üç boyutta dönmeyi tanımlamak için deformasyon öncesi üç ortogonal eksenin, deformasyon sonrası üç ortogonal eksene nasıl dönüştüğünü belirtmemiz gerekir. Kütle dönme değişimini tanımlamak için üç terime ihtiyaç vardır; bu üç terim değişik şekilde seçilebilir:

1. Birbirine karşılık gelen eksenler arasındaki açılar belirtilebilir (Şekil 10.7A; $\alpha_x = X \angle X_0$; $\alpha_y = Y \angle Y_0$; $\alpha_z = Z \angle Z_0$). Bu açılar genellikle birbirinden farklı olacaktır ve ilk üç ortogonal yönü son üç yöne döndüren tek bir dönme açısını temsil etmeyecektir.

2. Birbirini izleyen kütle dönmeleri belirtilebilir: x koor-



Şekil 10.7. Yamulma elipsoid eksenleri X, Y, Z olan birbirine dik üç yön X_0, Y_0, Z_0 . Bu yönler arasındaki ilişkileri tanımlamak için kullanılan üç yöntem. Ayrıntılar için metine bakınız.

dinat eksenini etrafında ω_x , y koordinat eksenini etrafında ω_y , z koordinat eksenini etrafında ω_z dönmeleri (Şekil 10.7B). Dönme işlemler sırasında sıra belirtilmelidir (mesela önce x -dönmesi sonra y -dönmesi en son z -dönmesi)

3. Değişimi tanımlamak için tek bir dönme eksenini R 'nin yönelimi (bunun için iki kosinüs yönüne gerek vardır) ve bu eksen etrafında tek bir dönme açısı, ω , belirtilebilir (Şekil 10.7C). Bu durumda pozitif veya negatif dönme yönü, "mantar açacağı yasasına" göre belirtilmelidir.

Yukarıdaki üç yöntemden, üç açının doğrudan ölçümünü gerektiren birincisi en basit olanıdır. ikincisi karmaşık bir matematiksel işlem gerektirir fakat dönme bileşenlerinin doğrudan karşılaştırılması bakımından avantajlıdır. Pratik açısından bakıldığında üçüncü metod en tatmin edici olanıdır, bu metod ile kütle hareketi, geometrik olarak rahatça tasavvur edilebilecek, tek bir eksen etrafında dönmeye indirgenir.

Şimdiye kadar üç boyutlu yamulma ile ilgili öğrendiklerimizi şöyle toparlayabiliriz. Bir kütlede tüm noktaların konumlarını nasıl değiştirdiklerini tanımlamak ve genel bir homojen yamulma yaratmak için üç koordinat dönüşüm denklemine ihtiyaç

vardır. Bu denklemlerin (Denklem 10.7) tanımlanması için dokuz yerdeğiştirme bileşeni terimi gerekmektedir. Bu yerdeğiştirmeler birim küreyi yamulma elipsoidine dönüştürür. Yamulma elipsoidinin geometrisini tanımlamak için altı terime ihtiyaç vardır (üç eksen uzunlukları ve üç yönelim değerleri), elipsoid eksenlerinin uzayda dönmesini belirtmek için de ayrıca üç yönelim terimi (kütle dönme bileşenleri) gerekmektedir. Şu halde tüm biçim bozulma ve dönme etkilerini geometrik olarak tanımlamak için toplam dokuz bileşene gerek vardır. Özet olarak yerdeğiştirme bileşenleri, yamulma ve dönme bileşenleri ile yakından ilişkilidir;

$$\begin{array}{cccccc}
 abc & e_1 e_2 e_3 & e_1 e_2 e_3 & e_1 e_2 e_3 & R_{xy} R_{yz} & \Delta_v \\
 def \longrightarrow & XYZ & \text{veya } XYZ & \text{veya } XYZ & \text{veya } XYZ & \\
 ghi & X_0 Y_0 Z_0 & \omega_x \omega_y \omega_z & lm \omega & X_0 Y_0 Z_0 &
 \end{array}$$

yukarıda

$e_1 e_2 e_3$	asal yamulmalar
$R_{xy} R_{yz}$	asal düzlemsel yamulma oranları
Δ_v	hacim değişmesi
XYZ	elipsoid eksenlerinin yönelimi
$X_0 Y_0 Z_0$	elipsoid ekseni olacak çizgilerin ilksel yönelimi
$\omega_x \omega_y \omega_z$	x,y,z koordinat eksenleri etrafında dönme bileşenleri
lm	tek dönme ekseninin kosinüs yönleri
ω	tek dönme ekseni etrafında dönme değeri

Doğal olarak deforme olmuş kayalarda, yukarıda sıralanan yamulma ve dönme bileşenlerinin herbirini aynı ölçüde inceleyebilmek mümkün değildir. Kütlenin ilksel yönelimini genellikle bilmediğimiz için, kütle dönme bileşenlerini ölçmek bilhassa

zordur. Asal yamulma yönleri, X,Y,Z nispeten kolaylıkla bulunmasına karşılık, üç asal yamulmanın gerçek değerleri genellikle bilinmez. Hacim değişim bileşeni Δ_V genellikle bilinmediği için, bir çok durumda yalnızca asal yamulma oranlarını $R_{xy} R_{yz}$ bilmekle yetinmek zorunda kalırız.

Yamulma elipsoidinin sınıflaması

iki boyutlu yamulmayı incelerken, iki asal yamulma değerine bağlı olarak yamulma elipsini üç sınıfa ayırabileceğimizi görmüştük. Yamulma elipsoidini de benzer bir yöntem ile sınıflayabiliriz. Böyle bir durumda iki ana sınıflama sistemi kullanabiliriz; birinci sistem asal yamulmaların mutlak değerlerine, ikinci sistem ise asal yamulma oranlarına bağlıdır.

Çizelge 10.1, üç asal uzamanın alabileceği değerleri ve buna bağlı oluşan yamulma tipini göstermektedir. Bu çizelge bütün matematiksel olasılıkları verir, fakat bunların hepsinin jeolojik deformasyonlar sonucu oluşması az bir ihtimaldir. Özellikle, yamulma elipsoidinin birim kütleinin tamamen dışında ve tamamen içinde yer aldığı, listedeki en üst ve en alttaki durumlar

Çizelge 10.1

e'nin değeri			Yamulmanın tanımı
+ve	0	-ve	
$e_1 e_2 e_3$			Genel hacim büyümesi, elipsoid birim kürenin dışındadır
$e_1 = e_2$		e_3	Tek eksenli ezilme, Tip 1
$e_1 e_2$		e_3	Genel ezilme, Tip 2
e_1	e_2	e_3	Düzlemsel yamulma, Tip 3
e_1		$e_2 e_3$	Genel uzama, Tip 4
e_1		$e_2 = e_3$	Tek eksenli uzama, Tip 5
		$e_1 e_2 e_3$	Genel hacim azalması, elipsoid birim kürenin içindedir

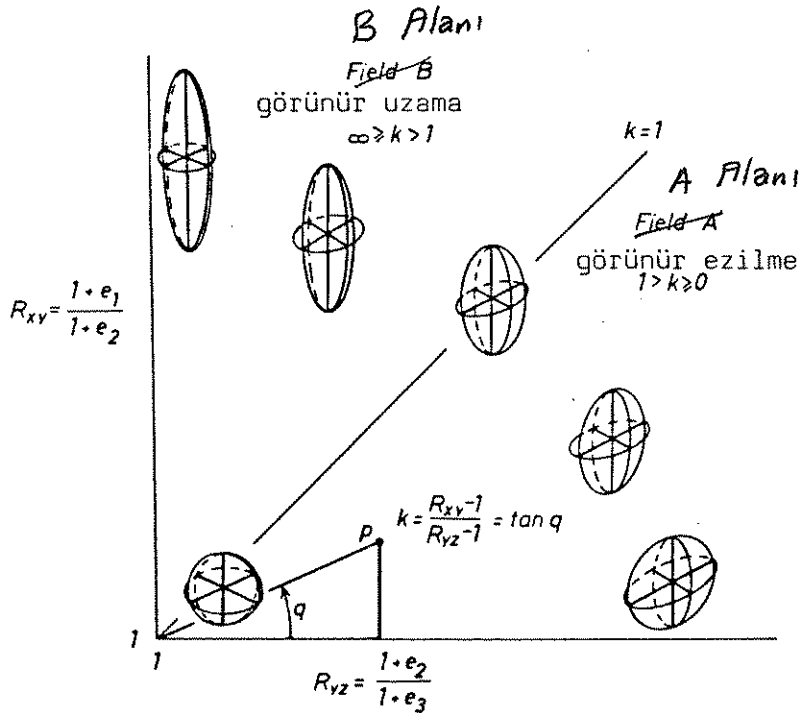
gariptir. Bu tip yamulmaları oluşturacak tektonik olayları tasavvur etmek güçtür, böyle durumlar ancak büyük hacim genişlemesi veya küçülmesi ile gerçekleşebilir (mesela, anhidritin jipse hidrasyonu sonucu veya yer mantosunun bazı seviyelerinde faz değişiklikleri sonucu meydana gelen hacim değişimleri ile) . Diğer beş tip (Tip 1'den Tip 5'e kadar) doğal olarak deforme olmuş kayalarda gözlenmiştir. Bunlar kabaca gerçek ezilme (true flattening, e_1 ve e_2 pozitif) ve gerçek uzama (true constriction, e_2 ve e_3 negatif) elipsoidleri olmak üzere iki kısma ayrılabilir. Bu elipsoidler arasındaki sınır zonunu oluşturan elipsoidler ($e_2 = 0$) düzlemsel yamulma (plane strain) elipsoidleri olarak bilinir. Bütün bu değişik tip elipsoidlerde hacim değişimi pozitif veya negatif olabilir.

ikinci tip elipsoid sınıflaması asal yamulma elipslerinin birbirinden bağımsız iki elipsellik değerini, R_{xy} ve R_{yz} , kullanır. Bu sınıflama iki elipsellik değerinin karşılaştırılmasına dayanır ve temelde, gerçek yamulma değerini ve hacim değişmesini göz önüne almaksızın, elipsoid şeklinin bir tanımını içerir. Bu, elipsoid şekillerini sınıflama açısından çok pratik bir metottur ve doğal olarak deforme olmuş kayaların yamulma analizi sırasında yaygın olarak kullanılır. Bu metodun bir özelliği elipsoid şekillerinin iki boyutlu bir diyagramda gösterilebilmesidir. Elipsoid şekillerinin diyagramda gösterilmesi, ilk defa Zingg (1935) tarafından, konglomeralardaki çakıl şekillerini analiz etmek için kullanılmıştır. Bunun yapısal analizde de önemli bir yöntem olduğu Derek Flinn tarafından fark edilmiştir ve bu yüzden bu yöntem Flinn yöntemi olarak bilinir. Flinn diyagramında R_{yz} değer-

leri yatay eksene R_{xy} değerleri ise düşey eksene işlenir (Şekil 10.8). R değerleri, tanım gereği birin altında olamayacağı için, diyagramın orijini (0,0)'da değil (1,1)'dedir ve bu nokta küresel bir şekli temsil eder. Diyagramda her bir nokta (örn. Şekil 10.8'deki p noktası) bir elipsoidi temsil eder. Elipsoidlerin diyagramdaki genel konumlarını belirtmek için, Flinn k parametresinin kullanılmasını önermiştir. k-değeri aşağıdaki gibi tanımlanmıştır:

$$k = \frac{R_{xy} - 1}{R_{yz} - 1} \quad (10.16)$$

Bu değer, yatay eksenin, p noktasını orijine bağlayan çizgi ile yaptığı q açısının tanjantını temsil eder (Şekil 10.8). k değerleri sıfır ile bir arasında olan elipsoidler (Şekil 10.8'deki A



Şekil 10.8. Yamulma elipsoidinin şeklini temsil etmek için kullanılan Flinn diyagramı. p noktasına düşen bir elipsoidin k değeri $\tan q$ 'dür.

alanı) kabaca oval pasta tipi şekillere sahiptir (yassı elipsoidler), $k=0$ olduğu zaman elipsoid şekli dairesel bir pasta şeklindedir ($R_{xy}=1$). k değerleri bir ile sonsuz arasında olan elipsoidlerin (Şekil 10.8'deki B alanı) puro tipi şekilleri vardır (uzamış elipsoidler), $k=\infty$ olduğu zaman elipsoid, enine kesiti dairesel olan bir puro şeklindedir ($R_{yz}=1$). Flinn bu iki alanı ezilme ve uzama elipsoidleri olarak tanımlamıştı fakat bu terminoloji, yamulma elipsoidlerinin deformasyon sırasında hacim değişmesi göstermediği durumlarda geçerlidir (ezilme veya uzama e'nin sırası ile pozitif veya negatif olduğunu gösterir). Örneğin asal yamulmaları aşağıda verilen elipsoidler

	$1+e_1$	$1+e_2$	$1+e_3$	Δ_v
1.	1.2	0.9	0.4	-0.6
2.	3.0	1.1	0.9	+2.0

sırası ile uzama ve ezilme elipsoidleridir fakat Flinn diyagramında sırasıyla A ve B alanlarına düşerler. Bu yüzden Flinn diyagramındaki bu iki alan en doğru olarak görünür ezilme alanı (field of apparent flattening) ve görünür uzama alanı (field of apparent constriction) olarak isimlendirilmelidir (Şekil 10.8).

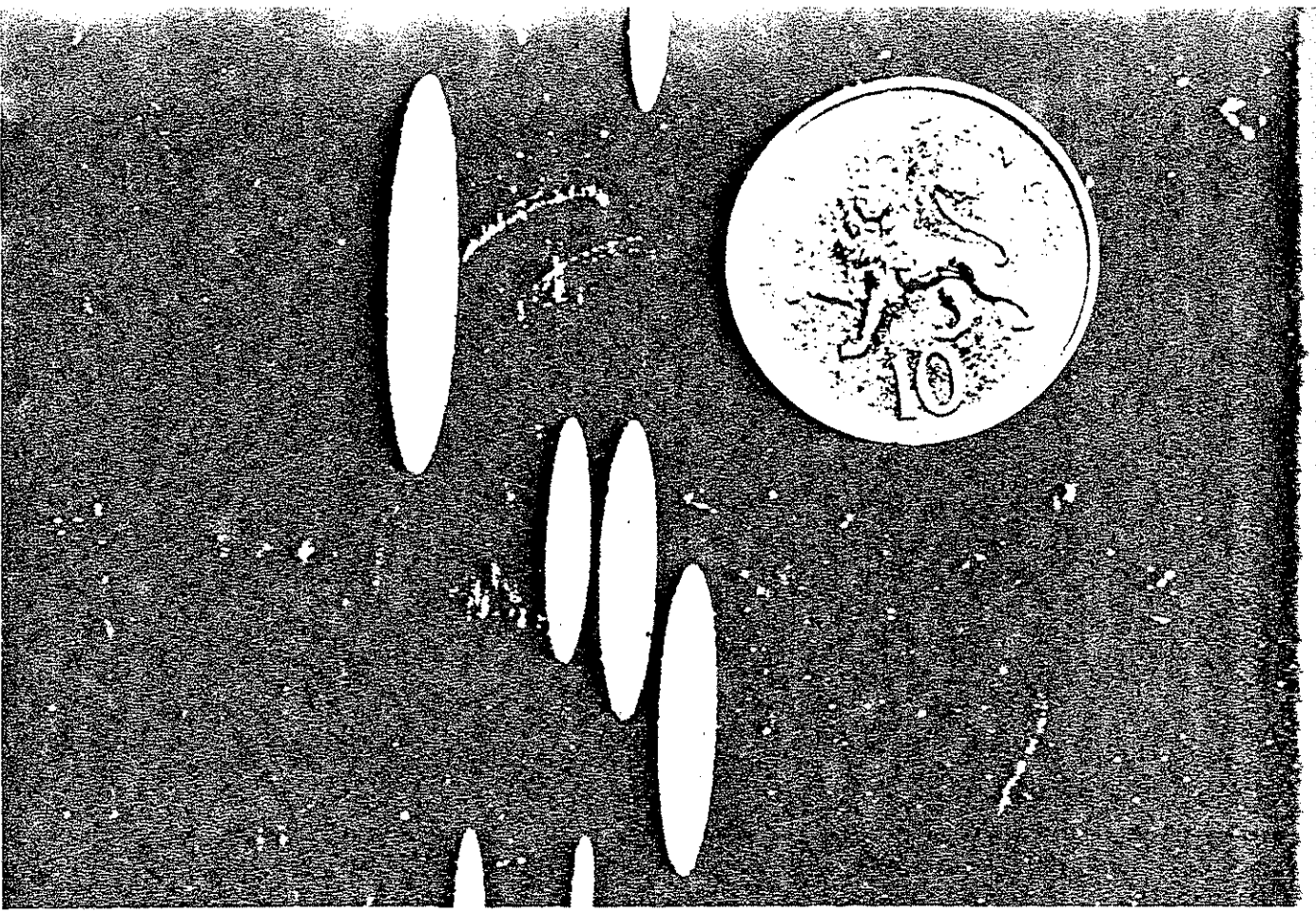
Deformasyon analizi için özellikle faydalı olan bu Flinn diyagramı çeşidi, Ramsay (1967) tarafından ortaya atılmış ve doğal yamulma verilerinin gösterilmesinde ve teorik kavramların tartışılmasında sıkça kullanılmıştır. Bu logaritmik yamulma diyagramında yatay ve düşey eksenleri sırası ile $\log R_{yz}$ ve $\log R_{xy}$ dir; logaritma eksponansiyel veya ondalık temele göre olabilir.

Üç boyutlu yamulmanın ölçülmesi

Soru 10.1

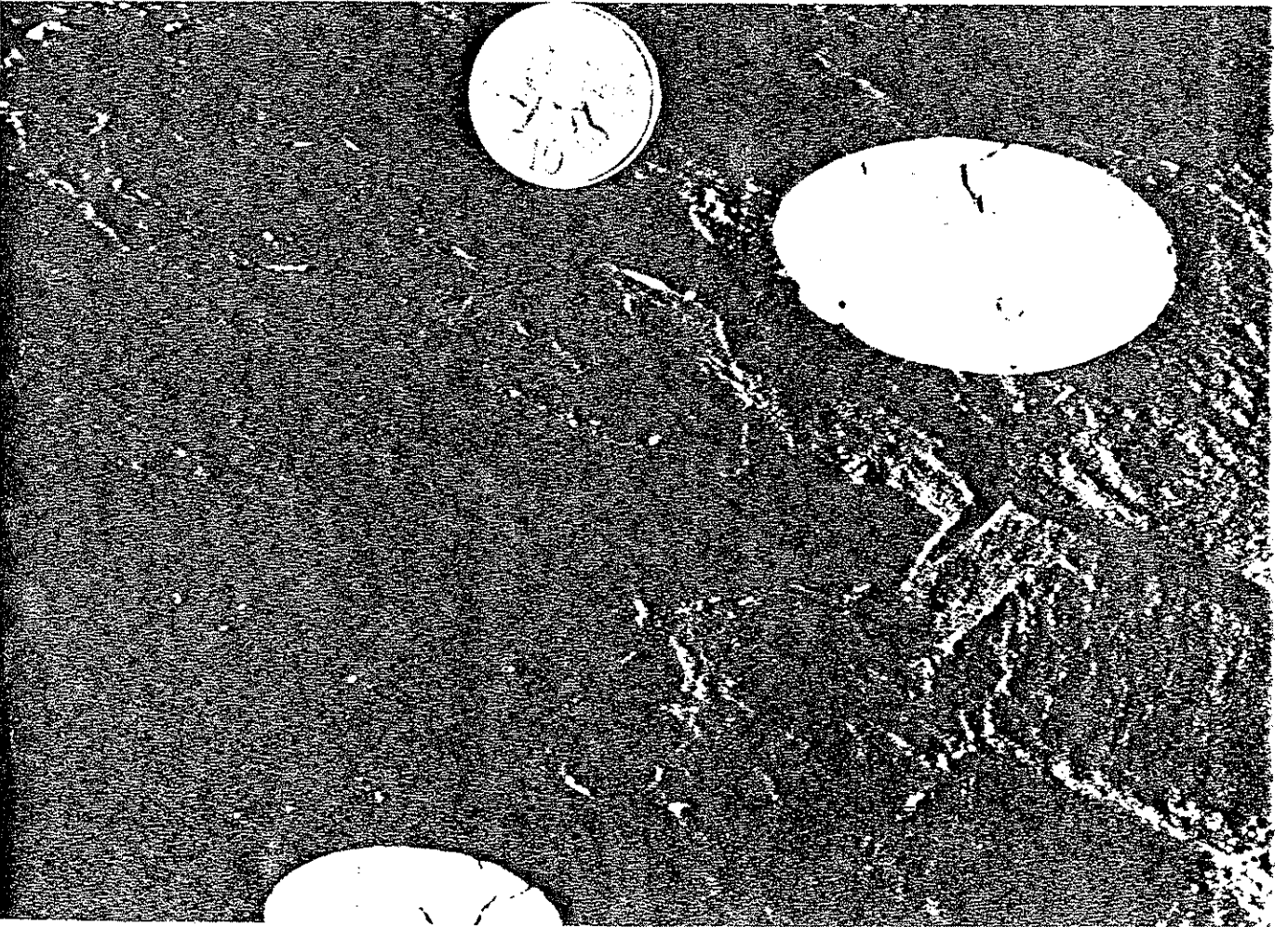
Yamulma elipsoidinin şeklini doğrudan bulabilmek için doğal olarak deforme olmuş nesnelere şeklini üç boyutta ayrıntılı olarak gözlemlemek genellikle mümkün değildir. Bu yüzden yamulma elipsoidinin şekli ve yönelimi, birçok iki boyutlu yamulma elipsi incelenerek ortaya konabilir. Yamulma elipsi, yamulma elipsoidinin merkezinden geçen bir kesitini temsil eder. Üç boyutlu yamulmanın miktarı ve yönelimi, iki boyutlu yamulma elipsinin şekli ve yönelimini doğrudan kontrol eder. Birbirine paralel olmayan üç yamulma elipsinden, matematiksel olarak üç boyutlu yamulmanın değer ve yönelimlerini elde etmek mümkündür; bu kitabın 3. cildinde bu işlem için gerekli teknikleri inceleyeceğiz. Pratikte, asal eksenleri ve dolayısıyla asal yamulma düzlemlerini belirlemeye yarayan yapısal özellikler, yamulmaya uğramış kayalarda genellikle bulunur. Eğer iki asal düzlemdeki yamulma elips şekillerini belirleyebilirsek, yamulma elipsoidinin şeklini ortaya koyabiliriz. Üçüncü asal düzlemde yapılacak ölçümler, hesaplarımızın doğruluğunu kontrol edebilmek için ilave veriler sağlayacaktır.

Şekil 10.9 Kuzey Galler (İngiltere) bölgesindeki bir Kambriyen sleyt mostrasında iki asal düzlem yüzeyini göstermektedir. Sleyt, içinde ince hematit kristallerinin bulunması nedeniyle, koyu kırmızı, açık gözüken kesimler ise deformasyon öncesi çamurlu sedimenlerde meydana gelen diyajenetik kimyasal olaylar sonucu açık yeşildir. Deforme olmamış kayalarda bu yeşil lekeler neredeyse mükemmel bir küre şeklindedir. Şekil 10.9A sleyt klivajı



A

Şekil 10.9. Deforme olmuş lekeler içeren sleytler.



B

düzlemlerine dik bir kesitin fotoğrafıdır; bu yüzey, yamulma elipsoidinin X ve Z eksenlerine paralel olan maksimum ve minimum sonlu yamulmayı içerir. Şekil 10.9B ise klivaj düzlemlerindeki lekelerin görünümünü vermektedir, bu yüzey maksimum ve ortaç asal yamulmayı (XY asal düzlemi) kapsamaktadır.

iki asal düzlemdeki iki boyutlu yamulma elipslerinin şekillerini hesaplayın. Bu verilerden yamulma elipsoidinin şeklini, asal düzlem yamulma oranları R_{XY} ve R_{YZ} olarak bulun. Verileri $a:b:1$ ve $c:1:d$ gibi $1+e_1:1+e_2:1+e_3$ şeklinde de ifade edin. Elipsoidi, Flinn diyagramı üzerinde gösterin. Elipsoidin k-değerini hesaplayın ve elipsoidin şeklini kelimelerle ifade edin.

Yamulma elipsoidi tipleri

Soru 10.2

Sonlu yamulmalar deformasyon olayları zincirinin üst üste eklenmesi sonucu oluşur. Sonlu yamulma elipsoidinin şekli, deformasyon zincirinin tarihçesine bağlıdır. Sonlu yamulma elipsoidini kontrol eden etkenleri incelemenin bir yolu, yamulmanın birbirini izleyen ufak fakat sonlu basamaklar halinde geliştiğini düşünmektir. Bu problemde birbirine eklenen eksen birliğine sahip ufak yamulmaların geometrisini inceleyeceğiz.

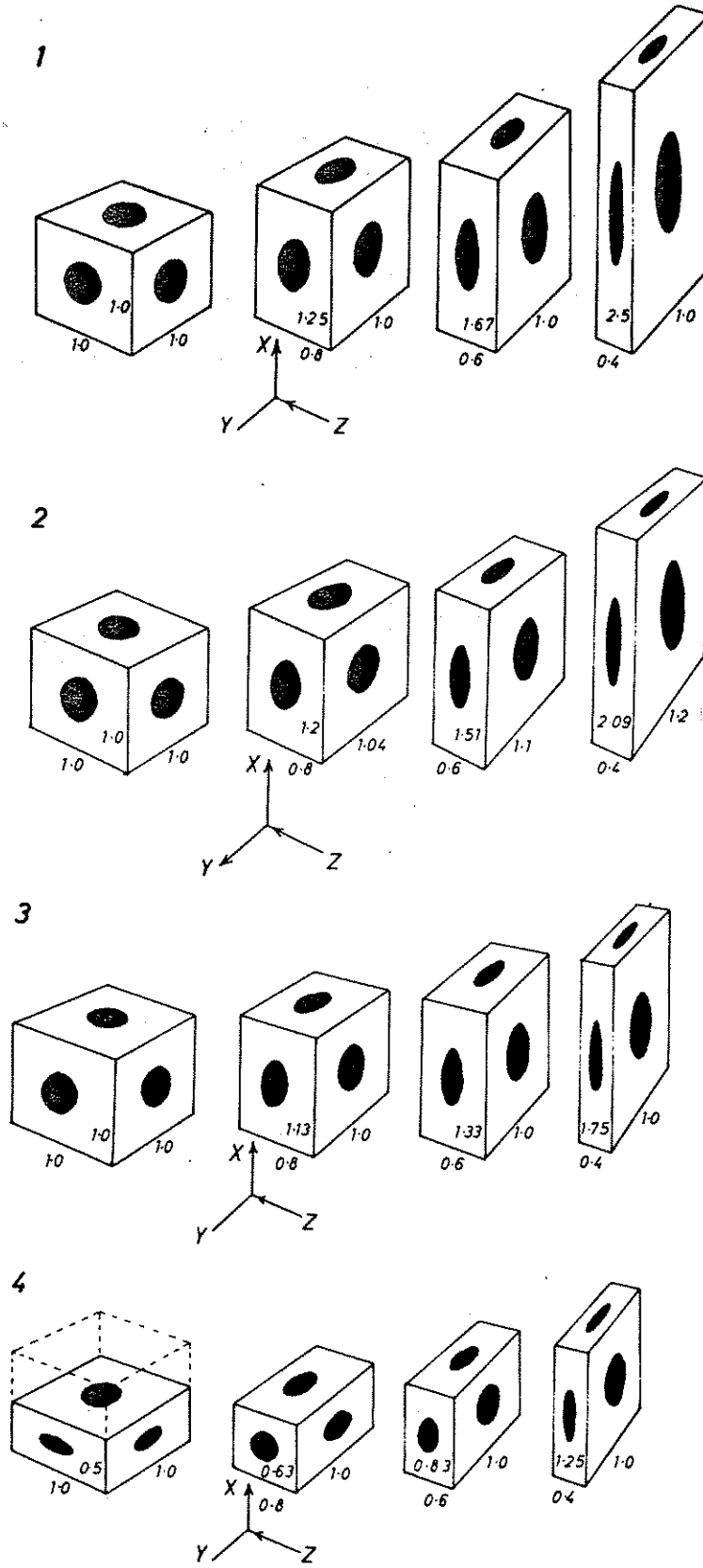
Bunu yapmadan önce, önceden varolan bir yamulma durumuna bu durum ile eksen birliğine sahip artmalı yamulmanın eklenmesi sonucu ne olacağına bakalım. Eğer artmalı yamulma elipsoidinin asal uzamaları e_{11} , e_{12} ve e_{13} ise ve bunlar, yarı eksen uzunlukları $1+e_1$, $1+e_2$, $1+e_3$ olan bir yamulma elipsoidine eklenirse, oluşacak elipsoidin yarı eksen uzunlukları, iki yarı eksen uzun-

luğunun çarpımına eşittir, örneğin $(1+e_1)(1+e_{11})$, $(1+e_2)(1+e_{12})$ ve $(1+e_3)(1+e_{13})$.

Şekil 10.10, eksen birliğine sahip dört deformasyon serisini göstermektedir. Deformasyon sonucu kenar uzunlukları bir olan ilksel küpler, değişik şekilli dikdörtgen prizmalarına dönüşmektedir. Çizelge 10.2 bu dört seriden herbiri için ayrıntılı veriler sunmakta, deformasyonun değişik evrelerindeki asal yamulma ve hacim değişmesi değerlerini ve asal düzlem yamulma oranlarını vermektedir. Her dört seride de $1+e_3$ dizilerinin aynı olduğunu ve toplam %10'luk basamaklar halinde Z yönünde aynı oranda gelişen eklemeli kısaltmalar oluştuğuna dikkat edin. Ayrıca deforme olmuş blokların şekilleri ile ilgili verilerin, tektonik

Çizelge 10.2

1.									
Tectonic X	1.00	1.11	1.25	1.43	1.67	2.00	2.50	3.33	5.00
Tectonic Y	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
Tectonic Z	1.00	0.90	0.80	0.70	0.60	0.50	0.40	0.30	0.20
1 + Δ	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
X_i/Y_i	1.00	1.11	1.25	1.43	1.67	2.00	2.50	3.33	5.00
Y_i/Z_i	1.00	1.11	1.25	1.43	1.67	2.00	2.50	3.33	5.00
$\log_{10} X_i/Y_i$	0.00	0.05	0.10	0.16	0.22	0.30	0.40	0.52	0.70
$\log_{10} Y_i/Z_i$	0.00	0.05	0.10	0.16	0.22	0.30	0.40	0.52	0.70
2.									
Tectonic X	1.00	1.10	1.20	1.32	1.51	1.74	2.09	2.65	3.73
Tectonic Y	1.00	1.02	1.04	1.07	1.10	1.15	1.20	1.26	1.34
Tectonic Z	1.00	0.90	0.80	0.70	0.60	0.50	0.40	0.30	0.20
1 + Δ	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
X_i/Y_i	1.00	1.08	1.15	1.23	1.37	1.51	1.74	2.10	2.78
Y_i/Z_i	1.00	1.13	1.30	1.53	1.83	2.30	3.00	4.20	6.70
$\log_{10} X_i/Y_i$	0.00	0.03	0.06	0.09	0.14	0.18	0.24	0.32	0.44
$\log_{10} Y_i/Z_i$	0.00	0.05	0.11	0.18	0.26	0.36	0.48	0.62	0.83
3.									
Tectonic X	1.00	1.06	1.13	1.21	1.33	1.50	1.75	2.17	3.00
Tectonic Y	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
Tectonic Z	1.00	0.90	0.80	0.70	0.60	0.50	0.40	0.30	0.20
1 + Δ	1.00	0.95	0.90	0.85	0.80	0.75	0.70	0.65	0.60
X_i/Y_i	1.00	1.06	1.13	1.21	1.33	1.50	1.75	2.17	3.00
Y_i/Z_i	1.00	1.11	1.25	1.43	1.67	2.00	2.50	3.33	5.00
$\log_{10} X_i/Y_i$	0.00	0.03	0.05	0.08	0.12	0.18	0.24	0.34	0.48
$\log_{10} Y_i/Z_i$	0.00	0.05	0.10	0.16	0.22	0.30	0.40	0.52	0.70
4.									
Tectonic X	0.50	0.56	0.63	0.71	0.83	1.00	1.25	1.67	2.50
Tectonic Y	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
Tectonic Z	1.00	0.90	0.80	0.70	0.60	0.50	0.40	0.30	0.20
1 + Δ	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50
X_i/Y_i	1.00	1.11	1.25	1.41	1.20	1.00	1.25	1.67	2.50
Y_i/Z_i	2.00	1.61	1.26	1.01	1.38	2.00	2.50	3.33	5.00
$\log_{10} X_i/Y_i$	0.00	0.05	0.10	0.16	0.08	0.00	0.10	0.22	0.40
$\log_{10} Y_i/Z_i$	0.30	0.21	0.10	0.00	0.14	0.30	0.40	0.52	0.70



Şekil 10.10. Dört ortak-eksenli deformasyon serisinin diyagramatik gösterilmesi. Sayısal veriler Çizelge 10.2'de verilmiştir. Soru 10.2'ye bakınız.

X,Y,Z yönleri boyunca ölçülen asal yamulmalar olarak verildiğine ve bu tektonik x,y,z yönlerinin deformasyon süresince her zaman sonlu yamulma elipsoidinin X,Y ve Z yönleri ile çakışmadığına dikkat edin (Örn. 4. deformasyon serisinde).

Diyagramdan ve veri çizelgesinden her deformasyon serisinin ana özelliklerini bulun (örn. düzlemsel yamulma, görünür uzama, gerçek ezilme, gelişen hacim kaybı vb.).

Her bir serideki elipsoidleri önce Flinn diyagramında (R_{yz} yatay eksen, R_{xy} düşey eksen, (1,1) orijin) daha sonra logaritmik diyagramda ($\log_{10} R_{yz}$ yatay eksen, $\log_{10} R_{xy}$ düşey eksen) gösterin. Flinn diyagramında değişik noktaları birbirine bağlayan çizgilerin geometrik özelliklerini tanımlayın ve açıklayın; bunu yaparken bilhassa çizgilerin düz veya eğri olup olmadıklarına ve nerede yön değiştirdiklerine dikkat edin. İki diyagram arasındaki önemli farklar nelerdir ?

Kuzey Gallerdeki sleytlerde ölçülen yamulma elipsoidi diyagramına geri gidin (Soru 10.1). Elipsoidin şeklini açıklayabilmek için kayanın yamulma tarihçesi ile ilgili birkaç yorum önerin.

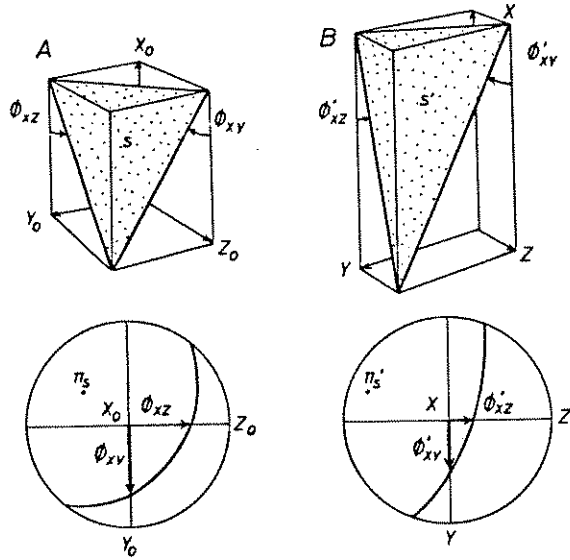
Bu soruların cevabını Cevaplar ve Açıklamalar bölümüne bakarak kontrol edin, daha sonra aşağıdaki sorulara dönün.

Yamulma sonucunda düzlemlerin yöneliminde meydana gelen değişiklik

Deformasyon sonucunda bir düzlemin ve kutbunun yönelimi değişir. Dokuzuncu bölümde kütle dönmesi ile çizgilerin ve düzlemlerin yöneliminin nasıl değiştiğini incelemiştik, şimdi bu in-

celemeyi daha geliştirerek homojen sonlu yamulma sonucu ne tür değişiklikler meydana geldiğini araştıracağız.

Şekil 10.11A, π_s kutuplu eğik bir yüzey (s) kapsayan bir kütleyi göstermektedir. X_0, Y_0, Z_0 referans eksenleri, deformasyon sonrası yamulma elipsoidinin eksenleri olacak olan, birbirine dik üç yöndür. s yüzeyi her üç düzlemi, X_0Y_0 , Y_0Z_0 ve X_0Z_0 keser ve kesişme çizgileri X_0, Y_0 ve Z_0 eksenleri ile sırasıyla ϕ_{xy} , ϕ_{yz} ve ϕ_{xz} açıları yapar. Yamulma sonucu, s yüzeyinin yönelimi s' şeklinde değişir (Şekil 10.11B). X, Y ve Z üç asal yamulma yönüdür ve ϕ'_{xy} , ϕ'_{yz} ve ϕ'_{xz} açıları, s' yüzeyinin üç asal yamulma düzlemi ile yaptığı arakesitlerin sırasıyla X, Y ve Z yönleri ile



Şekil 10.11. Homojen sonlu yamulma sonucunda bir s düzleminin yöneliminin değişmesi.

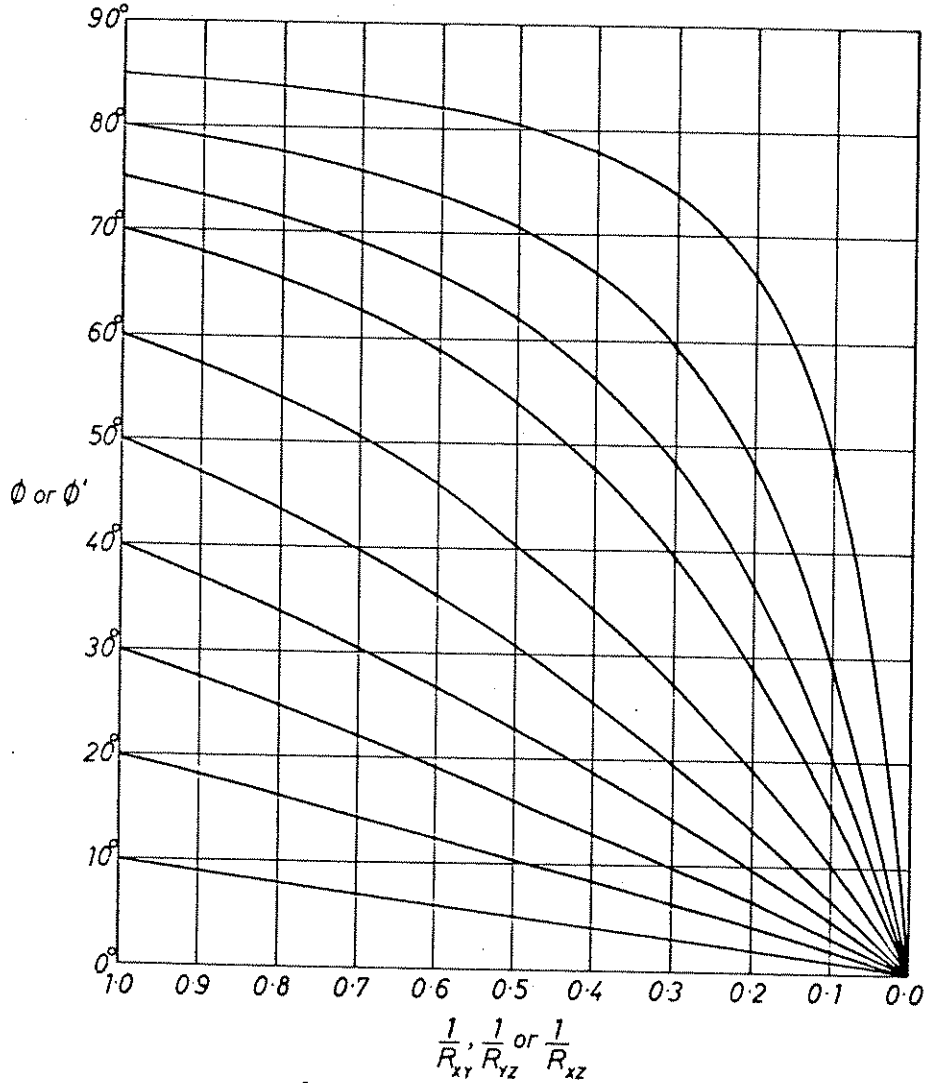
yaptığı açılardır. ϕ_{xy} , ϕ_{yz} , ϕ_{xz} açıları ile bunların deforme olmuş eşdeğer açıları ϕ'_{xy} , ϕ'_{yz} , ϕ'_{xz} arasındaki ilişki 8.Bölümde anlatılan denklem vasıtası ile hesaplanabilir (Denklem 8.3, Ek D, Denklem D.13'teki ispata da bakın). Bu açılar arasındaki ilişkiyi şöyle tanımlayabiliriz:

$$\tan \phi'_{xy} = \tan \phi_{xy} / R_{xy} \quad (10.17)$$

ve diğ er iki asal düzlem için de buna benzer iki denklem yazabiliriz. Bu ilişki Şekil 10.12'de gösterilmiştir. Eğer biz iki asal düzlemin yamulma oranını bilirsek, bu ilişkileri kullanarak düzlemin yeni yönelimini hesaplıyabiliriz (Şekil 10.11B).

Soru 10.3

Schmidt ağı üzerinde doğrultusu 110° , eğimi 70° GB olan bir düzlemi (düzlem 1) büyük daire ve π -kutbu olarak gösterin. Yamulma



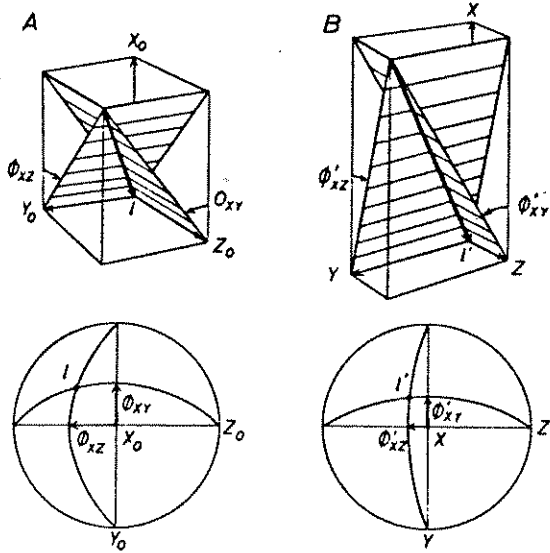
Şekil 10.12. $\phi' = \tan^{-1} (\tan \phi / R)$ fonksiyonunun grafiksel temsili.

elipsoidi eksenlerinin ilk ($X_0Y_0Z_0$) ve son (XYZ) yönelimlerinin çakıştığını ve bunların sırası ile düşey (X, X_0 eksen), yatay K-G (Y, Y_0 eksen) ve yatay D-B (Z, Z_0 eksen) konumda olduklarını farzedin. ϕ_{xy} ve ϕ_{xz} açılarını hesaplayın. Düzlemi, asal düzlem yamulma oranları $R_{xy} = 2.0$, $R_{xz} = 4.0$ olan bir homojen yamulma ile deforme edin. Şekil 10.12'deki diyagramı kullanarak yeni ϕ'_{xy} ve ϕ'_{xz} açılarını bulun. Düzlemin ve kutbunun yeni konumlarını tesbit edin. Aynı işlemleri 2.'den 7. düzleme kadar tekrarlayın. Yamulma sonucunda her düzlemin kutbunun konumundaki değişiklikleri gözleyin ve homojen yamulma sonucu değişik yönelmiş düzlemlerin yeniden yönelmesini kontrol eden genel kuralları belirleyin.

	Doğrultu	Eğim
1.	110°	70° GB
2.	150°	60° GB
3.	120°	30° GB
4.	0°	45° B
5.	135°	dik
6.	90°	45° G
7.	90°	dik

Yamulma sonucunda çizgilerin yöneliminde meydana gelen değişiklik

Şekil 10.13A, Şekil 10.11A'daki şekli göstermektedir fakat burada şekil içinde çizgisel bir eleman, l, bulunmaktadır. Geometrik olarak bu çizginin yamulma sisteminin Y_0 ve Z_0 eksenlerini içeren iki düzlemin kesişmesi sonucu oluştuğu düşünülebilir; bu iki düzlem koordinat düzlem izdüşüm açıları ϕ_{xy} ve ϕ_{xz} ile tanımlanır. Deforme olmuş kütle Şekil 10.11B'de gösterilmiştir. ϕ_{xy}



Şekil 10.13. Homojen sonlu yamulma sonucunda bir l çizgisinin yönelim değiştirmesi.

ve ϕ_{XZ} açılarının değişimi denklem 10.17 ile verilir ve biz bu sayede deforme olmuş çizgiyi ve Y-Z eksenlerini içeren düzlemlerin konumunu ve böylece çizginin yeni konumunu (l') belirleyebiliriz.

Soru 10.4

Bir Schmidt ağında yönlemi 20° ve dalımı 20° olan bir çizginin (çizgi 1) kutbunu gösterin. Soru 10.3'deki deformasyon özelliklerini kullanarak, çizginin yeni konumunu hesaplayın. Aynı işlemi 2.'den 7. çizgilere kadar tekrarlayın.

	Yönlem	Dalım
1.	20°	20°
2.	60°	30°
3.	30°	60°
4.	90°	45°
5.	45°	0°
6.	0°	45°
7.	0°	0°

Yamulma sonucu çizgisel elemanların yöneliminde meydana gelen genel değişimi açıklayın.

CEVAPLAR VE AÇIKLAMALAR

Üç boyutlu yamulmanın ölçülmesi

Cevap 10.1

Şekil 10.9A, asal XZ düzlemini göstermektedir ve yamulma oranı R_{xz} 5.52'dir. Şekil 10.9B, asal XY düzlemini gösterir, $R_{xy} = 1.77$ 'dir. $R_{yz} = R_{xz}/R_{xy} = 3.11$. Elipsoidin asal yamulma oranları 5.52:1.77:1.00 veya 3.11:1.00:0.56; k değeri ise 0.36'dır. Bu durumda elipsoid yassıdır ve görünür ezilme alanında yer alır. Sleytlerde yamulma ile ilgili bu saptamalar Haughton'un 1856'da yaptığı gözlemleri desteklemektedir.

Yamulma elipsoidi tipleri

Cevap 10.2

Yamulma artmaları daha önce oluşmuş elipsoidin asal yamulmaları ile her zaman eksen birliğine sahiptir, bu yüzden toplam yamulma her zaman dönmesizdir. Kısalma, tektonik Z yönünde % 10'luk basamaklar şeklinde ayarlanmıştır.

Seri 1 : Bu seri sabit hacimde düzlemsel yamulmayı göstermektedir (tüm deformasyon boyunca $e_2=0$)

Seri 2 : Bu seri, gelişen gerçek ezilme deformasyonunu göstermektedir (e_2 pozitifdir ve Z yönündeki kısalmaya koşut olarak gelişen bir büyüme gösterir). Bu seri, seri 1 gibi, sabit hacimli bir deformasyon gösterir ve bu yüzden deformasyonun her-

hangi bir anında X-yönünde olan uzama, aynı anda 1. seride X-yönünde olan uzamadan, daha azdır.

Seri 3: Bu seri düzlemsel yamulma ($e = 0$) ve Z-ekseni yönünde uzunluk kısalması ile oluşan, ilerleyen bir hacim kaybı göstermektedir. Z eksenini yönünde %10 kısaltmaya karşılık hacim kaybı %5, %20 kısaltmaya karşı %10 vb. ilerleyen bu hacim kaybı yüzünden X-yönünde uzama, seri 1'deki benzer uzamaya göre, çok daha azdır. Bu seri ile ilgili iyi bir analogi, birbirine paralel iki levha arasında bir süngerin sıkılmasıdır. Jeolojide bu tip deformasyonların, bilhassa gözenekli sedimentlerde, yaygın olduğu sanılmaktadır. Böyle deformasyonlar ile oluşan elipsoidler yassıdır ve görünür ezilme alanına düşer.

Seri 4: Bu seri, daha sonra uygulanacak tektonik X yönüne paralel, % 50'lik bir sıkılaştırma (compaction) geçirmiş düzlemsel yamulmayı göstermektedir. Tektonik deformasyon sırasında daha başka hacim kaybı meydana gelmez. Jeolojide bu tip bir seri, diyajenetik olaylar sonucu sıkılaştırılmış sedimentlerin tektonik deformasyonu sırasında gözlenebilir. ilksel sıkılaştırma ve tektonik deformasyonu içeren elipsoidler karmaşık şekiller gösterir, görünür ezilme alanından görünür uzama alanına geçer daha sonra tekrar görünür ezilme alanına dönerler. ilk iki deformasyon alanında, sonlu yamulma elipsoidinin X-yönü, tektonik yamulma bileşeninin Y-yönüne paraleldir. Yalnızca son alanda toplam ve tektonik yamulmanın X-yönleri çakışır.

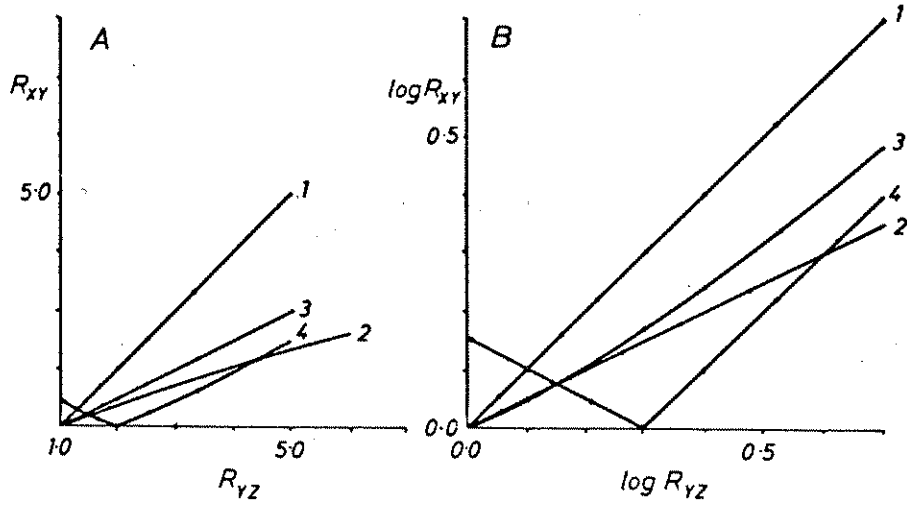
Bu dört serinin değişik yamulma elipsoidleri Şekil 10.14'de gösterilmiş ve diyagramların ana özellikleri aşağıda açıklanmıştır:

Flinn Diyagramı, Şekil 10.14A

1. Eğimi 1 olan, orijinden (1, 1)'den geçen düz çizgi, elipsoidlerin herbirinin k değeri bire eşittir.
2. Orijin (1, 1)'de başlayan, görünür ezilme alanında eğri, elipsoidler gittikçe azalan k değerlerine sahiptir.
3. Orijin (1, 1)'den geçen, eğimi 0.5 olan, görünür ezilme alanında düz çizgi. Elipsoidlerin hepsinin k değeri aynıdır ($k = 0.5$).
4. (2, 1) noktasında başlayan, yukarı doğru içbükey (konkav), negatif eğimli eğri, bu eğri görünür tek eksenli uzama çizgisine (1, 0.43) ulaşır, daha sonra aynı yolu izleyerek (2, 1) noktasına geri döner ve daha sonra görünür ezilme alanında 0.5 pozitif bir eğimle ve gittikçe k-değeri artan elipsoidler şeklinde devam eder.

Logaritmik Diyagram, Şekil 10.14B

1. Orijin (0, 0)'den geçen eğimi bir olan düz çizgi. Elipsoidlerin logaritmik K değerleri ($\log R_{xy} / \log R_{yz}$) bire eşittir.
2. Orijin (0, 0)'dan geçen, görünür ezilme alanında 0.5 K değerlerine sahip.
3. Orijin (0, 0)'da başlayan, görünür ezilme alanında yukarı doğru konkav eğri; elipsoidler gittikçe artan K değerleri gösterir ($1 > K > 0.5$).
4. (0.3, 0)'dan (0, 0.16)'ya kadar ilerleyen düz bir çizgi, aynı yolu izleyerek geri döner, daha sonra görünür ezilme alanında düz bir çizgi halinde devam eder; elipsoidler 0.0'dan 1.0'a doğru gittikçe artan K değerlerine sahiptir.



Şekil 10.14. Soru 10.2'deki dört deformasyon serisindeki yamulma elipsoidlerinin şekillerinin gösterilmesi. A, Flinn diyagramı. B, logaritmik diyagram.

iki diyagram arasındaki ana fark, Flinn diyagramında deformasyonun ilk başlarında olan değişimlerin orijine yakın kesimlere düşmeleri, buna karşın yüksek yamulmalar gösteren noktaların orijinden epey uzakta bulunmalarıdır. Logaritmik diyagram ise bu noktalar arasında daha düzenli bir dağılım sağlar. Artan yamulma miktarlarınınin sabit olduğu durumlarda (örn. 2. seri) Flinn diyagramındaki eğriler logaritmik diyagramda düz çizgiler olarak yer alır.

Soru 10.1'de incelediğimiz yamulma elipsoidi, görünür ezilme alanına düşer. bunu oluşturabilecek muhtemel deformasyon tipleri aşağıda sıralanmıştır:

1. Y ve X yönleri boyunca pozitif uzamalar ile tanımlanan gerçek ezilme deformasyonu.
2. Hacim kaybı ile beraber düzlemsel yamulma deformasyonu.
3. Hacim kaybı ile beraber ezilme deformasyonu.
4. Düzlemsel yamulma koşullarında, daha önceden sıkışmış sedimentin, hacim kaybı olmaksızın deformasyonu.

5. Düzlemsel yamulma koşullarında, daha önceden sıkılaştırılmış sedimentin, hacim kaybı ile beraber deformasyonu.
6. Daha önce sıkılaştırılmış bir sedimentin, hacim kaybı olmaksızın veya hacim kaybı ile ezilme deformasyonu.

Yamulma elipsoidinin yalnızca şeklinden, yamulmanın gerçek özelliklerini ortaya koymanın mümkün olmadığı açıktır. Bu problemi çözmek için başka verilere ihtiyaç vardır: Eğer elipsoidin herhangi bir yönünde gerçek uzama değerini ölçebilirsek, elipsoide ilgili üç yeni veri elde etmiş oluruz. Bunlardan asal uzamaların gerçek değerlerini hesap etmek, deformasyonun gerçek ezilme olup olmadığını belirlemek, hacim kaybı olup olmadığını anlamak mümkün olur (örn. Soru 6.1, 8.3'de incelediğimiz teknikler ile).

Sonlu yamulma durumu ile deforme olmuş kayaların dokusu arasındaki ilişki

Bir kaya kütesinin şeklinde meydana gelen değişikliğe bağlı olarak kayayı oluşturan mineraller genellikle mekanik bir yeniden düzenlenme gösterir ve bazen yeni mineraller, artmalı yamulma yönleri ile kontrol edilen yönler boyunca kristalize olur. Bu yüzden deforme olmuş kayaları oluşturan mineraller genellikle tercihli yönelim gösterir; değişik kaya bileşenlerinin bu geometrik organizasyonunu doku (fabric) olarak tanımlıyoruz.

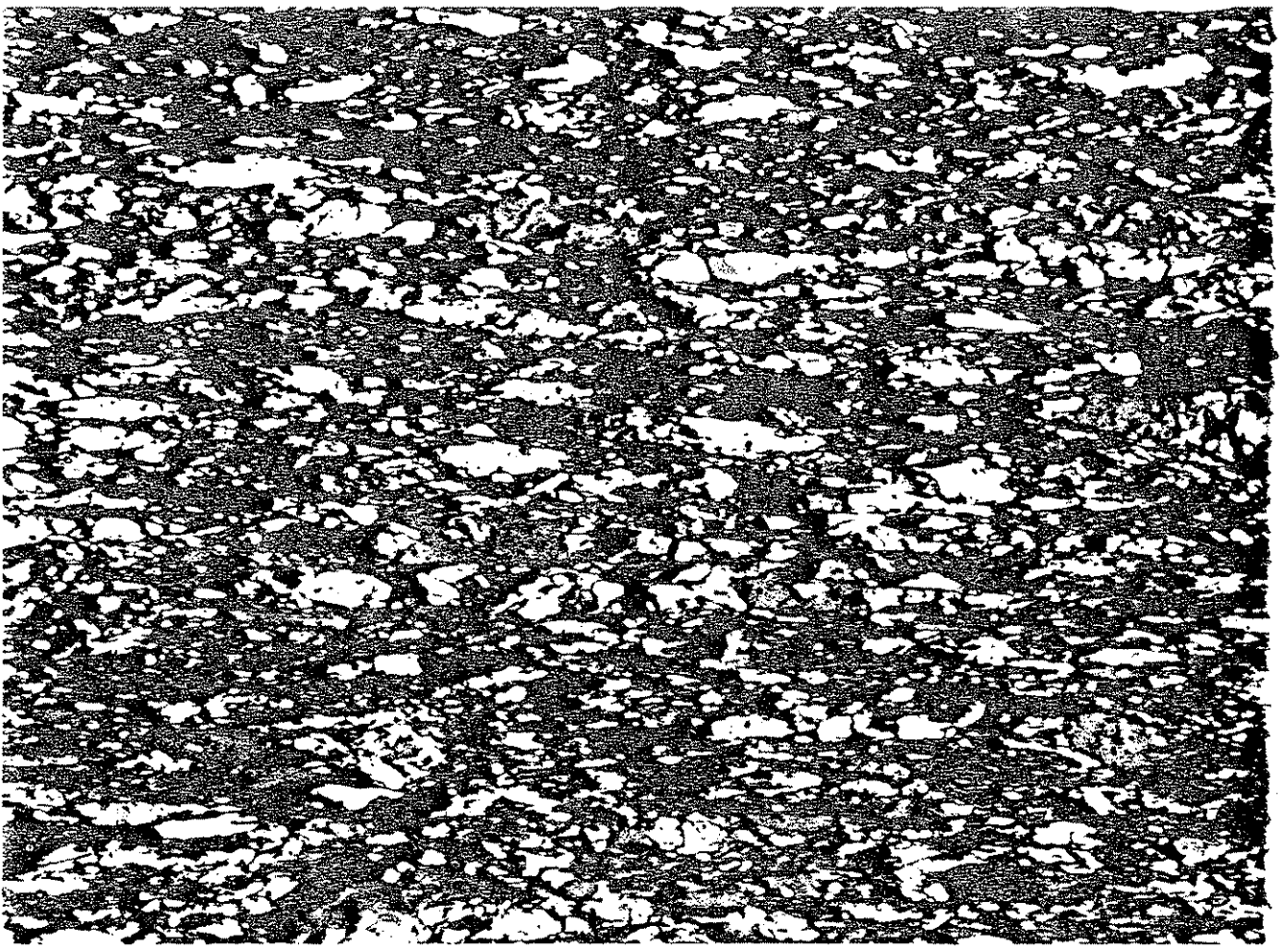
Kaya dokuları iki çeşittir: düzlemsel ve çizgisel. Bir kaya yalnızca düzlemsel bir doku veya yalnızca çizgisel bir doku veya düzlemsel ve çizgisel elemanların değişik bileşimlerini gösterir.

Düzlemsel dokular kayanın birincil ve ikincil özelliklerinden olabilir. Birincil bir doku minerallerin veya tanelerin katmanlar halinde çökmesi veya katmanlara ayrılması ile oluşur; buna ait örnekler, sedimenter kayalarda tabakalanma, magmatik kayalarda gravitasyonel katmanlanma veya metamorfik kayalarda litolojik katmanlanmadır. Birincil düzlemsel dokular bazı mineral türlerinin özel şekiller göstermesi ile de oluşabilir. Örneğin, şeyl ve silttaş tabakaları içindeki muskovit kristalleri, kristal klivaj düzlemlerinin tabaka yüzeyine paralel veya yarı paralel durması ile belirlenen tercihli bir yönelim gösterir. İkincil dokular daha önceden oluşmuş minerallerin mekanik olarak yeniden yönlmesi veya gerilme veya yamulma ile denetlenen yeni mineral büyümesi sonucu oluşur.

Tektonik olarak deforme olmuş kayalarda en yaygın düzlemsel dokular klivaj ve şiztozitedir. Klivaj, sleyt (arduvaz) gibi düşük dereceli metamorfik kayalarda bulunan bir düzlemsel dokudur. Sleytte görülen klivaja sleyt klivajı da denir. Şiztozite ise yeşilşist fasiyesinden daha yüksek dereceli metamorfizma geçirmiş kayalarda gözlenen düzlemsel dokudur. Birçok bölgede, düşük dereceli metamorfik kayalarda gözlenen klivajdan, daha yüksek dereceli metamorfik arazilerde gözlenen şiztozite arasında tedrici bir geçiş vardır. Sleyt, kayayı oluşturan mineral tanelerinin yalnızca mikroskopta gözlenebildiği kayalardır, şistlerde ise mineralleri çıplak gözle görmek mümkündür. Fillat ise tane boyu sleyt ile şist arasında kalan kayalara verilen isimdir; fillatlarda mineral tanelerini genellikle bir lup ile görmek mümkündür. Sleyt, fillat ve şistlerin önemli bir özelliği bunla-

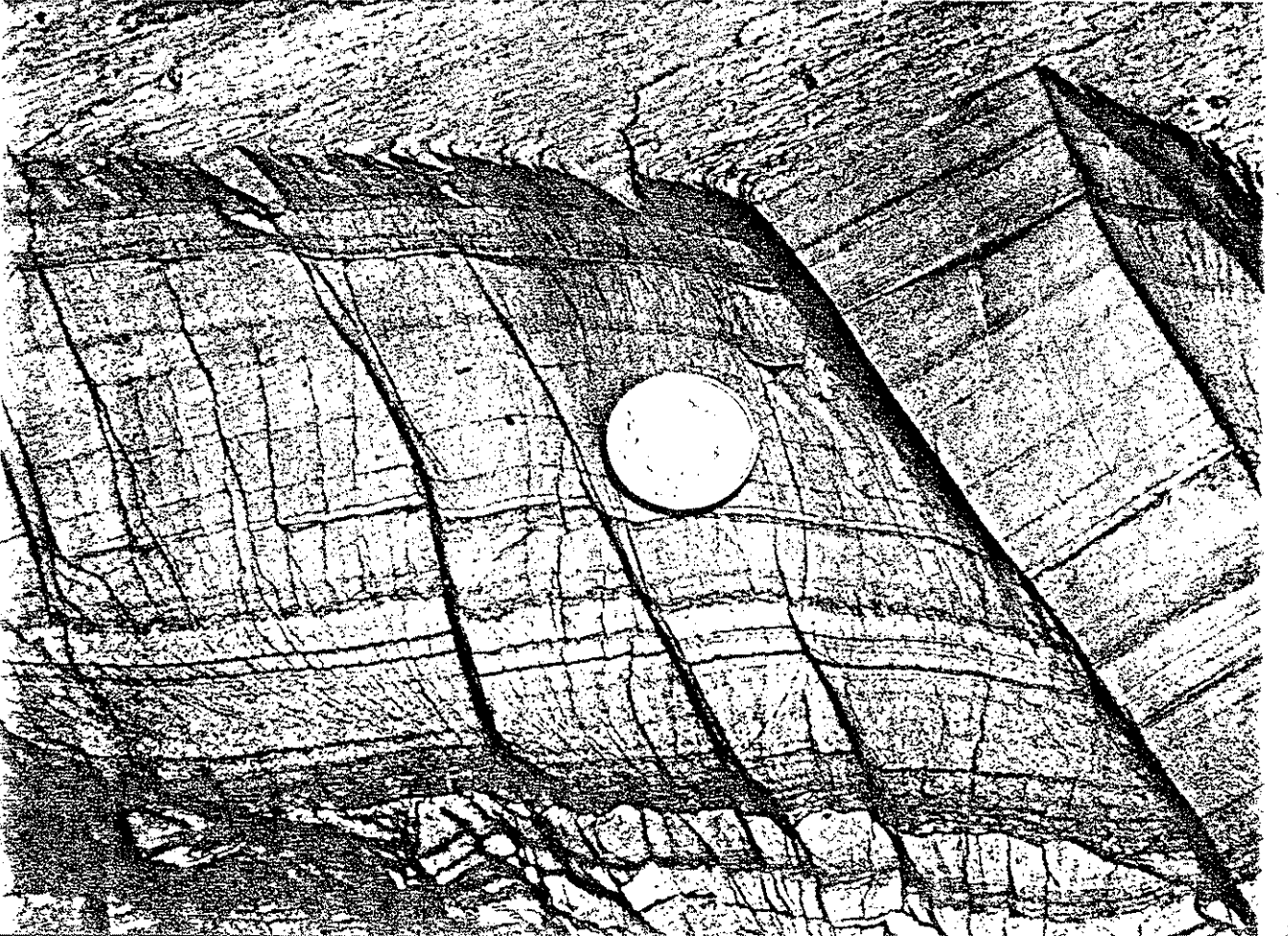
rı oluşturan hemen tüm minerallerin tercihli bir düzlemsel yönelim göstermeleridir (Şekil 10.15). Tabaka-silikatler ve amfiboller bu yönelimi en kuvvetli olarak gösterir fakat kuvars, karbonat ve feldspat gibi mineraller de benzer bir tercihli yönelim gösterebilir. Yassı bir görünüme sahip mineraller, genellikle yassı düzlemleri klivaja yarı paralel veya paralel olacak şekilde, prizmatik veya iğnesel görünüme sahip mineraller ise uzun eksenleri klivaj düzleminde olacak biçimde yer alır. Minerallerin tercihli yönelimi mükemmel olmamasına karşın istatistiksel olarak çok belirgindir. Gerçek klivaj ve şiztozitede ise belli bir türe ait tüm mineraller (örn. tüm amfibol mineral taneleri) aynı ölçüde tercihli yönelim gösterir, kayanın her kesimini etkileyen bu dokuya geçirgen doku (penetrative fabric) adı verilir.

Klivaj ve şiztozite hemen her zaman ilksel litolojik katmanlanmayı (tabakalanma veya metamorfik bantlaşma) keser (Şekil 10.16); eğer katmanlanma kıvrımlanmış ise, klivaj kıvrım geometrisi ile belirli bir geometrik ilişki gösterir. Klivaj bazı durumlarda kıvrımın eksen yüzeylerine yarı paraleldir ve eksen düzlemi klivajı olarak adlanır (Şekil 10.17). Kıvrımlarda klivaj genellikle sistematik olarak yakınlaşan veya uzaklaşan şekiller oluşturur ve bunlar klivaj yelpazeleri olarak bilinir (Şekil 10.18, 10.21). Komşu klivaj düzlemlerinin kıvrımın dış yayından iç yayına doğru izlendiği zaman birbirlerine yaklaşımları veya uzaklaşmalarına bağlı olarak klivaj yelpazeleri, yakınlaşan veya uzaklaşan klivaj yelpazeleri olarak bilinir. Yakınlaşan klivaj yelpazeleri kıvrımlanmış istif içindeki dayanımlı katmanlar, uzaklaşan yelpazeler ise daha az dayanımlı katmanlar için karak-



Şekil 10.15. Şekil 10.9'daki sleytin ince kesit mikrofotoğrafı. Tabaka-silikatların ve kuvars tanelerinin paralel dizilimleri ile oluşmuş sleyt klivajı görülmektedir, x 200.

Şekil 10.16. Merkezi İsviçre, Engelberg'te bir sleytte klivaj-tabakalanma kesişmesi.



teristiktir. Tabaka düzlemine tam paralel bir klivaj çok seyrek olarak gözlenir; tabakalanmaya paralel klivaj olarak adlanan bir çok durumda, ayrıntılı incelemeler bu iki düzlemsel yapı arasında ufak fakat belirgin bir açının olduğunu ortaya koymuştur. Klivaj bir litolojik katmandan diğer bir katmana geçerken, klivajın yönelimi değişir (Şekil 10.19, 10.21). Yönelimdeki bu değişiklik, ışık hüzmesinin, farklı kırılma indisine sahip bir ortama girdiği zaman, sapmasına benzetilerek, klivaj kırılması (cleavage refraction) adı verilmiştir. Litoloji yüzeyi ile klivaj arasındaki açı

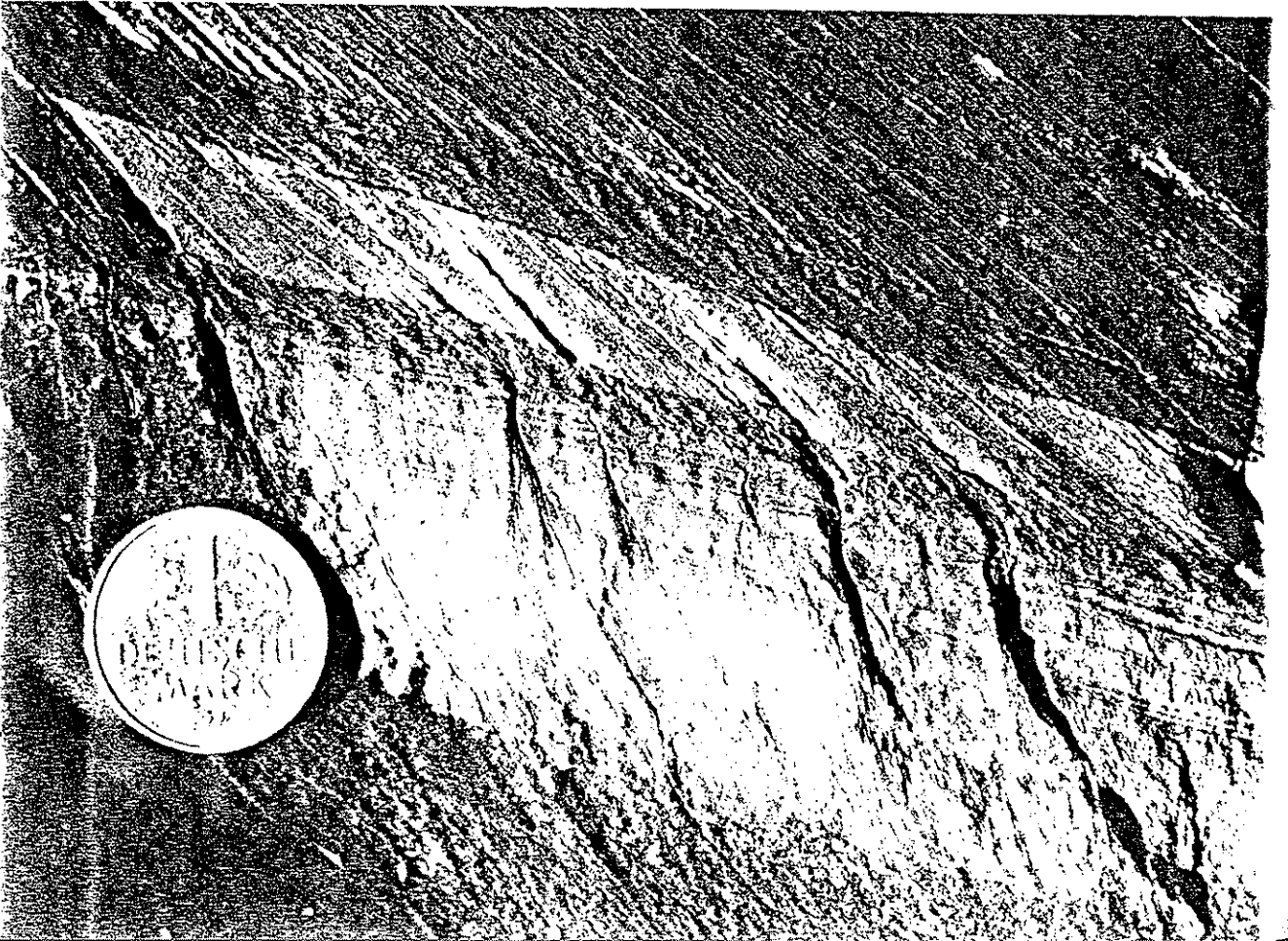
Şekil 10.17. Kıvrımlanmış Ordovisyen silttaşlarında eksen düzlemi klivajı, Iglesias, Sardunya.





Şekil 10.18. Kıvrımlanmış Ordovisyen sedimenter kayalarında klivaj yelpazele ri, Rhosneigr, Kuzey Galler, İngiltere.

Şekil 10.19. Karbonifer kumtaşı ve şeyllerinde klivaj kırılması. Klivaj şic detinin litoloji ile değiştiiğine dikkat edin.



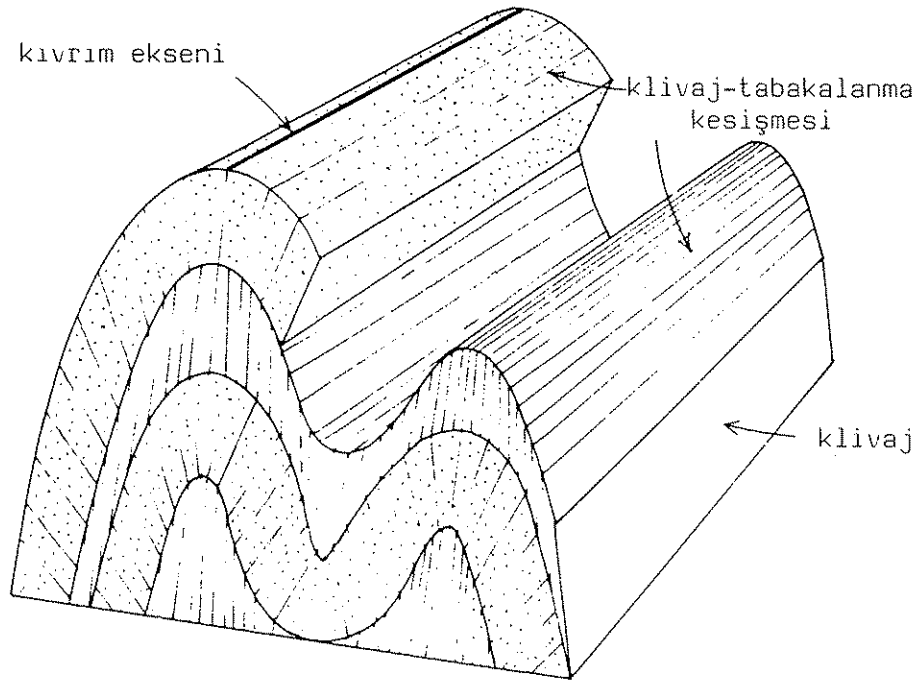
en dayanımlı katmanda her zaman en yüksek ve en dayanımsız katmanda en düşüktür. Klivajın bir katmandan diğer bir katmana geçerken yaptığı açı farkı, bu katmanlar arasındaki dayanımlılık farkının bir fonksiyonudur. Klivaj-tabaka arasındaki açının ufak olduğu durumlarda klivaj en kuvvetli bir şekilde gelişmiştir (Şekil 10.19). Litolojik değişimlerin tedrici olduğu durumlarda, mesela kil miktarının tedrici olarak üste doğru arttığı dereceli bir türbidit tabakasında, klivaj dereceli tabaka boyunca tedrici bir açı değişikliği gösterir (Şekil 10.22). Sorby (1853) klivaj kırılmasını değişik litolojilerin deforme olabilme farklarına bağlamıştır. Ona göre klivajın bir kumtaşı ile şeyilde gösterdiği yönelim farkı, şeylin hacim kaybına bağlı olarak geçirdiği daha kuvvetli deformasyona bağlıdır. Bu fikrin olağanüstü açıklıkta bir tartışması Harker (1885, s.17-21)'in sleyt klivajı üzerindeki ustaca incelemesinde bulunabilir.

Klivaj, klivaja uğramış kayalarda yeralan, konglomera çakılları veya sert diyajenetik konkresyonlar gibi dayanımlı objelerin çevresinde sapar (Şekil 10.20).

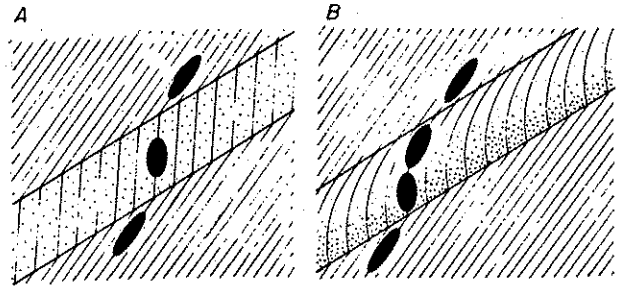
Klivaj ve şiztozitenin önemi üzerinde çok sayıda makale vardır. Başlangıç olarak biz Harker (1885), Siddans (1972) ve Wood (1974)'un mükemmel makalelerini okumanızı hararetle tavsiye ediyoruz. Klivaj gelişmesini kontrol eden mekanizmanın bazı ince ayrıntıları halen tartışılmasına rağmen, klivaj ve şiztozitenin sonlu yamulma durumu ile bağlantılı olduğu genel olarak kabul edilmektedir. Doku, sonlu yamulma elipsoidinin en kısa eksenine (Z-yönüne) dik olarak oluşmakta ve dokunun şiddeti, yamulma oranı R_{yz} 'nin yükselmesi ile artmaktadır. Bu sonuçlar, deformasyon



Şekil 10.20. Pelitik bir kayadaki dayanımlı bir kuvarsit parçası çevresinde klivajın sapması, Srinagar, Hindistan.



Şekil 10.21. Kıvrımlı kayalarda klivaj yelpazelerinin ve klivaj-tabakalanma kesişme lineasyonlarının geometrik şekli. Dayanımlı katmanlar noktalı olarak gösterilmiştir. Basitçe kıvrımlanmış kayalarda klivaj-tabakalanma kesişme lineasyonu kıvrım eksenlerine paraleldir.



Şekil 10.23. Farklı litolojik katmanlarda klivaj kırılması ve yamulma farklılıkları. Dayanımlı katmanlar noktali olarak gösterilmiştir. A daha az dayanımlı bir matriks içinde yer alan dayanımlı bir katmanı, B ise dereceli tabakalarda gözlenen eğri klivaj düzlemlerini göstermektedir.

Şekil 10.22. Bir fliş istifinde dereceli tabakalanma gösteren kumtaşı tabakasında klivaj kırılması, Wildhorn napı, merkezi Helvetik Alpieri. Klivaj yönelimi kumtaşı tabakasının tabanında ani bir değişim göstermekte, daha sonra dereceli tabakalanma gösteren kumtaşı içinde tedrici bir klivaj yönelim değişikliği izlenmektedir. Klivaj şiddetinin yönelim ve kaya litolojisine bağlı olduğuna dikkat edin.

ölçümüne uygun nesnelere kapsayan, klivaj gösteren kayaların incelenmesi ile ilk defa 19. asrın ortalarında ortaya konmuştur (Sharpe, 1847, 1849; Sorby, 1853, 1856; Haughton, 1856; Phillips, 1857; Harker, 1885). Daha sonra klivaj üzerinde yapılan ve yamulma ölçme teknikleri kullanan her inceleme, istisnasız, bu sonuçları doğrulamıştır (Heim, 1878; Cloos, 1947; Breddin, 1957; Wood, 1974; Siddam, 1977). Bu durumda klivaj düzlemleri yanyana duran yamulma elipsoidlerinin XY düzlemlerini temsil etmektedir.

ve klivaj, sonlu yamulma yörüngelerinin geometrik kurallarına uymalıdır. İki boyutlu heterojen yamulmayı incelediğimiz zaman, X-sonlu yamulma yörüngelerinin birbirlerine yakınlaşmaları ve uzaklaşmalarının, sonlu yamulmanın sırası ile artması ve azalması sonucu olduğunu görmüştük. Aynı durum üç boyutlu XY-sonlu yamulma yörüngeleri ve klivaj düzlemleri için de geçerlidir. Klivaj düzlemlerinin birbirlerine yakınlaştığı kesimlerde sonlu yamulmanın XZ oranları artar ve bu yakınlaşma ile beraber klivajın şiddeti de artar. Klivaj kırılma olayı bu geometrik kurallar vasıtası ile rahatlıkla açıklanabilir. Farklı litolojide kayalardan geçerken klivajın yöneliminde meydana gelen değişiklik, klivaj düzlemlerinin arasındaki mesafede bir değişiklik anlamına gelir ve bu doğrudan yamulma durumundaki değişikliğe bağlanabilir (Şekil 10.23). Klivaj kırılması gösteren katmanlardaki geometrik koşullar, makaslama zonlarını incelediğimiz üçüncü bölümdeki makaslama zonlarındaki koşullar ile aynıdır. Üçüncü bölümde gördüğümüz makaslama zonlarındaki uyumlu yamulma çeşitleri şunlardı: (1) heterojen basit makaslama, (2) katman sınırlarına dik hacim değişikliği, (3) homojen yamulma. Klivaj kırılmasında muhtemelen her üç olay da meydana gelmektedir. Deforme olmuş fosillerin ve yamulmayı belirten diğer nesnelere incelenmesi, genellikle kıvrımlanma öncesi katmanlanmış istiflerin katmanlanmaya paralel bir kısalma geçirdiklerini gösterir (üstteki 3. durum). Kıvrımlanma olayı sırasında genellikle katmanlar arasında farklı oranlarda makaslanma meydana gelmekte (üstteki 1.durum) ve yine gözenek miktarının azalması, basınç erimesi ve mineral dönüşümleri (Örn. killerin tabaka-silikatlara

dönüşümü) ile farklı oranlarda hacim kaybı (üstteki 2. durum) oluşmaktadır. Klivaj çeşitlerinin daha detaylı bir analizini 2. ciltte, kıvrımlanmış kayaların geometrik özelliklerini incelediğimiz zaman yapacağız.

19. yüzyılın ortasında klivaj ile yamulma durumu arasındaki geometrik ilişki ortaya konduktan sonra, bu ilişkinin nedenleri üzerine araştırmalar başladı. Sorby, kayayı oluşturan düzlemsel ve çizgisel mineral tanelerinin deformasyon sırasında mekanik olarak dönmesinin, yamulma elipsoidinin XY düzlemine paralel bir tercihli yöneliminin oluşmasında baş rol oynadığını ileri sürdü; yamulma oranı ile çizgi dönmesi arasındaki ilişkiyi belirten denklemleri kullanarak, ileri sürdüğü bu görüş için matematiksel bir temel geliştirdi (Sorby, 1853, 1856). Fakat, daha sonraları Sorby sleyt ve şistlerin mineralojisinin, bu kayaların kökenini oluşturan kilce zengin şeyllerden oldukça farklı olduğunu gözlemledi. Sleytler, metamorfizma sırasında kimyasal reaksiyonlar ile oluşabilen değişik tip mika ve klorit minerallerini bolca kapsamaktaydı (Sorby, 1858). Sorby, kuvars damarlarının sleytlerde bolca bulunmasına rağmen, şeyllerde genellikle rastlanmadığına da dikkat çekti. Bu durum klivajın oluşumu sırasında meydana gelen mineral değişiklikleri ile silikanın açığa çıkıp, yüksek sıcaklıktaki solüsyonlar içinde hareketli hale gelmesi arasında kimyasal bir ilişkinin olduğunu gösteriyordu. Kendi buluşu olan petrografik mikroskop sayesinde, Sorby, şeyller ile şistler arasındaki önemli mineralojik farklılıkları belgeledi. Bu gözlemler, deformasyon sırasında maddenin kimyasal olarak yeniden dağılımı ve minerallerin bazı yüzeyler boyunca tercihli

olarak çözülmeleri ve başka yüzeyler boyunca büyümeleri sonucu şekil değiştirmeleri ile ilgili ekstra veriler sağladı. Bu basınç erimesi olayı, ilksel olarak eşboylu olan klastik kuvars tanelerinin ve karbonat fosil parçalarının, klivaj düzlemlerine paralel bir şekilde, uzunlamasına şekiller almasına yol açıyordu (Sorby, 1879). Klivaj gösteren kireçtaşlarının mikroskopik incelemesi de tek tek kalsit kristallerinin plastik akma olayları sayesinde nasıl deforme olup klivaj yönüne doğru uzamış şekiller oluşturduklarını gösterdi. Sorby tarafından önerilen, klivaj oluşumuna yol açan olaylar şöyle sıralanabilir:

1. ilksel düzlemsel ve iğnesel minerallerin mekanik olarak yeniden yönleneşmesi.
2. Metamorfizma sırasında kristallenen minerallerin mekanik olarak yeniden yönleneşmeleri.
3. Yeni minerallerin, büyüme sırasındaki gerilimler veya deformasyon anizotropisi tarafından kontrol edilen yönler boyunca tercihli büyümeleri.
4. Tek tek minerallerin gösterdiği plastik akma ve bunun sonucunda asal yamulma yönleri ile kontrol edilen şekil anizotropisi.
5. Basınç erimesi ve yeniden çökelme sonucu kristal şekillerinde meydana gelen değişimler.

Bugün de jeologların çoğu, Sorby'nin listesinin kaya klivajını oluşturan ana etkenleri kapsadığı konusunda hemfikirdir. Tartışma, muhtemelen bu etkenlerin göreceli önemleri konusunda olur. Klivaj gelişiminde ve klivaj tipinde gözlenen çeşitliliğin muhtemel nedeni, bu etkenlerin değişik jeolojik ortamlardaki

farklı önemidir.

Klivaj üzerinde, 100 seneden daha önce yapılmış incelemelerin yüksek niteliği hakkında görüşümüz yukarıdaki sayfalarda açıkça bellidir. Arazi verilerinin öneminin bilinmesi, yamulma ölçümlerinin kritik değerinin anlaşılması ve verilerin rasyonel bir şekilde analiz edilmesi, bize değerli bir bilimsel metodoloji örneği sunmaktadır.

Bir sonraki kesime geçmeden, Maxwell'in Apalaş dağlarındaki sleytler üzerinde yaptığı çalışmalar sonucu ortaya atılan, klivajın kökeni üzerindeki yeni bazı görüşlere değinmek istiyoruz. Maxwell (1962) Apalaşlar'da klivaj gösteren sedimenter kayalardaki sedimenter veya klastik daykların her zaman sleyt klivaj düzlemlerine paralel olduğunu gözlemledi. Bunun sonucunda klivajın, tektonik tarihçenin hemen başında, sedimentlerde su miktarı daha çok yüksek iken ve sedimentler muhtemelen daha yumuşak, taşlaşmamış oldukları bir zamanda meydana geldiğini ileri sürdü; Maxwell'e göre gözenek suyunun atılması, kil parçacıklarının yönlenmesine ve böylece klivajın başlamasına neden oluyordu. Maxwell'den sonra başkaları da klivajın kökeni ile ilgili bu "su kaybı hipotezini" destekledi. Bize göre bu hipotez birçok nedenlerden geçerli değildir. Yamulma durumunun ölçülebildiği her durumda, klivajın XY asal düzlemine paralel olduğu görülmüştür. Klivaj, deformasyonun hemen başlarında oluşmaya başlasaydı, klivaj yöneliminin daha sonraki yamulma ile değişmesi gerekirdi. Ayrıca bu modelde yamulmanın artması ile klivaj şiddetinin artması arasındaki doğrusal ilişkiyi açıklamak mümkün değildir. Daha sonra göreceğimiz üzere klivaj içeren birçok kıvrımlanmış

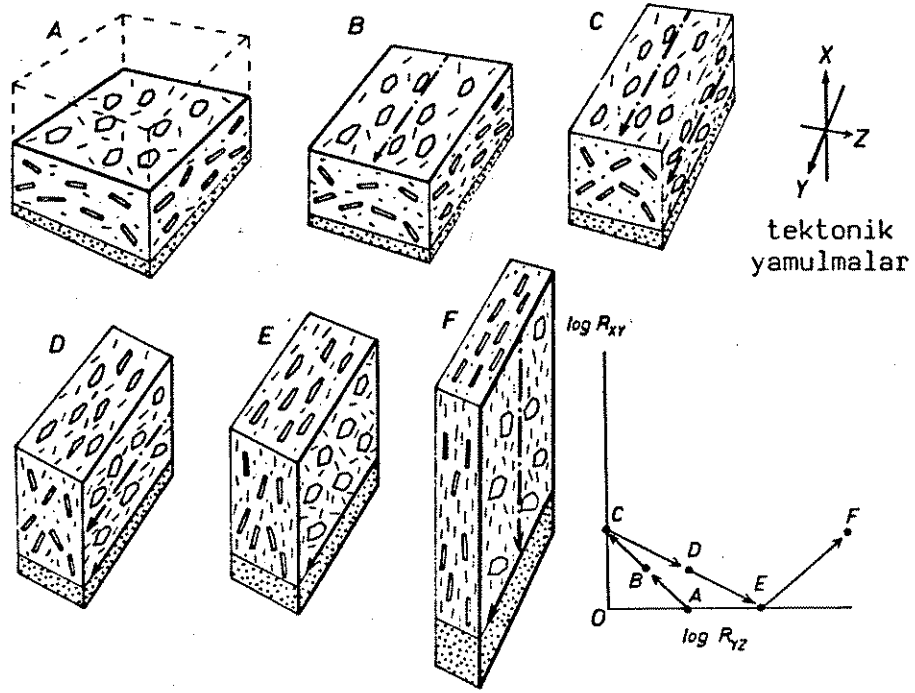
kaya, kıvrımların geometrik özelliklerine bağlı olarak nötral yamulma noktaları kapsar. Buna karşın bu noktalarda başlangıç klivajı ile ilgili hiç bir veri yoktur. Ayrıca klivaj kapsayan birçok sedimenter kayanın, klivaj oluşmadan taşlaşmış olduğuna dair birçok veri bulunmaktadır. Mesela, klivaj bazen hiçbir sapma yapmadan veya çok az saparak büyük fosil veya konglomera çakılları içinden geçer. Birçok magmatik kaya klivaj gösterir; bu klivajı "su kaybetme hipotezi" ile açıklamak çok güçtür. Son olarak, arazide yapılan ayrıntılı incelemeler, klivajın klastik daykları kestğini, yani klastik daykların klivaj öncesi oluştuğunu göstermiştir. Su kaybı ile tane yönelimi hipotezini destekleyen hiçbir arazi verisi yoktur.

Sedimenter kayaların deformasyonu sonucu doku gelişimi

Deformasyon öncesi sıkışmış bir sedimenter kayada, deformasyon sırasında çok çeşitli şekil ve yönelimde yamulma elipsoidlerinin oluşabileceğini, Soru 10.2'de görmüştük. Yamulma elipsoidinde meydana gelen değişimler kaya dokusundaki değişiklikler ile beraber gelişir; şimdi biz daha önceden sıkışmış killi bir sedimenter kayaya uygulanan tektonik yamulmanın muhtemel jeolojik etkilerini inceleyeceğiz. Burada, birbirine geçiş gösteren altı, ana doku gelişim evresi ayırt edilebilir (Şekil 10.24, A'dan F'ye kadarki evreler)

A. Deforme olmamış durum

Tektonik olarak deforme olmamış şeyl ve marnların çoğu, sedimentasyon veya diyajenetik olaylar sırasında meydana gelmiş



Şekil 10.24. Şeylin tektonik deformasyonu sırasında gelişen dokunun değişik evreleri. A, ilksel sıkılaştırılmış şeyil; B, en erken deformasyon evresi; C, kalem yapısı evresi; D, başlangıç klivaj evresi; E, klivaj evresi; F, çekme lineasyonu ile beraber klivaj.

bir dokuya sahiptir. Bu doku tabaka düzlemlerine paraleldir ve büyük düzlemsel minerallerin (muskovit gibi) tabakalanmaya paralel olarak duraylı hidrodinamik yönlenmesinden ve belki de daha önemli olarak çamurda yeralan kil minerallerinin, üstten gelen basınç ve gözenek suyunun atılması sonucu, diyajenetik sıkılaştırması ile oluşur. Bu birincil düzlemsel doku, tabakalanma düzlemi ayrılması (bedding plane fissility) olarak bilinir.

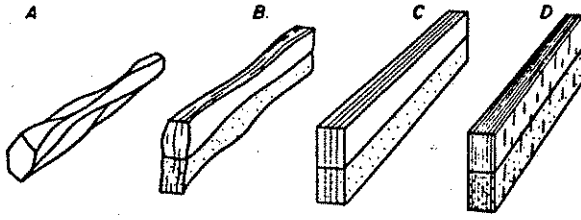
B. En erken deformasyon evresi

Tektonik deformasyonun en erken evrelerinde tabakalanma yüzeyine kabaca paralel bir kısalma meydana gelir. Bu deformasyonla beraber, gözenek boşluklarının mekanik olarak kapanması ve gözenek suyunun atılması ile oluşan önemli bir hacim kaybı

olur. Bu deformasyonun etkisini bir süngerin sıkılmak olayı ile karşılaştırabiliriz: Z- kısalma yönüne dik X tektonik yönünde oluşan uzama, kısalma miktarına göre azdır. Hacim kaybı yüzünden bu uzama hiçbir şekilde kısalmayı karşılamaz. Şeyde gözlenen tabaka düzlemi ayrılması hafifçe değişir; Düzlemsel elemanların (X-yönünde uzama sebebi ile) tektonik Y eksenine etrafında hafifçe dönmeleri ile tabakalanmaya paralel doku daha az belirgindir. Çizgisel minerallerin Y-tektonik eksenine doğru hafifçe dönmeleri sonucu, çok zayıf bir çizgisel yönelim gelişir. Kayanın şimdi tabakalanma düzlemine paralel zayıf bir düzlemsel dokusu ve çok zayıf (muhtemelen tanınması mümkün olmayan) bir çizgisel dokusu vardır.

C. Kalem yapısı

ilerleyen tektonik yamulma ve gözeneklerin daha da azalması ile meydana gelen hacim kaybı sonucunda yamulma elipsoidi git-tikçe daha uzun bir şekil alır ve sonunda tek eksenli uzun veya puro şekilli bir elipsoide dönüşür. Bu elipsoidin uzun eksenine tektonik Y-yönüne paraleldir. Bu evrede tektonik kısalma az, fakat XZ asal düzlemindeki diyajenetik sıkılaşmayı karşılayabilecek miktardadır. 2:1:1 aksenal oranlarında elipsoid şekilleri bu evre için tipiktir ve genellikle tektonik kısaltmalar %10 ile %25 arasındadır. Bu evrede oluşan mineral dönmeleri kayada mekanik zayıflık yaratacak bir doku meydana getirir. Kaya tipik bir kalem yapısı (pencil structure) oluşturacak uzunlamasına parçalara ayrılır (Şekil 10.24C, 10.25A, 10.26). Bu yapı bazen kalem klivajı olarak adlanır fakat bu terimin kullanılmasını, gerçek bir kalem



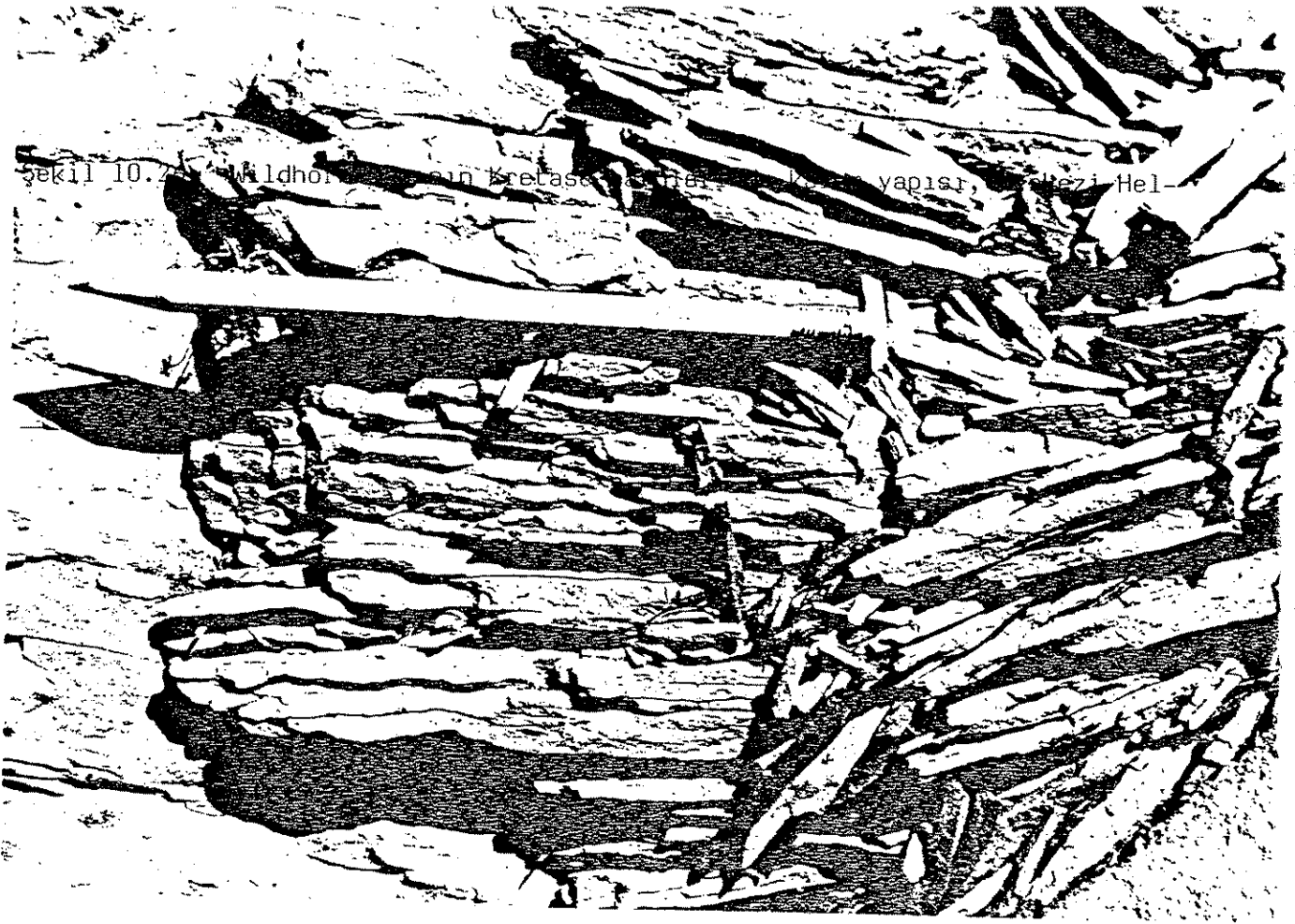
Şekil 10.25. Şeylin gelişen deformasyonu sırasında oluşan çizgisel doku tipleri. A, C evresi kalem yapısı; B, D evresi başlangıç klivajı ile tabakalanma kesişmesi ile oluşan düzensiz yönelimli kesilmeli kalem yapısı; C, E evresi düzenli kesilmeli kalem yapısı; D, F evresi, çekme-lineasyonu ile beraber kuvvetli klivaj ve düzenli kesilmeli kalem yapısı.

yapısının düzlemsel klivaj elemanları içermediği için, tavsiye etmeyiz. Kalem yapısı en iyi olarak homojen killi kayalarda meydana gelir. Kalem yapılarının enine kesitleri düzensiz çok kenarlı veya eğri düz çizgilidir (Şekil 10.25A, 10.26). Eğer kayada kıvrımlar bulunuyorsa, kalem yapısı genellikle kıvrım eksenlerine kabaca paraleldir.

D. Klivajın başlangıç evresi

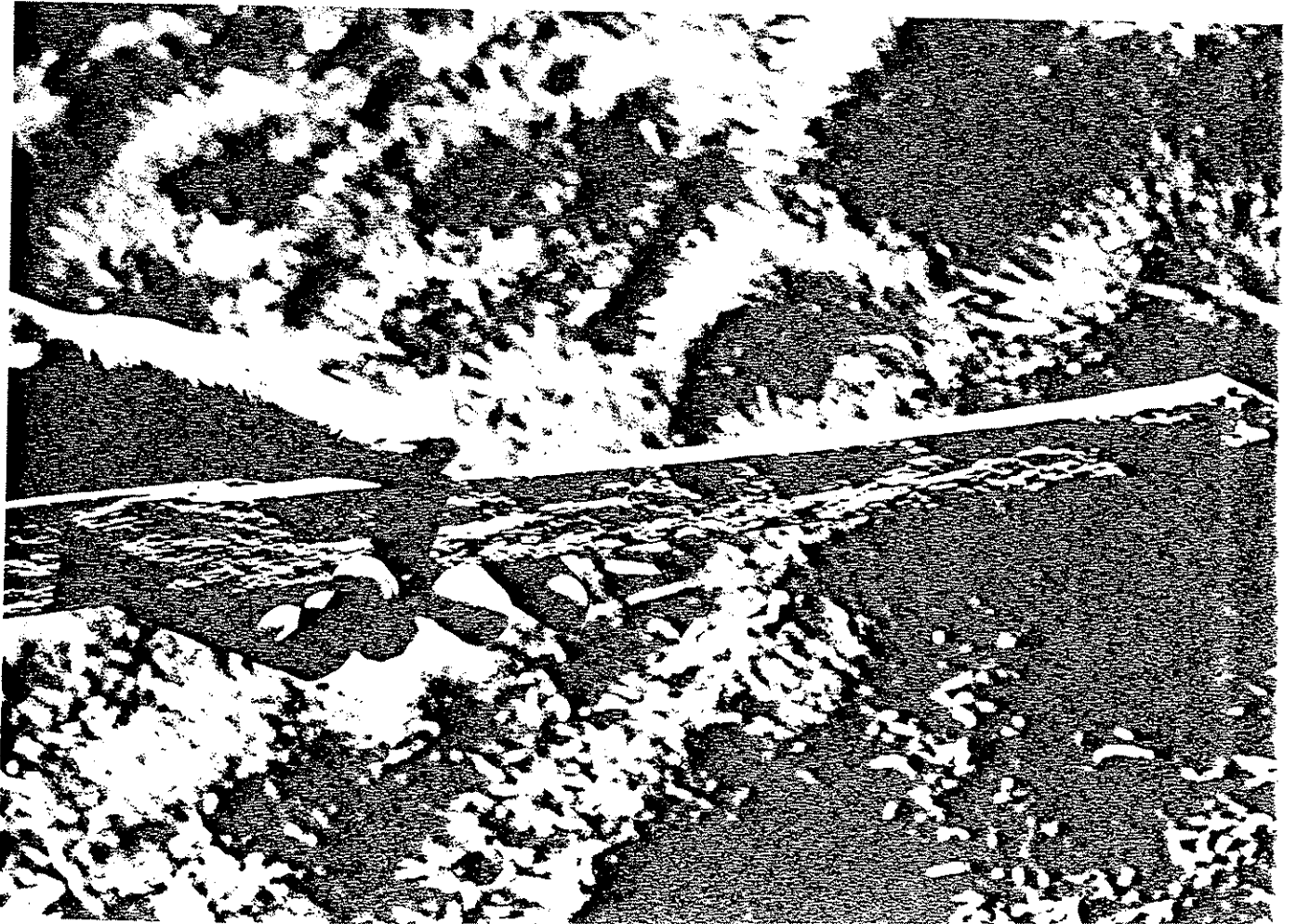
ilerleyen tektonik yamulmada bu evre, yamulma elipsoidinin puro tipi şeklinin değişmesi ve elipsoidin tedrici bir şekilde logaritmik yamulma diyagramının görünür ezilme bölgesine ilerlemesi ile tanımlanır (Şekil 10.24, evre D). Bu değişimler tektonik Z-yönünde ilerleyen kısalma ve X-yönünde ilerleyen uzama ile meydana gelir. Sonlu elipsoidin XY düzlemi (bu düzlem A,B,C evrelerinde tabaka düzlemi ile çakışıyordu) şimdi tabaka düzlemini kesmekte ve tektonik XY düzlemi ile çakışmaktadır fakat sonlu elipsoidin X ve Y eksenleri, sırasıyla tektonik Y ve X yönleri ile çakışır. Bu evrede mineral dönmeleri (ve muhtemelen yeni tabaka-silikat minerallerinin büyümesi) tabakalanmayı kesen zayıf bir klivajın oluşmasına yol açar; bu klivaj tektonik Y yönüne paralel zayıf bir kalem yapısı ile beraber bulunur. Bu

Şekil 10.25. Wildhorn napının Kretase marnlarında kalem yapısı, merkezi Hel-



Şekil 10.26. Wildhorn napının Kretase marnlarında kalem yapısı, merkezi Helvetik Alpleri, Valais, İsviçre.

Şekil 10.27. Kesişmeli kalem yapısı.



zayıf klivaj tabakalanmayı keserek, kabaca gelişmiş bir kesişmeli kalem yapısının (intersection pencil structure) (Şekil 10.24D, 10.25B) oluşmasına yol açabilir; bu çizgisel yapı da çevredeki kıvrımların kıvrım eksenine paraleldir. Kesişmeli kalem yapısının ilk oluştuğu sıralarda, bu yapı gerçek kalem yapısına paralel olabilir; fakat iki yapı köken olarak birbirinden farklıdır. Bazen gerçek kalem yapısının kesişmeli kalem yapısına hafifçe verev olduğu gözlenebilir.

Klivajın bu oluşum evresinde, doku, kayanın işlenebilecek sleyt niteliği kazanacak kadar, kuvvetli gelişmemiştir.

E. Klivaj evresi

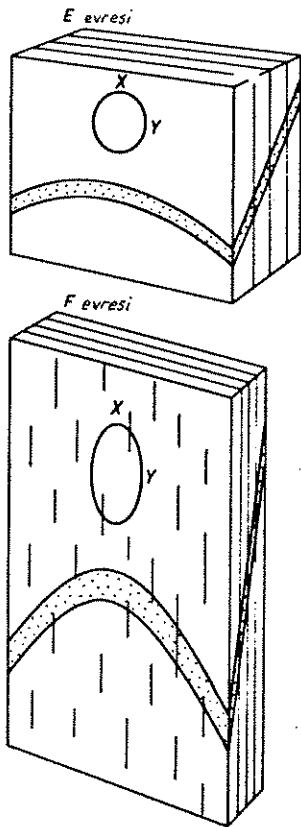
Deformasyonun bu evresinde tektonik yamulmanın tesiri, tabakalanmayı kesen düzlemsel bir klivajı, kayanın ana dokusu yapabilecek etkinliktedir. Düzlemsel ve çizgisel mineraller klivaj düzlemine göre yönlenmiştir fakat klivaj düzlemlerinde genellikle herhangi bir mineral lineasyonu izlenmez. Bunun sebebi sonlu yamulma elipsoidinin şimdi tek eksenli yuvarlak bir pastaya benzeyen bir şekle sahip olmasıdır. Bu evrede gözlenen çizgisel dokular kesişmeli kalem yapılarıdır (Şekil 10.24E, 10.25C, 10.27) ve gerçek kalem yapısından farklı olarak, bu yapıların enine kesitleri, iki düzlemsel yüzeyin (tabaka ve klivaj) kesişmesine bağlı olarak, çok düzgündür (Şekil 10.25C). Kesişme lineasyonları, klivaj oluşturan deformasyon sırasında meydana gelmiş kıvrımların eksen çizgilerine genellikle paraleldir (Şekil 10.21).

Bu evrede, kaya dokusu genellikle, kiremit olarak kullanılacak nitelikte sleyt oluşturacak kadar kuvvetli ve düzen-

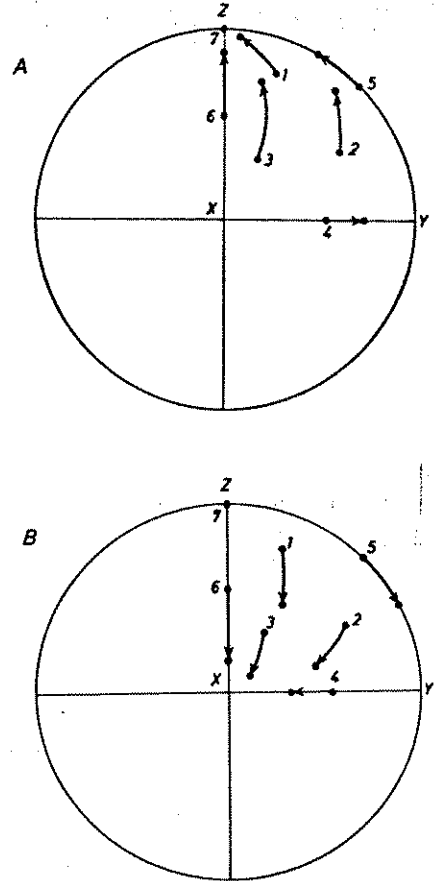
lidir. Fakat bu durum kesişmeli kalem yapısının veya önemli klivaj kırılması yaratacak kadar litolojik farklılıkların olduğu bölgelerde geçerli değildir.

F. Çekme-lineasyonu ile beraber kuvvetli klivaj

Bu son tektonik evrede düzlemsel klivaj gelişimi gittikçe mükemmelleşir ve bununla beraber klivaj düzlemlerinde tektonik



Şekil 10.28. E klivaj evresinden, F çekme-lineasyonlu kuvvetli klivaj evresine geçerken klivaj-tabakalanma kesişme lineasyonunun yöneliminin değişmesi.



Şekil 10.29. Homojen yamulma sonucu ($R_{xy}=R_{yz}=2.0$) düzlemlerin kutuplarında (A) ve çizgilerde (B) meydana gelen yönelim değişiklikleri.

X-yönüne paralel, gittikçe kuvvetlenen bir çizgisel yapı gelişmeye başlar (Şekil 10.24F, 10.25D). Bu çizgisel yapı sleyt klivajı yüzeylerinde değişik yönlerde değişik parçalanma özelliklerine yol açar. Çok kuvvetli lineasyon gösteren sleytler kiremit olarak kullanılmaya müsait değildir. Gelişimin bu evresinde birçok sleyt, tabaka ve klivaj yüzeylerinin kesişmesi ile oluşan bir kesişme lineasyonu da gösterir. Bu kesişme lineasyonu genellikle Y-yönü ile bir açı yapar ve X yönündeki çekme-lineasyonuna yakın bir yönelimi olabilir; birçok durumda ise düzgün klivaj yüzeyleri üzerinde inişli çıkışlı şekiller alır. Kesişme lineasyonun yönelimindeki bu farklılık şöyle açıklanabilir: bu evrede klivaj düzlemi üzerinde R oranı yüksek olduğu için (E evresinde bu oran yüksek değildi), tabaka yönelimindeki hafif farklar, R oranının büyüklüğüne bağlı olarak, klivaj-tabaka kesişme açılarında önemli değişikliklere yol açar. Rejyonal yamulmaların büyük olduğu ve Z-yönünde kısılmanın %60'ı geçtiği durumlarda geniş bölgelerde klivaj-tabaka lineasyonunu maksimum uzama yönüne paralel olarak izlemek, seyrek rastlanan bir olay değildir.

Dokuların önemi üzerinde bu incelememizi bırakmadan önce, bu bölümde incelediğimiz yapıların kayanın her tarafını etkilediğini ve geçirgen olduğunu belirtmek isteriz. Klivaj olarak tabir edilen fakat süreksiz veya geçirgen olmayan dokular da (krenülasyon klivajı, çatlak klivajı gibi) bulunmaktadır fakat bunların kökeni ve mekanik önemi yukarıda incelediğimiz sleyt klivajı ve şiztoziteden farklıdır. Bu tip dokuları ikinci ciltte inceleyeceğiz.

Üç boyutlu yamulma sonucu düzlem ve çizgilerin yöneliminde meydana gelen değişiklikler

Cevap 10.3

Birden yediye kadar düzlem kutuplarının ilksel ve yeni konumları Şekil 10.29A'daki eşalan izdüşümünde gösterilmiştir. Yeni yönelimler ile ilgili rakamsal değerler şöyledir:

	Doğrultu	Eğim
1.	100°	85°GB
2.	131°	78°GB
3.	106°	64°GB
4.	0°	63°B
5.	117°	Dik
6.	90°	76°G
7.	90°	Dik

Yamulma elipsoidinin k-değeri 1.0'dır. Düzlemlerin kutupları maksimum kısalma eksenine (Z) doğru hareket eder fakat Y eksenine doğru da bir hareket bileşeni olduğu için, Z eksenine olan hareket en kısa açısal yoldan değildir. ilksel olarak asal yamulma düzlemlerine düşen kutuplar bu düzlemlerde kalır ve bu düzlemdeki en kısa yamulma eksenine doğru hareket eder. Kutupları, bir asal sonlu yamulma eksenine paralel olan düzlemler, konumlarını değiştirmez.

Eğer çok sayıda ve ilksel olarak rasgele konumlu düzlemler bulunsaydı, deformasyon sonucu bu düzlemlerin kutuplarının dağılımında X-ekseni etrafında bir incelme, Y-ekseni etrafında bir yoğunlaşma ve Z-ekseni etrafında çok kuvvetli bir yoğunlaşma gözlerdik.

Cevap 10.4

Deforme olmuş çizgilerin yeni konumları Şekil 10.29B'deki izdüşümde gösterilmiş ve rakamsal veriler aşağıda verilmiştir:

	Yönlem	Dalım
1.	36°	51°
2.	74°	52°
3.	49°	79°
4.	90°	63°
5.	63°	0°
6.	0°	76°
7.	0°	0°

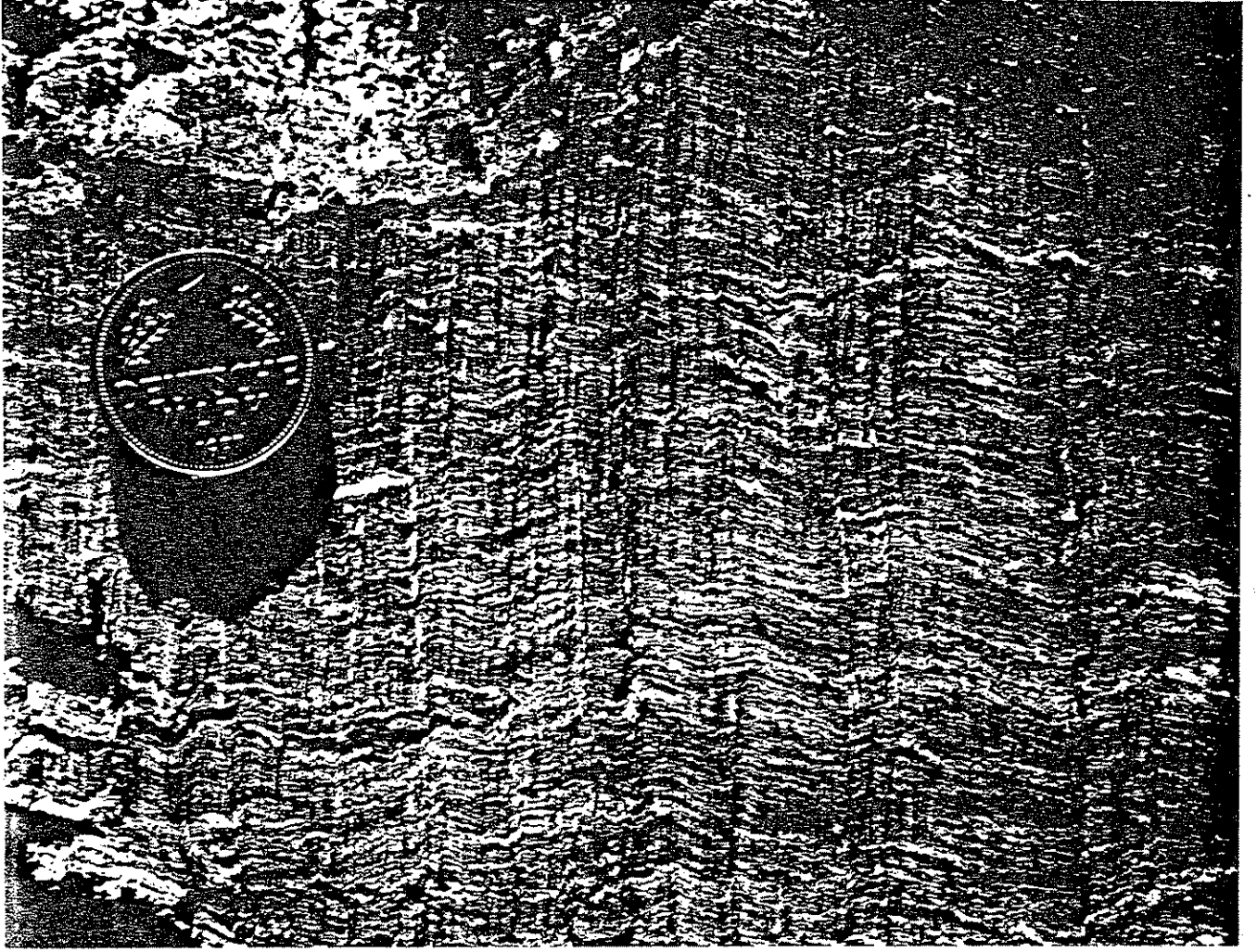
Çizgisel elemanlar maksimum uzama eksenini X'e doğru hareket ederler fakat Y-eksenine doğru da bir hareket bileşeni bulunmaktadır. Bir asal düzleme düşen çizgi kutupları bu düzlemde en büyük uzama eksenine doğru hareket eder; asal yamulma yönlerine paralel olan çizgiler konum değişikliği göstermez.

Rasgele konumlu çizgiler, deformasyon sonucu Z-ekseni etrafında bir seyrelme, Y-ekseni etrafında yoğunlaşma ve X-ekseni etrafında çok yüksek bir yoğunlaşma gösterir.

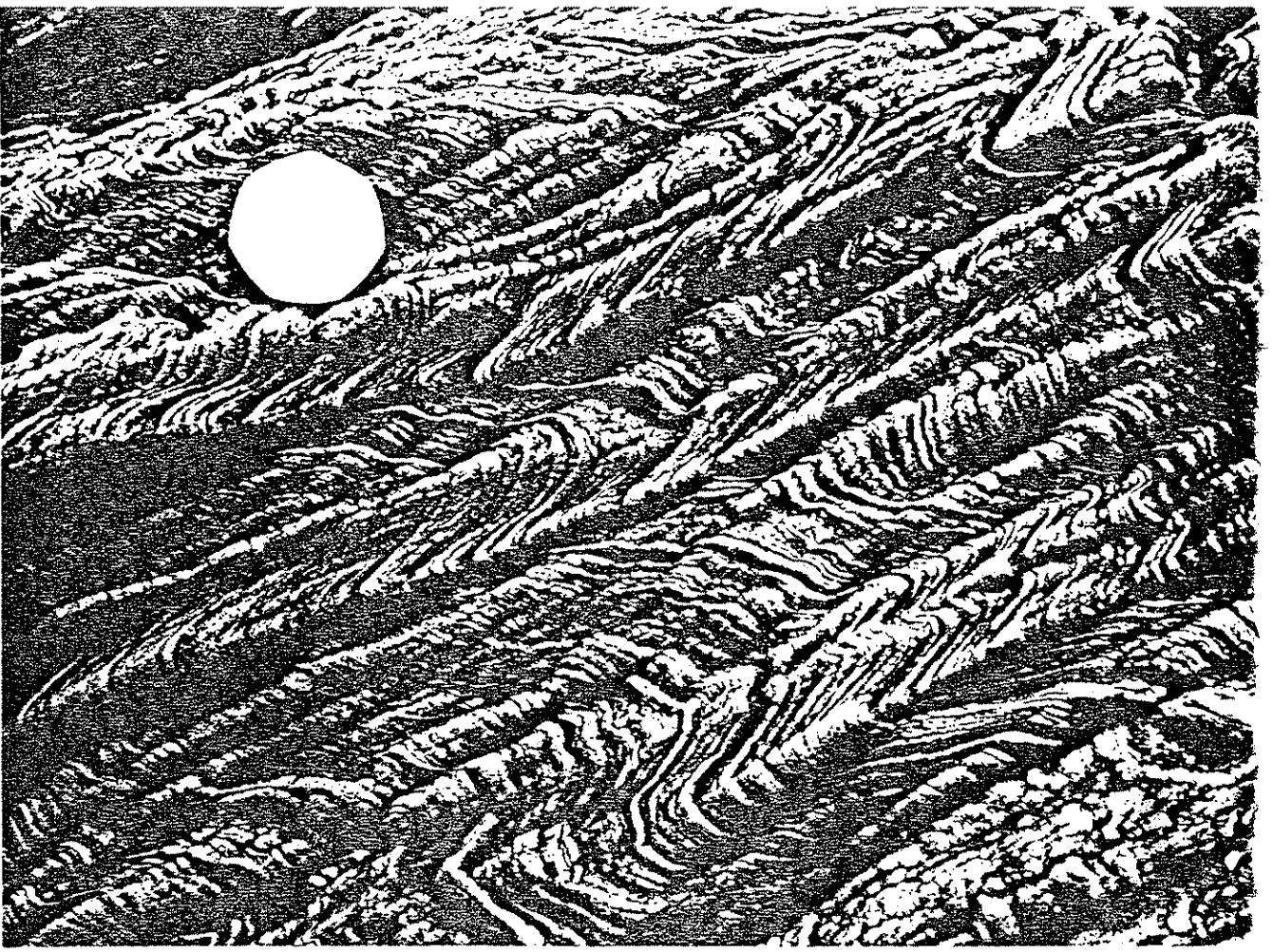
Buruşma klivajı (crenulation cleavage)

Mikrokıvrımlanma, katmanlanmanın veya daha önceden varolan bir dokunun, yeniden başka düzlemsel veya yarı düzlemsel yönlere doğru yönelimini sağlayabilir; bu yeni yönler, daha önce sleyt klivajı ve şiztozite tartışılırken görüldüğü gibi, büyük ölçekli kıvrımlarla belirli bir ilişki gösterir. Bu şekilde oluşan yaygın bir doku çeşidi buruşma klivajı veya eski adı ile kayma (strain slip cleavage) klivajıdır. Bu yapı daha önceden varolan klivaj veya şiztozite gibi bir tektonik dokuda veya daha seyrek olarak ince sedimenter laminalarda, düzenli mikrokıvrımların gelişmesi ile meydana gelir. Mikrokıvrımların genellikle benzer kıvrımlara benzeyen şekilleri vardır ve simetrik (Şekil 20.44, 20.45) veya asimetrik (Şekil 20.48, 20.49) şekiller gösterebilirler. Benzer kıvrım şekli, ilksel laminasyon veya klivaj düzlemleri arasındaki mesafede mikrokıvrımlanma sırasında değişiklik olduğunu gösterir; bu mesafe kıvrım eksenini çevresinde artmış, kıvrım kanatlarında ise azalmıştır (Şekil 20.45, 20.48). Buruşma klivajı yapısı, birbirini düzenli izleyen eksen ve kanatlardan dolayı kayaya genellikle bantlı bir görünüm kazandırır. Kayaya bir çekiç ile vurulduğunda, kaya, düzlemsel minerallerin yarı-paralel dizildikleri kıvrım kanatları boyunca parçalanır. Bu belirgin fakat aralıklı klivaj yüzeyleri nedeni ile buruşma klivajı, sleyt klivajı veya şiztoziteden farklı olarak, geçirgen olmayan bir yapı (non-penetrative structure) olarak adlanır. Aralıklı klivaj yüzeyleri genellikle basınç erimesi olayları ile daha belirgin bir hale gelmiştir; kıvrım kanatlarının "çözülemeyen" tabaka-silikat minerallerince göreceli olarak zenginleşmesi ve

Şekil 20.44. Sleyt içinde küçük ölçekli buruşma klivajı. Rheinisches, Schiefergebirge, Kuzey Almanya.

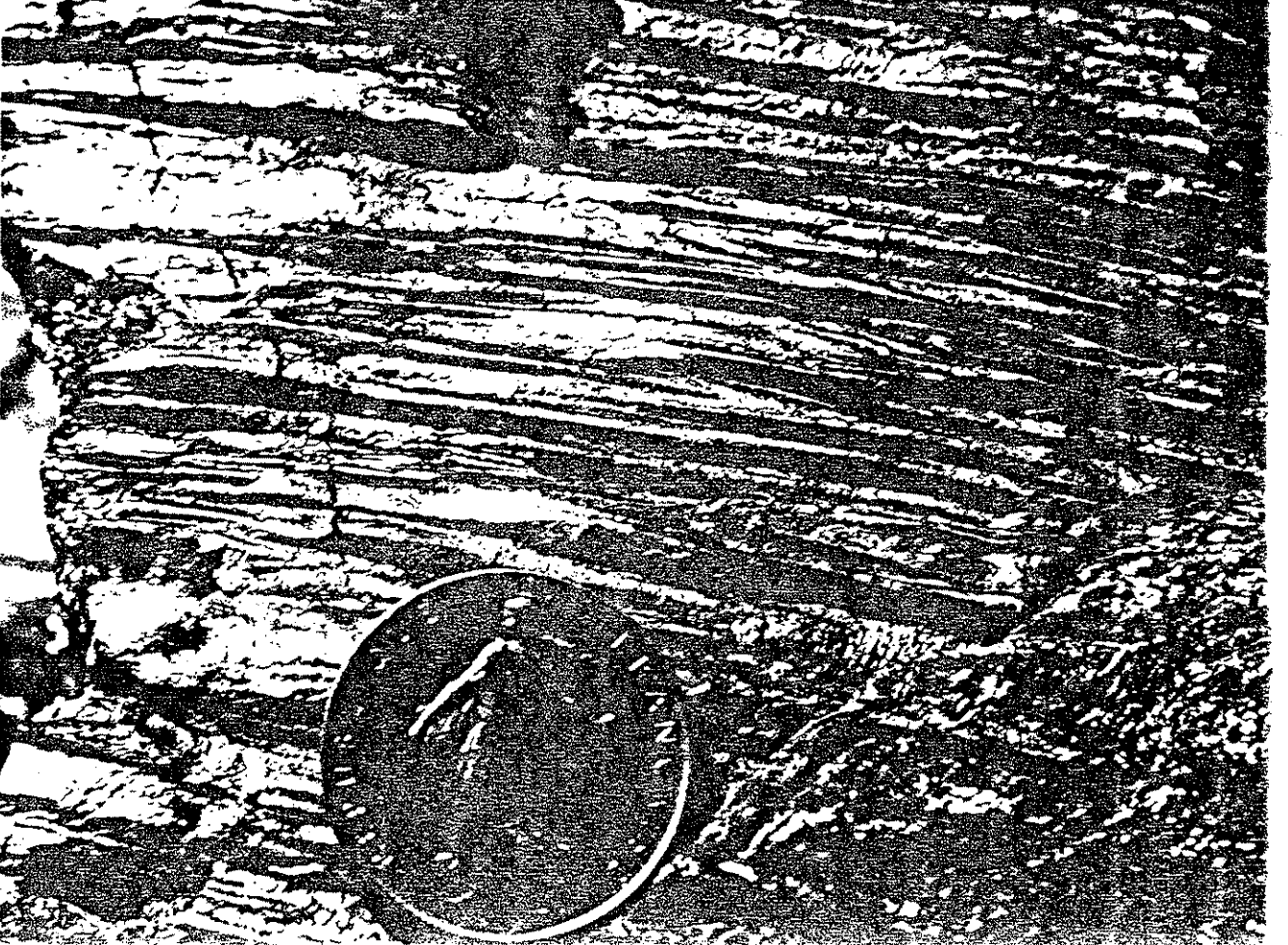


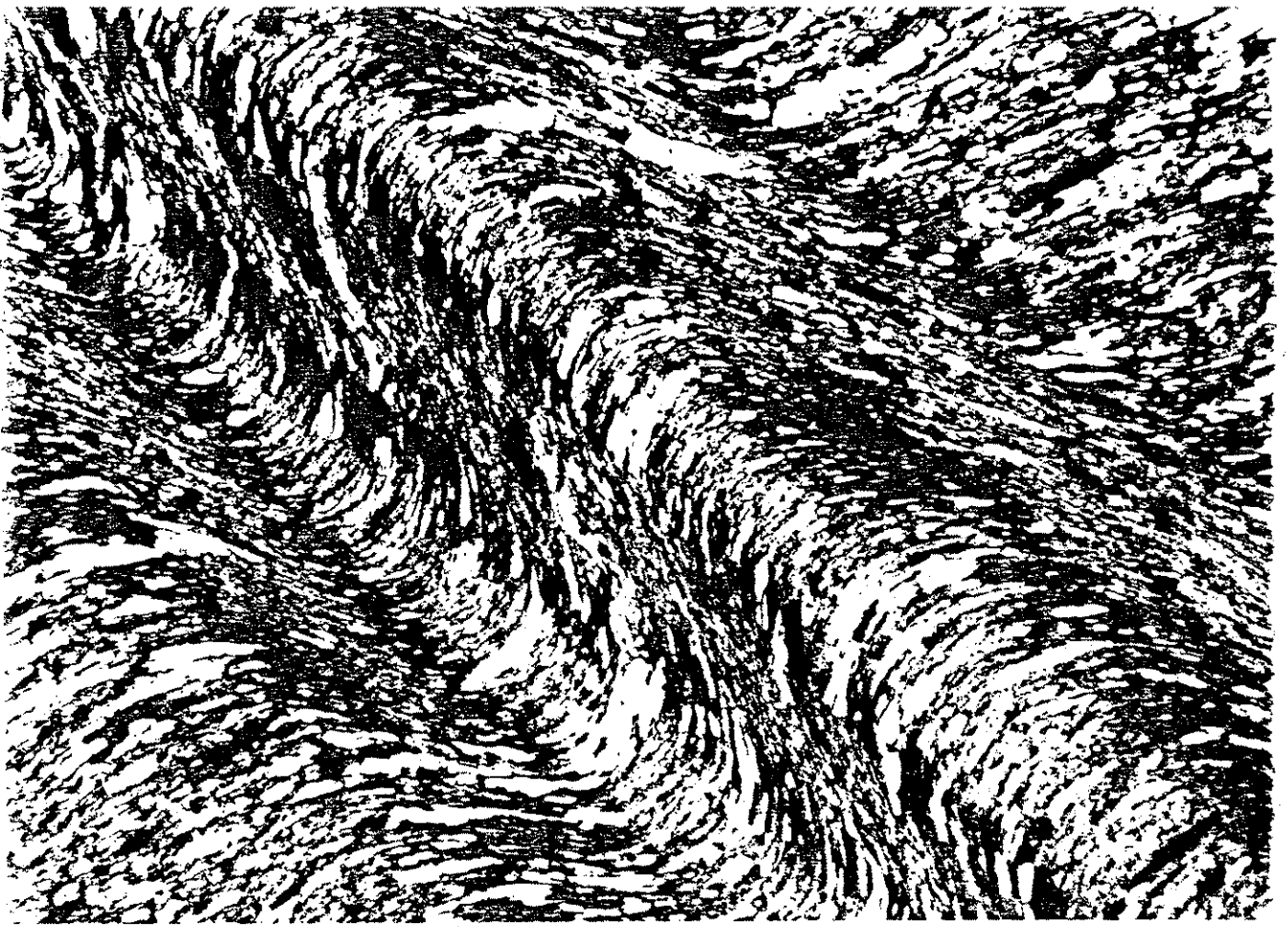
kuvars, kalsit gibi "çözülebilir" minerallerce fakirleşmesi yaygın gözlenen bir olaydır (Şekil 20.47). Bu yüzden buruşma klivajı sık sık, kıvrım kanatları boyunca gelişen basınç erimesi ve stilolitlerin yarattığı tektonik kökenli bir bantlaşma (tectonically formed striping) ile beraber gözlenir (Şekil 20.45, 20.48). Komşu buruşma klivajı kıvrımlarının eksen yüzeyleri kink kıvrımlarının bazı özelliklerini yüzeysel olarak andıran, birbirlerine yakınlaşma veya uzaklaşma gösterebilir (Şekil 20.49); fakat bunların birbirlerini kesen konjugat klivajlar olarak gelişmeleri seyreklerdir.



Şekil 20.45. Laminalı ve klivajlı bir metaseyde simetrik buruşma klivajı. Kıvrımların kanatlarındaki kuvvetli basınç erime zonlarına (koyu) ve kuvarsin yoğunlaştığı açık renkli kıvrım eksen kesimlerine dikkat edin. Rhoscolyn, Anglesey, Kuzey Galler.

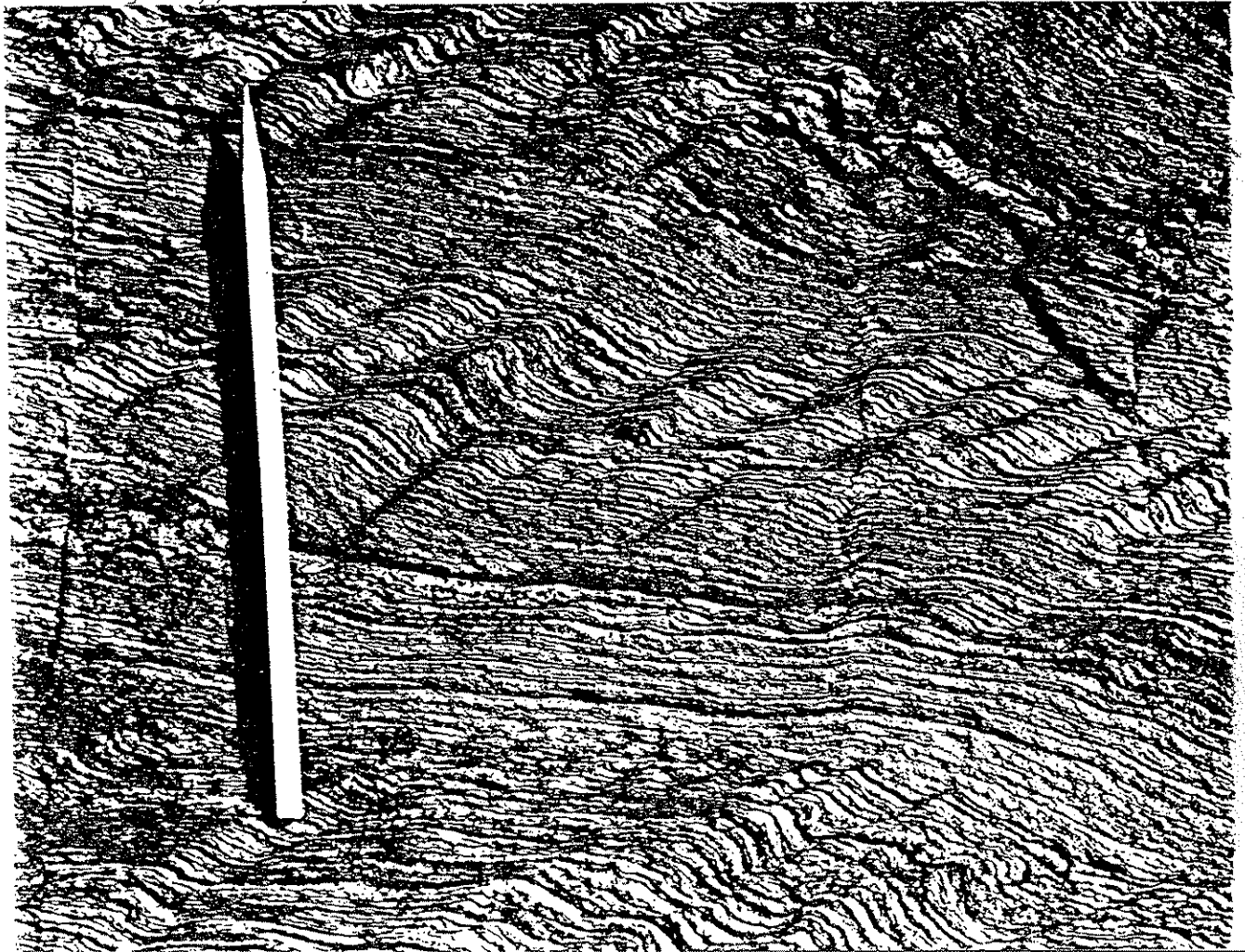
Şekil 20.46. Şist içinde buruşma klivajı mikrokıvrımlarına ait eksen zonlarının tipik görünümü. Col de Galibier, Batı Alpler, Fransa.

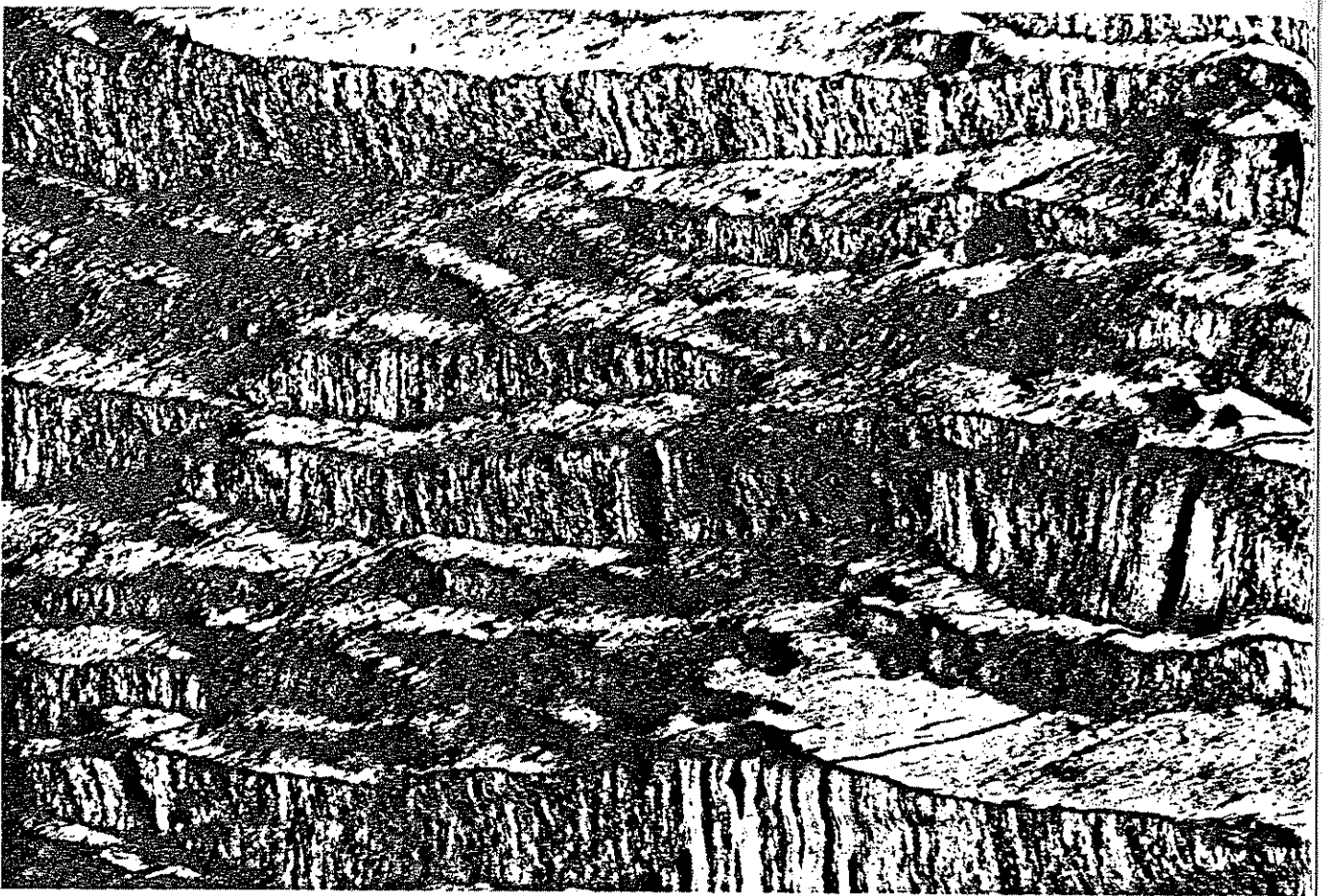




Şekil 20.47. Deformasyona uğramış bir şistte buruşma klivajı kıvrımlarının ince kesiti (x100). Kuvars oranı kıvrımların kanatlarında basınç erimesi olayı sonucu azalmıştır. Lukmanier Boğazı, merkezi İsviçre Alpleri.

Şekil 20.48. Bir ana kıvrımın kanadında gelişmiş asimetrik buruşma klivajı (kıvrımın eksen zonundan alınmış Şekil 20.45 ile karşılaştırın). Rhoscolyn, Anglesey, Kuzey Galler.





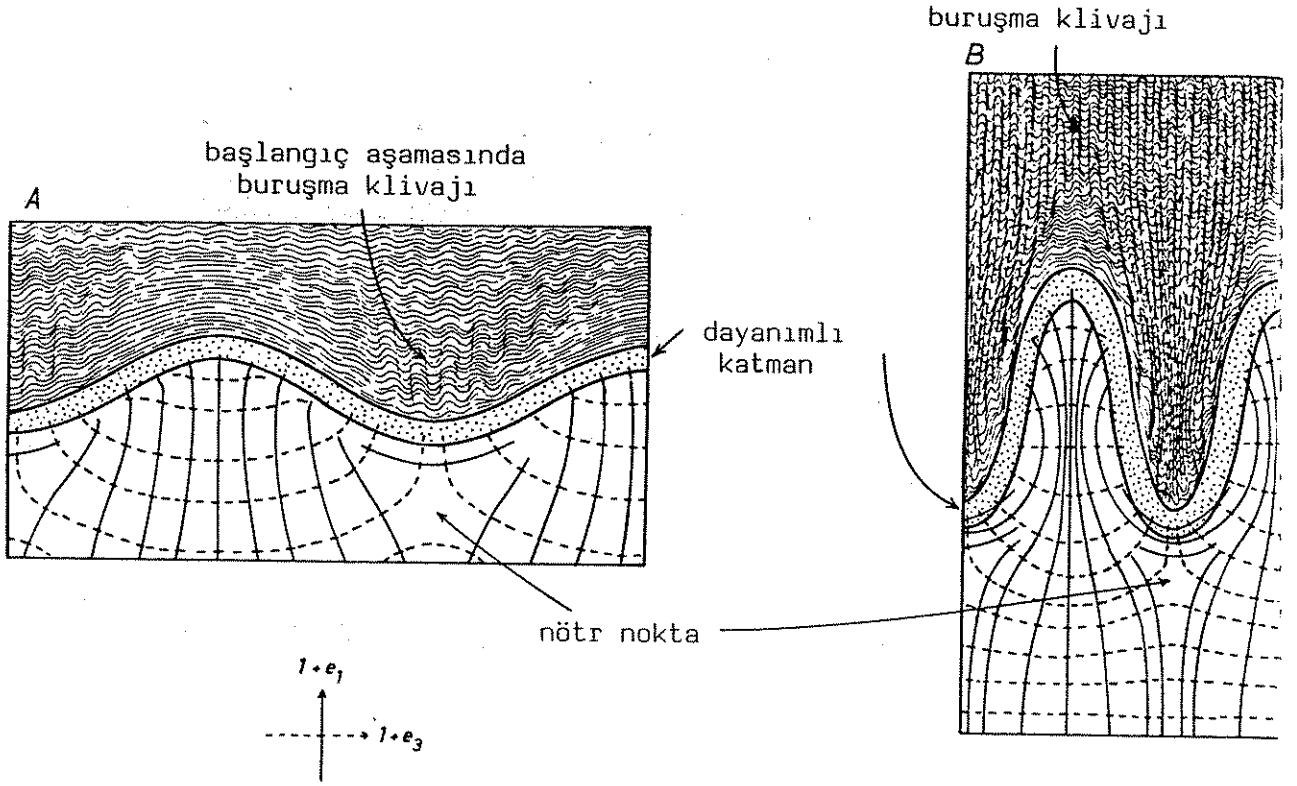
Şekil 20.49. Bir klorit-manyetit şistte asimetrik buruşma klivajının ince kesiti. Unst, Shetland Adaları, İskoçya.

Buruşma klivaj düzlemlerinin aralıklarına kıvrım dalga boyunun büyüklüğüne bağlıdır. Şist, veya mikaca zengin gnays gibi iri taneli kayalarda, kıvrım kanatları arasındaki mesafe oldukça fazla olabilir (1 cm) fakat şeyl, sleyt ve ince taneli fillatlarda buruşma aralıkları çok daha ufaktır (1 mm) ve kıvrım yapısının özellikleri en iyi olarak bir büyüteç veya mikroskop vasıtasıyla anlaşılabilir.

Buruşturmayı oluşturmak için kıvrımlanan yüzey, mikrokıvrımların eksen bölgelerini temsil eden hafif kırışmalar içerir. Arazide bulutlu bir günde gözükmeyen bu kırışmalar, güneşli, açık bir günde farklı yönlerde yönlendirilmiş mikaların oluşturdukları farklı yansımalarla çok belirgindir (Şekil 20.46). Mikrokıvrımların eksen yönleri aynı deformasyon sonucu oluşan büyük ölçek-

teki kıvrımların eksenlerine paralel olabilir; fakat bu paralellik her zaman geçerli değildir. Buruşma klivajının genellikle daha önceden varolan bir tektonik klivaj içinde geliştiği, ve tektonik klivajın genellikle tabaka yüzeylerini kestiği düşünülürse, tabakalanma ve eski klivajın (buruşma klivajını yaratan deformasyon sırasında) farklı eksen yönlerinde kıvrımlanmasının mümkün olduğu anlaşılır. Böyle bir durumdaki geometrik ilişkiler 22. Bölümde daha ayrıntılı incelenecektir.

Buruşma klivajının gelişimi için basit bir model Şekil 20.50'de gösterilmiştir. Burada kuvvetli bir anizotropi içeren dayanımsız bir madde ile sarılmış dayanımlı tek bir katmanın bükülmesi gösterilmektedir. Dayanımlı katmanın üstünde ufak ölçekteki krenülasyonun geometrisi, altında ise sonlu yamulma yörüngeleri işaretlenmiştir. Buruşma klivajı olayının başlangıcında (A) anizotropiye paralel olarak gelişen kısılma, dayanımlı katman kıvrımlarının iç yayında mikrokıvrım duraysızlıkları yaratacaktır. Kısılma devam ettikçe (B) bu kıvrımların şiddeti artacak, dalga boyları kısılacaktır. Doğal kıvrımlarda yapılan gözlemler, kıvrım kanatlarının artan kısılma sonucu çizgi dönmeleriyle yönelim değiştirdiğini göstermiştir. Kıvrım kanatlarının sonlu yamulma elipsoidinin XY düzlemine paralel oluştukları düşünülse bile, yüksek yamulmalarda bu paralellığın tümüyle geçerli olması az bir ihtimaldir; fakat, buna rağmen kıvrım kanatları XY düzlemine yakın bir konumda olacaktır. Buruşma klivajlarının oluşturdukları yelpaze tipi şekiller, sleyt klivajı ve şiztozitenin gösterdiği klivaj yelpazelerine geometrik benzerlik gösterir (Şekil 20.51, 20.52). Sleyt klivajında olduğu gibi, dayanımlı

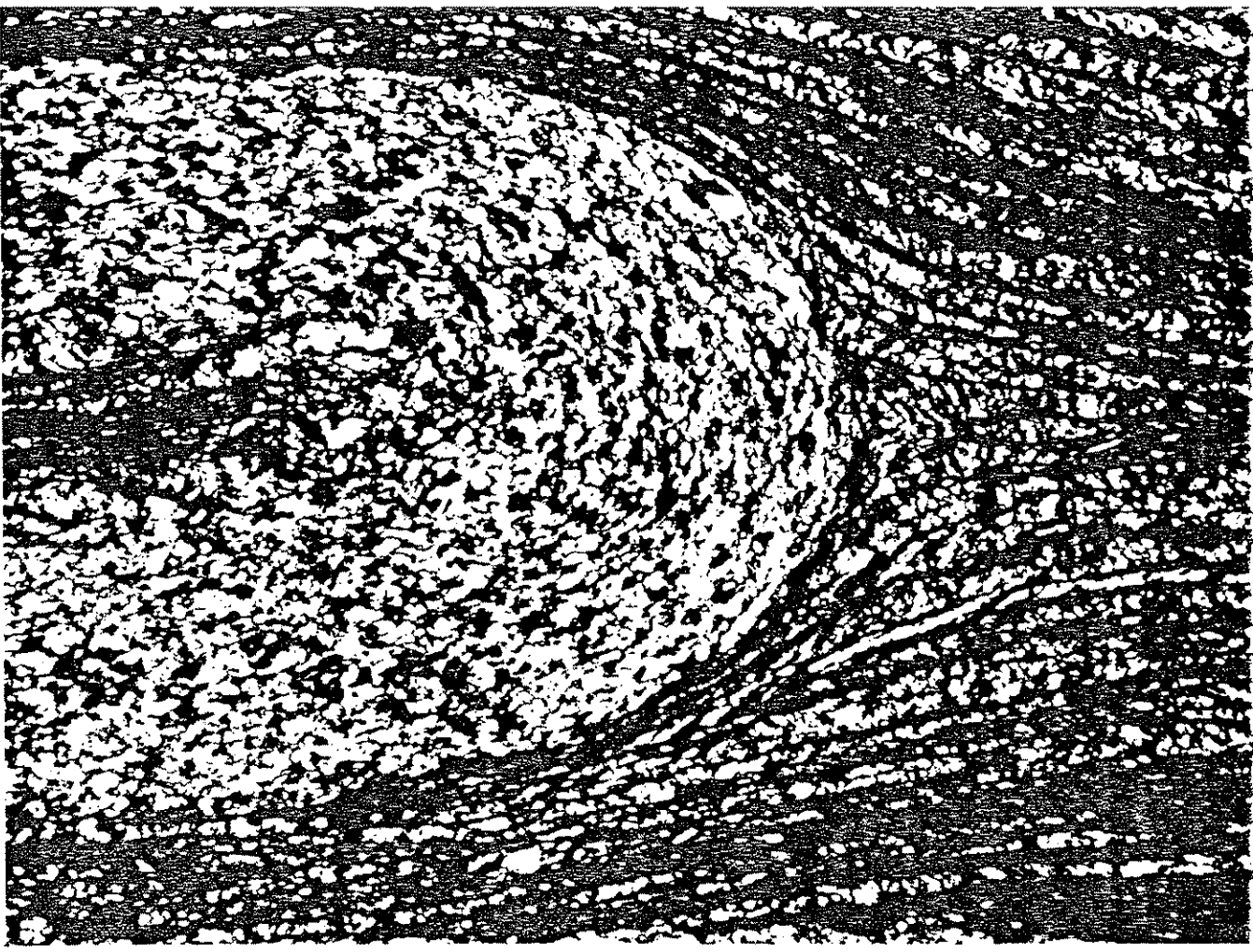


sonlu yamulma yörüngeleri

Şekil 20.50. Kuvvetli bir anizotropi gösteren bir malzeme içinde dayanımlı bir katmanın bükülmesi sonucu simetrik ve asimetrik buruşma klivajının gelişim şekli.

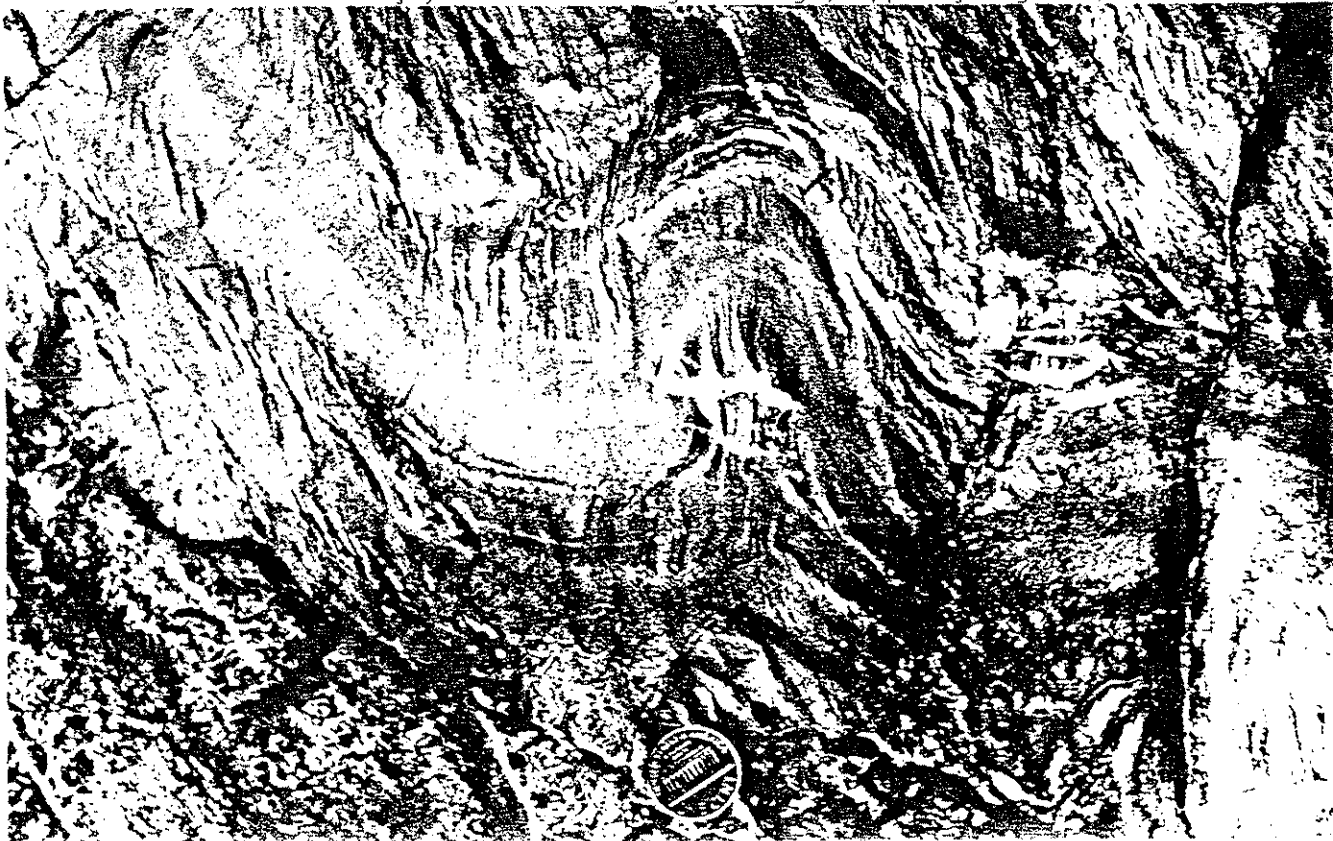
Şekil 20.51. Bir kumtaşı bandı içeren metaşevilde gelişmiş değişken yönelimli buruşma klivajı. Klivaj değişimlerini Şekil 20.50'dekilerle karşılaştırın. Columkille, Batı Donegal, İrlanda.





Şekil 20.52. Bir sleyt içinde bükülmüş bir silttaşı katmanının etrafında gelişmiş buruşma klivajının ince kesiti (x100). Ayrılan klivaj yelpazesine ve buruşma kıvrımları arasındaki koyu basınç erimesi zonlarına dikkat edin. Hope Cove, Güney Devon, İngiltere.

Şekil 20.53. Klivaj yelpazeleri ve basınç eriyiği bantlaşması gösteren kıvrımlı kırıntılı karbonatlar ve şeyller. Blue Ridge Village, Appalaş dağları, U.S.A.



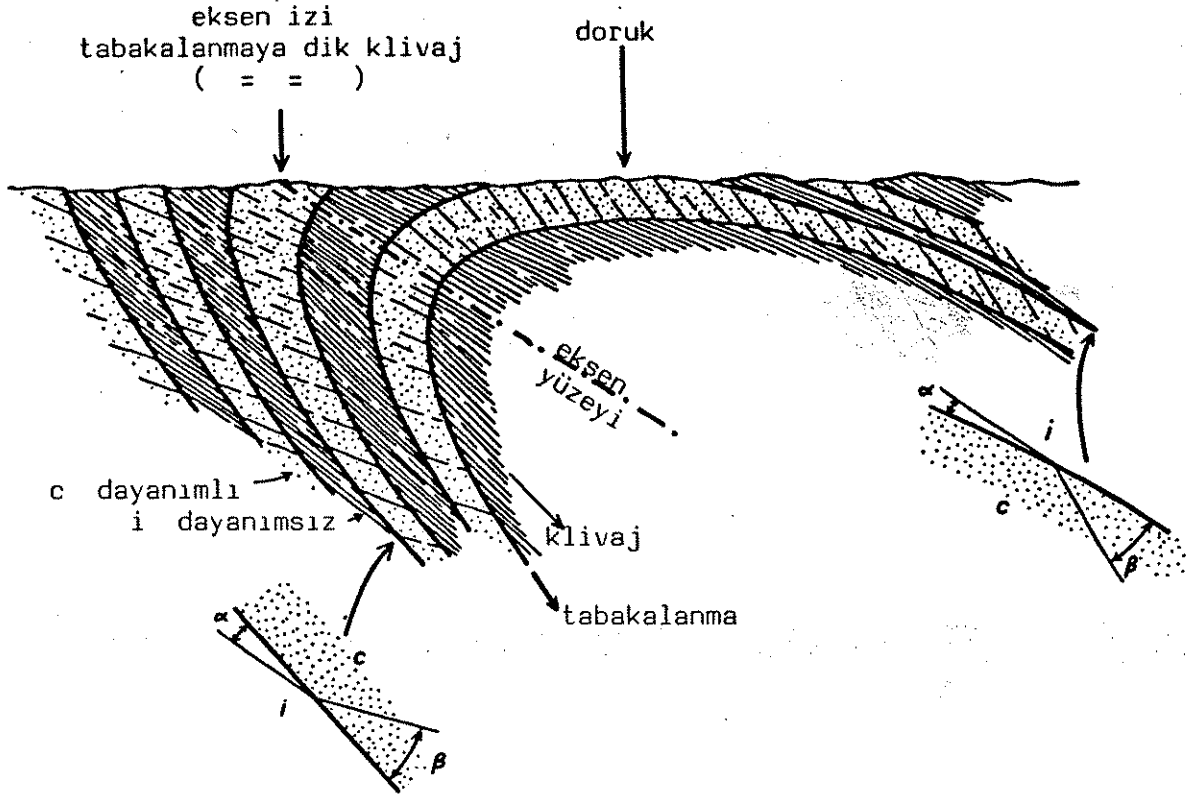
katman kıvrımlarının dış yay kesimindeki bazı bölgelerde buruşma klivajının şiddeti, kayadaki şiddetinden çok daha düşüktür; bu bölgeler düşük sonlu yamulmanın lokalize olduğu kesimlerdir (Şekil 20.50B, 20.53). Buna karşılık, dayanımlı katmanların iç yayındaki bazı kesimler basınç erimesi ile beraber çok şiddetli buruşma klivajı gösterir; bu kesimlerde bazen ilksel katmanlanma tamamen yok edilmiş ve yeni bir tektonik bantlaşma gelişmiştir (Şekil 20.53).

Düşük dereceli metamorfizma gösteren bölgeler (tipik olarak yeşilsist fasiyesi) buruşma klivajının geliştiği en karakteristik ortamlardır. Genellikle, buruşma klivajı deformasyon ve metamorfizmanın azalmaya başladığı orojenik bölgelerde gözlenir buna rağmen buruşma klivajı ciddi mineralojik değişikliklere ve çok kuvvetli bantlaşmaya yol açabilir.

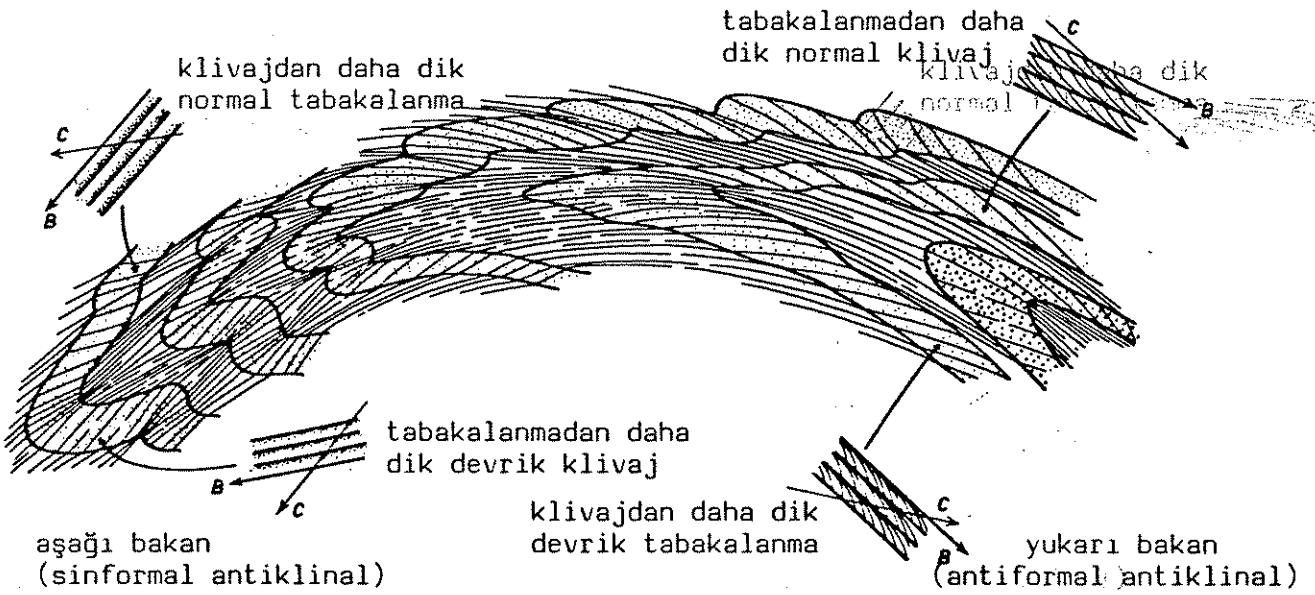
Kıvrımların arazide yorumlanmasında klivaj ve tabakalanma ilişkileri

Klivaj veya şiztozitenin, kıvrımlanmaya yol açan yamulma gelişiminin sonucu olduğu jeolojik durumlarda, klivajın yönelimi ve şiddeti ile kıvrımın şekli arasında sistematik bir geometrik ilişki vardır. Kıvrım kanatlarında gözlenen klivaj kırılması ile yakınlaşan ve uzaklaşan klivaj yelpazeleri doğrudan katmanlar arasındaki dayanımlılık farklılıklarından kaynaklanmaktadır. Böyle durumlarda mostrada gözlenen klivaj ile litolojik katmanlanma arasındaki ilişkiler, mostranın bölgenin ana yapısı içinde nereye oturduğu konusunda çok faydalı bilgiler sağlar. Şekil 21.29 eğik bir eksen yüzeyine sahip basit bir antiformal kıvrımda klivaj ile tabakalanma arasındaki değişik ilişkileri göstermektedir. Aşağıda özellikleri dikkatle not edin:

1. Kıvrımın normal kanadında klivajın eğimi katman eğiminden daha büyüktür.
2. Kıvrımın devrik kanadında klivajın eğimi katman eğiminden daha küçüktür.
3. Kıvrımın burnunda (fold hinge) klivaj ve katmanlanma birine diktir ve bu bölgede klivaj kırılması yoktur. Burada klivaj hemen her zaman kıvrım eksen yüzeyine paraleldir.
4. Kıvrımın her iki kanadında klivaj kırılması meydana gelir; küçük klivaj-tabaka açısı α az dayanımlı katmanlar, büyük açı β ise dayanımlı katmanlar için karakteristiktir. Bu iki açı arasındaki farkın ($\beta - \alpha$) büyüklüğü dayanımlılık farkına ve kıvrımdaki konuma bağlıdır. Eğer, sık sık görüldüğü gibi, kıvrımın devrik kanadında yamulma, normal



Şekil 21.29. Devrik bir kıvrımda tabakalanma ve klivaj arasındaki ilişkiler.



Şekil 21.30. Yukarı ve aşğı bakan kıvrımlarda klivaj, tabakalanma ve aşğı bakan tabaka polaritesi arasındaki ilişkiler.

- kanadına göre daha fazla ise, klivaj kırılması normal kanatta devrik kanata göre daha belirgindir. Kıvrımın eksen yüzeyi genellikle, dayanımlı ve dayanımsız katmanlarda gelişmiş iki klivaj yönü arasında bir yöneline sahiptir.
5. Kıvrımın tepe noktasında katmanlanma ile klivaj arasındaki ilişkiye dikkat edin; bu ilişki tepe ile kıvrım eksen çizgilerinin çakışmadığını gösterir.
6. Yukarıda tanımlanan geometrik ilişkiler kıvrımın yukarı veya aşağı bakan bir yapı olup olmadığına bakmaksızın geçerlidir (Şekil 21.29'daki kıvrımın antiformal antiklinal veya antiformal senklinal olması gösterilen ilişkileri değiştirmez). Eğer bir kıvrımda katmanların gençleşme yönü tespit edilebilirse (örn. çapraz tabakalanma veya derecelenme gibi sedimenter yapılar vasıtası ile), o zaman bu gözlem klivaj tabakalanma ilişkisi ile birleştirilerek kıvrımın bakma yönü (facing direction) tayin edilebilir (Şekil 21.30). Bakma yönü belirlendikten sonra mostradaki klivaj (C) - tabakalanma (B) ilişkisi kullanılarak, tabakaların gençleşme yönü, sedimenter yapıların olmadığı durumlarda da tespit edilebilir. Örneğin, Şekil 21.31 Morcles napının yukarı bakan kesiminde (Şekil 11.10), silisli kireçtaşı (açık renkli) ve ardalı marndan (koyu) oluşan bir mostrayı göstermektedir. Klivaj tabakalanma ilişkisinden kayaların devrik olduğu anlaşılmaktadır. Hafif klivaj kırılması kireçtaşının marndan daha dayanımlı olduğunu fakat dayanımlılık farkının büyük olmadığını göstermektedir. Mostranın sağında yer alan silis konkresyon-

kanadına göre daha fazla ise, klivaj kırılması normal kanatta devrik kanata göre daha belirgindir. Kıvrımın eksen yüzeyi genellikle, dayanımlı ve dayanımsız katmanlarda gelişmiş iki klivaj yönü arasında bir yönelime sahiptir.

5. Kıvrımın tepe noktasında katmanlanma ile klivaj arasındaki ilişkiye dikkat edin; bu ilişki tepe ile kıvrım eksen çizgilerinin çakışmadığını gösterir.
6. Yukarıda tanımlanan geometrik ilişkiler kıvrımın yukarı veya aşağı bakan bir yapı olup olmadığına bakmaksızın geçerlidir (Şekil 21.29'daki kıvrımın antiformal antiklinal veya antiformal senklinal olması gösterilen ilişkileri değiştirmez). Eğer bir kıvrımda katmanların gençleşme yönü tespit edilebilirse (örn. çapraz tabakalanma veya derecelenme gibi sedimenter yapılar vasıtası ile), o zaman bu gözlem klivaj tabakalanma ilişkisi ile birleştirilerek kıvrımın bakma yönü (facing direction) tayin edilebilir (Şekil 21.30). Bakma yönü belirlendikten sonra mostradaki klivaj (C) - tabakalanma (B) ilişkisi kullanılarak, tabakaların gençleşme yönü, sedimenter yapıların olmadığı durumlarda da tespit edilebilir. Örneğin, Şekil 21.31 Morcles napının yukarı bakan kesiminde (Şekil 11.10), silisli kireçtaşı (açık renkli) ve ardalanmalı marndan (koyu) oluşan bir mostrayı göstermektedir. Klivaj tabakalanma ilişkisinden kayaların devrik olduğu anlaşılmaktadır. Hafif klivaj kırılması kireçtaşının marndan daha dayanımlı olduğunu fakat dayanımlılık farkının büyük olmadığını göstermektedir. Mostranın sağında yer alan silis konkresyon-



Şekil 21.31. Yukarı bakan Morcles kıvrım napının devrik kanadında klivaj-tabakalanma ilişkisi. Dent de Morcles, Valais, İsviçre.

Şekil 21.32. Antiformal bir kıvrımda tabakalanmayı kesen klivaj. Tabakalar üzerindeki çizgisel klivaj izleri (sol taraf) ve klivaj üzerindeki tabakalanma izleri kıvrım eksen çizgisine paraleldir. Güney Devon, İngiltere.



larının uzunca şekilleri ile klivajın yönelimi arasında geometrik bir ilişki var gibidir. Bu eliptik şekillerin ortalama boy oranları 6:1'dir. Bu kesit sonlu yamulma elipsoidinin XY düzlemidir; konkresyon şekilleri doğrudan yamulma oranı R_{xy} 'yi verebilir mi? Muhtemelen hayır, çünkü diyajenetik kökenli sedimenter konkresyonların çoğu dairesel olmayan ve genellikle uzun eksenleri tabakalanma yüzeylerine yarı paralel şekiller oluşturur; fotoğrafta gördüğümüz konkresyon şekilleri sadece deformasyon sonucu oluşmamıştır.

7. Klivaj ile tabaka arasındaki arakesit çizgisi (tabaka yüzeyinde klivajın izi veya klivaj yüzeyinde tabaka yüzeyinin izi) klivajın bağlı olduğu kıvrımın eksen çizgisine paraleldir (Şekil 21.32). Klivaj ve tabakalanmanın ayırt edilebildiği her bölgede kesişme lineasyonu (intersection lineation) ölçülmeli ve haritaya işlenmelidir (Ek F); bu veriler, başka metodlar ile kolayca tanınamayan, büyük kıvrımların kıvrım eksen yönelimindeki değişiklikler hakkında çok değerli bilgiler sağlar. kında çok değerli bilgiler

TANIMLAR VE ANAHTAR KELİMELELER

Doku (fabric): Kayayı oluşturan kristal bileşenleri arasındaki geometrik ilişkiler. Doku, tane şekillerinin tercihli yönelimi, tane büyüklüğü ve tanelerin kristalografik yönelimi ile ilgili olabilir. Düzlemsel ve iğnesel kristallerin tercihli yönelimi düzlemsel (s-dokusu), çizgisel(l-dokusu) veya çizgisel-düzlemsel (l-s dokusu) dokulara yol açar.

Flinn diyagramı (Flinn graph): Elipsoid şeklinin R_{yz} 'yi yatay ekseninde, R_{xy} 'yi düşey ekseninde gösteren diyagramatik temsili.

Hacim değişikliği (Volumetric dilatation): Homojen yamulma sonucu hacimde meydana gelen oransal değişim (Denklem 10.15)

Kalem yapısı (pencil structure): Kayanın, kalem gibi ince uzun parçalara ayrılmasına yolaçan çizgisel doku (Şekil 10.26). Kalem yapısı, uzun, puro tipi yamulma elipsoidlerinin gelişmesi ile veya birbirini kesen düzlemsel dokular sonucu oluşur; bu son şekilde oluşan yapılar kesişmeli kalem yapısı (intersection pencil structure) olarak bilinir (Şekil 10.27).

Klivaj, Şiztozite (Cleavage, Schistosity): Düzlemsel minerallerin (genellikle tabaka-silikatler) tercihli dizilişleri ile oluşan düzlemsel doku veya s-dokusu. Minerallerin bu dizilişi mükemmel olmayıp istatistikidir ve bunun sonucunda kaya klivaj düzlemlerine paralel yönlerde rahatça parçalanır. Sleyt Klivajı, sleyt tabir edilen ve düşük dereceli rejyonal metamorfik bölgelerde (yeşilist fasiyesi ve aşağısı) tektonik olarak deforme olmuş (genellikle kuvvetlice yamulmuş) kayalarda bulunur. Şiztozite,

Şist olarak isimlendirilen yeşilşist fasiyesi üzerinde metamorfizma geçirmiş, gözle seçilebilen düzlemsel veya çizgisel mineraller kapsayan deforme olmuş kayalarda izlenir.

Klivaj yelpazesi (cleavage fan): Bir yelpaze şekline sahip, birbirine paralel olmayan klivaj düzlemleri. Klivaj yelpazeleri ile kıvrımlar arasında genellikle geometrik bir ilişki vardır ve bu ilişki ile yakınlaşan ve uzaklaşan kıvrım yelpazeleri ayırt edilebilir (Şekil 10.20). Yakınlaşan yelpazelerde klivaj düzlemleri, kıvrımın dış yayından iç yayına doğru izlendikçe birbirine yakınlaşır, uzaklaşan yelpazelerde ise bu durumda klivaj düzlemleri birbirinden uzaklaşır.

Klivaj kırılması (cleavage refraction): Klivaj düzlemlerinin farklı litolojide katmanlardan geçerken yönelim değiştirmesi (Şekil 10.23).

Logaritmik diyagram (logarithmic graph): $\log R_{yz}$ 'yi yatay ekseninde, $\log R_{xy}$ 'i düşey ekseninde göstererek elipsoid şeklinin diyagramatik olarak temsil edilmesi.

Ters yamulma elipsoidi (reciprocal strain ellipsoid): Deformasyon sonucunda yarıçapı bir olan küreye dönüşen ilksel elipsoid.

Ters yamulma matriksi (reciprocal strain matrix): Ters homojen yamulmayı tanımlayan çizgisel Euler koordinat dönüşüm denklemlerinin (Denklem 10.10) dokuz katsayısını temsil eden matriks.

Yamulma elipsoidi (strain ellipsoid): Yarıçapı bir olan ilksel kürenin homojen yamulması sonucu meydana gelen elipsoid. Yamulma

elipsoidinin birbirine dik üç eksenini (yamulmanın asal eksenleri) X, Y, Z vardır; bunların yarı-eksen uzunlukları sırası ile $1+e_1, 1+e_2, 1+e_3$ 'tür. $e_1 \geq e_2 \geq e_3$ parametreleri üç asal boyuna yamulmalar olarak, iki asal eksenini içeren düzlemler ise asal düzlemler olarak bilinir. Bu asal düzlemlerdeki yamulma oranları asal düzlem yamulma oranlarıdır R_{xy}, R_{yz}, R_{zx} .

Yamulma matrisi (strain matrix): Homojen yamulmayı tanımlayan çizgisel Lagrang koordinat dönüşüm denklemlerinin (Denklem 10.9) dokuz katsayısı ile oluşan üç çarpı üç matrisi.

ANAHTAR KAYNAKLAR

Flinn, D. (1962). On folding during three dimensional progressive deformation. Q. Jl Geol. Soc. Lond. 118, 385-428.

Means, W. D. (1976). "Stress and Strain", 339 pp. Springer-Verlag New York.

Ramsay, J. G. (1967). "Folding and Fracturing of Rocks", 568 pp. McGraw-Hill, New York.

Ramsay, J. G. and Wood, D. S. (1973). The geometric effects of volume change during deformation processes. Tectonophysics 16, 263-277.

Klivaj

Graham, R. H. (1978). Quantitative deformation studies in the Permian rocks of the Alpes Maritimes. Proc. Goguel Symp. (Bur. Rech. Geol. Mines, France), 220-238.

Harker, M. A. (1885). On slaty cleavage and allied (rock) structures with special reference to the mechanical theories of their origin. Rep. Br. Ass. 55th meeting, 1-40.

Maxwell, J. C. (1962). Origin of slaty and fracture cleavage in the Delaware Water Gap Area, New Jersey and Pennsylvania. Geol. Soc. Am. Buddington volume, 281-311.

Siddans, A. W. B. (1972). Slaty cleavage, a review of research since 1815. Earth Sci. Rev. 8, 205-232.

Siddans, A. W. B. (1977). The development of slaty cleavage in a part of the French Alps. *Tectonophysics* 39, 533-557.

Wood, D. S. (1974). Current views of the development of slaty cleavage. *A. Rev. Earth Planet. Sci.* 2, 369-401.

Wright, T. O. and Platt, L. B. (1982). Pressure dissolution and cleavage in the Martinsburg Shale. *Am. J. Sci.* 282, 122-135

Anizotropi

Kligfield, R., Owens, W. H. and Lowrie, W. (1981). Magnetic susceptibility, anisotropy, strain and progressive deformation in Permian sediments from the Maritime Alps (France). *Earth Planet. Sci. Lett.* 55, 181-189.

Kneen, S. (1976). The relationship between the magnetic and strain fabrics of some haematite bearing Welsh slates. *Earth Planet. Sci Lett.* 31, 413-416.

Owens, W. H. and Bamford, D. (1976). Magnetic, seismic, and other anisotropic properties of rocks. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A* 283, 55-68.

Tuck, G. J. and Stacey, F. D. (1978). Dielectric anisotropy as a petrofabric indicator. *Tectonophysics* 50, 1-11.

Wood, D. S., Oertel, G., Singh, J. and Bennett, H. F. (1976). Strain and anisotropy in rocks. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A* 283, 27-42.

BÖLÜM 15

KIVRIM MORFOLOJİSİ

GİRİŞ

Kıvrımlar deforme olmuş kayalarda gelişmiş belki de en yaygın tektonik yapılardır. Bunlar, sedimenter tabakalaşma, metamorfik şist ve gnayslarda litolojik bantlaşma gibi düzlemsel özellikler gösteren, veya deformasyonun erken evrelerinde gelişen klivaj veya şistozite gibi düzlemsel anizotropik özellikler içeren kayalarda oluşur. Düzlemsel bir yapı boyunca gelişen kısalma sırasında yana doğru sapmalar oluşturan mekanik duraysızlıkların büyüme oranı genellikle hızlı olduğu için kıvrımlar yaygın bir şekilde görülür. Ancak tüm kıvrımlar bu tür eğilme (buckling) olayları sonucu oluşmaz. Eşit olmayan kuvvetler tabakalanmaya dik veya çapraz olarak uygulandığında da kıvrımlar oluşabilir. Bunların dışında, kabuk katmanlarının düşey yönde çökmele-ri, makaslama zonlarındaki farklı makaslanmalar ve yanalttaki fark taban düzensizliklerinin üzerindeki kayan kütlelerinin kayması üzerinde gibi bükülme (bending) olayları kıvrımlara neden olabilir.

Kıvrımların en önemli özellikleri, kıvrım stili olarak adlandırılan geometrik özelliklerinde ve boylarında gösterdikleri önemli değişikliklerdir. Bu ve bundan sonraki altı bölümdeki şekillere kısaca göz atmanız, kıvrım geometrisinin ne kadar farklı ve değişik olabileceği hakkında bir fikir verecektir. Kıvrım stilindeki bu değişiklikler, kıvrımların mekanik oluşumundaki farklılıklarla ve özellikle kıvrımlanma olayı sırasında özellik kayaların reolojik durumuyla bağlantılıdır. Kıvrım stilindekiyle bağ

değişikliklerin öneminin doğru bir şekilde yorumlanması, deforme olmuş kayaların ^{deki} geometrik yapılarının ^{ide} büyük tektonik olaylarla ilişkisini ^{2000mlek' yi} araştıran jeologlar için oldukça önemlidir. Zaman ve mekan içinde değişen ortam koşulları, orojenik zonların tipik özelliğidir. Kaya tipi, sıcaklık, basınç ve yamulma oranı farklılıkları, kıvrım stiline geniş bir geometrik spektrum göstermesine neden olur.

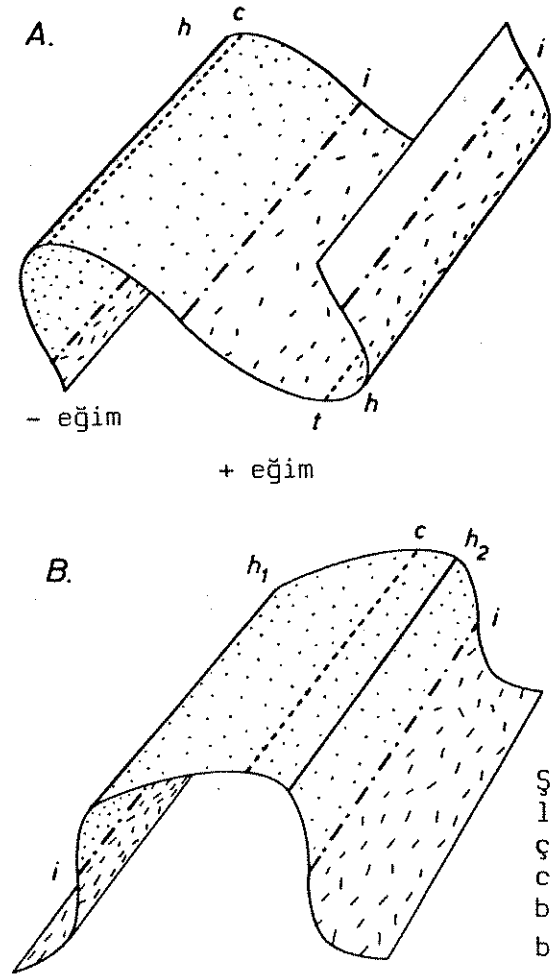
Kıvrım geometrisinin doğru değerlendirilmesi ve yorumu endüstri uygulamalarında özellikle önemlidir. Petrol endüstrisinde kıvrımların ve bunlarla ilgili yapıların petrol kapanları oluşturabileceği iyi bilinmektedir. Kıvrım periyodikliğini ve geometrisini saptamak, sondaj yeri seçiminde ve araştırma ve geliştirme programlarında önemli bir rol oynar. Mineral endüstrisinde ve kıvrımlı maden yataklarındaki cevher rezervlerinin uzanımını tahmin etmede, kıvrım geometrisinin doğru olarak yorumlanması, ekonomik olarak uygulanabilir programlar geliştirmek açısından çok önemlidir.

Bu bölümde ilk amacımız, kıvrımlı kayaların temel geometrik özelliklerini incelemek olacaktır. Kıvrımların değişik kısımlarını açık bir şekilde belirtebileceğimiz tasviri terimleri bulunmamız, ve bu kısımların geometrisine dayanarak, kıvrımları sınıflandırmamız gerekmektedir. Doğru geometrik tanımlamaların ve sınıflamaların akademik hayatın dışında da önemleri vardır. Bir kıvrımın yanal yönde ve derinde sürekliliğini (veya süreksizliğini) tahmin etmede, laboratuvar deneylerinde elde edilen kıvrımlarla veya kıvrım oluşumunun mekanik teorileri kullanılarak hesaplanan kıvrım şekilleri ile doğal kıvrımları karşılaştır-

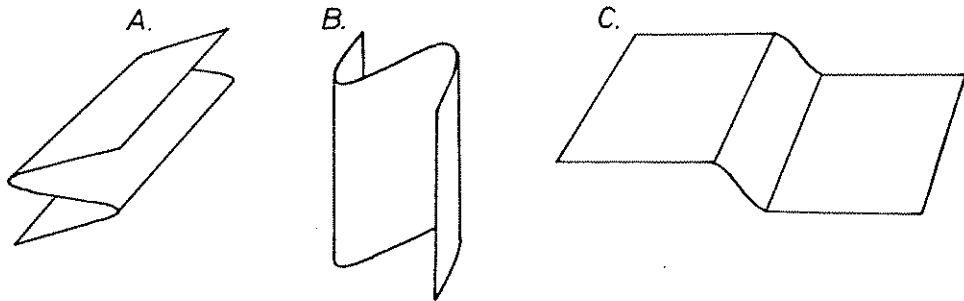
mada, doğru geometrik tanımlamalar hayati bir rol oynar. Burada üstünde durduğumuz önemli bir nokta, bu tanımlamalar ve sınıflamaların pratik olarak uygulamada kullanılabilecek tipte olmasıdır. Bir jeolog arazide bir kıvrımı çabuk tanımlayabilmek ister; bir kıvrım şeklini isimlendirmek için uzun analitik incelemeler yapmaya genellikle zamanı veya ihtiyacı yoktur. Bu yüzden hızlı, yararlı ve doğru geometrik tanımlar veren pratik metotları esas aldık; kıvrımların geometrik özelliklerini kesin olarak ve istendiğinde sayısal terimlerle ifade edebilecek metodları tercih ettik.

Tanımlar: Kıvrımlanmış tek bir yüzey

Kıvrımlı bir katman, kıvrımın önemli özelliklerini tanımlamada kullanılan eğrilik (curvature) değişimleri gösterir. Eğrilik, bir düzlemin temel özelliğidir, ve eğrilik değişimlerine dayanan terimler, kıvrımlı tabakanın temel özelliklerini tanımlar. Eğrilik, belirli bir maksimum (pozitif) değerlerden sifira, sıfırdan da minimum (negatif) değere kadar değişir. Maksimum (pozitif) ve minimum eğrilik noktalarını birleştiren çizgiler eksen çizgileri (hinge lines), sıfır eğrilik noktalarını birleştiren çizgiler ise bükülme çizgileri (inflexion lines) olarak bilinir (Şekil 15.1). Bükülme çizgileri kıvrımlı yüzeyleri kıvrım bölgelerine (fold domain) ayırır. Negatif eğimli (üste doğru kapanan) bölgeler antiform olarak, pozitif eğimli olanlar ise (alta doğru kapanan) sinform olarak bilinir (Şekil 15.1). Pek çok kıvrım bu şekilde adlandırıldığı halde bazıları ne alta doğru ne de üste doğru kapanır. Bu tür yana doğru kapanan yapılar nötr kıvrımlar olarak



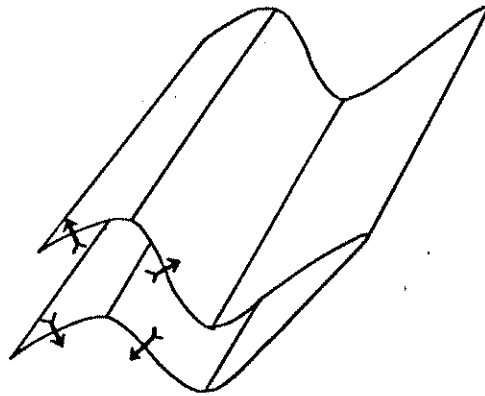
Şekil 15.1. Tek eksenli (A) ve çift eksenli (B) kıvrımların ana özellikleri. Eksen çizgisi h, bükülme çizgisi i, doruk çizgisi c, çukur çizgisi t. Negatif eğimli antiform bölgesi noktalarla, pozitif eğimli sinform bölgesi çizgiler ile gösterilmiştir.



Şekil 15.2. Yana doğru kapanımlı veya nötral kıvrım (A), düşey kıvrım (B) ve monoklinal (C).

olarak adlandırılır (Şekil 15.2A); tüm yüzeylerin düşey olduğu nötr kıvrıma düşey kıvrım denir (Şekil 15.2B). Antiform, sinform ve nötr terimleri sadece geometrik temele dayanır; başka terimler stratigrafik ilişkileri, 'gençleşme' veya kıvrımlı çökel kaya-

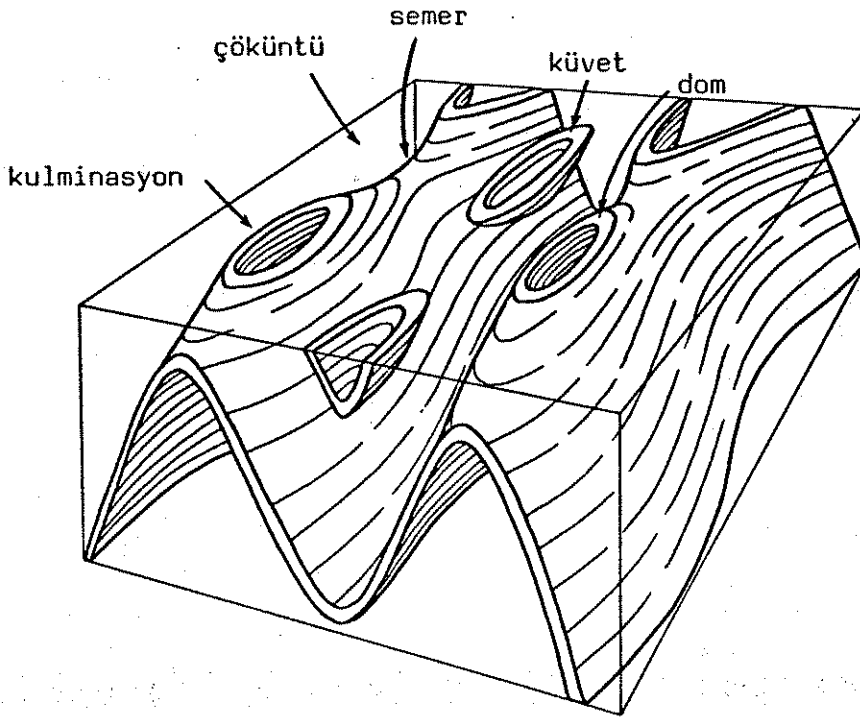
larda polariteyi tanımlamada kullanılır. Antiklinal, en yaşlı kayanın kıvrımının merkezinde (veya kıvrım yüzeyinin konkav tarafında) yer aldığı bir kıvrımdır, buna karşın senklinalde, en genç kaya kıvrımının merkezinde yer alır. Çoğu durumda antiformlara antiklinaller, sinformlara da senklinaller çakışırsa da, bu her zaman geçerli değildir. Daha önceden ters dönmüş kayalarda gelişmiş kıvrımlar gerçekte senklinal olan antiformlar yapacaktır. Birden fazla kıvrımlanmanın olduğu bölgelerde bu iki yönlü tanım, yapılardaki kesin geometrik ve stratigrafik ilişkileri tanımlamak için son derece yararlıdır. Şekil 15.3, daha dik yapılar tarafından yeniden kıvrımlanmış, yana doğru kapanan geniş bir antiklinali göstermektedir. Şeklin solundaki tekrar kıvrımlanmış antiform iki kısma ayrılabilir: oklarla belirtilen polarite yönleri, üstteki antiformal antiklinali ve alttaki antiformal senklinali



Şekil 15.3. Tekrar kıvrımlanmış nötral kıvrım. Sağdaki antiform üstteki antiformal antiklinale alttaki antiformal senklinale ayrılabilir. Oklar stratigrafik polariteyi göstermektedir.

ayır detmemizi sağlar. Shackleton (1958), stratigrafik istiflerin polaritesini kıvrım geometrisi tanımlarıyla birleştirmek için başka bir metot önermiştir. Buna göre bir kıvrımdaki bakma yönü (facing direction), Şekil 15.3'deki polarite oklarının yönleri olarak tanımlanmıştır. Bu tanımlamaya göre antiformal antiklinaller yukarı bakan antiklinal, antiformal senklinaller aşağı bakan senklinal olarak adlandırılacaktır.

iki bükülme çizgisi arasındaki kıvrım bölgesinde bir kıvrım, bir (Şekil 15.1A), iki (Şekil 15.1B) veya daha fazla sayıda eksen çizgisine sahip olabilir. Kıvrım eksen çizgisi etrafındaki bölge eksen zonu (hinge zone), iki komşu eksen çizgisi arasındaki bölge ise kıvrım kanadı (fold limb) olarak bilinir. Eksen zonu ve kıvrım kanadı için eğim değişimlerinin ayrıntılı analizlerine dayanan çok kesin tanımlar önerilmiştir (Ramsay, 1967), fakat bu tanımlar genellikle kullanılmamaktadır. Eksen çizgisinin yönü genellikle kıvrımın eksen yönlemi (axial trend) olarak adlandırılır. Bir kıvrım ekseni yatay veya dalımlı olabilir; dalımlı kıvrım eksenine sahip kıvrımlarda kıvrımlı tabakanın yüzey mostrası, karakteristik V veya U şekli gösterir. Bu, jeolojik haritalarda kıvrım geometrisinin yorumunda kullanılan önemli bir özelliktir. Genelde kıvrım eksen çizgisi dalgalı bir gidiş gösterir; kıvrım eksen çizgisindeki bu değişiklikler, özel yapısal şekillere neden olur. Bir yöne doğru dalan eksen çizgisinin yatay konumdan geçerek karşı yöne doğru dalması ile oluşan yapılara, dalım değişiminin üste veya alta doğru kavışmasına bağlı olarak kulminasyon (culmination) veya çöküntü (depression) denir. Bu dalım değişiklikleri domlar ("domes"-



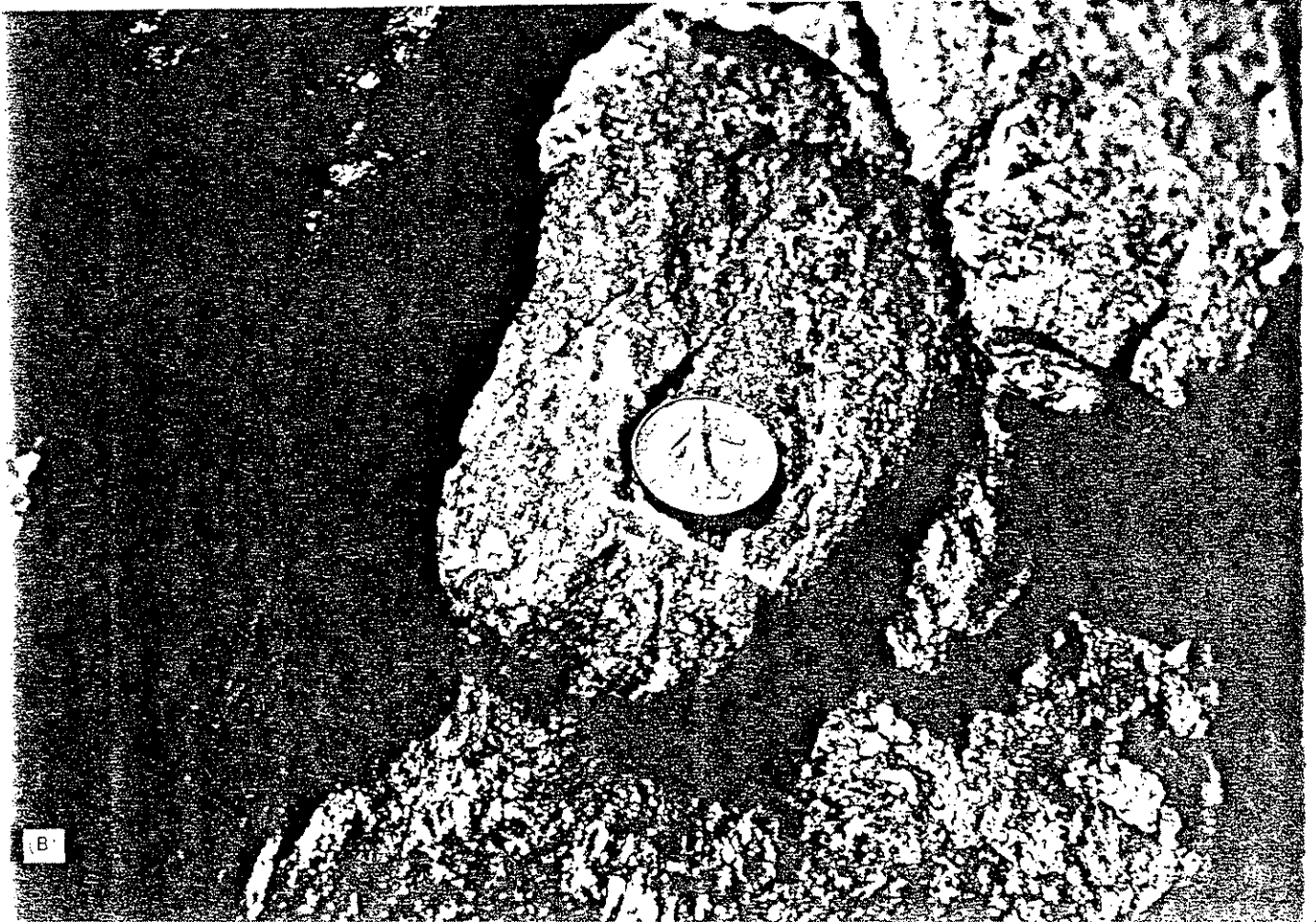
Şekil 15.4. Kıvrımların eksen dalımlarının değişmesi ile meydana gelen yapılar.

eksen çizgisi kulminasyonlu antiform), küvetler ("basins"-eksen çizgisi çöküntülü sinform), semerler ("saddles"-çöküntülü antiform) veya ters dönmüş semerler ("inverted saddles"-kulminasyonlu sinform) oluşturur. Bazı bölgelerde eksen çizgisi yönelim değişiklikleri çok şiddetli olabilir (90° den büyük), bu durumda dom ve küvet morfolojisi son derece belirgindir. Böyle kıvrımlara gözlü kıvrımlar (eyed folds) (Ramsay, 1962 - haritada kapalı göz biçiminde görüldükleri için, Şekil 15.5A) veya sheath folds (Cobbold ve Quinquis, 1980 - üç boyutlu geometrisi nedeniyle, Şekil 15.5B) adı verilmiştir.

Eğer kıvrımlanmış yüzey üzerindeki her bölgede kıvrım eksen çizgisine paralel bir yön bulunabiliyorsa, kıvrım silindirik kıvrım olarak adlandırılır, ve bu çizgi de kıvrım eksenini olarak bilinir. Silindirik kıvrımın enine kesitinin silindirik

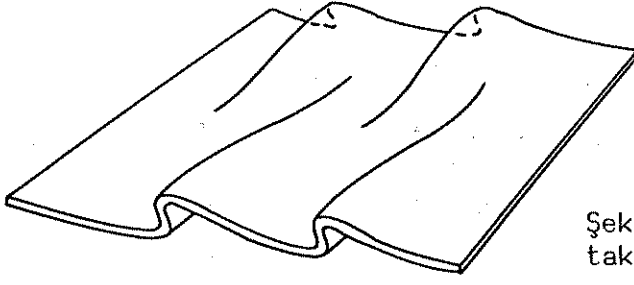


Şekil 15.5. (A) Göz kıvrımlarının kesitleri, Sokumfjell, Norveç.



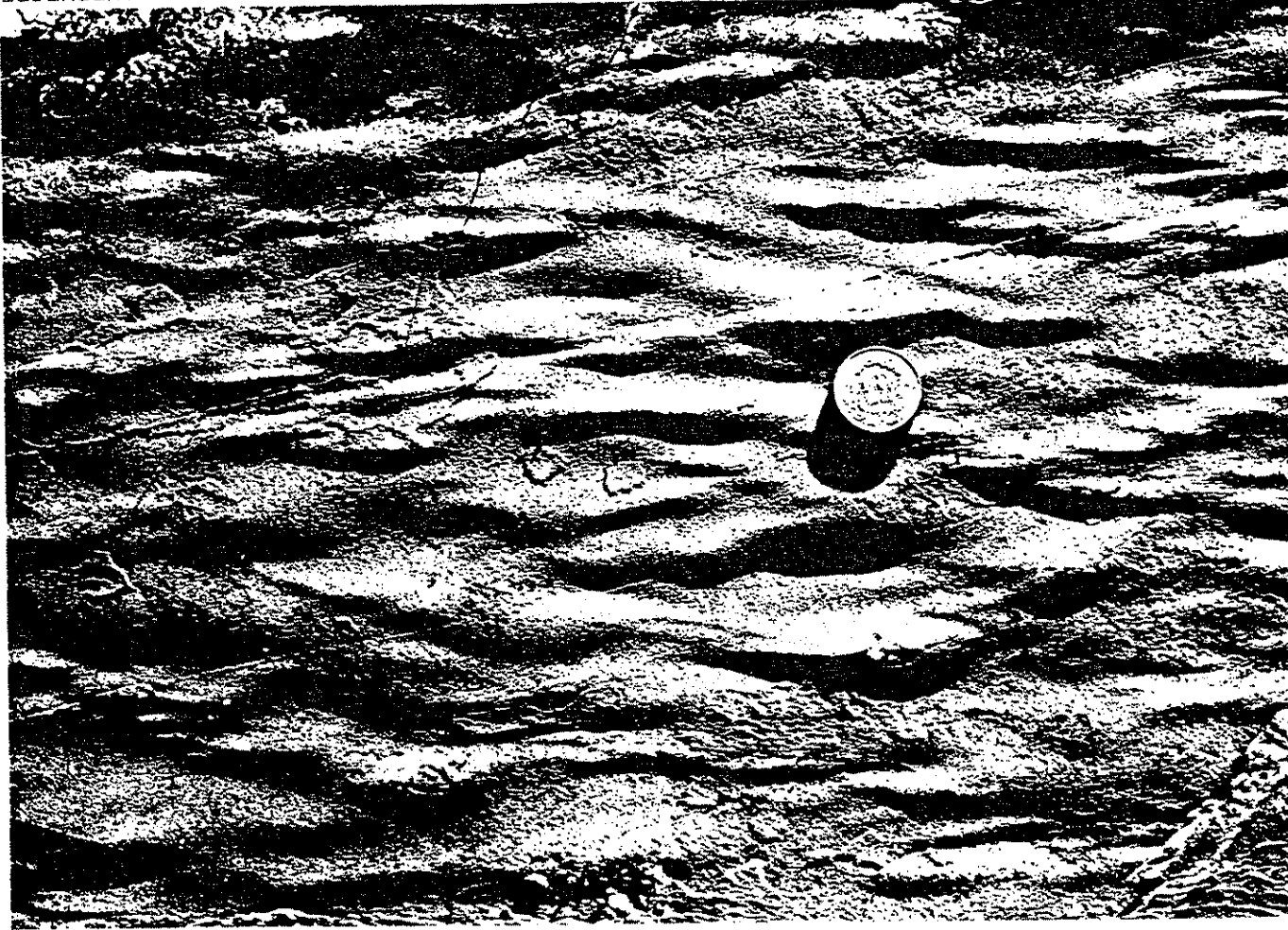
dairesel olması gerekmez, bu isim sadece kıvrımın yüzey morfolojisinin matematiksel olarak silindirik olduğu, diğer bir deyişle kıvrım ekseninin uzayda kendine paralel hareket ettirilmesi ile kıvrımın oluştuğu anlamını verir. Pek çok kıvrımın küçük kesimleri geometrik olarak bu modele oldukça yakın olduğu halde çoğu kıvrım bütünü ile ele alındığında gerçek silindiriklikten ayrılır ve bunlar silindirik olmayan kıvrımlar olarak bilinir. Kıvrımlar eksen çizgileri boyunca sonsuza kadar devam edemez, belli bir noktada bitmek zorundadır. Bir çok örnekte bir kıvrımın (veya kıvrım çiftinin) bitişi yeni bir kıvrımın (veya kıvrım çiftinin) başlangıcıyla bağlantılıdır. Bu biçimde birbirini izleyen kıvrımlar kademeli (en-echelon) kıvrımlar olarak adlandırılır (Şekil 15.6, 15.7). Tek tek olarak kademeli kıvrımların bitimleri hiç bir zaman silindirik değildir. Bazen bunlar matematiksel olarak koniyi andıran bir biçime benzerler (belirli bir nokta etrafında hareket eden bir çizgi ile oluşturulan bir yüzey). Konik kıvrımlara benzeyen yapılar gözlenmiştir (Wilson, 1967), fakat katman morfolojisi genellikle fakat gerçek bir matematiksel konik şekilden daha karmaşıktır.

Bir kıvrım yüzeyinde topoğrafik olarak kıvrım yüzeyinin en yüksek kısmını ve en derin kısmını gösteren çizgiler bulunur. Bunlar sırasıyla doruk çizgisi (crest line) ve çukur çizgisi (trough line) olarak bilinir (Şekil 15.1, c ve t çizgileri). Eksen çizgilerinin aksine bunlar kıvrım yüzeyinin değişmez özelliklerinden değildir, fakat kıvrım dalgasının yer içindeki konumuna bağlıdır.



Şekil 15.6. Kademeli olarak birbirini takip eden kıvrımlar.

Şekil 15.7. Bir fliş silttaşı tabakası yüzeyinde karmaşık bir şekilde birbirini izleyen kıvrımlar, İsviçre'de Frenieres-sur-Bex'teki Ultrahelvetik naplarından.

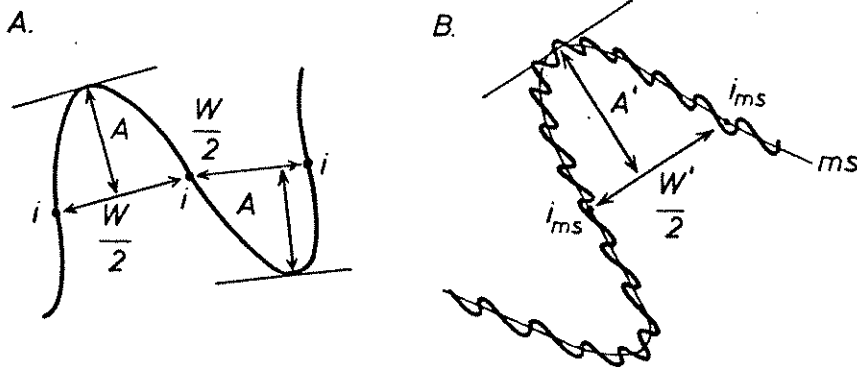


Kıvrım boyutları

Çok değişik boylarda bulunabilen kıvrımların büyüklüklerini uygun bir biçimde ifade etmek gerekir. Genel tanımlar için metrik sistemde kabaca tarif etmek yeterli olabilir (örneğin kilometrik, dekametrik, milimetrik ölçekte kıvrımlar). Daha

kesin tanımlamalar için dalga boyu ve genlik (amplitude) gibi matematiksel kavramlara başvurmamız gerekir. Kıvrımlı kayalar düzenli bir basit sinüsoidal dalga geometrisi gösterseydi bu konuda bir sorun olmazdı, fakat doğal kıvrımlar böyle bir simetri veya periyodik düzenlilik göstermez. Her kıvrımın kendine özgü bir dalga boyu ve genliği olduğu için, her kıvrım bölgesi ayrı ayrı incelenmelidir. Bükülme noktaları sırayla birleştirilerek kıvrımlı katmanların genel gidişi bulunabilir, bu birleştirme kıvrımın orta yüzeyini (median surface) tanımlar. Tek tek kıvrımların dalga boyunu (W) belirtmek için kıvrım bölgesini sınırlayan iki bükülme çizgisi arasındaki uzaklığı ölçeriz, bu uzaklık kıvrımın yarım dalgaboyudur (Şekil 15.8A'daki $W/2$). Bu bölge için bükülme çizgisine ^{birleştirme çizgisi} paralel olan ve kıvrımın ucuna teğet geçen bir çizgi çizeriz. Bu iki çizgi arasındaki A uzaklığı kıvrımın genliğidir. ^{orta yüzeye paralel olan ve kıvrımın ucuna teğet geçen çizgi de orta yüzeyin bükülme çizgisi kıvrım genliği}

Kıvrımlı bir katmanın orta yüzeyi oluşturulduğunda bunun bazen eğimli veya kıvrımlı bir şekle sahip olduğu görülür. Orta bir çek yüzeyin kıvrımlı biçimi, kıvrımları incelediğimiz yöntemlerle kıvrımlı



Şekil 15.8. Kıvrım dalgaboyu W ve genliğinin A tanımı. B, kıvrımlanmış bir yüzeyde nasıl birden fazla dalgaboyunun olabileceğini göstermektedir. W' ve A' poliharmonik kıvrımdaki büyük ölçekteki dalga boyu ve genliği, i_{ms} küçük ölçekteki ölçekteki kıvrımların orta yüzeyini, i_{ms} bu orta yüzeyin bükülme çizgilerini tanımlar, i_{ms} göstermektedir.

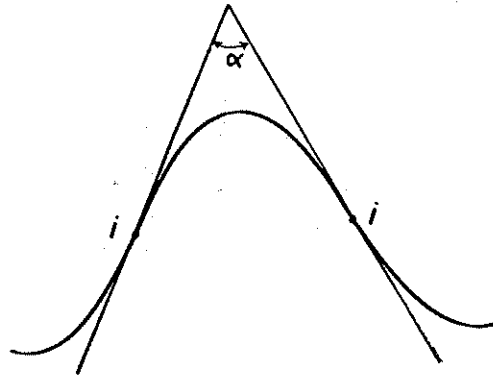
incelenebilir, ve böylece kıvrımlı yüzeyin daha büyük ölçekteki karakteristik dalga boyları ve genlikleri saptanabilir (Şekil 15.8B). İki veya daha fazla farklı ölçekte dalga boyu ve genliğe sahip olan kıvrım dalgası dizileri poliharmonik kıvrımlar olarak bilinir. Büyük dalga boyu üzerindeki çok küçük dalga boylu kıvrımlara parazitik kıvrımlar denir. Antiklinoryum ve senklinoryum büyük ölçekli kıvrımların sırasıyla antiformal veya sinformal olduğu poliharmonik kıvrımlardır.

Kıvrım şekli

Bir kıvrımın önemli özelliklerinden biri sıkışıklık derecesidir. Sıkışıklık derecesi, kıvrımda kanatlar arası açı belirlenerek tariflenir. Kanatlar arası açı, bükülme çizgilerinden kıvrım yüzeyine çizilen teğetler arasındaki açıdır (Şekil 15.9). Bu özelliği bazen kelimelerle ifade etmek yararlıdır; bu durumda Fleuty (1964) tarafından önerilen aşağıdaki terimler oldukça kullanışlıdır.

	kanatlar arası açı
geniş (gentle)	180°-120°
açık (open)	120°-70°
dar (close)	70°-30°
sıkışık (tight)	30°-0°
izoklinal (isoclinal)	0
elastika (elastica)	negatif

Bir kıvrımın görünümü sadece kanatlar arası açya değil, aynı zamanda eğrilik değişiminin diğer özelliklerine de bağlıdır.



Şekil 15.9. Bir kıvrımın kanat-arası açısı α .

Bu değişimler çok büyük olabilir ve bazen incelenen bir kıvrım şeklini sözcüklerle ifade etmek zordur. Kıvrımın tepe bölgeleri yuvarlak veya köşeli olabilir, kanatlar eğilmiş veya düz olabilir. Dar açılı, köşeli tepe bölgeleri ve düz kanatları olan kıvrımlar zig-zag, çevron veya akordiyon kıvrımlar olarak bilinir. Burada iki önemli problemle karşı karşıyayız. Birincisi, bazı kıvrım geometrilerini efektif bir şekilde tanımlayabilmemize rağmen, tüm olası kıvrım biçimlerini tanımlayabilecek sözcükler bulamayabiliriz. ikincisi, belirli tip morfolojik incelemeler için, eğrilikte gözlenen değişimleri tam olarak tanımlayan özel sayısal parametrelere ihtiyaç vardır. Harmonik veya Fourier analizi olarak bilinen matematiksel formüller kullanılarak Stabler (1968) ve Hudleston (1973a) tarafından bu problem pratik bir çözüm önerilmiştir.

Kıvrım biçiminin Fourier analizi

Eğrilik değişimlerini incelemek için matematikte kullanılan temel metotlardan biri, orijinal eğrinin karmaşık x-y fonksiyonuna uyum gösteren, basit x-y fonksiyon serilerini

araştırmak ve bulmaktır. Örneğin

$$f(xy) = a + bx + cx^2 + dx^3 + \dots \quad (15.1)$$

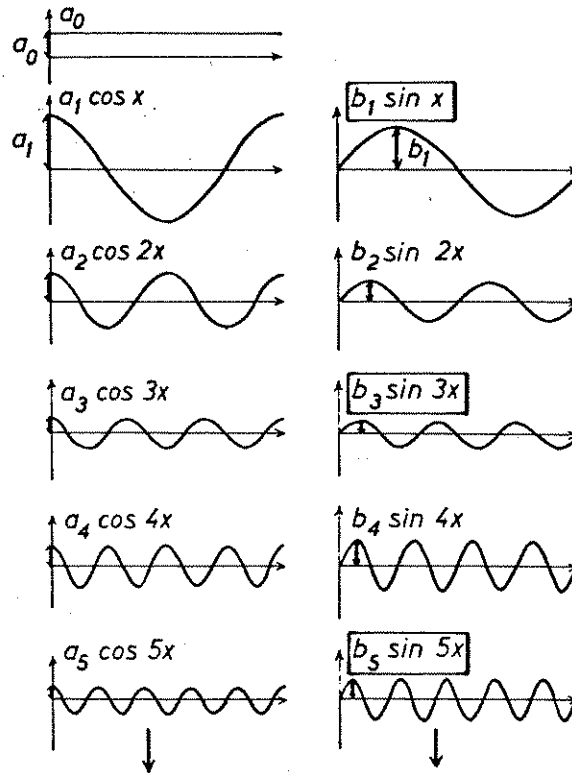
çok terimli fonksiyonunu a, b, c, d vb. katsayılarını değiştirerek teorik olarak herhangi bir eğriye uydurmak mümkündür. Pratikte, kıvrımın ufak bir bölgesini bile ifade edebilmek için, çok sayıda katsayıya gerek olmaktadır.

Harmonik veya Fourier analizi olarak bilinen yöntemde herhangi bir eğrinin şeklini ifade etmek için trigonometrik fonksiyon serileri kullanılır.

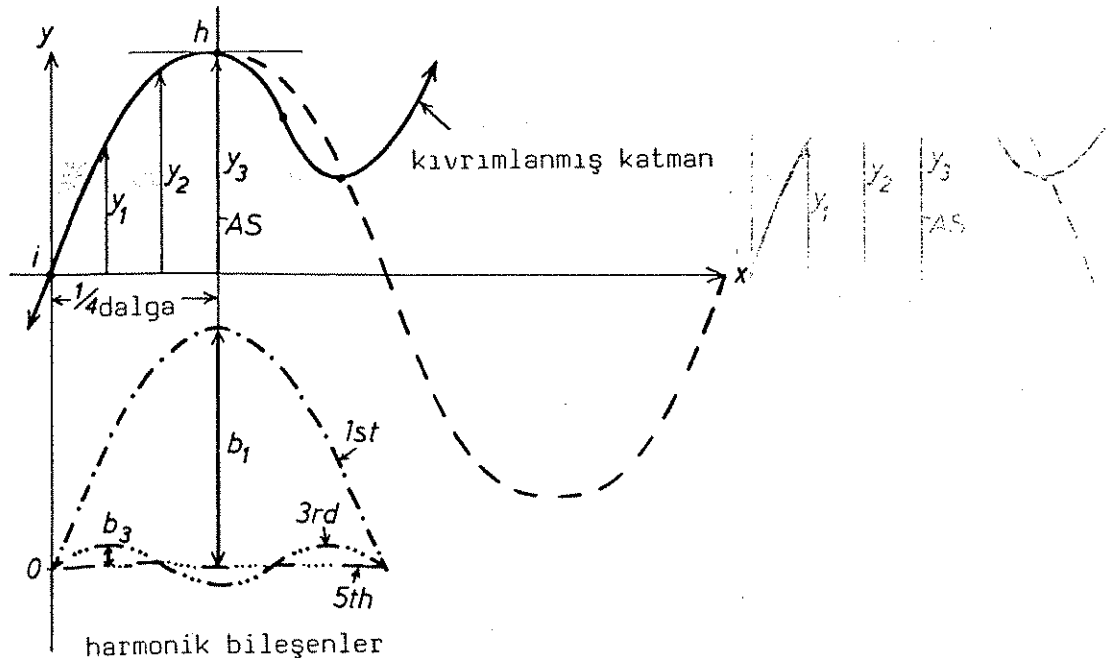
$$f(xy) = a_0 + a_1 \cos x + a_2 \cos 2x + a_3 \cos 3x + \dots + b_1 \sin x + b_2 \sin 2x + b_3 \sin 3x + \dots \quad (15.2)$$

Eğri, Fourier katsayıları olarak bilinen değişik a ve b parametreleriyle tanımlanır; bu parametreler değişik cosinus ve sinus bileşenlerinin genliğini belirler (Şekil 15.10). Oldukça karışık poliharmonik dalgalar bu seri ile tanımlanabilir, fakat bunun için genellikle Fourier katsayılarının büyük bir kısmı kullanılmalıdır. Bununla birlikte eğer tüm bir dalganın sadece küçük bir kısmını seçersek, az sayıda katsayılarla bu kesimin şeklini tanımlayabiliriz. Bu işlemi basitleştirmek için referans yönlerini (koordinat eksenlerini), kıvrımın belli özellikleri ile çakışacak şekilde seçmeli, ve incelemek istediğimiz kıvrımın, dalga bileşenleri ile uyumlu olması için ölçek faktörünü ortadan kaldırmalıyız.

inceleme yapmak için önce bükülme çizgisi ile eksen çizgisi arasında kalan bir katman bölümünü seçeriz (Şekil 15.11, i ve h). y koordinat ekseni, bükülme noktası i 'den geçecek ve



Şekil 15.10. $a_0, a_1, \dots, b_1, b_2, \dots$ vs. katsayılarının önemini gösteren tam bir Fourier serisinin bileşenleri.



Şekil 15.11. Bükülme ve eksen çizgileri ve eksen yüzeyi AS vasıtası ile kıvrımlanmış bir yüzeyin çeyrek dalga boyu için koordinat seçim yöntemi. Çeyrek dalga boyunun, simetrik tam bir dalganın (çizgi-çizgi eğri) bir kesimini oluşturduğu farz edilmektedir. Fourier katsayıları b_1, b_3 ve b_5 'in önemleri alttaki diyagramda harmonik bileşenler olarak belirtilmiştir.

kıvrımın eksen düzlemine paralel olacak şekilde seçilir (eksen düzlemi kıvrımlı tabakanın eksen çizgisini, hemen altta veya üstteki katmanın eksen çizgisiyle birleştiren düzlemdir). Koordinat sisteminin x eksenine y eksenine dik olarak i den geçer ve merkez, i noktası olur. Bu koordinat sistemi ile tüm a-tipi Fourier katsayıları sıfır olur; sadece b-tipi Fourier katsayılar fonksiyonda gösterilebilir (bak; Şekil 15.10). Kıvrımın i -h bölgesi, düzenli bir tüm simetrik dalga şeklinin çeyrek dalgalık bir bölgesi olarak düşünülür (Şekil 15.11'deki kesikli çizgi). Çift numaralı b katsayıları (b_2, b_4, b_6, \dots), birbirini izleyen çeyrek dalga boylarının şekillerinde değişikliklere neden olacağından, bunlar da sıfır olmalıdır (aksi takdirde kıvrım simetrik özelliğini kaybedecektir). Bu yüzden kıvrım bölgemiz indirgenmiş bir Fourier serisi ile gösterilebilir.

$$f(xy) = b_1 \sin x + b_3 \sin 3x + b_5 \sin 5x \dots \quad (15.3)$$

Pratikte bu seride birbirini izleyen katsayılar gittikçe küçülür. Sadece ilk üç katsayı dalga şeklinin tarifine önemli bir katkı sağlar; bunların üçünün de çok küçük bir değeri vardır. Şekil 15.11, kıvrımlı katmanın i -h bölgesini tanımlayan Fourier serisinin ilk (b_1), üçüncü (b_3) ve beşinci (b_5) harmonik bileşenlerini grafiksel olarak göstermektedir.

Bu üç bileşenin değeri, orijinal katman üzerinde herhangi üç noktadaki ($x_1, y_1; x_2, y_2; x_3, y_3$) koordinat değerleri bulunarak elde edilebilir. 15.3 denkleminde şu üç denklemi yazabiliriz:

$$y_1 = b_1 \sin x_1 + b_3 \sin 3x_1 + b_5 \sin 5x_1$$

$$y_2 = b_1 \sin x_2 + b_3 \sin 3x_2 + b_5 \sin 5x_2$$

$$y_3 = b_1 \sin x_3 + b_3 \sin 3x_3 + b_5 \sin 5x_3$$

Aşağıdaki matrislerin determinantları hesaplanır:

$$D = \begin{vmatrix} \sin x_1 & \sin 3x_1 & \sin 5x_1 \\ \sin x_2 & \sin 3x_2 & \sin 5x_2 \\ \sin x_3 & \sin 3x_3 & \sin 5x_3 \end{vmatrix}$$

$$D_1 = \begin{vmatrix} y_1 & \sin 3x_1 & \sin 5x_1 \\ y_2 & \sin 3x_2 & \sin 5x_2 \\ y_3 & \sin 3x_3 & \sin 5x_3 \end{vmatrix}$$

$$D_2 = \begin{vmatrix} \sin x_1 & y_1 & \sin 5x_1 \\ \sin x_2 & y_2 & \sin 5x_2 \\ \sin x_3 & y_3 & \sin 5x_3 \end{vmatrix}$$

$$D_3 = \begin{vmatrix} \sin x_1 & \sin 3x_1 & y_1 \\ \sin x_2 & \sin 3x_2 & y_2 \\ \sin x_3 & \sin 3x_3 & y_3 \end{vmatrix}$$

(yani; $D = \sin x_1 \sin 3x_2 \sin 5x_3 + \sin 3x_1 \sin 5x_2 \sin x_3 + \sin 5x_1 \sin x_2 \sin 3x_3 - \sin x_1 \sin 5x_2 \sin 3x_3 - \sin 3x_1 \sin x_2 \sin 5x_3 - \sin 5x_1 \sin 3x_2 \sin x_3$) ve çözüm bulunur:

$$b_1 = D_1/D \quad b_3 = D_2/D \quad b_5 = D_3/D \quad (15.4)$$

Stabler, Fourier katsayılarının hesabı için özel bir çözüm önermiştir. Çeyrek dalgaboylu kıvrım bölgesi üç eşit kısma ayrılır; bu kısımlarda ölçülen üç y-ekseni değerinden, Fourier katsayıları hesaplanır (Şekil 15.11):

$$b_1 = (y_1 + \sqrt{3}y_2 + y_3)/3$$

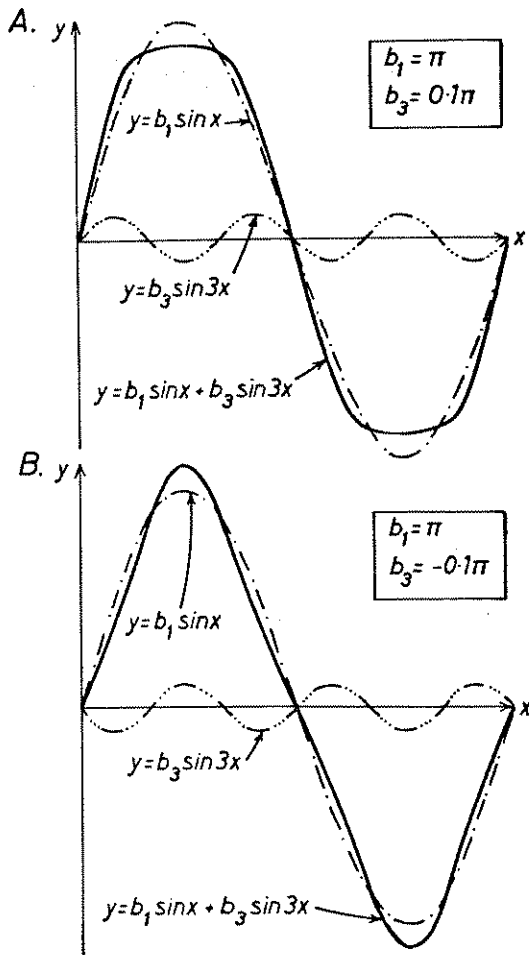
$$b_3 = (2y_1 - y_3)/3$$

$$b_5 = (y_1 - \sqrt{3}y_2 + y_3)/3$$

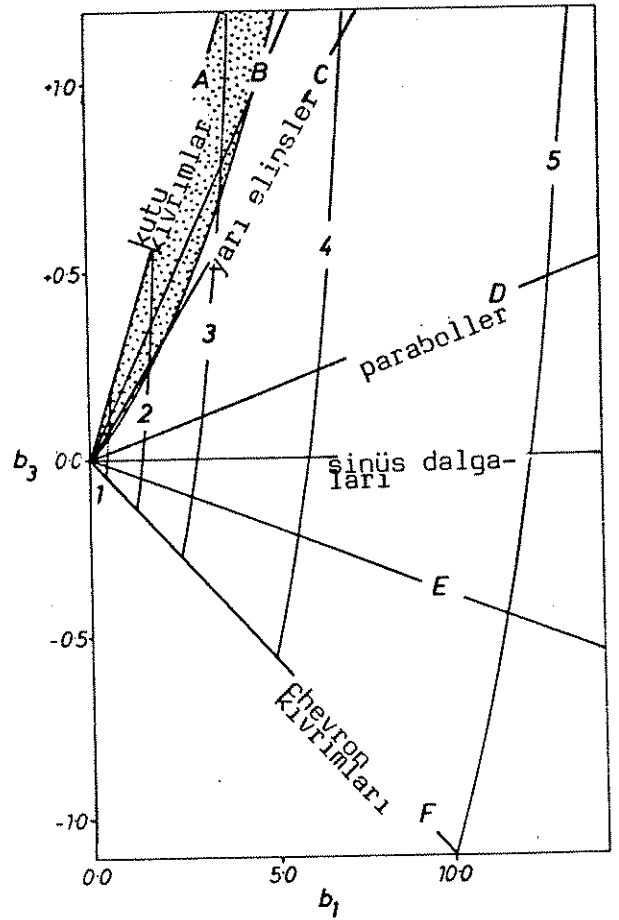
Kıvrım şeklinin ana özelliklerini sağlayan ilk ve üçüncü harmoniklerin etkileşimi Şekil 15.12'de gösterilmiştir. Ana genlik, b_1 katsayısından doğar, ancak bu, b_3 katsayısı tarafından hafifçe değiştirilir. b_3 'ün pozitif değerleri, b_1 'in genliğini azaltır, buna karşın negatif değerleri b_1 'in genliğini büyütür. b_3 katsayısının diğer önemli bir etkisi, sinusoidal b_1 bileşeninin şeklini değiştirmektir. b_3 'ün pozitif değerleri, eksen bölgesini genişletir ve kutu-kıvrım şekillerinin oluşmasına

yol açar, oysa negatif değerler kıvrım kanadının dikleşmesine ve düzleşmesine yol açar ve çevron tipi stiller oluşur (Şekil 15.12, A ve B'yi karşılaştırın).

Beşinci harmonik bileşenin çok küçük olduğunu ve sonucu geometrik olarak çok az etkilediğini gözönüne alan Hudleston (1973a), kıvrım şekillerinin yalnızca b_1 (apsis) ve b_3 (ordinat) bileşenleri ile gösterildiği pratik bir grafik metod önermiştir (Şekil 15.13). Her kıvrım şekli karakteristik bir b_3/b_1 oranına

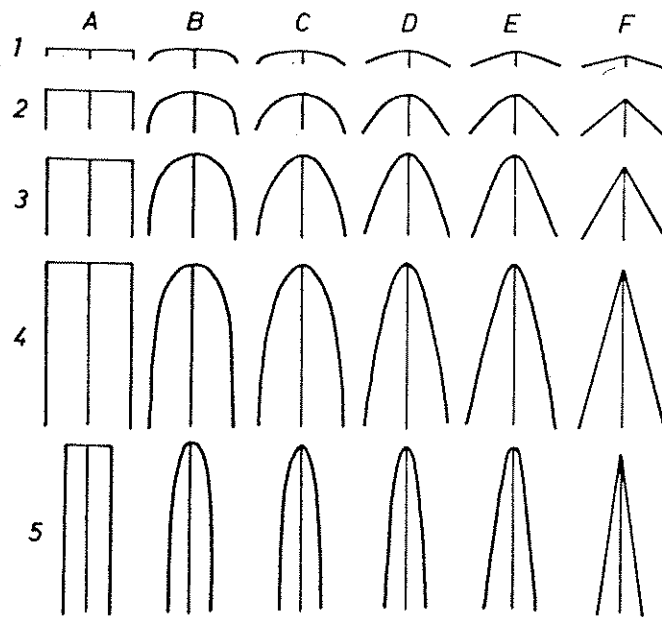


Şekil 15.12. b_3 katsayısı değerinin kıvrımın şekli üzerinde etkisi. A, b_3 'ün pozitif değerlerinin kutu tipi kıvrım şekilleri; B ise b_3 'ün negatif değerlerinin çevron-tipi kıvrım stilleri yarattığını göstermektedir.



Şekil 15.13. Fourier katsayıları kullanarak kıvrım şekillerinin grafiksel gösterimi (Hudleston, 1973a). Çift eksenli kıvrımların bulunduğu bölge noktalanmıştır. A'dan F'ye kadar harfler genel kıvrım şeklini, 1'den 5'e kadar olan numaralar genlik numarasını vermektedir.

sahiptir (örn; çevron, sinus dalgası şekilli, parabolik, yarı-elips ve kutu-kıvrımlar sırasıyla -0.111, 0.000, 0.037, 0.165 ve 0.333 b_3/b_1 değerlerine sahiptir) ve her tip için genliğin dalgaboyuna oranı, b_1 katsayısının artması ile artar. Hudleston, tek kıvrımlı katmanlar için genlik (1 den 5'e sayılarla gösterilen) ve şekil (A dan F ye harflerle gösterilen) tipine bağlı bir kıvrım şekli sınıflaması önermiştir. Kıvrımlar genel biçimlerine göre sınıflandırılabilir (örn; D, parabolik), veya belirli bir parabolik kıvrımın genlik-dalgaboyu ilişkisini göstermek için harfin yanında bir rakam da kullanılabilir (örn; D4). Bu tip bir sınıflama, Hudleston (1973a)'nın görsel harmonik analiz olarak adlandırdığı teknikle kolaylıkla yapılabilir. Bu sınıflama için önerdiği 30 temel kıvrım tipi, simetrik yarı dalgalar şeklinde Şekil 15.14'de gösterilmiştir. Hudleston bu diyagramın şeffaf



Şekil 15.14. Görsel harmonik analiz için kullanılan, değişik şekil (A-F) ve genlik numaralı (1-5) otuz temel kıvrım (Hudleston, 1973 a).

bir kağıda çizilmesini ve böylece gerçek kıvrım mostrası (veya fotoğrafı) ile doğrudan karşılaştırılmasını önerir. Kıvrım ile bükülme noktaları arasındaki mesafe esas alındığında, gerçek kıvrım ile diyagramdaki kıvrımlar arasındaki büyüklük farkı, şeffaf kağıt gözlemciye doğru veya gözlemciden uzağa hareket ettirilerek giderilebilir.

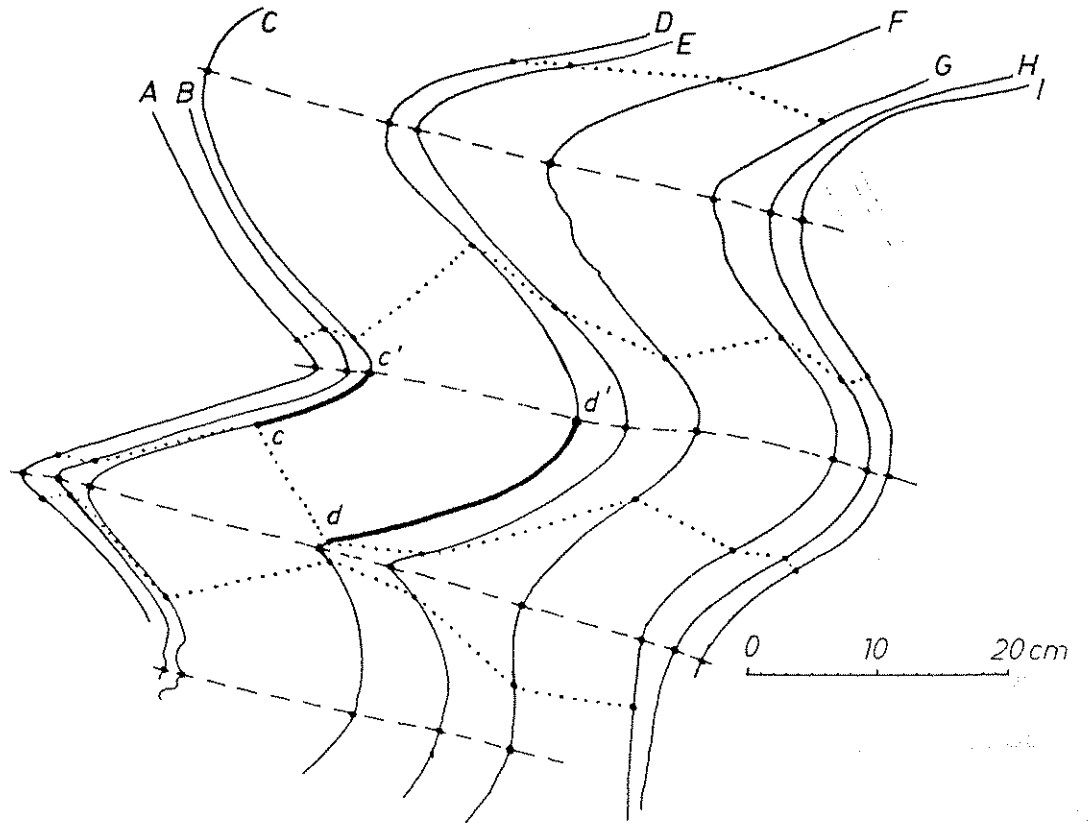
SORULAR

Dalgaboyu-genlik analizi

Soru 15.1

Şekil 15.15, Mull'daki Moine Serisi (kuzey iskoçya'da Prekambriyen yaşta bir istif) içinde amfibolit fasiyesinde metamorfizma geçirmiş şeyl ve kumtaşlarına ait kıvrımlı bir mostrayı göstermektedir. Kıvrımlarda bir çok belirgin yüzey işaretlenmiş ve A' dan I''ya kadar harflendirilmiştir. Komşu yüzeylerin kıvrım eksen çizgileri kesikli çizgilerle (eksen düzlemi), yüzeylerdeki bükülme çizgileri ise noktalı çizgilerle birleştirilmiştir.

Şekil 15.8'de gösterilen kıvrım dalga boyu ve genlik adlamasını kullanarak, kıvrımların yarı dalga boyu ve genliğini belirleyin ve bunları x (yarı dalga boyu) ve y (genlik) eksenleri üzerinde gösterin. Sonucu tartışın. Dalga boyu ve genlik ilişkisini tanımlamanın, bu probleme de uyan başka yollarını önerebilir misiniz ?



Şekil 15.15. İskoçya, Mull bölgesinde kıvrımlanmış metakumtaşı ve metaşeyller. Soru 15.1, 15.2, 15.3'e bakınız.

Görsel harmonik analiz

Soru 15.2

Hudleston'un görsel harmonik analiz yöntemini kullanarak, 30 temel kıvrım tipinden hangilerininin Şekil 15.15'de bulunduğunu belirleyin.

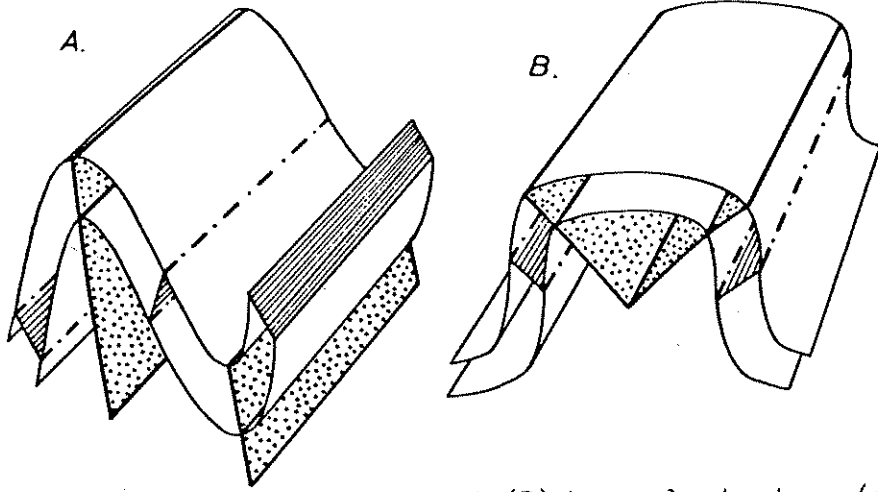
Fourier analizi

Soru 15.3

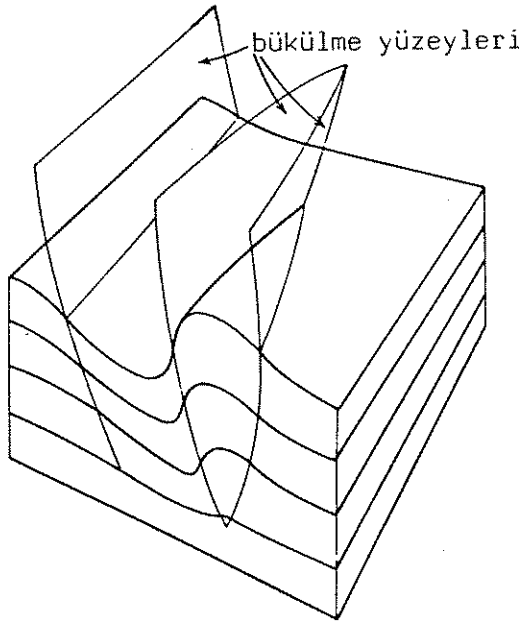
Stabler'in önerilerini kullanarak (15.5 denklemi ve Şekil 15.11) Şekil 15.15'de c-c' ve d-d' kıvrım bölgelerindeki b_1 , b_3 ve b_5 Fourier katsayılarının doğru bir tespitini yapın. y_1 , y_2 ve y_3 uzaklıklarının, standart çeyrek dalga boyunun ($\pi/2$) birim uzunluğu açısından ifade edildiğine dikkat edin.

Tanımlar: Kıvrımlı birden fazla yüzeyler

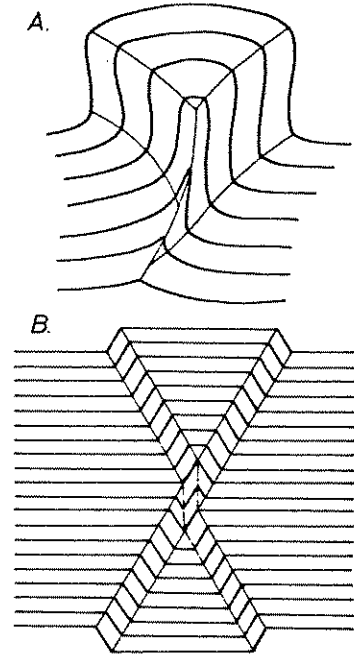
Kıvrımlı komşu yüzeylerin ilişkisi gözönüne alındığında kıvrım geometrisini tanımlamak için birçok yeni tarife ihtiyaç vardır. Birbirini izleyen yüzeylerdeki bükülme çizgileri, bükülme çizgi düzlemleri oluşturacak şekilde birleştirilebilir; bunlar değişik kıvrım bölgelerini üç boyutta tam olarak tanımlar (Şekil 15.16). Bir bükülme düzlemi kayada belli bir çizgide bitebilir. Bu şunu ifade eder; bir katmandaki kıvrımın genliği, komşu katmanlara doğru gittikçe azalır ve bu genlik, katmanların kıvrımlardan etkilenmediği bir noktada sıfıra iner (Şekil 15.17). Başka durumlarda komşu bükülme düzlemleri yakınlaşıp birleşerek üç boyutta mercek şekilli bölgeler oluşturur ve bu bölgeler belirli bir kıvrım bölgesini tam olarak sınırlar (Şekil 15.17).



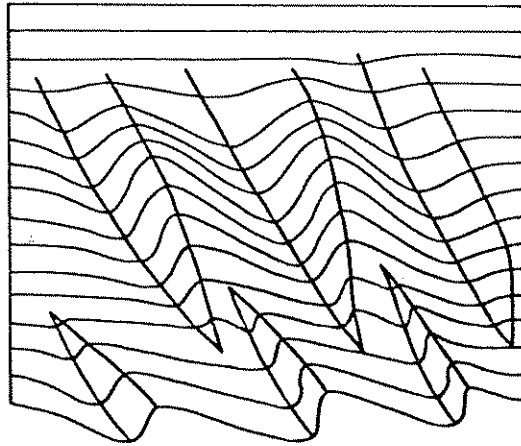
Şekil 15.16. Tek eksenli(A) ve çift eksenli(B) kıvrımlarda eksen (noktalı) ve bükülme (çizgili) yüzeyleri.



Şekil 15.17. Üç boyutta kıvrım bölgelerini tanımlayan bükülme yüzeyleri. İki bükülme yüzeyinin birleştiği çizgide (sağda) antiform geometrik olarak sonlanmaktadır.



Şekil 15.18. Kutu kıvrımı(A) ve kink kıvrımı(B) tiplerinde konjugat kıvrımlar.



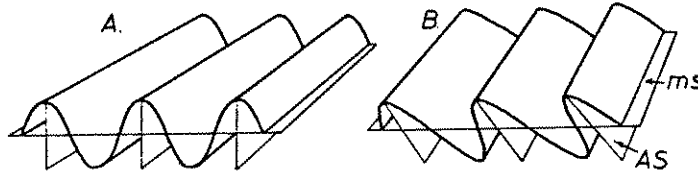
Şekil 15.19. Kıvrımlanmış katmanlarda değişik eksen yüzeyi şekilleri.

Komşu katmanlardaki kıvrım çizgilerini birleştiren yüzeyler, eksen yüzeyi ve eğer yüzey düzlemsel ise eksen düzlemi olarak bilinir (Şekil 15.16). Bir kıvrım bölgesi bir veya birden fazla eksen yüzeyi içerebilir. Birbirine yakınlaşan çift eksen yüzeyli kıvrımlar genellikle konjugat kıvrımlar olarak adlandırılır. Kıvrım eksen zonunun yuvarlanmış bir şekil aldığı kıvrımlar genellikle kutu kıvrımlar (box folds), kıvrım eksen zonu çok keskin olanlar ise konjugat kink kıvrımlar olarak bilinir. Konjugat kıvrımların eksen yüzeyleri genellikle yapının herhangi bir yerinde bir çizgide birleşir. Bu çizginin dışında kıvrım sadece bir tek eksen yüzeyi gösterebilir (Şekil 15.18A) veya eksen yüzeyleri, biri diğerini öteleyecek şekilde birbirini kesebilir (Şekil 15.18B). İki eksen yüzeyinden daha fazlasına sahip kıvrım bölgeleri enderdir; bunlar poliklinal kıvrımlar olarak bilinir.

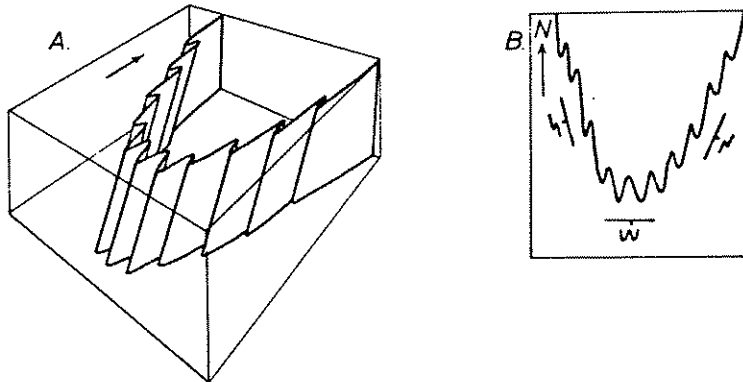
Tek kıvrım eksenine sahip kıvrımların eksen yüzeyleri, bükülme yüzeylerine benzer biçimde, bir çizgide sonlanabilir, veya bunlar, iki komşu kıvrım bölgesi arasındaki kanat bölgesini ayıran kapalı şekiller oluşturabilir (Şekil 15.19). Yer yüzünde bir kıvrımın eksen yüzeyinin konumu, kıvrım eksen izi (axial trace) olarak bilinir. Eğer kıvrım eksen çizgisi yatay ise eksen izinin yönü, kıvrım çizgisinin yönlemine paraleldir, fakat eksen yüzeyi eğimli ise ve kıvrım ekseninin belirli bir dalım açısı varsa, eksen izi ve eksen yönlemi (axial trend) birbirine paralel olmayacaktır.

Eğer bir kıvrımın orta ve eksen yüzeyleri birbirine dikse, ve eksen yüzeyi, kıvrım bölgesini simetrik çeyrek dalgalara

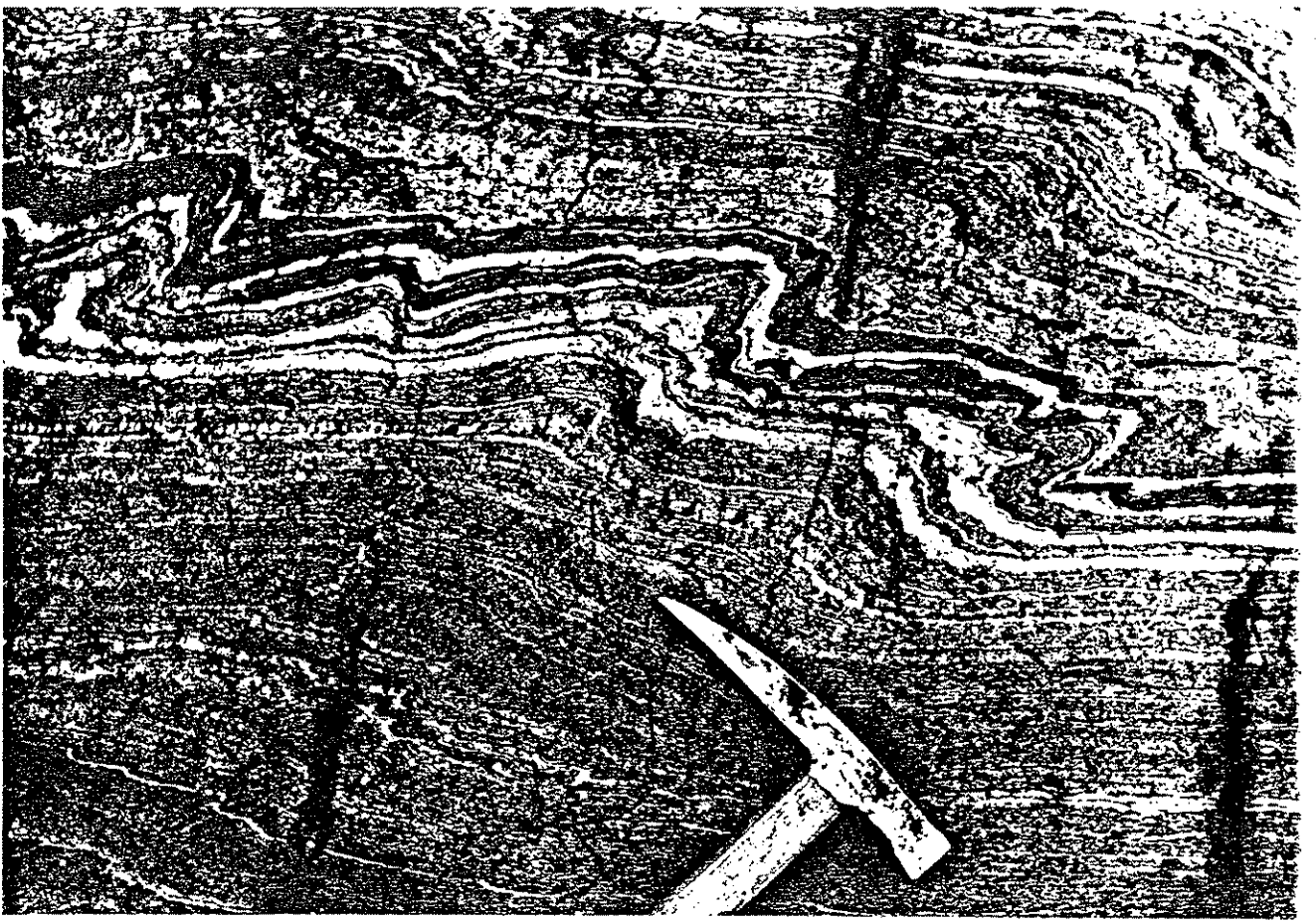
ayırıyorsa, kıvrım simetrik olarak isimlendirilir. Eğer bu şartlardan herhangi biri sağlanmıyorsa, kıvrım asimettir (Şekil 15.20). Poliharmonik kıvrımlarda parazitik kıvrımların simetri ilişkisi oldukça sistemattir: büyük dalga boylu kıvrımların kanatları asimettik parazitik kıvrımlar gösterir, buna karşın kıvrım eksen bölgesi, simettik parazitik kıvrımlara sahiptir. Eğimli eksen çizgisine sahip kıvrımlarda, parazitik kıvrımların değişik simetri şekilleri, simettik kıvrımlar için M, asimettik kıvrımlar için S ve Z sembolleriyle gösterilebilir. Bu semboller kıvrım şeklinin yatay düzlemdeki görünümünü ifade eder (Şekil 15.21, 15.22). Bu şekillerin ana yapıyla olan ilişkileri ve sembollerin haritaya işleme yöntemleri, Şekil 15.21B'de gösterilmiştir. Bir harita üzerinde bu sembolleri yorumlamak, büyük



Şekil 15.20. Simetrik (A) ve asimettik (B) kıvrımlar; ms orta yüzeyi, (A) ve asimettik AS eksen yüzeyini belirtmektedir.



Şekil 15.21. Poliharmonik bir kıvrımda parazitik kıvrımlar arasındaki kıvrım simetri ilişkisi. B, kıvrımların haritadaki görünümünü ve kıvrım simetri ilişkisini belirtmek için kullanılan sembolleri göstermektedir.



Şekil 15.22. Bantlı hornblend-biyotit gnaysda Z-şekilli ufak ölçekli kıvrımlar; fusio, merkezi Pennine Alpleri, İtalya.

Şekil 15.23. İsviçre'de Dent de Morcles napının (Helvetikler) batı yüzündeki Kretase ve Tersiyer sedimenlerinde kıvrımlar. Kıvrımlar resmin soluna doğru bakmaktadır ve tabakalanmanın sağa doğru genel eğimi, kıvrım eksen yüzeylerinin eğiminden daha diktir. Bu özellikle büyük bir antiklinal kıvrımının devrik kısmını belirtmektedir.



ölçekte kıvrım geometrisini anlamada son derece önemli bir araç olabilir (bak; Ek F). Kıvrım eksen çizgisinin yatay olduğu durumlarda bu semboller, harita üzerinde kıvrım simetrisini göstermek için kullanılamaz, o zaman, parazitik kıvrımların eksen yüzeyleri ile kıvrımlı katmanların orta çizgileri arasındaki ilişkiyi tanımlayan başka yöntemler kullanılmalıdır. Büyük ölçekli kıvrımların normal ve ters dönmüş bir kanata sahip olduğu durumlarda, parazitik kanat kıvrımlarının asimetri tipi, eksen yüzeylerinin orta yüzeyden daha dik olduğu ($A > M$, normal kıvrım kanatlarının özelliği), veya orta yüzeyden daha az eğimli olduğu ($A < M$, ters dönmüş kıvrım kanatlarının özelliği, Şekil 15.23) belirtilerek ifade edilebilir.

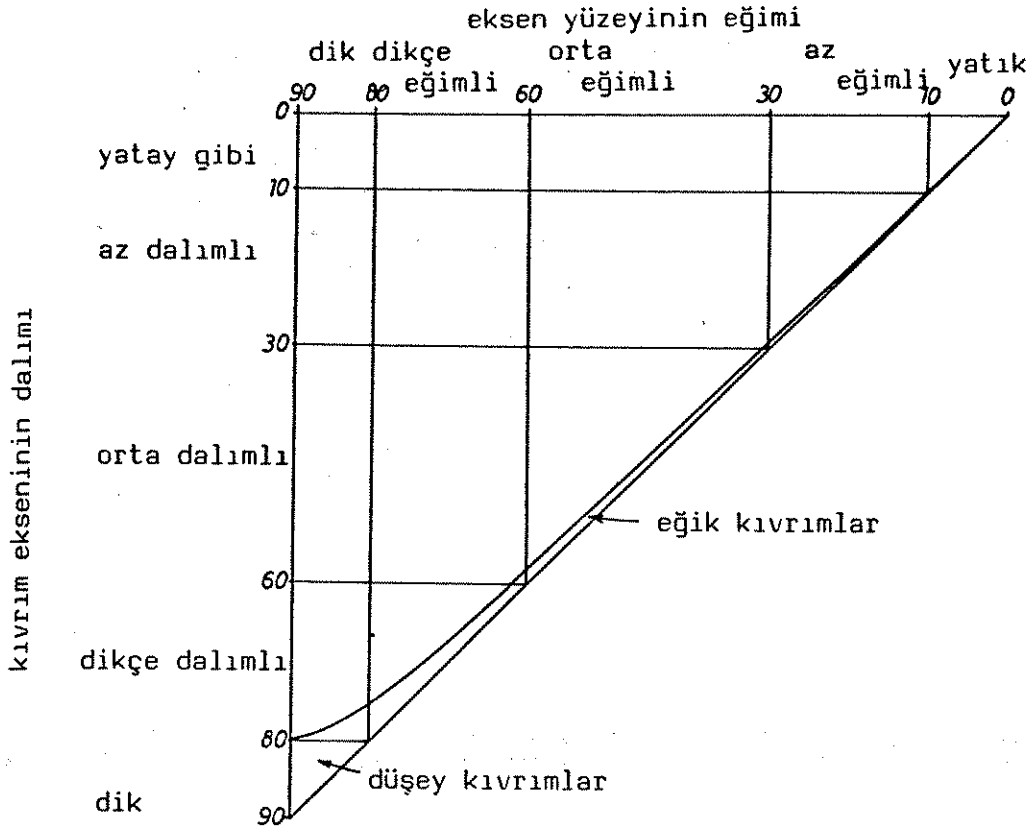
Kıvrım yönelimi

Eksen düzleminin eğim açısı ve kıvrım eksen çizgisinin dalımı, kıvrım yönelimi için bir terminoloji geliştirmede kullanılan özelliklerdir. Bu iki özelliği ölçmek genellikle kolaydır ve bunlara dayanarak oluşturulan terminoloji oldukça kullanışlıdır. Bu özelliklere dayanan en kapsamlı tanımlayıcı isimler, Fleuty (1964) tarafından önerilmiştir ve bu sınıflama Şekil 15.24'de gösterilmiştir.

Eksen izinin çizilmesi

Soru 15.4

Şekil 15.25, İsviçre Alpleri'nde Penninik naplarından birinin çekirdeğindeki bantlı hornblend-biyotit-kuvars-feldispat gnayslara ait yatay bir mostrayı göstermektedir. Kıvrımların



Şekil 15.24. Kıvrım yönelimini tanımlayan terimler (Fleuty, 1964).

eksen izlerini çizin ve bu izlerin antiformal veya sinformal kıvrımlara mı ait olduğunu belirtin. Eksen izlerinin yönlemi neden kıvrım eksenine (eksen yönlemi) paralel değildir? Eksen yüzeylerinin genel eğim yönünü gösterin. Kıvrımın genelinde eksen yüzeylerinin ilişkilerini tartışın.

CEVAPLAR VE AÇIKLAMALAR

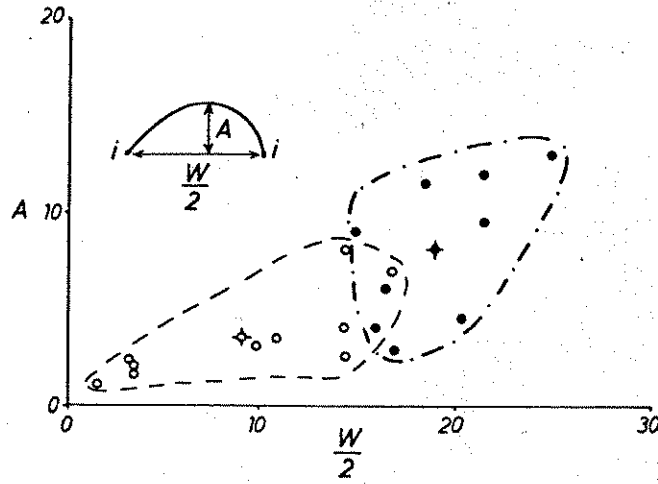
Cevap 15.1 Dalga boyu-genlik analizi

Şekil 15.27, Şekil 15.15'deki kıvrımlı metasedimenter kayalarda yapılan ölçümlerin sonuçlarını göstermektedir. Dalga boyu ve genlik, on kat çevresinde değişim gösterir ve genlik genel olarak dalga boyuyla artar. Bu değişimin bir kesimi, tam



Şekil 15.25. Kıvrımlanmış hornblend gneys, Fusio, Lepontine Alpleri, İtalya; Soru 15.4'e bakınız.





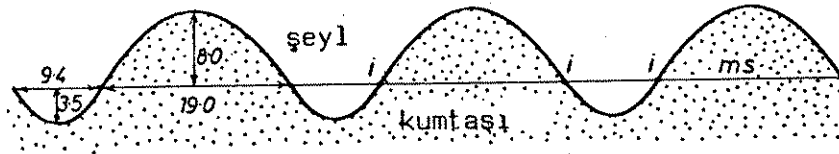
Şekil 15.27. Şekil 15.15'deki kıvrımlarda ölçülen dalga boyu-genlik verileri.

doğru yapılamayan ölçümlerden kaynaklanır; örneğin, kıvrım kanatlarının oldukça düz olduğu yerlerde, bükülme noktasının konumunu saptamak zordur. Ana kıvrımlar üzerinde geometrik karışıklıklara yol açan küçük ölçekli kıvrımlanmalar da vardır (örn; F yüzeyi). Ancak, Şekil 15.27'de görülen değişimlerin çoğu gerçektir. Bundan sonra yapılacak işlem, oldukça geniş bir dağılım gösteren veri noktalarını, veri dağılımının jeolojik önemini belirtecek şekilde, sınıflamanın mümkün olup olmadığını araştırmaktır.

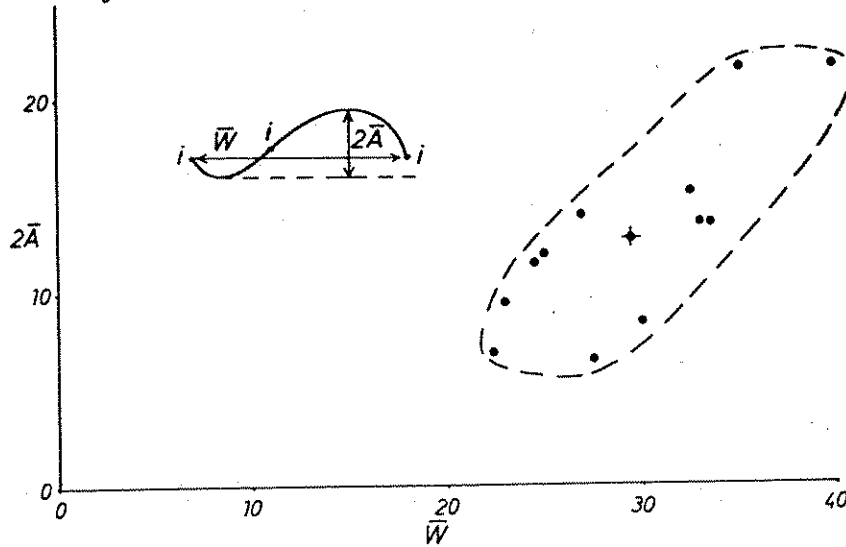
Bükülme noktalarını birleştiren çizgilerin geometrisi incelendiğinde, bazı katmanlarda bunların birbirine yaklaştıkları, bazılarında ise uzaklaştıkları görülür (yaklaşma, bir çizginin, dıştaki kıvrım yayından daha içtekine doğru gitmesi anlamında kullanılmıştır). Fotoğrafta, bükülme çizgilerinin gösterdiği bu şekiller ile kaya litolojisi arasındaki ilişkiyi görmek mümkündür; ayrılan çizgiler kumtaşı katmanlarında (açık renkli), yaklaşanlar ise şeylde (koyu renkli) yer alır. Bu geometrik farklar, kıvrımları iki gruba ayırmada kullanılabilir.

lır. Eğer, bükölme noktalarını birleştiren çizgiler, kıvrımlanmış bir yüzeye doğru birbirine yakınlaşıyorsa, o zaman o yüzeydeki kıvrımlara ait veriler içi boş dairelerle, eğer bu çizgiler yüzeye doğru birbirinden uzaklaşıyorsa, yüzeydeki kıvrımlara ait veriler içi dolu dairelerle gösterilmiştir (Şekil 15.27). Fotoğrafı incelediğimizde bu gruplamanın, kumtaşı katmanlarının sırasıyla iç ve dış yaylarına karşılık geldiği anlaşılır. Veriler şimdi küçük ve büyük dalga boyu ve bunlara uygun genlik ilişkilerine göre iki alanda gruplanmıştır. Bu iki alanın ortalaması saptanabilir (Şekil 15.27'deki çarpılar). Kumtaşı kıvrımının iç yayları ortalama $W = 18.7$ cm lik bir dalga boyuna ve $A = 3.5$ cm lik bir genliğe sahiptir, oysa dış yaylar yaklaşık iki kat büyük parametreler gösterir ($W = 38.1$ cm, $A = 8.0$ cm). Bu ortalamalar şematik olarak Şekil 15.28'de gösterilmiştir. Bunları Şekil 15.15'deki gerçek kıvrım boyutları ile karşılaştırmak önemlidir: şeklimiz genel bir görünüm sunduğu için, gerçek dokanak, çizdiklerimizden herhangi birine tam olarak uymaz. İlk bakışta oldukça sıkıcı gibi gelen bu alıştırmamızın, kıvrımlarla ilgili bazı önemli geometrik ve jeolojik sonuçlar verdiğini kabul etmeliyiz. Şeyl-kumtaşı dokanakları boyunca, kıvrım boylarındaki sistematik farklar büyük öneme sahiptir; bu, sıkışma sırasında bir dayanımlı-dayanımsız arayüzey boyunca gelişen mekanik duraysızlıkların özel büyüme özellikleri ile ilişkilidir. Bu geometrinin önemini Bölüm 19'da ayrıntılı olarak inceleyeceğiz.

Şekil 15.15'de birbirinden farklı geometrik özellikler gösteren kıvrımların, yanyana çift olarak bulduklarını göz önüne alırsak, dalga boyu-genlik ilişkisini saptamanın diğer bir



Şekil 15.28. Şekil 15.27'den elde edilen verilerle, şeyl-kumtaşı dokanağının kıvrımlarının şematik temsili.



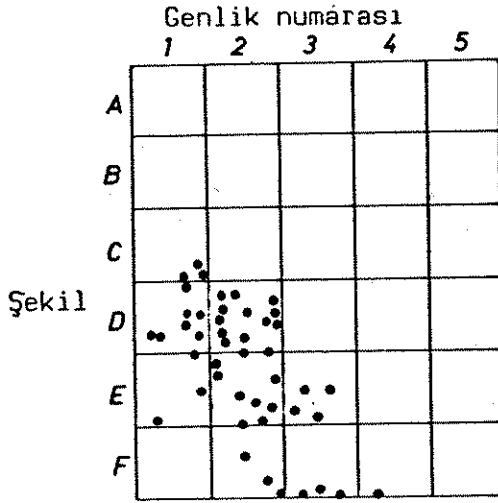
Şekil 15.29. Şekil 15.15'deki komşu kıvrım çiftlerinden ölçülen dalga boyu-genlik verileri.

yolu, kıvrımlanmış yüzeyde her ikinci bükülme noktası arasındaki mesafeyi ölçerek, kıvrım çiftinin toplam dalga boyunu (\bar{W}) ve yine kıvrım çiftinin genlik toplamını ($2\bar{A}$) belirlemektir. Kıvrımları bu şekilde ölçmek (Şekil 15.29), mostradaki ortalama kıvrım büyüklüğü hakkında önemli bilgiler verir, kombine kıvrımlardan alınan ölçümler, tek tek bileşenlerden alınan ölçümlerden daha sınırlı değişimler gösterir.

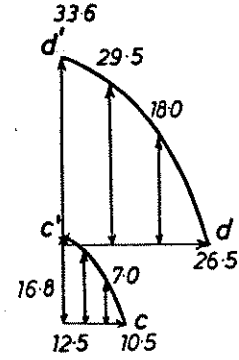
Görsel harmonik analiz

Cevap 15.2

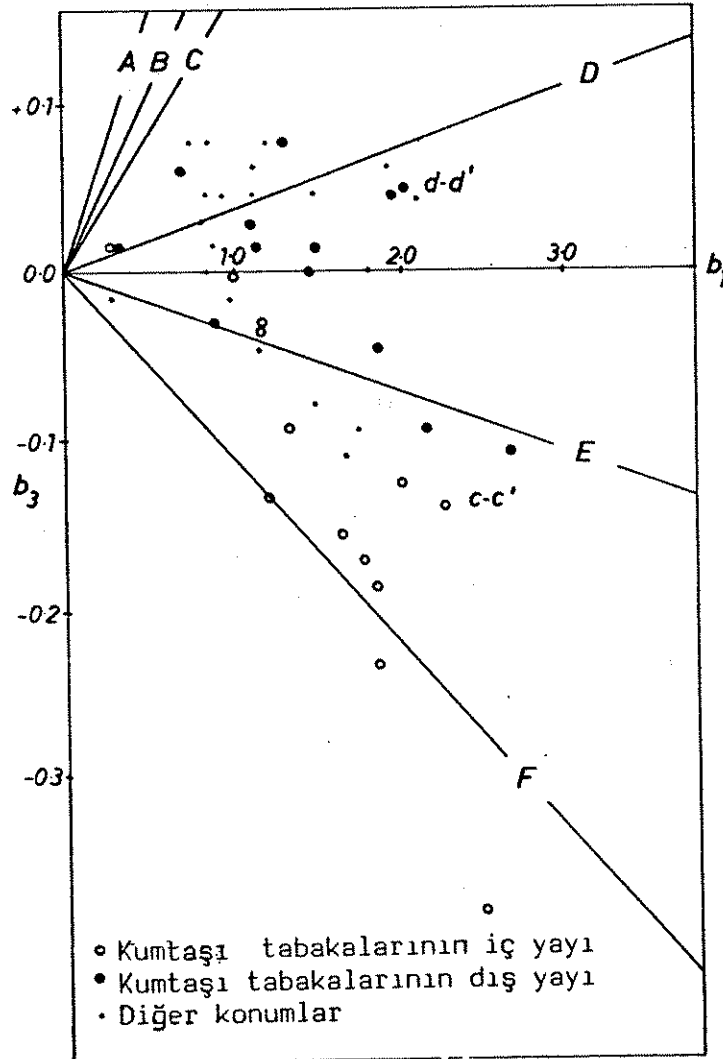
Şekil 15.30, Şekil 15.15'deki kıvrımların görsel analiz sonuçlarını göstermektedir. Kıvrım şekilleri yarı elipsellikten çevrona kadar bir değişim gösterirler ve Fourier genliğinin önemli bir kesimi vardır. Şekil 15.15'deki tüm kıvrımların eksiksiz



Şekil 15.30. Şekil 15.14'deki şemayı kullanarak Şekil 15.15'teki kıvrımların görsel analizi.



Şekil 15.32. Fourier katsayılarının hesaplanması için gerekli c-c' ve d-d' kıvrım yaylarının ölçümü.



Şekil 15.31. Şekil 15.15'deki kıvrımların Fourier katsayılarının (b_1 ve b_3) diyagramda gösterilmesi.

bir Fourier analizi yapılmış ve b_1/b_3 değerleri Şekil 15.31'de grafiksel olarak gösterilmiştir. Kumtaşı katmanlarının iç yaylarındaki kıvrımlar boş dairelerle, dış yaylarındaki kıvrımlar dolu dairelerle, ve diğer ilişkiler (örn; kumtaşı katmanlarının kendi aralarındaki ilişkiler) küçük noktalarla gösterilmiştir. Bu analiz, geniş bir spektrum gösteren kıvrım stilinin, kısmen kıvrımın konumuyla ilişkili olduğunu göstermektedir. Kumtaşı katmanlarının dış yayındaki kıvrımlar, iç yaydakilere göre daha yuvarlak bir şekil gösterir ve ortalama b_3 değerleri sinüs şeklinde bir görünüm verir. iç yaydaki kıvrımlar, biri dışında negatif b_3 değerlerine ve sinüs şekilli kıvrımlar ile keskin tepeli, düz kanatlı çevron kıvrımları arasında bir şekle sahiptir.

Ştabler-Hudleston şekil analiz yönteminde kullanılan matematiksel işlemler, bu analiz yönteminde kullanılan genlik teriminin, kıvrım eksen çizgisi ile bükülme noktaları arasındaki uzaklığın ölçülmesiyle belirlenen A genliğinden farklı olduğunu göstermektedir. Fourier metodundaki genlik terimi, kıvrımın çeyrek dalga tabanı çizgisi üzerindeki ölçeksiz göreceli yüksekliği ile ilgilidir. Fourier analizindeki genlik teriminin, daha önce kullanılan terimle farkını belirtmek için, Fourier genliği için göreceli genlik veya genlik numarası terimlerini kullanmak daha doğrudur.

Fourier katsayılarının hesaplanması

Cevap 15.3

Kıvrımlı yüzeylerin iki kesiminde yapılan ölçümler, Şekil 15.32'de milimetre cinsinden gösterilmiştir. Hesaplamaları yapmak

için y_1 , y_2 ve y_3 değerleri, çeyrek dalga tabanının (x-ekseni) $\pi/2$ birim uzunlukta olduğu varsayılarak, buna eşdeğer değerlere çevrilmelidir. c-c' kıvrım bölgesi için:

$$y_1 = 7.0\pi/2 * 10.5 = 1.05$$

$$y_2 = 12.5\pi/2 * 10.5 = 1.87$$

$$y_3 = 16.8\pi/2 * 10.5 = 2.51$$

Bundan sonra 15.15 denklemleri kullanılarak Fourier katsayıları bulunur; $b_1 = 2.27$, $b_3 = -0.14$, $b_5 = 0.11$.

d-d' kıvrım bölgesi için:

$$y_1 = 18.0\pi/2 * 26.5 = 1.07$$

$$y_2 = 29.5\pi/2 * 26.5 = 1.75$$

$$y_3 = 33.6\pi/2 * 26.5 = 1.99$$

buradan da Fourier katsayıları $b_1 = 2.03$, $b_3 = 0.05$, $b_5 = 0.01$ bulunur. Kumtaşı katmanının iç yayında yer alan c-c' kıvrımı negatif b değerine, oysa dış yaydaki d-d' pozitif bir b değerine sahiptir. Bu, iç ve dış yaylar arasındaki önemli bir farkı gösterir: iç yay kıvrımı, bir sinüs dalgasından daha keskin bir tepeye sahiptir, oysa dış yay kıvrımı, bir sinüs eğrisinden daha yuvarlaktır. Şekil 15.31'de bu iki kıvrımın konumu, Hudleston'un b_1/b_3 grafiğinde gösterilmiştir.

Kıvrım şekillerini tanımlanmasında Fourier katsayılarının saptanması son derece pratiktir ve sonuçlar hemen bulunabilir. Bu metod, doğal olarak deforme olmuş kıvrımların ilk bakışta belli olmayan özelliklerini açığa çıkarmak için oldukça önemlidir; Hudleston (1973a, c), kıvrım şekillerini bölgeden bölgeye karşılaştırmada, bu metodun ne kadar etkili olduğunu göstermiştir. Ayrıca bu metod, laboratuvar deneyleri sırasında tedrici bir

şekilde gelişen kıvrımların şekil değişikliklerini incelemeye ve deneysel kıvrımlar ile doğal kıvrım şekillerini karşılaştırmada son derece önemli bir araçtır (Hudleston, 1973b).

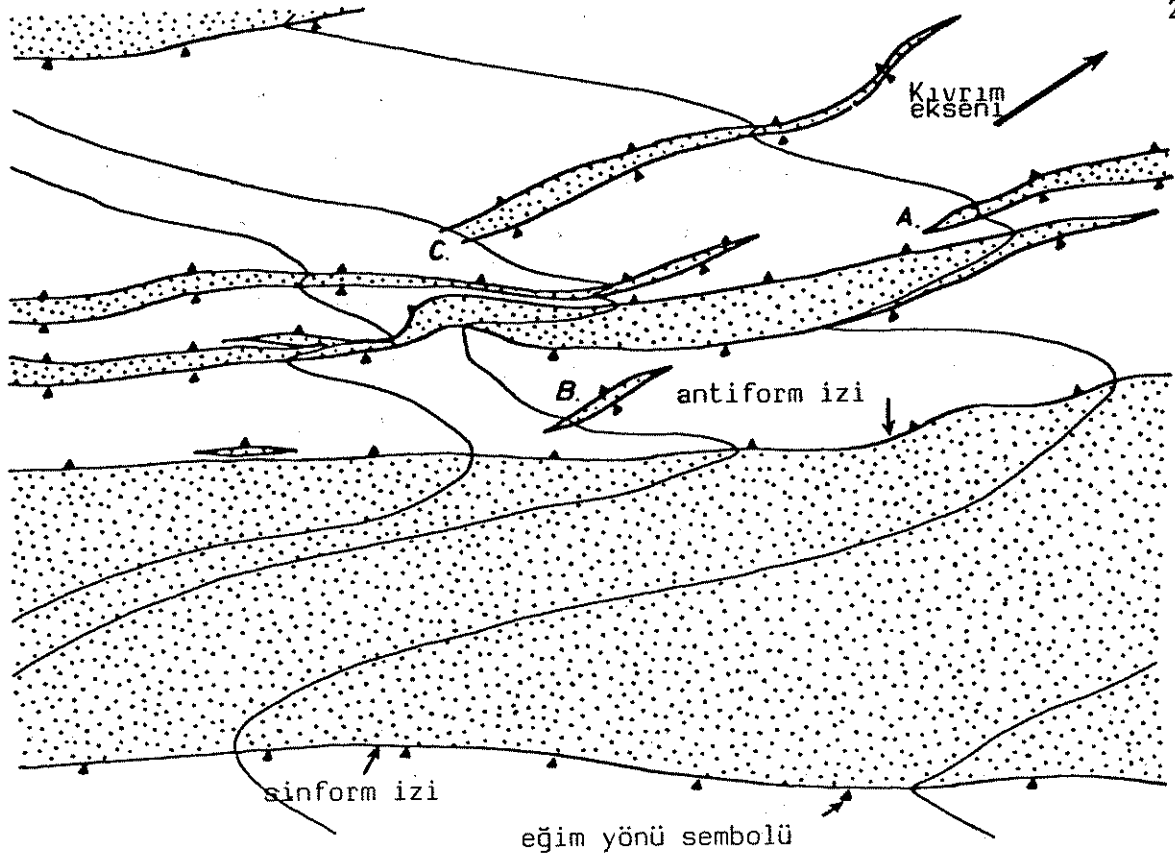
Eksen izinin çizilmesi

Cevap 15.4

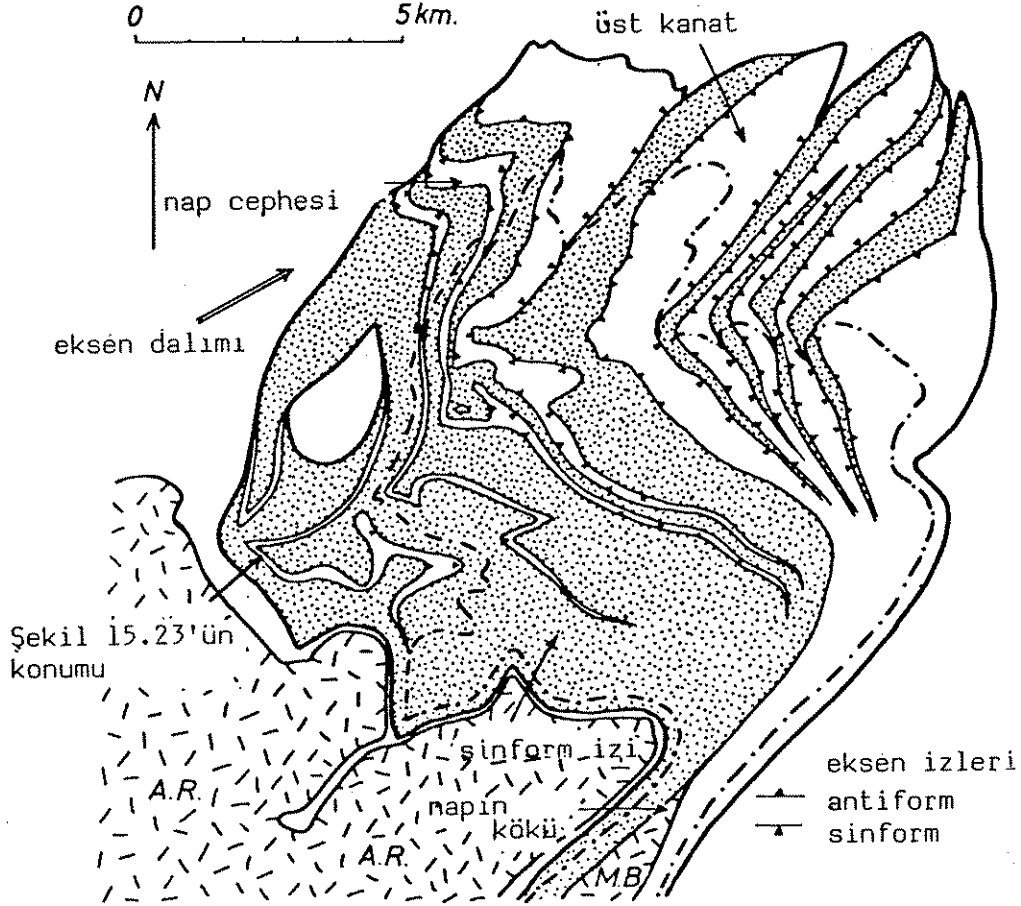
Şekil 15.33, Şekil 15.25'deki kıvrımların eksen izlerini göstermektedir. Kıvrım eksen yönüne ve katmanların kıvrım eksen zonlarındaki birleşme şekline dayanarak, bireysel kıvrımların antiformal mi veya sinformal mı olduğuna karar vermek kolaydır. Kıvrım ekseninin dalım yönü kullanılarak belirlenen eksen düzleminin genel eğimi şeklin üstüne doğru olmalıdır, ve bu yön üçgenler ile harita üzerinde gösterilmiştir. Eksen izlerinin bazıları eğiktir. Mostra yüzeyi düzlemsel olduğu için, kıvrım dalımı sabitse, bu eğrilik, eksen yüzeylerinin eğim açısının değiştiğini vurgular.

Eksen izleri birkaç biçimde sonlanır. A bölgesinde, eksen izleri birbirine yaklaşır ve bir noktada birleşir (Şekil 15.17 ile karşılaştırın); bu kıvrım çifti, kademeli bir biçimde bir sonraki kıvrım çiftine geçebilir (Şekil 15.19'un alt kısmıyla karşılaştırın). B bölgesinde, eksen izleri her iki uçta da kapanır ve kıvrım tamamen çevrilmiş bir kıvrım yumrusu şeklindedir. C bölgesinde, eksen düzlemleri birbirine yaklaşmaksızın sonlanır, bu düzlemler arasındaki kıvrım sola doğru genliğini yavaş yavaş kaybeder (Şekil 15.19'un üst kısmıyla karşılaştırın).

Bükülme düzlemlerinin, komşu antiformal ve sinformal bölgeleri birbirinden ayırdığını görmüştük, oysa eksen düzlemleri



Şekil 15.33. Şekil 15.25'teki kıvrımların yapısal analizi.



Şekil 15.34. Batı İsviçre'de bir Helvetik napı olan Morcles napının haritası. Napın altında yer alan Aiguilles Rouges(A.R) ve Mont Blanc(M.B) masifleri diyağonal çizgiler ile, naptaki Jura-Kretase sınırı nokta-çizgi ile gösterilmiştir. Naptaki kıvrımlar 5° ile 30° arası açılarla $N 60^{\circ} E$ 'ya dalar. Morcles napından bir profil Şekil 11.10'da yer almaktadır.

her kıvrım bölgesini fiili olarak iki parçaya böler. O halde neden bu problemde bükülme düzlemlerini çizmedik ? Kıvrım bölgelerini ayıran düzlemleri haritalamak, eksen izlerini oluşturmaktan daha mantıklı olmaz mıydı ? Bunun pratik bir nedeni vardır. Sıfır eğrilik konumundaki bükülme çizgilerini doğru bir şekilde çizmek, maksimum veya minimum eğrilik konumlarıyla çakışan eksen izlerini belirlemekten daha zordur. Şimdiki problemde karşılaştığımız gibi, uzun ve oldukça düz kanatlara sahip kıvrımlar için bu durum özellikle geçerlidir. Kıvrımların eksen izlerini belirlemek genelde kolay olmasına rağmen, eğer incelediğimiz kesit kıvrım eksenine göre önemli derecede eğik ise, bazı özel problemler olabileceğine dikkat edilmelidir. Çünkü, böyle bir kesitteki maksimum eğiklik düzlemi, eksen düzleminin gerçek konumunu belirten üç boyuttaki maksimum eğikliğe her zaman uymaz. Bu özel probleme Bölüm 18'de yeniden döneceğiz.

Soru 15.4'ün ölçeği küçük olduğu halde, bu mostrada görülen özelliklerin çoğu bölgesel bir ölçekte gözlenir. Şekil 15.34, Batı İsviçre'deki Helvetik naplarından birinin (Morcles Napı) haritasını, ve napın Mesozoyik ve Tersiyer çökellerindeki büyük kıvrımların eksen izlerini göstermektedir. Antiklinal-senklinel eksen izleri arasındaki dikçe eğimli veya ters dönmüş kaya bölgeleri, Şekil 15.33'deki gibi noktalarla gösterilmiştir. Bu kıvrımların ölçeğinin kavranabilmesi için, Dent de Morcles dağının güneybatı yamacındaki kıvrımlar Şekil 15.23'de gösterilmiştir. Yamaç yaklaşık 300 m yükseklikte ve 700 m yatay uzanımdadır. Fotoğraftaki senklinal (üstte) - antiklinal (altta) kıvrım çifti, normal konumlu bir kaya bandını, altta ve üstteki

devrik kayalardan ayıran iki eksen izi olarak Şekil 15.34'deki haritada gösterilmiştir. Haritadaki noktalı bölgelerin genel dağılımı napın, doğu kısmında normal konumlu, batı kısmında ise genellikle devrik Mesozoyik ve Tersiyer çökelleriyle tanımlanan ve kuzeybatıya doğru kapanan büyük bir antiklinal geometrisine sahip olduğunu göstermektedir (bak; Cilt 1, Şekil 11.10'daki KB-GD kesiti). Bölgede 2500 m ye varan topoğrafik farklar ve eksen yüzeylerinin genelde düşük-orta eğimli olmaları nedeniyle, haritada görülen eksen izi bükülmelerinin bazıları, eksen yüzeylerinin topoğrafya ile yaptığı karmaşık kesişmelerden kaynaklanmaktadır. Bu bölgede geliştirilmiş olan eksen izlerinin çizilmesi metodu, kıvrımların bir bölgeden bir bölgeye korelasyonunu yapmada özellikle yardımcı olmuştur. Bu yöntemin belki de en önemli zihinsel yararı, arazi jeologunun herhangi bir kıvrımı "kaybetmemesini" veya "unutmamasını" sağlamasıdır. Jeolog, eksen izinin nerede ve nasıl bittiğine karar vermeye zorlanır. Bu tip analizlerin sonuçları o kadar yararlıdır ki, eksen izlerinin haritasını çıkarmak, yapısal haritalama tekniklerinin önemli bir parçası olarak kabul edilmelidir.

ANAHTAR KELİMELER

Açık kıvrım	Open fold
Akordiyon kıvrım	Accordion fold (Şekil 15.8A)
Antiform	Antiform (Şekil 15.1)
Antiklinal	Anticline

Antiklinoryum	Anticlinorium
Asimetrik kıvrım	Asymmetric fold (Şekil 15.20B, 15.21)
Bakma yönü	Facing direction
Bükülme	Bending
Bükülme çizgisi	Inflection line (Şekil 15.1)
Çevron kıvrım	Chevron fold
Çöküntü	Depression (Şekil 15.4)
Çukur çizgisi	Trough line (Şekil 15.1)
Dalga boyu	Wavelength, W (Şekil 15.8B)
Dar kıvrım	Close fold
Dom	Dome (Şekil 15.4)
Doruk çizgisi	Crest line (Şekil 15.1)
Eğik kıvrım	Reclined fold (Şekil 15.24)
Eğilme	Buckling
Eğimli kıvrım	Inclined fold (Şekil 15.24)
Eksen çizgisi	Hinge line (Şekil 15.1)
Eksen dalımı düşey kıvrım	Vertical fold
Eksen düzlemi	Axial plane (Şekil 15.16)
Eksen izi	Axial trace
Eksen yönlemi	Axial trend
Eksen yüzeyi	Axial surface (Şekil 15.16)
Eksen yüzeyi düşey kıvrım	Upright fold
Eksen zonu	Hinge zone
Elastika	Elastica
Geniş kıvrım	Gentle fold
Genlik	Amplitude, A (Şekil 15.8A)
Gözlü kıvrım	Eyed fold (Şekil 15.5A)

izoklinal kıvrım	Isoclinal fold
Kademeli kıvrım	En-echelon fold (Şekil 15.6, 15.7)
Kanatlar arası açısı	Interlimb angle (Şekil 15.9)
Kıvrım dalga boyu	Wavelength of fold (Şekil 15.8A)
Kıvrım bölgesi	Fold domain
Kıvrım eksenini	Fold axis
Kıvrım kanadı	Fold limb
Kink kıvrım	Kink fold (Şekil 15.18B)
Konik kıvrım	Conical fold
Konjugat kıvrım	Conjugate fold (Şekil 15.18)
Kulminasyon	Culmination (Şekil 15.4)
Kutu kıvrım	Box fold (Şekil 15.18A)
Küvet	Basin (Şekil 15.4)
Monoklinal	Monocline (Şekil 15.2C)
Nötr kıvrım	Neutral fold (Şekil 15.2A)
Orta yüzey	Median surface (Şekil 15.8B, 15.20)
Parazitik kıvrım	Parasitic fold
Poliharmonik kıvrım	Polyharmonic fold (Şekil 15.8B)
Poliklinal kıvrım	Polyclinal fold
Semer	Saddle (Şekil 15.4)
Senklinal	Syncline
Senklinoryum	Synclinorium
Sıkışık kıvrım	Tight fold
Silindirik kıvrım	Cylindrical fold
Silindirik olmayan kıvrım	Non-cylindrical fold
Simetrik kıvrım	Symmetric fold (Şekil 15.20A, 15.21)
Sinform	Synform (Şekil 15.1)

Ters dönmüş semer	Inverted saddle
Yatık kıvrım	Recumbent fold (Şekil 15.24)
Zig-zag kıvrım	Zig-zag fold
	Sheat fold (Şekil 15.5B)

ANAHTAR KAYNAKLAR

Fleuty, M.J. (1964). The description of folds. Proc. Geol. Assoc. London 75, 461-492.

Hudleston, P.J. (1973a). Fold morphology and some geometrical implications of theories of fold development. Tectonophysics 16, 1-46. (1973b). An analysis of "single layer" folds developed experimentally in viscous media. Tectonophysics 16, 189-214. (1973c). The analysis and interpretation of minor folds developed in the Moine rocks of Monar, Scotland. Tectonophysics 17, 89-132.

Ramsay, J.G. (1967). "Folding and Fracturing of Rocks", 568 pp. McGraw Hill, New York.

Shackleton, R.M. (1958). Downward-facing structures of the Highland Border. Jour. Geol. Soc. London 113, 361-392.

Stabler, C.L. (1968). Simplified Fourier analysis of fold shapes. Tectonophysics 6, 343-350.

Wilson, G. (1967). The geometry of cylindrical and conical folds. Proc. Geol. Assoc. London 78, 179-210.

BÖLÜM 16

KIVRIM YÖNELİMLERİ: İZDUŞUM TEKNİKLERİ

GİRİŞ

Jeolog, bir bölgenin yapısal özelliklerini incelerken mostralarda gördüğü değişik yapıların yönelimlerini haritasına işler. Bu bilgiler arazi defterine de kaydedilecektir, fakat yapıların yönelimleri mümkün olduğu kadar doğru bir şekilde haritaya yerleştirilmelidir. Bunun pratik teknikleri Ek F'de anlatılmıştır.

Saha çalışmasında elde edilen asal yönelim verileri, çeşitli düzlemsel ve çizgisel yapıların ölçümlerini içerir:

1. Litolojik katmanlanma, sedimentlerde tabakalanma düzlemleri, metamorfik kayalarda ve gnaylarda bileşimsel bantlaşma ve magmatik kütlelerde birincil katmanlanma.
2. Minerallerin tercihli yönlenmesi ile oluşan düzlemsel dokular, şistozite ve klivaj, ve muhtemelen bunlara eşlik eden, sonlu yamulma elipsoidinin X-eksenine paralel çekme lineasyonu.
3. Küçük ölçekli kıvrımların geometrik elemanları, bunların eksen düzlemleri ve eksen çizgileri.
4. Makaslama zonları, faylar ve çatlaklar, ve fay duvarları arasındaki görece hareketler hakkında bilgi veren çizgisel çentikler.

Yapısal jeoloji analizlerinin pek çoğu bu bilgiler üzerine inşa edilir. Yüksek dağ kuşaklarında olduğu gibi, çok iyi mostra

veren bölgelerde (örn; Şekil 15.23) büyük ölçekli yapılar doğrudan incelenebilir. Ancak böyle bölgeler istisnadır, ve mostraların sınırlı olması, veya bölge iyi mostra verse bile topoğrafik engeller nedeniyle, büyük ölçekli yapıları hemen tanıyabilmek mümkün olmayabilir. Mostradan mostraya alınan veriler genellikle bir jeoloji haritasına kaydedilir ve bu şekilde rejyonel yapı yavaş yavaş ortaya çıkar. Böyle bir çalışmada, deforme olmuş kayaların çizgisel ve düzlemsel yapılarından mümkün olduğu kadar fazla ölçü almak önemlidir. Bunun nedenlerini şöyle açıklayabiliriz. Birincisi, ne kadar çok ölçülmüş verimiz varsa, geometrik analizimiz o kadar doğru olacak ve böylece genel yapıyı anlamamız da o ölçüde hassas olacaktır. ikincisi, deneyimlerimize göre ölçme işlemi, başka şekilde gözden kaçabilecek bazı yapısal özelliklere dikkat etmemizi sağlar; bu özellikler vardığımız bazı sonuçların geçerliliğini sınamak için kritik olabilir. Rejyonel yapıyı arazide hızlı bir şekilde değerlendirmeye çalışan jeologların tektonik yorumları, sonuçta genellikle kaba ve basit olacaktır. Çok evreli kompleks deformasyonlarla yapısal geometrisi şekillenmiş olan kompleks metamorfik bölgelerin tektonik yapısı, yalnızca yönelim verilerinin dikkatli bir şekilde incelenmesi ile ortaya çıkarılır. Bunun dışında, örneğin hafifçe kıvrımlı tabakaların bulunduğu yapısal olarak basit bölgelerde bile geometrik "tuzak problemlerle" sık sık karşılaşılır. Yapısal geometriyi doğru yorumlamanın önemli bir rol oynadığı madencilik veya sondaj çalışmalarında, en çok yönelim verilerine sahip jeolog, genellikle en doğru tahminleri yapacaktır.

Aşağıdaki bölümlerde, özellikle kıvrımlı kayaların geomet-

rik özelliklerini incelemeye yararlı olacak yöntemleri tartışacağız. Kırılma geometrisinin analizi 24, 25, 26 ve 27. bölümlerde yapılacaktır.

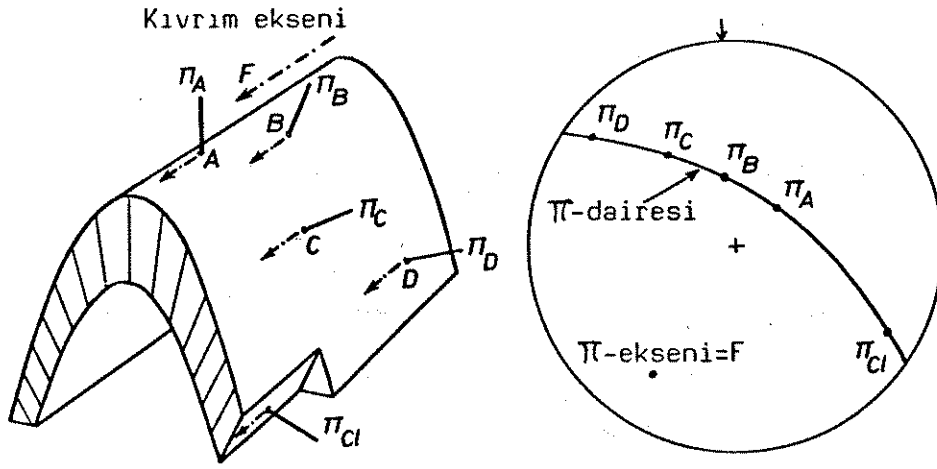
Tartışmaya ve sorulara geçmeden önce izdüşüm yüzeyleri ve bunların kutuplarını, ve çizgileri izdüşümde gösterme ve (Bölüm 9, Cilt 1) düzlemsel ve çizgisel unsurlar arasındaki açıları ölçme yöntemlerini gözden geçirmek yararlı olacaktır.

Kıvrım eksen

Bir çizginin (kıvrım eksen) uzayda paralel hareketi ile kıvrımlı bir yüzeyin meydana gelip gelmemesine bağlı olarak kıvrımlar silindirik veya silindirik olmayan kıvrımlar olarak ayrılır. Doğal kıvrımların çoğu, ya silindirik modele çok yakın ya da küçük silindirik bölgelere ayrılabilen yüzeyler gösterir. Bir silindirik kıvrımın, litolojik katmanlanma, klivaj, parazitik kıvrımların eksen yüzeyleri gibi düzlemsel bileşenleri arasındaki açısal ilişkileri analiz ederek, kıvrım eksen yönünü belirlemek mümkündür. izdüşüm tekniklerinde iki temel diyagram kullanılır, bunlar π ve β -diyagramları olarak bilinir.

π -diyagramları

Bu analiz yönteminde, büyük bir kıvrımı oluşturan yüzeylere çizilen dikleri (π -kutupları) noktalamak için streografik veya (daha iyisi) eşalan izdüşümü kullanılır. Eğer kıvrım silindirik ise her π -kutbu kıvrım eksenine 90° lik bir açı ile yönlendirilir (Şekil 16.1), ve π -kutupları, π -daresi olarak bilinen bir büyük daire izi üzerinde yer alır. Bu büyük daireye çizilen



Şekil 16.1. Silindirik bir kıvrımın geometrik özellikleri; A, B, C, D gözlem noktalarında katmanlanmaya dikler ($\pi_A, \pi_B, \pi_C, \pi_D$) çıkarılmıştır. Sağdaki izdüşüm bu π -kutuplarının nasıl π -dairemesini tanımladığını ve kıvrım eksenini F'nin π -dairemesini düzlemine dik olduğunu göstermektedir.

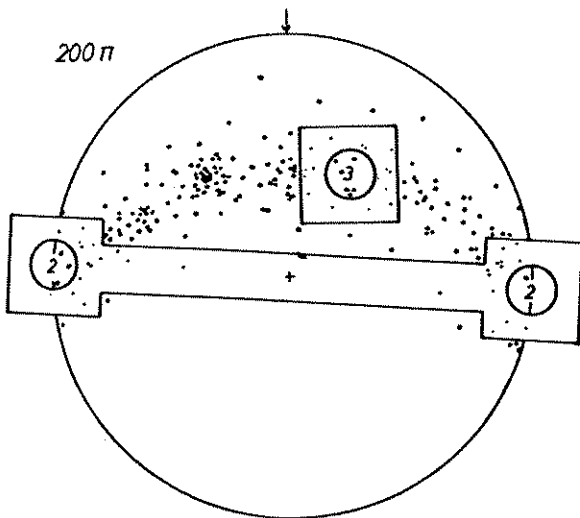
dik, π -ekseni olarak bilinir ve kıvrım eksenine paraleldir (Şekil 16.1F). Pratikte, π -kutupları tam olarak bir büyük daire üzerine düşmez, fakat büyük daire etrafında belirli bir zon oluşturur. Bu dağılımın nedenleri şunlardır; birincisi, arazi ölçümleri daima birkaç derece ($\pm 2^\circ$) hata payı içerebilir ve bu nedenle, kıvrım tam silindirik olsa bile, kutuplar hafifçe bir saçılma gösterir. ikincisi, kıvrımların tam silindirik olması nadirdir, bu nedenle silindirik kıvrım modeli hiç bir zaman verilerle tam bir uyum sağlamayacaktır. Bu durumda genellikle göz kararı ile veri noktaları ile en uyumlu olan büyük daire veya π -daire seçilir. İstatistiksel kriterleri kullanarak en uygun büyük dairenin seçildiği yöntemler de vardır (Ramsay, 1967; Mancktelov, 1981). Bizim görüşümüze göre bu gibi yöntemler, yalnızca çok kesin veriler kullanıldığında geçerlidir. Pek çok jeolojik veri, tabiatı itibarıyla bu tür tekniklerin kullanılmasını gerektirmez ve "normal" yapısal analizlerde bu kadar hassas sonuçlar beklenmez. Doğal kıvrımların tam silindirik olması pek mümkün değil-

dir; bir kıvrımın silindirik olup olmadığını belirlemek için pratik bir terminoloji geliştirmek ve basit deneyler yapmak yararlı olacaktır. Daha önce böyle bir girişimde bulunulmamıştı (bak. Fleuty, 1964). Biz, eğer π -kutuplarının %90 dan fazlası, çizilen π -dairesinin 10° lik bir zonu içinde kalıyorsa bu kıvrımın silindirik olarak adlanmasını öneriyoruz. π -kutuplarının %90 dan daha azı bu zonda fakat %90 dan fazlası π -dairesinin 20° lik zonu içine düşüyorsa, kıvrım yarı silindiriktir. Bu sınırların dışındakiler ise silindirik olmayan kıvrımlar olarak adlandırılır. En uygun büyük daireden 10° ve 20° uzaktaki küçük daireleri oluşturmak nispeten hızlı bir işlem olduğu için, böyle basit bir şema kullanmak oldukça yararlıdır.

Bazı kıvrımlarda, kıvrımlanma sırasındaki deformasyonla oluşan düzlemsel dokular, kıvrım eksenine göre sistematik bir geometrik düzen gösterir (eksen düzlemi klivajı, yaklaşan ve uzaklaşan klivaj yelpazeleri: bak. Bölüm 10, Cilt 1). Bu tür örneklerde, bu ikincil yüzeylerin kutupları da kıvrımlı ana katmanların olduğu gibi π -daresi zonunda yer alır (Şekil 16.1, π_c). Kesişen klivaj düzlemlerinin kıvrıma verev olduğu durumlarda (Cilt 1, Şekil 12.17), klivaj kutuplarının ana yapıyla olan geometrik ilişkisi basit olmayacaktır.

π -diyagramı yönteminin diğerlerine göre avantajı çok sayıda verinin basitçe analiz edilebilmesindedir. Bu yüzden, ölçüm alımından kaynaklanabilen hatalar birbirini telafi eder ve π -dairesinin ortalama konumu ile kıvrım eksenini maksimum doğrulukta saptanabilir. π -diyagramlarının çoğunun bir özelliği de, π -kutuplarının büyük dairenin 180° lik tüm zonu boyunca dağılmamasıdır.

Bu, silindirik bir kıvrımdaki yüzeylerin olası yönelimleri ile ilgili bazı şartlar olduğunu ifade eder. Belirli bir zon oluşturan bu dağılımın değerini ölçerek kıvrımın kanatları arasındaki açıyı saptamak mümkündür. π -kutupları genellikle bazı zonlarda yoğunlaşır. Bunun nedeni, yapının her kesiminden eşit ölçüde ölçüm yapılmaması olabileceği gibi, bazı düzlemsel yönelimlerin yapıda daha sık olması ile ilgili olabilir. Bir kıvrım, iyi tanımlanmış düzlemsel kanatlara ve dar bir eksen zonuna sahipse, π -kutupları bir zon içerisinde yoğunlaşacaktır. π -kutuplarının maksimum yoğunlaşma merkezlerini bularak, kıvrım kanatları için en uygun yönelimi elde edebiliriz. Bu işlem normalde veri konturlama tekniği ile yapılır. Konturlama yalnızca eşalan izdüşümü üzerine işlenmiş verilerle yapılabilir. izdüşüm dairesi çapının onda biri çapında dairesel bir sayma deliği olan bir kart hazırlanır; bu deliğin alanı toplam diyagram alanının yüzde biridir. Bu sayma dairesi, noktaların üzerinde hareket ettirilir ve yoğunlaşma yüzdeleri, birbirini izleyen sayma dairelerinin merkezine yazılır (Şekil 16.2). Örneğin 200 nokta işaretlenmişse, ve dairenin içinde 6 nokta varsa, yoğunlaşma $(6 \cdot 100) / 200 = \%3$ dür. izdüşüm çemberi üzerindeki veya yakınındaki noktalar için

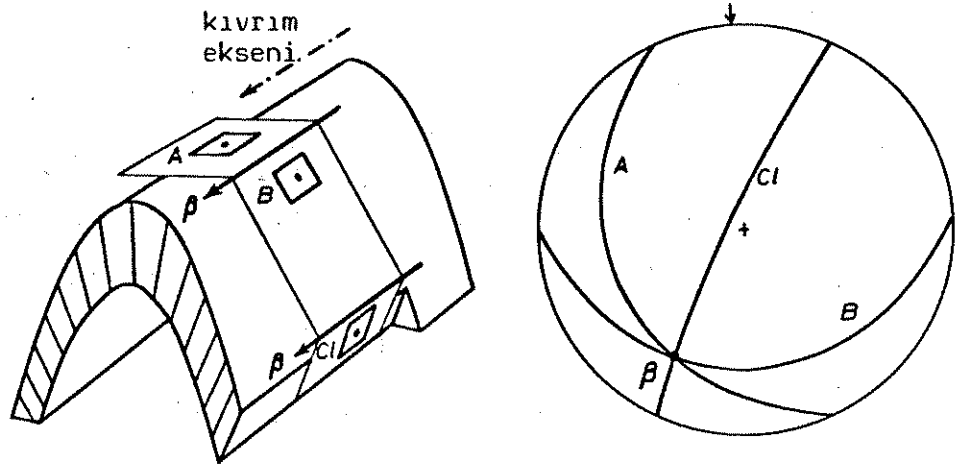


Şekil 16.2. %1'lik konturlama sayaçları kullanılarak bir Π -diyagramının konturlanması.

iki tarafında birer daire olan özel bir sayıcı kullanılır. Bu durumda her iki sayma deliğinin ölçtüğü toplam alan %1'dir ve her iki daire içindeki noktaların toplamının yüzdesi dairelerin merkezine ayrı ayrı yazılır (Şekil 16.2). izdüşümün kenarlarına doğru gidildiğinde ilerleyen bir şekilde elips şeklini alan sayma dairelerinden oluşmuş hazır konturlama diyagramları da vardır. Fakat bu tür yöntemler oldukça zaman alır ve sonucun doğruluk derecesinde meydana gelen artış önemsizdir. Konturlama işlemi bittikten sonra veri noktalarının sayısı ve kontur çizgilerinin değerleri mutlaka belirtilmelidir.

β -diyagramları

Bu grafiksel yöntemi geliştirmenin teorik amacı temelde π -diyagramıyla aynıdır, ancak uygulaması biraz farklıdır. Silindirik bir kıvrımda her yüzey kıvrım eksenini içerir. Bir kıvrımda ölçülmüş herhangi iki yüzeyi kesiştirirsek (Şekil 16.3, A ve B), bunların arakesiti (eğer yüzeyler tam olarak paralel değilse) her ikisine de ortak bir çizgi olacaktır. Bu çizgi β -ekseni olarak bilinir ve uzayda kıvrım eksenine paraleldir. Benzer biçimde, kıvrımla eşkökenli bir klivajın kıvrılmış bir yüzeyle arakesiti de β -eksenini verir (Şekil 16.3, B ve C1). izdüşüm tekniği, β -ekseni arakesitlerini saptamada pratik bir yol sunar. Kıvrım tam silindirikse ve tüm ölçüler hatasız alınmışsa, ölçülmüş yüzeyleri temsil eden tüm büyük daireler aynı β -ekseninden geçer. Gerçek bir kıvrımda bu koşullar olamayacağı için, her düzlem çifti hafifçe farklı yönlenmiş bir β -ekseni oluşturur. Pek çok veri ile β -diyagramını oluşturmak, pratikte

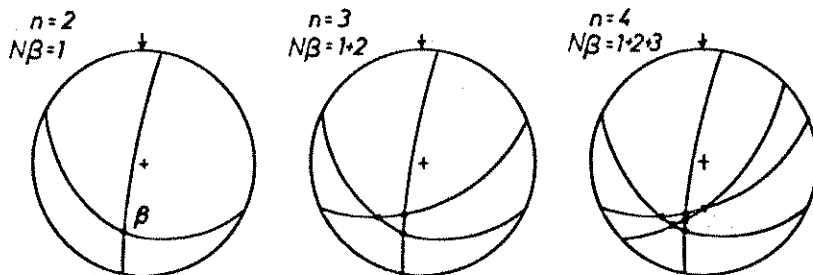


Şekil 16.3. Silindirik bir kıvrımda A ve B düzlemlerinin kesişmesi ile β -ekseninin belirlenmesi. Yaklaşan klivaj yelpazesi içindeki klivaj düzlemi C1'nin yönelimi de β -ekseninin belirlenmesinde kullanılabilir.

β -eksenlerinin saçılmasına neden olur. Bu saçılmış grubun yoğunlaşma merkezi, ortalama β -eksenine, dolayısıyla kıvrım eksenine en uygun noktayı verir. β -eksenleri, verilerin sayısına bağlı olarak hızla artar, ve β -eksenlerinin çok azı aynı noktaya düşer. İki veri, bir arakesit verir, üçüncü veri, öncekileri keser ve iki tane daha β -ekseni verir. n tane veriden oluşturulan β -ekseni sayısı (N) (Şekil 16.4) aritmetik bir seri oluşturur:

$$N_{\beta} = 1 + 2 + 3 + \dots + (n-1) = n(n-1)/2 \quad (16.1)$$

Formülden anlaşılacağı gibi, β -diyagramlarının önemli bir dezavantajı vardır. Örneğin, birincil verilerimiz n=500 tane

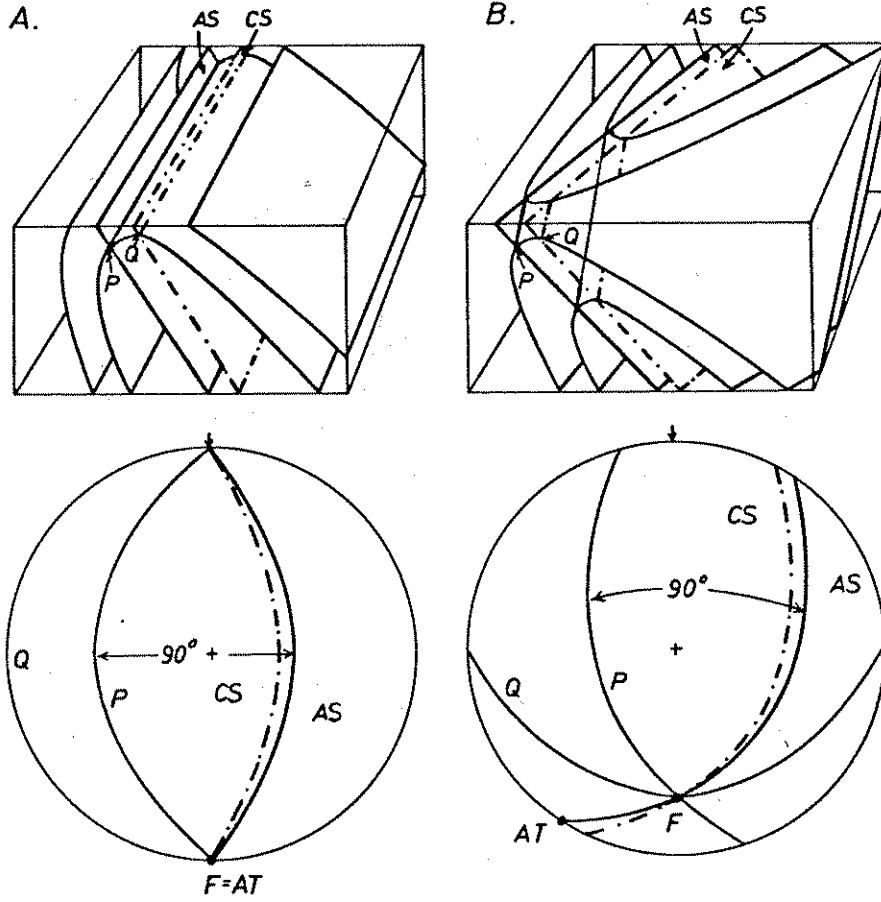


Şekil 16.4. Tam silindirik olmayan bir kıvrımda β -ekseni sayısının aritmetik artışı.

olduğunda β -eksenlerinin toplam sayısı $N=124750$ olacaktır! Bu miktarda birincil veriyi tek bir π -diyagramında göstermek oldukça kolaydır, fakat 124750 adet β -ekseninden bir β -ekseni oluşturmak teknik olarak oldukça zordur. Eğer bu yöntem kullanılacaksa, en fazla 105 β -ekseni veren 15 büyük daire verisi kullanarak diyagramların yapılması önerilir. Prensipde bu yöntem iyi gibi görünse de, pratikte pek çok problem çıkardığı için pek önerilmez.

Eksen yüzeyi

Bir kıvrımın eksen yüzeyi, birbirini izleyen kıvrımlı katmanların eksen çizgileriyle belirlendiği için, kıvrımlı yüzeyin değişik kısımlarının yönelimleri arasında basit bir ilişki yoktur. Eksen yüzeyinin konumunu π -diyagramıyla belirlemek mümkün olmadığı halde, böyle bir diyagramdan sağlanan bilgileri haritadan elde edilenlerle birleştirerek, özel koşullar altında eksen yüzeyinin yönelimini saptamak mümkün olabilir. Şekil 16.5A'da gösterilen durumlarda (eksen çizgisi dalımsız) kıvrımlı yüzeylerden sağlanan bilgilerle, eksen yüzeyinin yönelimi saptanamaz; Şekil 16.5B'deki gibi bir durumda ise (eksen çizgisi bir yöne dalımlı) bu mümkündür. Bunun için, harita üzerine eksen izini (axial trace, AT; eksen yüzeyinin yer yüzündeki izi) çizmek ve sonra AT ile π -diyagramından elde edilen kıvrım eksenini F yi birleştiren büyük daireyi bulmak gerekir: bu büyük daire ile temsil edilen yüzey eksen yüzeyidir. Kıvrım sıkıştıkça (AT yönünü maksimum doğrulukta elde etmek için) ve kıvrımın dalım açısı arttıkça (izdüşümde AT ve F nin maksimum ayrılmasını elde etmek için) bulunan sonuçlar daha doğru olacaktır. Şekil 16.5A'daki



Şekil 16.5. Silindirik kıvrımlarda eksen yüzeyi ile (AS) doruk yüzeyinin (CS) ilişkisi; A yataya yakın kıvrım eksenli, B dalımlı kıvrım eksenli (F). İzdüşümlerinde her iki kıvrımın eksen izi belirtilmiştir. P ve Q yüzeyleri kıvrılmış katmanların sırası ile eksen yüzeyi ve doruk yüzeyindeki yönelimlerini göstermektedir.

gibi kıvrımlarda AT ve F pratik olarak paralel olduğu için böyle bir işlem mümkün değildir. Bir kıvrımın eksen düzlemi, kıvrım kanatlarını iki eşit parçaya bölmek zorunda değildir. Eksen düzlemi bir kanata diğerinden daha yakınsa, o kanat diğerine göre daha ince olmalıdır.

Eksen izi (Axial trace)

Bir harita üzerinde saptanan eksen izi genellikle yanlış konumlandırılır, çünkü kıvrımın profilindeki maksimum katman eğriliğini haritadaki verev kesitten belirlemek çoğu zaman güçtür (Bölüm 18, Soru 18.2). Eksen izinin yaklaşık yönünü yerleş-

tirmek, ve daha sonra bu konumu düzeltmek gerekebilir. Eksen yüzeyinin yönelimi biliniyorsa, katmanların eksen düzlemine dik olduğu noktalar birleştirilerek eksen izi çizilir (Şekil 16.5A ve B'deki P düzlemine ait büyük dairelerin konumlarına bakın). Eksen düzleminin ve kıvrım ekseninin her ikisi de eğimli ise, eksen izi kıvrım ekseninin yönlemine paralel olmaz.

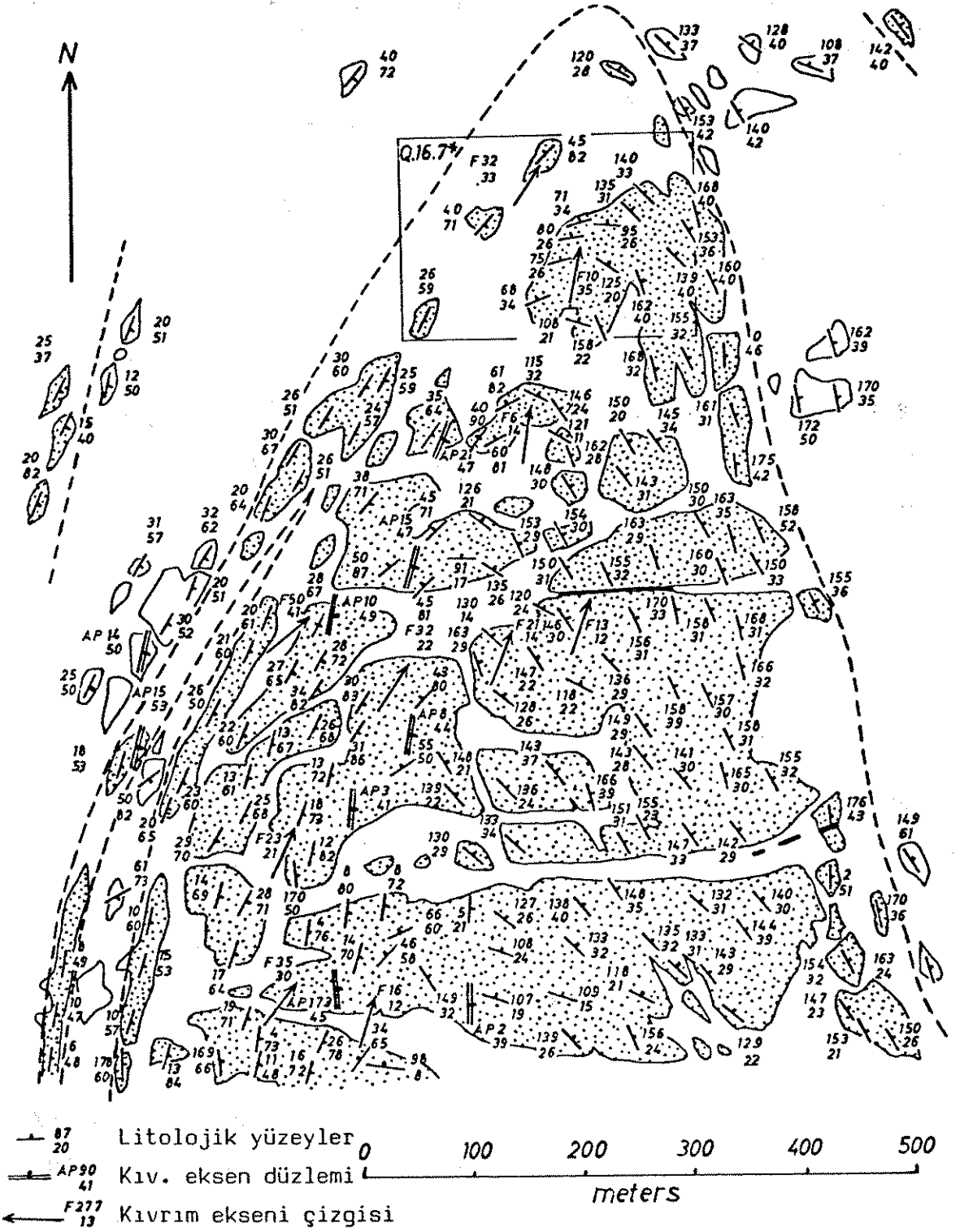
Doruk düzlemi izi (Crest plane trace)

Doruk düzlemi, birbirini izleyen katmanların topoğrafik olarak doruğunu belirten çizgileri birleştirir (Şekil 16.5, CP). Bu doruk çizgileri, bir kıvrımda en düşük eğim açısına sahip olan katmanlarda bulunur. Silindirik kıvrımlarda bu katmanlar, kıvrım ekseninin dalma yönüne dik doğrultulara sahiptir (Şekil 16.5'de Q düzleminin konumuna bakın).

SORULAR

Soru 16.1

Şekil 16.6, kuzeybatı iskoçya (Beinn nan Coarach, Inverness-shire) Kaledoniyen dağ kuşağında, şiddetli kıvrımlanmış metamorfik kayalar içeren bir bölgenin haritasını göstermektedir. Bölge genel olarak iyi mostra verir ve güncel kaya mostralarının sınırları şekilde gösterilmiştir. Bölge tepelik olmasına rağmen yükseklik farkı hiçbir yerde 150 m yi geçmez. Metakumtaşları (Moine serisi) noktalı desenle, bantlı, hornblendli gnayslar (Lewisian serisi) desensiz gösterilmiştir. Bu birimler, siyahla



Şekil 16.6. Kuzeybatı İskoçya'daki bir bölgenin yapısal haritası. Soru 16.1'e bakınız.

gösterilen yarı-düsey Vogesite lamprofir daykları ile kesilmiştir. Metamorfik kayalar iyi gelişmiş bir bantlaşma gösterir; bu, ya metasedimentlerdeki birincil tabakalanma düzlemlerini ya da gnays katmanlanmasını temsil eder. Bu yapıların yönelimleri, bir doğrultu çizgisi ve buna dik, kısa bir eğim çizgisi ile gösterilmiştir; her sembolün yanındaki sayılar sırasıyla doğrultu yönünü ve eğim açısını belirtir. Birkaç lokalitede küçük ölçekli kıvrımların eksen düzlemleri ve eksen çizgileri işlenmiştir. Litolojik birimler arazideki mostra dağılımından yararlanarak ayırtlanmış ve bu sınır kesikli çizgilerle gösterilmiştir.

Buradaki problem, ana yapının geometrik biçimini mümkün olduğu kadar doğru analiz etmek ve küçük ölçekli yapıların ana yapı ile ilişkilerini belirlemektir.

Haritayı inceleyerek ve değişik yönelimleri görsel olarak değerlendirerek yapının ana geometrik özelliklerini yorumlayın. Bunu yapmak için belki de en iyi yöntem, katmanların ortalama doğrultu ve eğimlerini gösteren basitleştirilmiş bir doğrultu izi haritası çıkarmaktır. Eksen zonunun, kıvrım kanatlarının ana özelliklerini ve eksen yüzeyinin olası yönelimini belirtin. Yapıda görülen dikçe eğimli veya düşey katmanların anlamı nedir? Bunlar kıvrım ekseninin genel yönelimini belirlemede kullanılabilir mi?

Şimdi Cevaplar ve Açıklamalar kısmına geçerek cevabınızı kontrol edin ve tekrar Soru 16.2'ye dönün.

Soru 16.2

Bir eşalan izdüşümü üzerinde katman düzlemlerinin kutuplarını işaretleyin (π -diyagramı). Kıvrım silindirik midir? Kıvrım ekseninin yönelimini saptayın. İşaretlenen verilerin, silindirik bir kıvrımınkilerden ayrı düştüğü bölgelere dikkat edin. π -kutuplarının düzensiz dağılımının ne anlama geldiğini tartışın.

Soru 16.3

Harita üzerinde eksen düzleminin genel doğrultusunu (yani eksen izini) belirleyin. Bu verileri π -diyagramında elde edilenlerle birleştirin ve eksen düzleminin yönelimini hesaplayın. Eksen düzlemi ile kıvrım kanatları arasındaki açılar kaç derecedir; bu açıların kanat kalınlığı açısından anlamı nedir?

Soru 16.4

Kıvrımın eksen izi boyunca kıvrılmış yüzeylerin yönelimi nedir? Eksen izini haritaya çizin. Kıvrımlı yüzeylerin, doruk düzlemi (crest plane) ile kesiştiği yerlerde yönelimi nedir? Doruk düzlemi izini haritaya yerleştirin.

Soru 16.5

Küçük kıvrımlara ait kıvrım eksenlerinin ve eksen düzlemlerinin ana yapı ile ilişkileri nasıldır?

Soru 16.6

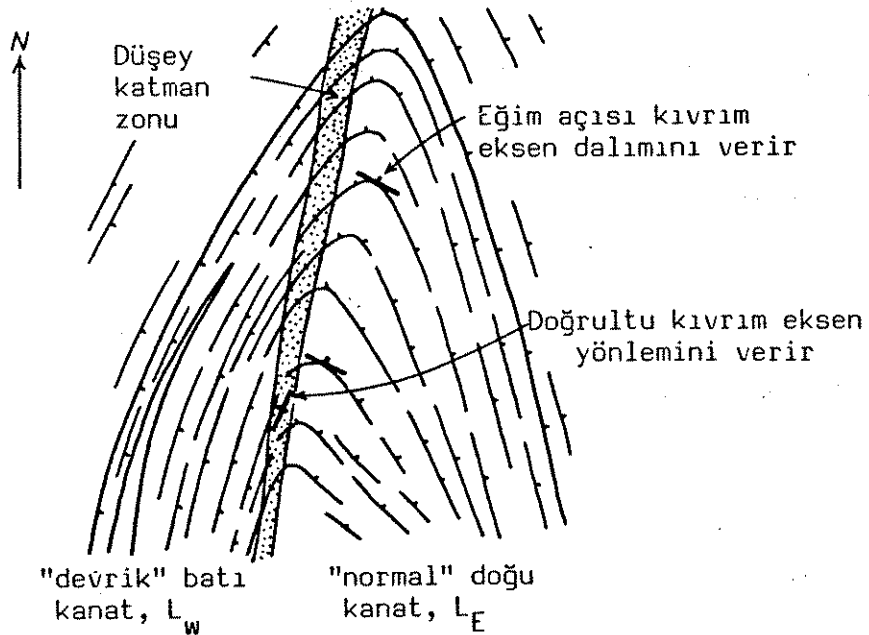
Lamprofir daykları ile kıvrım yapısı arasındaki olası jeolojik ilişki nedir?

CEVAPLAR VE AÇIKLAMALAR

Cevap 16.1

izdüşüm teknikleri yardımıyla bir yapının ayrıntılı geometrik analizine geçmeden önce, haritayı değerlendirerek mümkün olduğu kadar çok geometrik veri sağlamak oldukça önemlidir. Kıvrımlanmanın silindirik olmadığı, veya silindirik kıvrımların yönelimlerinin bir alandan başka bir alana değiştiği bölgelerde bu işlem özellikle önemlidir. izdüşüm tekniği kullanan analizlerin temeli, mümkün olduğu kadar yapısal homojenlikte asaların bulunmasına bağlıdır. Eğer farklı eksen yönlerine sahip bölgelerden alınan veriler aynı izdüşümde değerlendirilirse, veri noktalarındaki karışıklığı yorumlamak güçleşir.

Haritanın ana özellikleri, Şekil 16.7'deki doğrultu izi haritasında basitleştirilmiş olarak gösterilmiştir. Litolojik

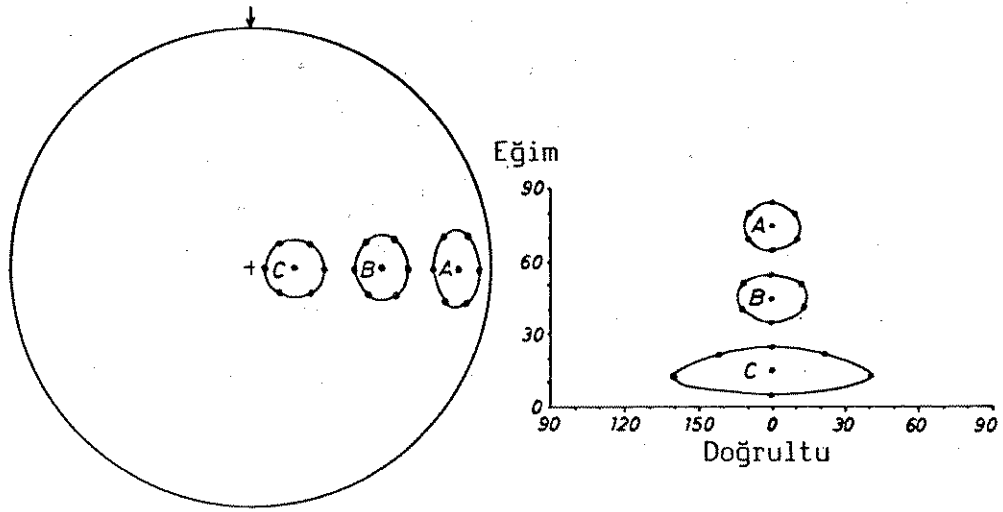


Şekil 16.7. Şekil 16.6'nın doğrultu izi diyagramı.

dokanaklar ve doğrultu izleri, kuzeye doğru kapanan V şekli gösterir. Bu verilerin eğimleri değerlendirildiğinde, şeklin kuzeydoğuya dalımlı bir antiform yapısı gösterdiği anlaşılır. Kıvrımın iyi tanımlanmış DKD ve DGD'ya eğimli kanatları vardır; doğu kanatın eğimi (L_E), batı kanattan (L_W) daha azdır. "Normal" konumlu doğu kanada göre batı kanadın "devrik" olduğu görülür. Şekil 16.7'de gösterilen zon içinde ise düşey yönelimli tabakalar yer alır. Bu zondaki doğrultu izleri $20^\circ-40^\circ$ arasındadır. Eğer kıvrım silindirik ise, düşey katmanların doğrultusu kıvrım ekseninin yönlemine paraleldir. Kıvrımın dalım açısı hakkında daha fazla bilgi sağlamak için, düşey katmanların doğrultusuna dik doğrultuda katmanları bulmaya çalışırız. Böyle katmanların eğim açıları, yapıdaki kıvrımlı katmanlar arasındaki en düşük açıları teşkil edecektir. Silindirik bir kıvrımda, düşey katmanlara dik doğrultulu katmanların eğim açısı, kıvrımın dalım açısı ile aynıdır. Örneğimizde, $110^\circ-130^\circ$ arasında değerlere sahip doğrultuların, 25° civarında yoğunlaşacak şekilde, $11^\circ-32^\circ$ arası eğimlere sahip oldukları görülür, ve bu veriler ana kıvrım ekseninin ortalama dalımını verir. Görülebildiği kadarıyla, bölge genelinde bu özelliklerde önemli sistematik değişimler yoktur, bu nedenle kıvrım silindirik olmalıdır. Haritadaki verilerin ayrıntılı değerlendirilmesinden, aynı doğrultuya sahip katmanların eğimlerinin, ve aynı eğime sahip katmanların doğrultularının farklı olduğu görülür. Bu farklılıklar, tam silindirik modeldeki bozukluklardan veya gözlem hatalarından kaynaklanabilir. Daha sonraki işlemlere geçmeden, izdüşüm tekniklerini kullanarak, silindirik kıvrım modelinin uygunluğunu kontrol etmeliyiz.

Harita üzerinde belirgin olan eksen zonuna bir cetvel ile çizerek, eksen izinin genel yönlemi bulunurabilir. Bu 12°'lik bir doğrultuya sahiptir. Bu doğrultu yönü, 20°-40° bulduğumuz kıvrım eksenini yönleminden daha düşük bir sayısal değere sahiptir. Tanım gereği eksen çizgisi, eksen düzlemi içinde olması gerekir, bu yüzden yönlemdaki bu farklılık, eksen düzleminin DGD eğimli olduğunu ifade eder. "Normal" ve "devrik" kanatlarla ilgili daha önce yaptığımız saptamalar dolayısı ile bu sonuç beklenmekteydi, fakat eksen düzlemi yönelimlerini saptayan bu iki yöntem birbirinden tamamen bağımsızdır. Örneğin her iki kıvrım kanadı da yeryüzünde normal konumlu ve simetrik görünmesine rağmen eksen yüzeyi eğimli olabilir.

Kıvrım geometrisinin bu genel tartışmasını bırakmadan önce, katman yönelimlerinin yorumundan kaynaklanan ve yeni başlayanlara bazen bilmece gibi gelen bazı özel problemleri incelemek yararlı olacaktır. Düşük eğim açılı bölgeler, yüksek eğim açılı bölgelere nazaran daha büyük doğrultu değişimi gösterir. Bu değişiklik, katman yöneliminde büyük ve sistematik olmayan değişiklikleri mi belirtir? Genellikle belirtmez, ve bu değişikliklerin nedenini Şekil 16.8'deki diyagramlardan anlayabiliriz. Şekildeki izdüşümde üç bölge görülmektedir, ve her bölgede birbirlerinden 10°'lik açılarla ayrılmış yedi nokta yer almaktadır. Her grubun merkezinde yer alan "orta" noktanın çevresinde altı nokta simetrik olarak dizilmiştir. Bu gruplar, bir orta kutup çevresindeki bir grup katman kutbunun benzer değişimlerini temsil eder. Şimdi yedi π -kutuplu her grubun doğrultu ve eğim değişimlerini inceleyin. Dikçe eğimli düzlemler (grup A), ilksel kutup



Şekil 16.8. Değişik eğimli katmanlarda doğrultu değerlerinin saçılması.

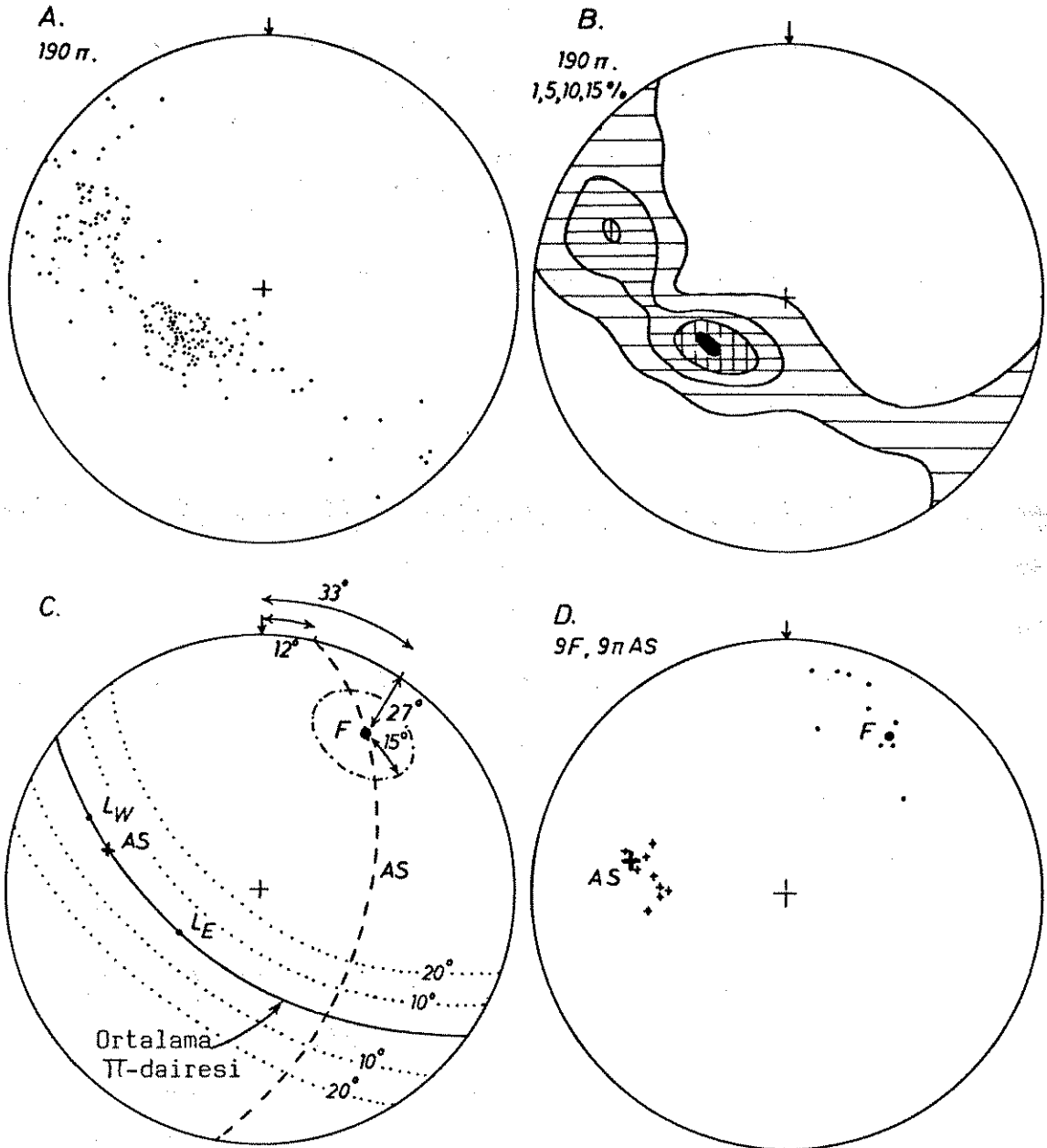
verilerindeki açısal değişimlerden pek farklı olmayan doğrultu ve eğim değişimleri gösterir. Buna karşın düşük açılı düzlemler (grup C), ortalama doğrultunun her iki tarafında 40° yi geçen büyük doğrultu değişimleri gösterir, fakat eğim açıları baştaki $\pm 10^\circ$ lik değişim sınırları içinde kalır. Bu basit geometrik sonuç, harita verilerini değerlendirirken büyük önem taşır. Çok değişik doğrultu yönlerine sahip bölgeler, sayet eğim açıları düşükse, katmanlanmada çok büyük açısal değişiklikler olduğu anlamına gelmez. Dikçe eğimli katmanlanma zonlarındaki katman doğrultuları genellikle oldukça sabit yönelimler gösterir. Böyle olmadığı durumlarda, ani doğrultu değişimleri, şiddetli bir şekilde değişen kıvrım eksen çizgilerini gösterir (silindirik olmayan geometri), ya da kıvrımlar silindirikse kıvrım eksenleri dikçe eğimli olmalıdır.

Cevap 16.2

Şekil 16.9A'da verilerin işlendiği bir π -diyagramı görülmektedir. 190 veri noktası bir büyük daire üzerinde değildir, fakat yaklaşık olarak büyük daireyi andıran geniş bir zon içinde dağılmıştır. Böyle bir dağılım pek çok π -diyagramının tipik özelliğidir. Noktaların saçılım göstermesi ölçüm hatalarından kaynaklanmamıştır. Bazı π -kutuplarının, çizilen en uygun büyük daireden uzaklıkları 20° yi geçer. Ölçümler $\pm 2^\circ$ doğrulukta kaydedilmiştir, bu yüzden π -kutuplarındaki saçılım kıvrımın tam silindirik olmamasından kaynaklanmaktadır. Şekil 16.9C, ortalama π -dairesinden 10° ve 20° lik kutup sapmalarına ait küçük daireleri göstermektedir. Verilerin %20 si 10° lik küçük dairenin dışına, %2.5' u 20° lik küçük dairenin dışına düşer. Daha önce önerilen kriteri kullanırsak bu kıvrım yarı silindiriktir.

π -kutuplarını noktalarken diyagramın gelişimini izlerseniz Şekil 16.6'daki haritada hangi bölgelerin en fazla silindirikliği bozan etki yarattığını fark edebilirsiniz.

Ancak, kişiler genellikle şekil çizmenin tekniği ile o kadar içiçedirler ki, bu tip özelliklere dikkat etmezler. Halbuki, izdüşümünü noktalarken kişide yaptığı işe karşı zekice bir ilginin gelişmesi, noktalamanın sıkıcılığını ortadan kaldıracak gibi, harita alanının daha uygun asalanlara bölünmesine ve kıvrım geometrisi ile ilgili fark edilmesi zor bilgilerin elde edilmesine yardımcı olur. Şekil 16.6'daki en uygun büyük çemberden en önemli sapmalar antiformun batı kısmında, özellikle metakumtaş-ignays dokanağı boyunca, görülür. Gerçekte bu bölge iki evreli bir kıvrımlanma gösterir, ve böyle bir deformasyon tarihçesi her



Şekil 16.9. Şekil 16.6'daki verilerin eşalan izdüşümlerinde gösterilmesi: A, litolojik katmanlanma kutupları; B, A'daki diyagramın konturlanmış şekli. C geometrik analizi göstermektedir. L_E ve L_W iki kıvrım kanadının kutupları, F kıvrım eksen, AS eksen yüzeyidir. Ortalama π -daireesi etrafındaki noktali çizgiler, kıvrımın silindirik mi yoksa yarı-silindirik mi olduğunu belirtmek için kullanılır. F çevresindeki 15° lik ufak çember, π -kutuplarının 90° 'ına uyan kıvrım eksen konumlarını içerir. D, ufak kıvrımların kıvrım eksenlerini (noktalar) ve eksen yüzeylerini (artılar) ve bunların ana yapıdaki benzer özellikler ile ilişkisini göstermektedir.

zaman silindirik kıvrımlar oluşturmaz.

Şekil 16.9A'da π -kutuplarının dağılımına dikkat edin: bazı bölgelerde noktalar sıkı bir şekilde toplanmışlardır, bazı bölgelerde ise noktalar birbirinden uzaktır. π -kutuplarının düzenli bir dağılımı yoktur. Nokta dağılımlarının nasıl değerlendirildiğini anlamak için, yayınlanmış bazı izdüşümleri incelemek yararlı olabilir. Bazı araştırmacılar, hiç bir arazi jeologunun en yakın bir dereceye kadar doğrulukta ölçüm yapamayacağını düşünerek, eğim ve doğrultu ölçümlerini en yakın beş dereceye kadar alır. Bu durum izole ölçüler için doğru olabilir fakat, çok ölçü alındığında ve istatistiksel ortalamalar sonuçlar üzerinde etkili olmaya başladığında bu doğru bir hareket değildir. 5°'lik ölçüm ile ilgili diğer bir teknik problem, izdüşümdeki noktaların, ağın 5°'lik dilimlerinin köşelerinde suni bir gruplaşma göstermesidir, ve yeterli sayıda veri toplanmışsa bunların çoğu ağ üzerinde aynı noktaya düşecektir.

Şekil 16.9A'daki veriler, büyük daire zonu içinde iki belirgin yoğunlaşma bölgesi göstermektedir. Bölgenin haritası incelendiğinde, metakumtaşındaki kıvrımın tüm kesimlerinden düzenli olarak ölçüm alındığı görülür, fakat daha kolay aşınmış olan hornblend gnaylarda hem o kadar çok veri hem de düzenli bir dağılım yoktur. π -kutuplarının iki bölgede yoğunlaşmaları ile kıvrımın geometrik özellikleri arasında bir ilişkisini kurmak doğaldır. π -kutbu verileri konturlanarak (Şekil 16.9B) iki maksimum yoğunluk bölgesi belirlenebilir. Soru 16.1'in açıklamasından anlaşılacağı gibi, bu yoğunluk bölgeleri kıvrımın kanatlarını temsil eder, ve sonuçta batı kanadın (L_w) 21/64D, doğu kanadın

ise (L_E) 152/30KD yönelimli olduğu bulunur. Diyagramın GD diliminde π -kutuplarının az olması, kıvrımın keskin tepeli yapısı nedeniyle tepe zonundan alınan ölçülerin azlığıyla ilgilidir. Kıvrım ekseninin yönelimiyle ilgili özel problemleri çözmek için bu zondaki ölçümlerin daha fazla olması önemlidir, çünkü bu bölgeden sağlanan daha fazla veri noktası, π -dairesinin gerçeğe daha yakın yerleştirilmesine yardım edecektir. Buna karşın böyle özel veri bölgesi seçimi, verilerin rastgele ve oldukça düzenli ölçülmesine dayanan π -kutbu yoğunlaşmasından elde edilen sonuçları geçersiz kılacaktır.

Şekil 16.9C'de, iki kıvrım kanadına ait yoğunlaşma merkezlerinden geçen π -daresi çizilerek kıvrım eksenini F bulunmuştur. π -kutuplarını az çok eşit olarak ikiye ayıran bu büyük daire, diğer verilere de oldukça iyi uyar. Kutupların büyük daireden en fazla uzaklaştıkları bölge KB diliminde yer alır (GD ya eğimli dikçe devrik ve yapının KB kanadında yer alan katmanlar). π -dairesinin kutbu, yarı silindirik kıvrımın ortalama eksen dalımı için 27° - 33° lik bir değer verir. Yarı silindirik bir kıvrımdaki olası değişiklikleri göstermek için bu kıvrımın %90 lık veri çizgisini, kıvrım ekseninin çevresinde küçük bir daire olarak çizmek yararlı olabilir. Eğer bu alan içindeki veri noktalarını hesaplarsanız, bunun, kıvrım eksenini F den 15° lik bir uzaklaşma göstereceğini bulacaksınız.

Cevap 16.3

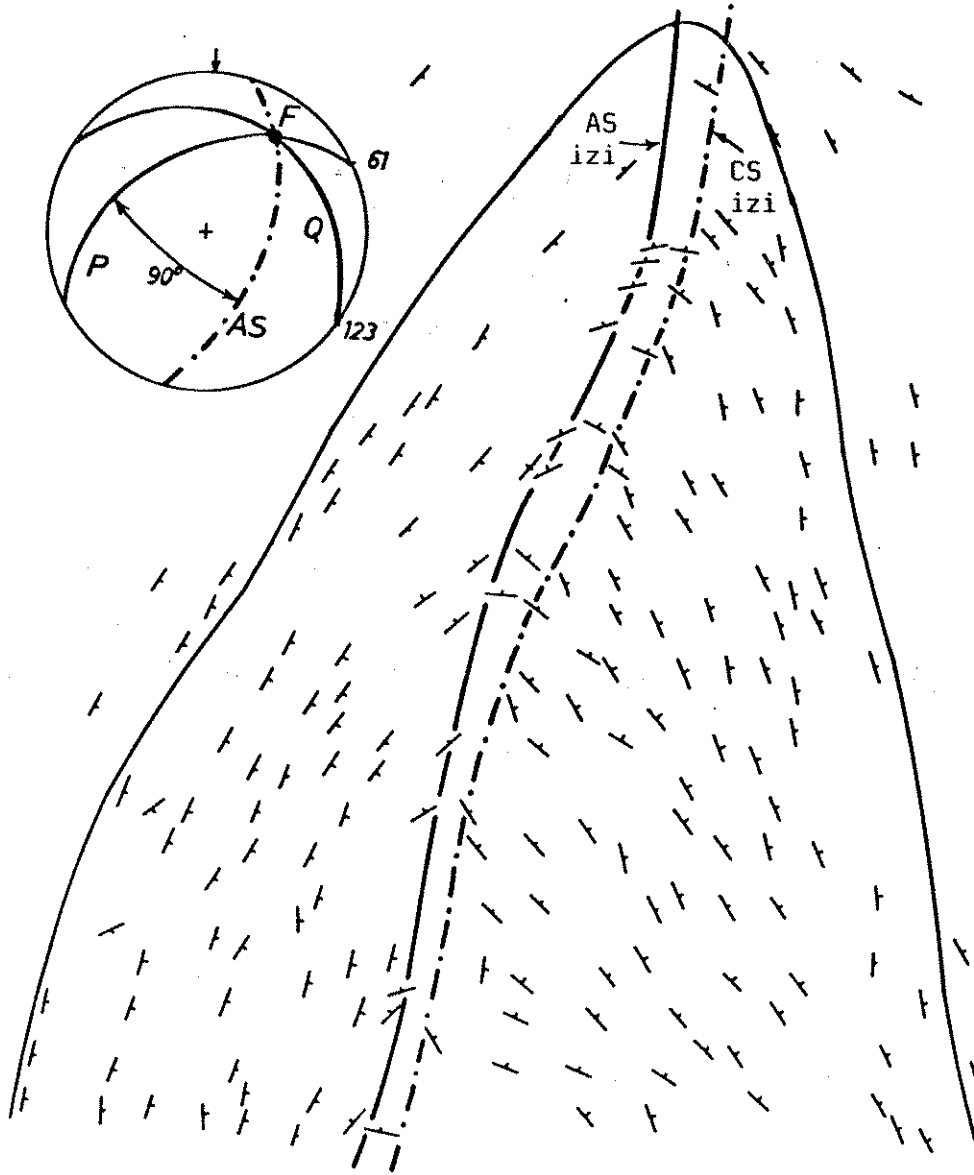
Kıvrımın eksen düzleminin kutbu, kıvrım kanatlarını temsil eden iki π -kutbu yoğunlaşması arasındaki zayıf yoğunluklu bölgede

yer alır. Eksen düzleminin konumunu (12/55GD) çizmek için eksen izinin doğrultusu (12°) kıvrım eksenini (F) ile birleştirilir. Şekil 16.9C'de görüldüğü gibi eksen düzleminin kutbu batı kanada doğu kanattan daha yakındır. Bu, batı kanattaki katmanların doğu kanattakilerden daha fazla incelmiş olduğunu gösterir. Bu sonuçların doğruluğunu Bölüm 18'de bu kıvrıma dik bir profili çizdiğimizde kontrol edeceğiz.

Cevap 16.4

Eksen çizgisinden ve eksen yüzeyinden geçen katmanların yönelimi, kıvrım ekseninden geçen ve eksen yüzeyine dik olan yüzey saptanarak bulunabilir. Şekil 16.10'da bu yüzey 61/47 KB yönelimli P düzlemidir. Kıvrımın eksen izi, bu yönetime sahip (veya yakın verilerin analizinden bu yönetime sahip olması gereken) lokaliteler birleştirilerek bulunmuştur (Şekil 16.10, AS izi).

Doruk düzlemi boyunca yer alan yüzeylerin doğrultuları, kıvrım ekseninin yönelimine diktir (Şekil 16.10, Q düzlemi, 123/27 KD), ve doruk düzleminin izi böyle yüzeylerin birleştirilmesiyle çizilir (CS izi). Hem eksen yüzeyi hem de doruk yüzeyi eğimli olduğu için bunların konumlarının çakışmadığına, ve her iki izin de düşey katman zonunun doğusunda yer aldığına dikkat edin (Şekil 16.7 ve 16.10 ile karşılaştırın). Kıvrım tam silindirik olmadığı için, P ve Q düzlemlerinin yukarıda verilen yönelimlerine sahip yüzeyleri bulmak her zaman mümkün değildir, ve her iki iz de belirli bir hata payı ile çizilmiştir.



Şekil 16.10. Eksen yüzeyi ve doruk düzlemi izlerinin kıvrımdaki konumu. İz düşüm, bu özellikleri belirlerken kullanılan P ve Q yüzeylerini göstermektedir.

Cevap 16.5

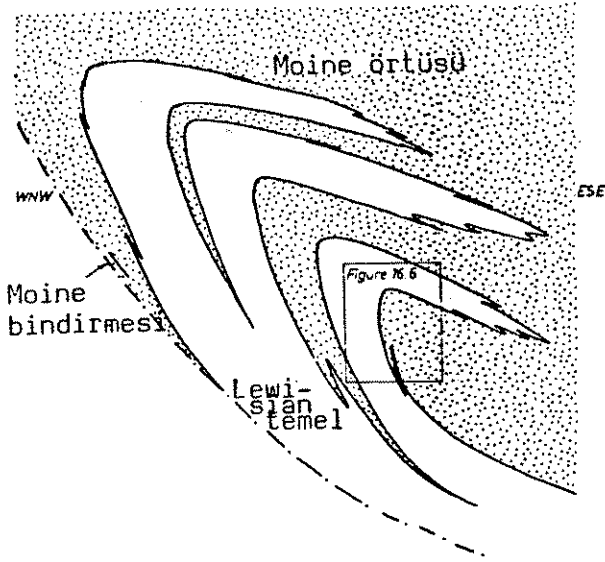
Küçük kıvrımların eksen düzlemleri ve eksen çizgilerinin kutupları sırasıyla ortalama eksen yüzeyinin ve kıvrım ekseninin kutbu için hesaplanan değerler etrafında toplanır (Şekil 16.9D). Bu yüzden küçük kıvrımların ana yapıya uyumlu olduğunu, ve olasılıkla büyük kıvrımın oluşumu esnasında gelişmiş parazitik kıvrımları temsil ettiği söylemek mümkündür. Küçük kıvrımların eksen

çizgilerinin saçılımı, F nin çevresine çizilmiş olan 15°lik küçük daireden daha geniştir, ve bazı küçük kıvrımların ortak eksenli olmayan ilerleyen bir deformasyon esnasında gelişmiş olmaları mümkündür (Cilt 1, Şekil 12.13 ile karşılaştırın).

Cevap 16.6

Dikçe eğimli lamprofir daykları kıvrımı keser, ve kıvrımın herhangi bir özelliğiyle geometrik bir ilişki göstermez. Bunlar, kıvrım oluşturan deformasyondan çok sonra bölgeye sokulmuştur, ve sokulumları Kaledoniyen orojenezinin geç evresindeki yükselme fazı sırasında uzama çatlaklarının açılmasıyla ilişkilidir.

Beinn nan Coarach kıvrımının geometrik incelemesini bırakmadan önce iskoç Kaledonidleri'ndeki yapının rejyonel önemini açıklamak yararlı olabilir. Buradaki iki önemli kaya tipi, geç Prekambriyen yaşlı örtü çökelleri serisi (Moine) ve erken Prekambriyen yaşlı temel gnayslarıdır (Lewisian). Beinn nan Coarach kıvrımında stratigrafik olarak daha genç kayalar, antiformun merkezinde yer alır. Bu yüzden antiform aslında aşağı bakan bir senklinaldir (veya antiformal senklinal). Temel ve örtü kayaları arasındaki dokanak ya daha sonraki etkilerle değişmiş bir uyumsuzluk, ya da kıvrımlanma öncesi oluşmuş bir fay yüzeyi olabilir. Bu dokanak boyunca fay kökenli kayalara (kataklastitler veya milonitler) ait herhangi bir kanıt bulunamamıştır. Bölgenin başka kesimlerinde yapılan gözlemler, Moine çökellerinde bir taban konglomerası ile başlayan açılmal bir uyumsuzluğun dokanak boyunca yer yer korunduğunu göstermiştir. Bunun dışında Moine kumtaşlarında gözlenen çapraz tabakalanma, sedimentlerin Lewisian-Moine



Şekil 16.11. Kuzeybatı İskoçya'da Kaledoniyen cephesinin şematik kesiti; Şekil 16.6'nın rejyonel konumu belirtilmiştir. Lewisian temel tekrar kıvrımlanmış antiklinal kıvrımların çekirdeklerinde yer almaktadır. Şekil 16.6'daki kıvrım bu eski yapıların antiform şeklinde tekrar kıvrımlanması ile oluşmuştur.

dokanağından uzaklaştıkça yaşlandığını göstermektedir. İki grup arasındaki dokanağı, değişime uğramış bir uyumsuzluk yüzeyi olarak yorumlamak daha doğru olacaktır. Açısal uyumsuzluğun kanıtları hemen hemen kaybolmuştur, ve böyle bir durumun nasıl olabileceğini Bölüm 22'de göreceğiz.

İncelediğimiz antiform gerçekte, ilksel olarak batıya devrik yatık kıvrımlar içinde gelişmiş ikinci evreli bir yapıdır (Şekil 16.11). Kıvrımlanmanın ilk evrelerinde kayalar ters döndüğü için anormal stratigrafik ilişkiler ortaya çıkmıştır.

SONUÇLAR

Bu bölümde yapılan alıştırmalardan açıkça görüldüğü gibi, önerilen analiz yöntemlerinin etkili olması için fazla sayıda ölçüme ihtiyaç vardır. Biz bu tekniklerin kullanılarak jeolojik arazi haritalamasının büyük ölçüde düzeldiğini bulduk (Ek F); bu teknikler ile yüksek doğrulukta veriler elde edilir, bu da yapı-

sal geometrinin daha iyi anlaşılmasını sağlar. Bazı kişilerin kafasında jeolojik sınırların sıkıcı bir takibi gibi gözükten harita alma tekniği, bu şekilde yeni ve heyecan verici geometrik ilişkilerin anlaşılabilceği bir olay olur.

izdüşüm tekniklerinin veri analizi için yaygın olarak kullanıldığını vurguladık. Ancak makaleler ve raporlarda kullanılan bu izdüşümlerin her zaman tasvir edici bir malzeme olmadığını da vurgulamak gerekir. Çok fazla sayıda izdüşüm örneğine dayanan, veya daha da kötüsü böyle örneklerin uzun uzun açıklamalarından bahseden yayınların, uzman veya uzman olmayan pek çok okuyucuyu bıktıracağı kesindir. izdüşümler, üç boyutlu yönelimlerin belirli durumlarını göstermek için mümkün olan en açık yöntemi sağlayabildiği durumlarda bunlar kullanılabilir. Ancak, genellikle izdüşümlerden bilgileri özümlemek ve bunları görsel olarak kolaylıkla anlaşılabilen diyagramlar, iz haritaları, vb. yöntemlerle sunmak daha yararlıdır.

Bu bölümdeki pratik çalışmalar için kullanılan bölgeler oldukça küçüktür ve bölgenin geometrik homojenliği nedeniyle seçilmiştir. izdüşüm yöntemlerinin daha büyük alanlara etkili bir şekilde uygulanması için yeterli sayısal veriye sahip haritaların titiz bir analizi gerekir (Soru 16.1 ile karşılaştırın), öyle ki, geniş bir bölge az çok homojen asalanlara ayrılabilsin. Bu bölüm, jeolojide yaygın olarak görüldüğü için, silindirik ve yarı silindirik kıvrım modelleri üzerinde yoğunlaşmıştır. Dairesel, elipsel ve düzensiz koni biçimli başka kıvrım modelleri de teorik olarak mümkündür. Ancak, kıvrım geometrisi hakkındaki yayınların çoğu, bir asalandan diğerine değişen eksen yönüne

sahip yarı silindirik kıvrımın, deforme olmuş kayalarda bulunan pek çok kıvrım için en iyi modeli oluşturduğunu vurgular.

ANAHTAR KELİMELELER

Tam silindirik kıvrım: π -kutupları tam olarak bir büyük daire üzerine düşen kıvrım.

Silindirik kıvrım: Yukarıdaki tanım jeolojik amaçlar için lüzumundan fazla sınırlandırılmıştır. π -kutuplarının %90ı, ortalama π -dairesinin 10°lik zonu içerisinde yer alan kıvrım.

Yarı silindirik kıvrım: π -kutuplarının %90ı, ortalama π -dairesinin 20°lik zonu içerisinde yer alan kıvrım.

Silindirik olmayan kıvrım: π -kutuplarının %10 dan fazlası ortalama π -dairesinin çevresindeki 20°lik zonun dışında kalan kıvrım.

ANAHTAR KAYNAKLAR

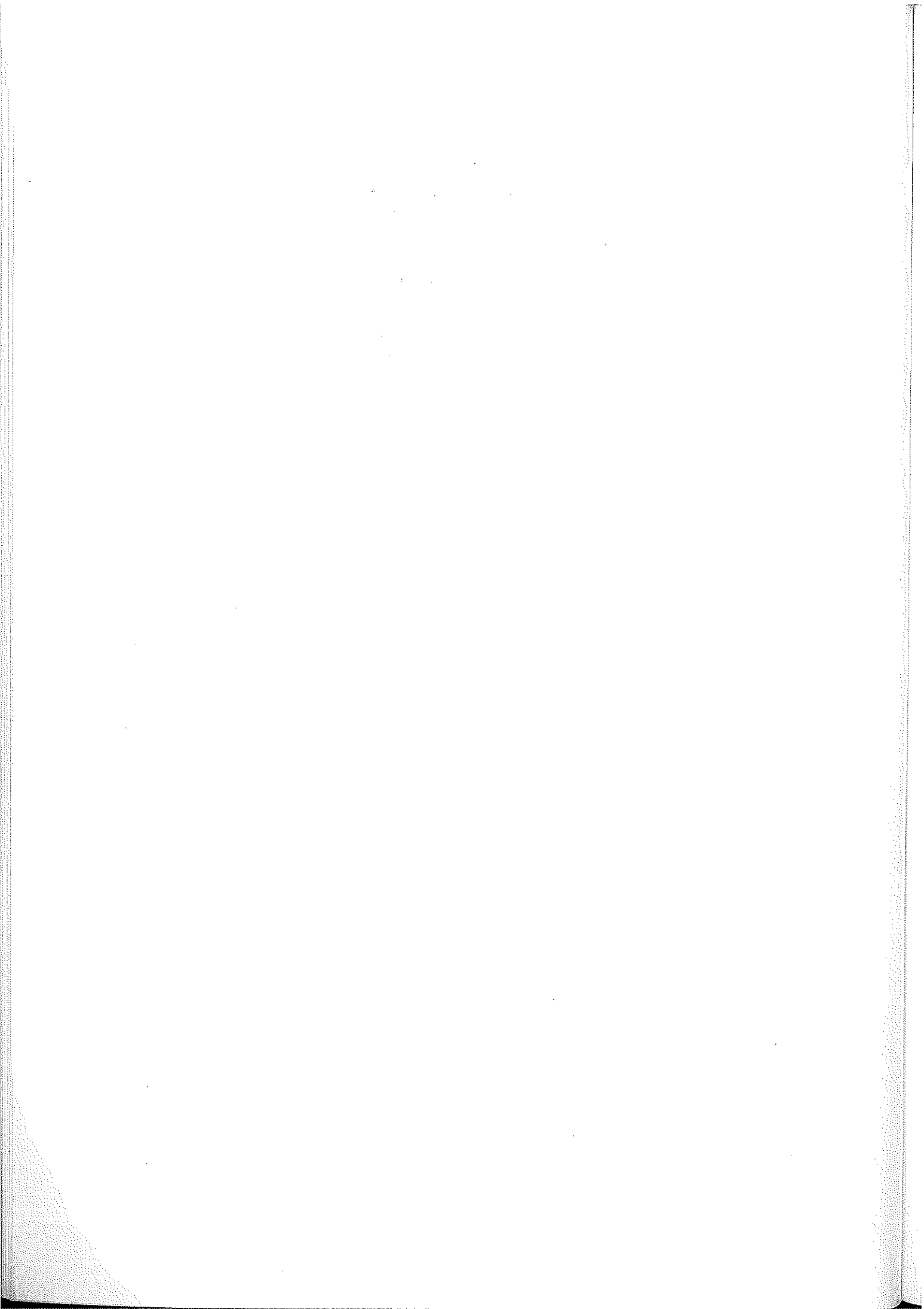
Cheaney, R.F. (1983). "Statistical methods in geology", 169 pp. Allen und Unvin, London and Boston.

Cruden, D.M. and Charlesworth, H.A.K. (1972). Observations on the numerical determination of axis of cylindrical folds. Geol. Soc. Am. Bull. 83, 2019-1024.

Mancktelow, N. (1981). A least squares method for determining the best fit point maximum, great circle and small circle to non-directional orientation data. *Math. Geol.* 13, 507-521.

Ramsay, J.G. (1964). The uses and limitations of Beta-diagrams and Pi-diagrams in the geometrical analysis of folds. *J. Geol. Soc. Lond.* 120, 435-454.

Turner, F.J. and Weiss, L.E. (1963). "Structural analysis of metamorphic tectonites", 545 pp., McGraw-Hill, New York and London.



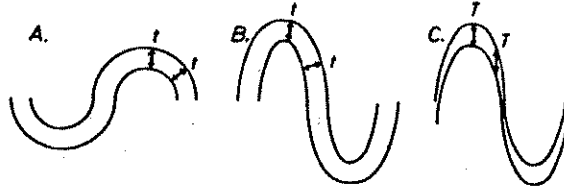
BÖLÜM 17

KIVRIM SINIFLAMASI

GİRİŞ

Bölüm 15'de kıvrımlanmış tek bir katmanın şeklinin Fourier serileri ile tanımlanabildiğini gördük. "Kıvrım stili"nden anladığımız genellikle kıvrımdaki tek bir yüzeyin şekli ile ilgili olduğu halde, pek çok jeolog kıvrım stilinin, bir katmanı iki taraftan çevreleyen iki yüzeyin ilişkisi ve özellikle bir katmanın kalınlığının kıvrım boyunca değişmesi ile ilgili olduğunu düşünme eğilimindedir. Teorik olarak, bu kalınlık değişimlerini, üst ve alt yüzeylerin şekillerini tarif eden iki Fourier serisi ve bu serilerin ilişkisini belirten uygun ölçek ve ayırma faktörleriyle kesin olarak tarif edebiliriz. Ancak böyle bir tekniği pratikte uygulamak sıkıcı olabilir, daha da önemlisi bu yolla elde edilen sayılar ile, gözlemlediğimiz geometri arasındaki ilişkiyi görsel olarak kurmamız mümkün olmayacaktır.

Katman şeklini tasvir etme sorunu tarihsel olarak iki geometrik model üzerinde gelişti; paralel kıvrım ve benzer kıvrım (Van Hise, 1896). Paralel kıvrımda katman sınırlarına dik olarak ölçülen t kalınlığı kıvrımın her yerinde sabittir (Şekil 17.1A). Bazan bu geometriye sahip kıvrım bölgeleri hemen hemen sabit eğrilikte yüzeyler gösterir; Dairesel kenarlara sahip böyle kıvrımlar konsantrik kıvrımlar olarak adlanmıştır. Ancak genelde paralel bir kıvrımda katmanların bazı merkezlerin çevresinde konsantrik yaylar oluşturması gerekmez (Şekil 17.1, A ve B'yi karşılaştırın). Paralel kıvrımlar özellikle, dayanımlılık farkı-



Şekil 17.1. A, konsantrik paralel; B, konsantrik olmayan paralel ve C, benzer kıvrımların geometrik özellikleri. Kıvrım yüzeylerine dik katman kalınlığı, t ; eksen düzlemine paralel katman kalınlığı, T .

nın belirgin olduğu kabuğun üst düzeylerinde kıvrılmış sedimenter istiflerin dayanımlı katmanlarında (masif kireçtaşı, kuvarsit vs.) oluşur (bu nedenle Busk tarafından dayanımlı kıvrım (competent fold) olarak adlanmıştır). Benzer kıvrımlar paralel kıvrımların aksine katman kalınlığında önemli farklar gösterir; kıvrım kanatları eksen zonlarına oranla her zaman incelmıştır (Şekil 17.1C). Dayanımsız kıvrım (incompetent fold) terimi bu tip kıvrımlar için kullanılmıştır, fakat dayanımlı-dayanımsız kıvrım terimleri mekanik açıdan doğru olmadığı için bu terimlerin kullanılmamasını tavsiye ediyoruz. Gerçek benzer bir kıvrımda katmanı sınırlayan yüzeylerin şekilleri birbirinin aynıdır; yani, eksen yüzeyine paralel olarak, kıvrımın herhangi bir yerinde ölçülen katman kalınlığı T her yerde aynıdır (T 'nin kıvrımın tepesinden kanatlara doğru arttığı paralel kıvrımla karşılaştırın). "Benzer" terimi aslında iyi bir geometrik tasvir sağlamaz ("özdeş" veya "uyumlu" sıfatları daha uygun olabilirdi), fakat bu terim şimdiye kadar yapılan yayınlarda o kadar çok kullanılmıştır ki onu değiştirmeye kalkışmak yararsız olacaktır.

Bu iki model eskiden beri yapısal jeologların dikkatini çekmişti ve ancak 1958'de de Sitter doğal kıvrımların geometrik biçimlerinin bu iki model arasında değiştiğini belirtti. De Sitter ayrıca, başlangıç aşamasında paralel bir geometriye sahip bir

kıvrımın, ezilme (flattening) olayı ile geometrisinin nasıl değişip paralel ile benzer kıvrım arası bir şekle kavuşacağını gösterdi. Ramsay (1962), bu tür ara kıvrım stillerinin, yüzeylere dik kalınlık (t) ve eksen yüzeyine paralel kalınlık (T) ölçümleriyle nasıl sınıflanabileceğini göstermiş ve bu ölçümler kullanılarak ezilme bileşenlerinin tanımlanması için bazı yöntemler önermiştir. 1967'de bu görüşler daha da geliştirilerek kalınlık değişimlerine dayanan daha kapsamlı bir sınıflama oluşturulmuştur. Bu yeni sınıflamanın ortaya koyduğu ilginç bir nokta, paralel ve benzer kıvrımların morfolojik spektrumun geometrik açıdan uç üyeleri olmadığı ve bu özel kıvrım tipleri dışında da geometrik olasılıkların bulunduğuydü. Bütün bu geometrik tiplerin doğada var olduğunun belirlenmesi ve bu sınıflamanın pratikte basit olarak uygulanabilir olması, bu yöntemin kıvrımların tasvir edilmesinde standart olarak kullanılmasına neden olmuştur.

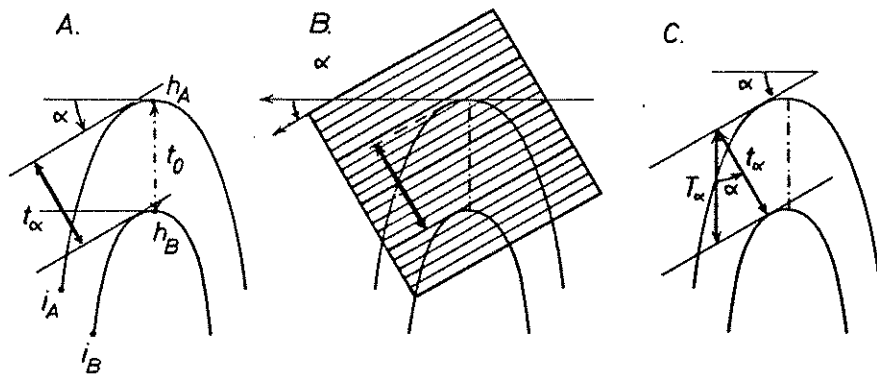
Katman kalınlığı değişimlerine dayanan kıvrım sınıflaması (Ramsay, 1967)

Bu metod, eğim açısına bağlı olarak katman kalınlığındaki değişimlerin tasvirine dayanır; bu ölçümler kıvrım eksenindeki katman kalınlığının oranı olarak ifade edilir. Tek yüzeyleri belirtmek için kullanılan Fourier analizlerinde olduğu gibi, kıvrımlı bir katman çeyrek dalga diliminde incelenir. Bu işlem şu şekilde yapılır:

1. Eksen çizgisine dik olarak kıvrımın bir kesitini çizin.
2. Katmanı sınırlayan A ve B yüzeyleri üzerinde h_A ve h_B eksen çizgilerini ve i_A , i_B bükülme çizgilerini belir-

leyin. h_A ve h_B 'yi birleştirerek eksen düzlemini çizin; bu, eğim yönleri ve kalınlık değişimleri için referans yön olacaktır (Şekil 17.2A). h_A ve h_B 'den kıvrıma teğetler çizin; bunlar sıfır eğimli referans yönünü verecektir. Çizdiğiniz teğetler arasındaki kalınlığı ölçün; böylece standart olarak kullanılacak eksen kalınlığı t_0 elde edilir.

3. Bir α eğim açısı seçin ve bu açı ile kıvrım yüzeylerine teğetler çizin. Bu teğetler arasındaki kalınlık t_α 'yı ölçün. Bu t_α 'yı t_0 cinsinden ifade edin, yani $t_\alpha = t_\alpha/t_0$. Bu t_α ölçümleri, üzerinde aralıkları bilinen paralel çizgiler bulunan saydam bir kağıt yardımıyla kolayca ve hızlı bir şekilde yapılabilir (Şekil 17.2B).
4. t_α 'yı düşey, α yı yatay eksen olarak gösteren bir diyagrama bu değeri işleyin.
5. Diğer α değerleri için aynı işlemi tekrarlayın ve çeyrek dalgaboyu kıvrım dilimi için t_α/α eğrisini oluşturun.



Şekil 17.2. α açısına sahip, ortogonal katman kalınlığını belirleme yöntemi. A'da h_A , h_B eksen çizgileri ve i_A , i_B bükülme çizgileri çeyrek dalga boyu bölgesini tanımlamaktadır. B, t_α 'yı ölçmek için kullanılan bir yöntemi göstermektedir. C, ortogonal kalınlık t_α ile eksen düzlemine paralel bir yönde ölçülen t_0 kalınlığı arasındaki ilişkiyi göstermektedir.

Olası katman şekillerini analiz etmeye, iyi tanımlanmış paralel ve benzer kıvrım modellerinden başlamak en doğrusu olur. Paralel kıvrım modelinde katman sınırlarına dik kalınlık, kıvrımın her kesiminde sabittir ve α 'nın her değeri için $t'_\alpha = 1$ dir (Şekil 17.3). Benzer bir kıvrımda, kıvrım yüzeylerine çizilen teğetler arasında eksen düzlemine paralel yönde ölçülen uzaklıklar, α 'nın her değeri için sabittir. Şekil 17.2C'deki trigonometrik ilişkilerden;

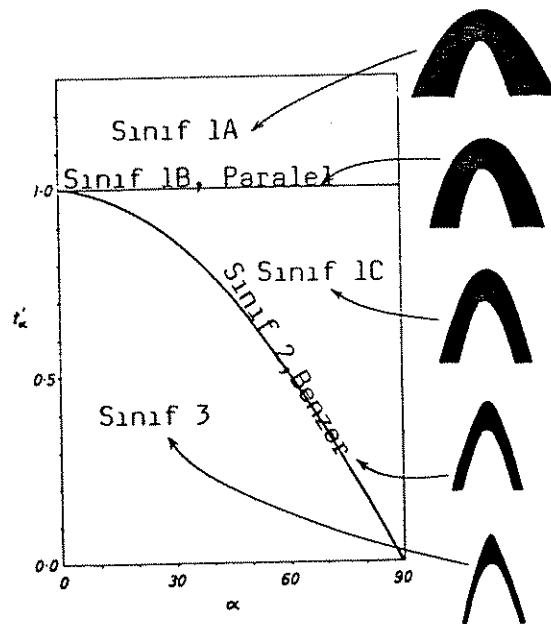
$$T_\alpha = T_0 = t_0 \quad (17.1)$$

$$t_\alpha = T_\alpha \cos \alpha \quad (17.2)$$

ve 17.1 ve 17.2'yi birleştirerek benzer kıvrımlar için

$$t'_\alpha = \cos \alpha \quad (17.3)$$

bulunur. $t'_\alpha = 1$ ve $t'_\alpha = \cos \alpha$ çizgileri, kıvrım şekli alanını asalanlara ayırır (Şekil 17.3). Bu bölgelerin her birinde t'_α



Şekil 17.3. Eğim açısı α ile standartlaştırılmış ortogonal kalınlık t'_α 'yi gösteren diyagram ve ana kıvrım sınıfları.

değerlerine sahip kıvrımlar her zaman var olabilir. Paralel ve benzer kıvrım çizgileri arasındaki bölgede, ilk olarak de Sitter tarafından tanımlanan kıvrımlar yer alır. Paralel kıvrım çizgisinin üstündeki ve benzer kıvrım çizgisinin altındaki kıvrım tipleri ise ilk kez Ramsay tarafından vurgulanmıştır. Bu üç bölge içinde yer alan kıvrımlar isimlerle değil sayı ve harflerle belirtilmiştir. Sınıf 1A kıvrımları, kanatlara doğru gittikçe artan ortogonal bir kalınlığa sahiptir. Sınıf 1C, 2 ve 3 kıvrımlarında kanatlarda incelmeye görülür; gerçek benzer kıvrımlara (Sınıf 2) göre 1C daha az, 3 ise daha çok incelmeye gösterir. Şekil 17.3 ana sınıflar arasındaki şekil farklılıklarını açıklamaktadır. Burada gösterilen beş kıvrımın hepsinde, aynı geometrik biçime sahip bir iç yay vardır. Bu tipler hem geometrik olarak mümkündür hem de deformasyona uğramış kayalarda yaygın olarak görülürler. Sayı ve harflerin anlamını daha sonra, kalınlık değişimlerini katman eğriliği açısından incelediğimizde göreceğiz.

SORULAR

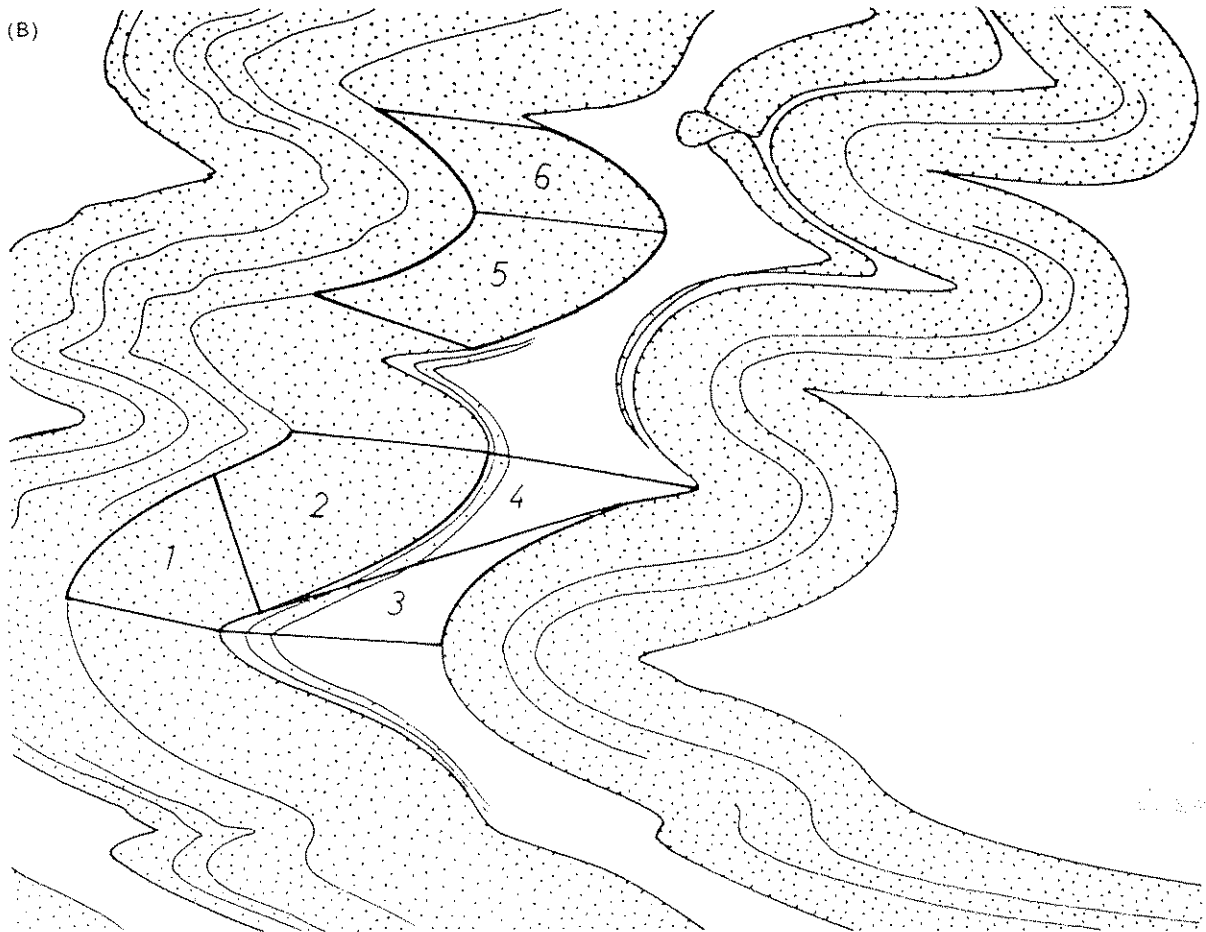
Katman kalınlığı değişimleri

Soru 17.1

Şekil 17.4A, ince silt (soluk) ve killi sleyt (koyu) ardalanmasından oluşmuş, kuvvetlice kıvrımlı bir Paleozoyik çökelinin ince kesitini göstermektedir. Bu kesitin bir kesimi Şekil 17.4B'de büyütülmüş olarak gösterilmiştir; silt bantları noktalanmış, killi kısımlar ise boş bırakılmıştır. Eksen çizgi-



Şekil 17.4. Kıvrımlanmış sedimentlerin ince kesit fotoğrafı ve şekli.



leri ve bükülme çizgileri bazı kıvrımlarda belirtilmiş ve altı kıvrım bölgesi oluşturulmuştur.

Yukarıda anlatılan kalınlık değişim metodunu kullanarak altı bölgenin her biri için t_2/α grafiklerini çizin. Silt katmanındaki 1. ve 2. bölgeleri, killi-sleyt katmanındaki 3. ve 4. bölgelerle karşılaştırın. Kıvrım stilindeki ana farklar nelerdir? ince kesitteki izole silt katmanları, killi-sleyt katmanından daha dayanımlı olduğunu kanıtlayan karakteristik pitigmatik yapılar gösterir. Kıvrım stili ve katman dayanımlılığı arasında bir ilişki kurun.

Aynı silt katmanının 1., 2., 5. ve 6. bölgelerindeki kıvrım stillerini karşılaştırın ve bu değişikliklerin nedenlerini açıklayın.

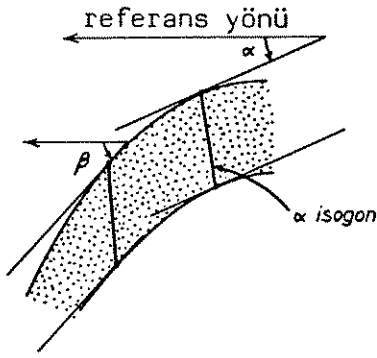
Sonuçlarınızı Cevaplar ve Açıklamalar bölümünde kontrol edin ve sonra aşağıdaki bölüme dönün.

izogonlar kullanarak kıvrım sınıflaması

Bu sınıflama metodu eğim izogonlarının oluşturulmasına dayanır; eğim izogonları kıvrımlı katmanın her iki tarafındaki eşit eğimli noktaları birleştiren çizgilerdir. Bu izogonlar hızlı bir şekilde oluşturulabilir ve böylece ana kıvrım sınıfı çok çabuk belirlenir.

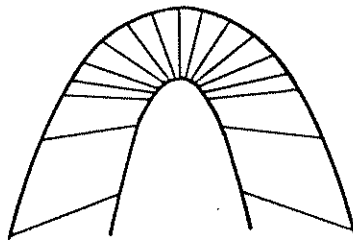
Önce bir kıvrım kesitinde uygun bir sıfır referans yönü seçilir. Genellikle bu yön eksen çizgisindeki katman yüzeylerine paralel bir yöndür, fakat prensip olarak, herhangi başka bir yön de izogon modellerine dayanan bu sınıflamanın ana sonuçlarını değiştirmez. Birçok kıvrım içeren bir katmanda birbirini izleyen

çeyrek dalga bölgelerini analiz etmemiz gerekmeyeceği için bu serbest yön seçimi yararlıdır. Sıfır referans yönü seçildikten sonra bu yön ile α açısı yapacak şekilde katmanın her iki yüzüne teğetler çizilir (Şekil 17.5). Daha sonra bu eğime sahip iki nokta düz bir çizgi ile birleştirilir (α -eğim izogonu). Periyodik açısal aralıklarla diğer izogonlar oluşturulur. izogonlar birbirine "paralel" olabileceği gibi, "ayrılabilir" veya "yaklaşabilir" (bu terimler izogonların, kıvrımın dış yayından iç yayına doğru gidişine göre kullanılır). Komşu izogonlar arasındaki

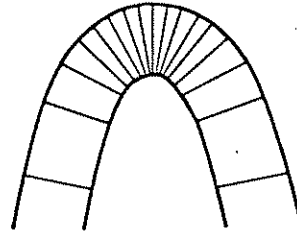


Şekil 17.5. α ve β değerlerinde eğim izogonlarını çizme yöntemi.

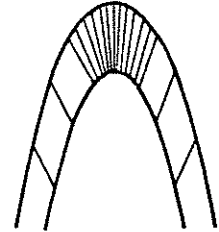
Sınıf 1, yaklaşan izogonlar



1A



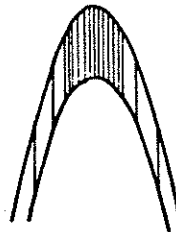
1B, Paralel



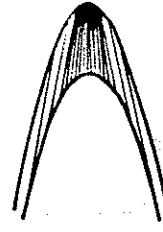
1C

Sınıf 2

Sınıf 3, ayrılan izogonlar



2, Benzer



3

Şekil 17.6. Ana kıvrım sınıflarının eğim izogon özellikleri.

ilişkiler, bu iki izogon arasındaki kıvrımlı yüzeylerin ortalama eğriliği hakkında bilgi verir. izogonlar birbirine paralelse iki yüzeyin ortalama eğriliği eşittir. Yaklaşan izogonlar, iç yay eğriliğinin dış yayıncından fazla olduğunu vurgular, uzaklaşan izogonlar ise dış yay eğriliğinin iç yayıncından fazla olduğu anlamına gelir. izogon modeli kullanılarak, bir tanesi üç alt sınıfa ayrılan, üç ana sınıf tanımlanmıştır. Bu sınıflar, katman kalınlığı değişimlerine dayanan şemada gördüklerimizin aynıdır. Bunlar Şekil 17.6'da gösterilmiştir ve şu şekilde tanımlanırlar:

Sınıf 1 Yaklaşan izogonlar

1A alt-sınıfı kuvvetlice yaklaşan

1B alt-sınıfı katmanlaşmaya dik izogonları olan
paralel kıvrım

1C alt-sınıfı hafifçe yaklaşan

Sınıf 2 Paralel izogonlar, benzer kıvrım

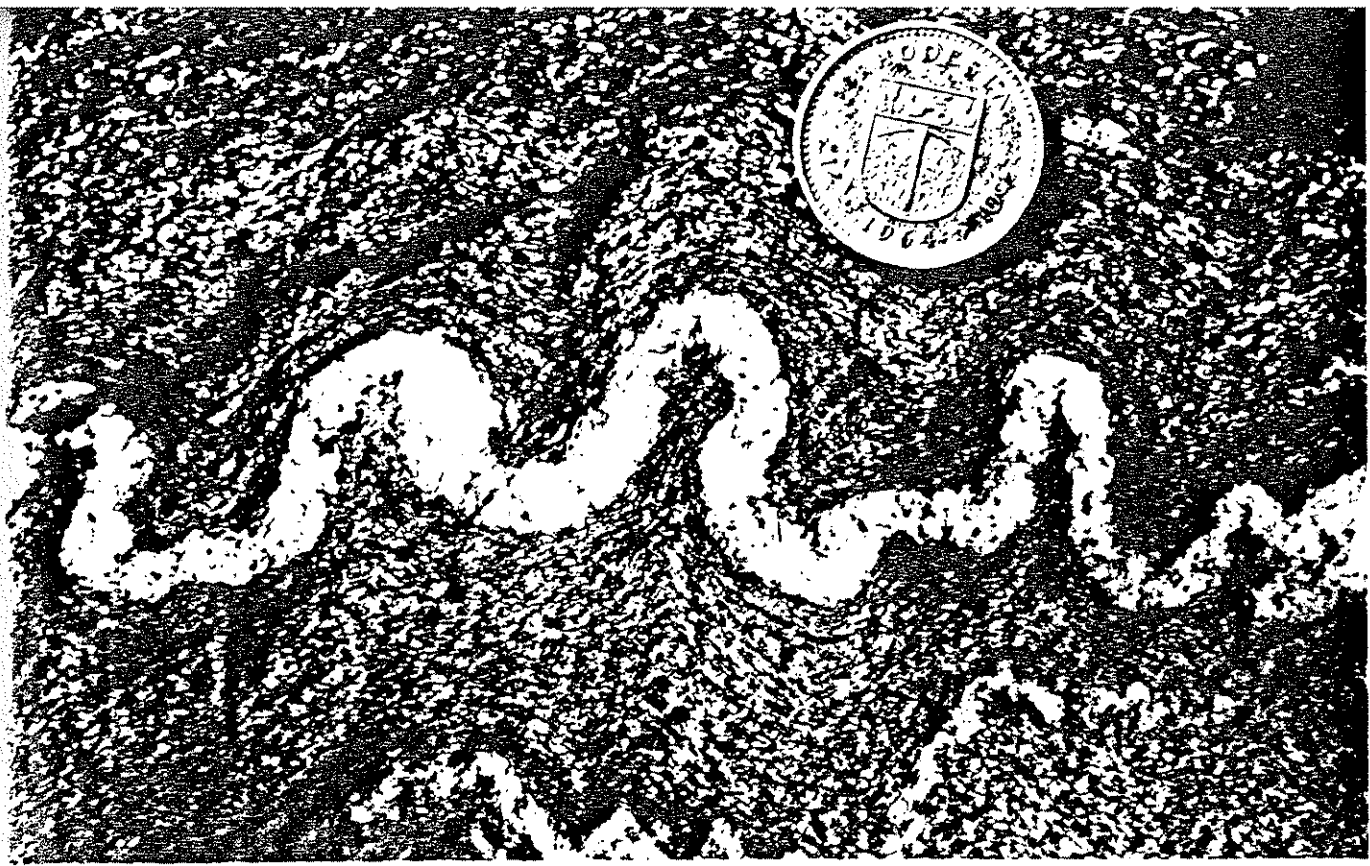
Sınıf 3 Ayrılan izogonlar

"Paralel" terimi ne yazık ki iki farklı anlamda kullanılabilir (paralel bir kıvrım, ve izogonları paralel olan kıvrım - yani benzer kıvrım), fakat paralel kıvrım terimi artık yerleşmiş bir terim olduğundan, onu değiştirmek yararsız olacaktır.

Eğim izogonları

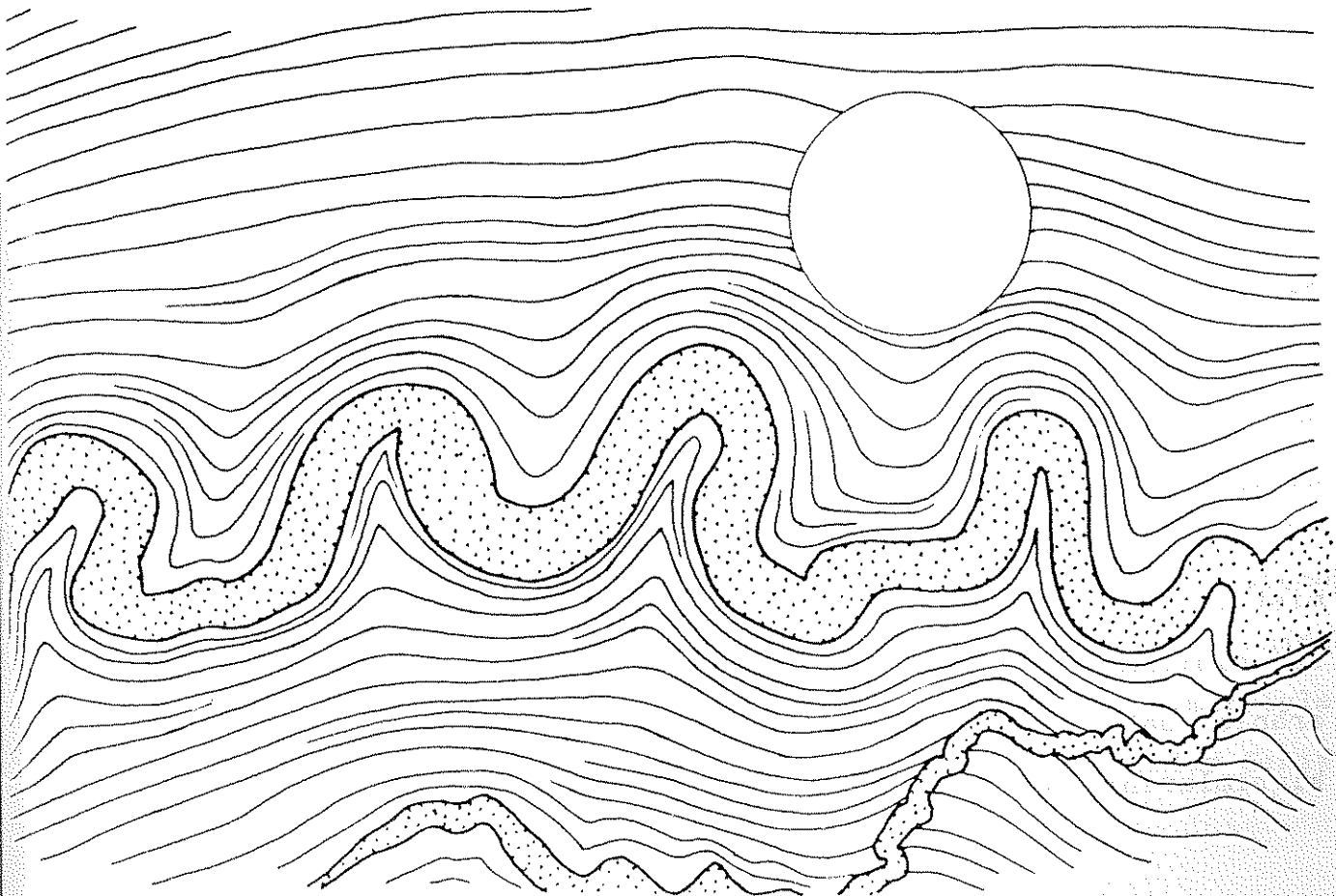
Soru 17.2

Şekil 17.7, Zimbabwe'deki Chindamora batolitinde granit gnays matriks içindeki pitigmatik bir kuvars-feldispat pegmatit damarını göstermektedir. Ana damar ilksel olarak, gnaysik kat-



Şekil 17.7. Granitik gnays içinde pitigmatik damar.

← sıfır eğimli referans yönü



manlanmaya paralel olarak sokulmuş ve sonraki sıkışmalarla kıvrımlı bir biçim almıştır. Fotoğrafın alt kesiminde kısmen katmanlanmayı kesen kısmen uyumlu ince bir damar görülmektedir. Alttaki taslak şekilde, pegmatitin çok kaba taneli yapısı nedeniyle damar-gneys dokanağında oluşan bazı hafif düzensizlikler ortalama kıvrım biçimine uygun olarak düzeltilmiştir.

20° aralıklarla eğim izogonlarını çizin. Bu işlem, üstünde paralel çizgiler olan bir cetvel ile veya Şekil 17.2B'deki gibi paralel çizgilere sahip saydam bir kağıtla, veya belki de en çabuk olarak taslak şekli, ışıklı bir masa üzerinde bir milimetrik kağıdının üzerine yerleştirip, 20° aralıklarla milimetrik kağıt üzerinde döndürerek yapılabilir.

izogon şekillerini kullanarak kıvrımın ana geometrik özelliklerini tartışın. Kıvrımlı katmanların izleriyle birlikte eğim izogon çizgilerini kullanarak diyagramın farklı kesimlerindeki kıvrımları sınıflandırın.

CEVAPLAR VE AÇIKLAMALAR

Katman kalınlığı değişimleri

Cevap 17.1

Altı bölge için t_2/α grafikleri Şekil 17.12'de gösterilmiştir. 1. ve 2. bölgelerdeki kıvrımlar incelmış kanatlara sahip 1C sınıfına aittir. Bu kıvrımların iç yaylarının dış yaylara oranla daha kuvvetli eğildiğine dikkat edin. Bu, tüm Sınıf 1 kıvrımlarının bir özelliğidir. Buna karşın 3. ve 4. bölgeler, iç

yay eğriliğinin dış yay eğriliğinden daha büyük olmasıyla ayırt edilen Sınıf 3 kıvrımlarını gösterir. Katmanın her iki yanında da eğriliğin aynı olduğu benzer kıvrımlar (Sınıf 2), Sınıf 1 ve 3 arasında bir sınır oluşturur.

Harmonik olarak kıvrımlanmış kaya istiflerinde, Sınıf 3 ile ardalanmalı Sınıf 1 kıvrımlarının bulunması oldukça olağandır. Böyle iki kıvrım biçiminin eşleşmesi durumunda kıvrım genliğini kaybetmeksizin eksen düzlemi yönünde çok katmanlı istiflerden geçerek uzun mesafeler katedebilir. Sınıf 1- Sınıf 3 kıvrım çiftinin ortalama olarak benzer bir kıvrım modeli oluşturduğu düşünülebilir; benzer bir kıvrımın eksen yüzeyi boyunca sonlanmasını gerektiren geometrik bir neden olmadığı göz önüne alınırsa Sınıf 1- Sınıf 3 kıvrım çiftinin de eksen yüzeyleri boyunca sonlanmadan devam edebileceği görülür.

Silttaş-killi sleyt katman çiftlerinin ortalama benzer kıvrım geometrisi Şekil 17.4'de son derece iyi görülür. Örneğin, 1. ve 2. bölgelerin sol sınırı, 3. ve 4. bölgelerin sağ sınırına çok yakın bir biçim gösterir. Tartışmamızın bu aşamasında kıvrım biçiminin sadece geometrik koşullarını inceleyeceğiz, fakat daha sonraki bölümlerde (Bölüm 19 ve 20) bu geometri tiplerine hangi mekanik koşulların yol açtığını göreceğiz.

Şekil 17.4B'nin sağ tarafındaki silttaş katmanının pitigmatik şekli, dayanımlı bir kaya diliminin mekanik bükülmesini akla getirir. Eğer bu doğruysa (bu fikir bu aşamada sadece deneylerden elde edilen sonuçlara dayanır - Şekil 17.9B) dayanımlı katmanlardaki kıvrımlar Sınıf 1B ve 1C kıvrım biçimleriyle karakterize edilir, oysa dayanımsız katmanlardaki kıvrımlar Sınıf

3'e aittir. Ancak unutmamak gerekir ki bu sonuçlar tamamen dayanımlı (veya dayanımsız) bir katmanın dış yüzeylerinin analizinden elde edilen bir genellemedir; katmanların içindeki kıvrım biçimlerinin ayrıntılarını analiz ettiğimizde kıvrım stillerinin çok daha kompleks olduğunu görürüz.

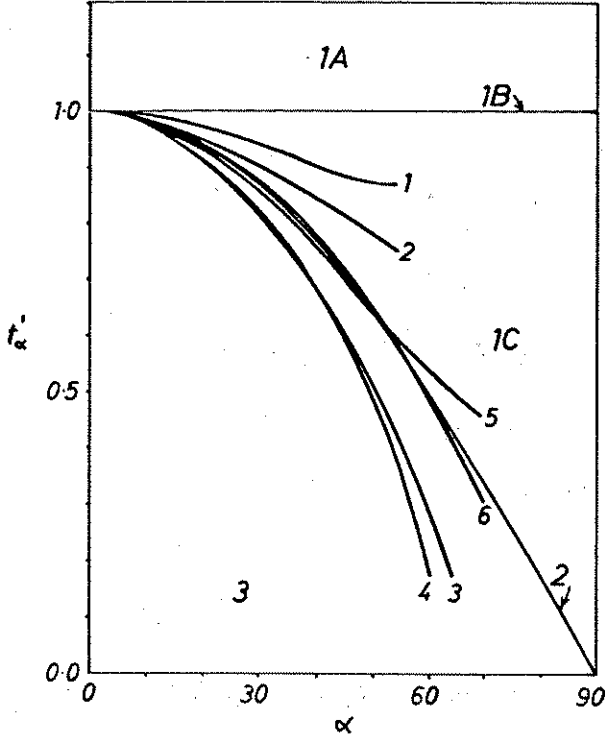
Litolojik olarak 5. ve 6. bölgeler, 1. ve 2. bölgelerle aynı olmasına rağmen, kıvrım stilleri oldukça farklıdır; 5. ve 6. bölgeler benzer kıvrım modeline (Sınıf 2) yakın kıvrımlar gösterir. Bu geometrik farklılığın nedeni ilk bakışta açık değildir. Bahsedilen bölgelerin sağında pitigmatik olarak kıvrılmış silt katmanının şekil değişikliğini inceleyerek bu duruma bir açıklama getirilebilir. Bu katman 1. ve 2. bölgelere komşu olduğu yerde, 5. ve 6.'ya komşu olan bölgeye oranla daha az kısalmaya uğramış gibi görünür. Bu özellik, 5. ve 6. bölgelerin ilksel olarak 1. ve 2. bölgelerdeki gibi kıvrım biçimlerine sahip olduğunu, fakat sonraki sıkışmalar ile bu şekillerin değiştiğini gösterir. Bu bölgeler, kanat kalınlıklarının incelmesine yol açan ve benzer kıvrımlar ile uyumlu geometrik özellikler yaratan, gelişen yamulmalar sonucu şekil değişikliğine uğramıştır. Bu kavram ilk olarak de Sitter ve Ramsay tarafından önerilmiş ve bu tür yapılar ezilmiş paralel kıvrımlar (flattened parallel folds) olarak adlanmıştır.

Kalınlık değişimleri yardımıyla kıvrımları sınıflama metodu, aynı mostrada farklı kaya katmanlarında farklı kıvrım stillerinin varlığını vurgulamıştır, bu yüzden kıvrımlanmış çok katmanlı bir kütleye bir tek kıvrım stili atfetmek doğru değildir. Her katmanın kendine özgü bir kıvrım stili olması dışında,

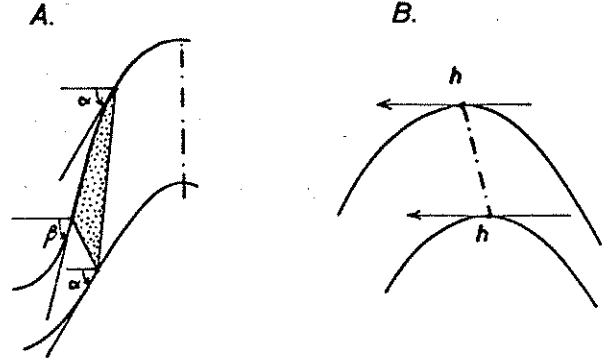
sık sık kıvrım stili aynı katman içinde noktadan noktaya değişecektir. Bu kıvrım sınıflama metodunun en önemli özelliği pratik olmasıdır. Hem farklı kıvrımlarının kabaca sınıflanması, hem de kıvrım şekillerinin çok doğru tasvirleri bu yöntemle kolaylıkla yapılabilir. Doğal kıvrım şekillerini laboratuvar deneyleri sonuçlarıyla ve kıvrım oluşumunun mekanik teorilerinden sağlanan sonuçlarla (bak. Hudleston, 1973a, b) karşılaştırılmasında bu ikinci husus çok önemlidir. Bu sınıflamanın matematiksel temeli, kıvrımlı bir katmandaki komşu yüzeylerin eğriliklerini karşılaştırmaya dayanır; diğer sınıflamalara göre avantajı tasviri olması ve kökene bağlı olmamasıdır. Kıvrım oluşumu esnasında etkin olan farklı mekanik koşullar nedeniyle farklı kıvrım şekillerinin oluştuğu açıktır, fakat kıvrım oluşumu teorilerinden bağımsız bir sınıflamaya sahip olmak çok yararlıdır.

Zaman zaman bu ana sınıflar altında tasvir edilenlerden daha karmaşık kıvrım şekillere rastlanabilmesine rağmen, kıvrımların çoğu bu sisteme uyar. Ancak çeyrek dalga kıvrım bölgesinin birçok kıvrım sınıfının özelliklerini göstermesi ve t_2 / α eğrilerinin bir sınıftan diğer sınıfa geçmesi mümkündür. Böyle ender durumların tanımlanmasında kullanılan metodlar Ramsay (1967) tarafından belirtilmiştir.

Pek çok sınıflama şeması gibi kalınlık değişimi metodu da bazan problem yaratabilir. Tüm kıvrım bölgesinde kalınlık ölçümü yapmanın her zaman mümkün olmadığı dikkatinizi çekmiştir. Bir yüzey üzerindeki en yüksek β açısının, bitişik yüzeydeki en yüksek α açısından büyük olması problem çıkarır (Şekil 17.13A). Bu durumda kıvrım kanadı üzerinde α - β eğim alanı içinde teğetler



Şekil 17.12. Şekil 17.4'de altı bölgedeki kıvrımların α - t_α diyagramında gösterilmesi.



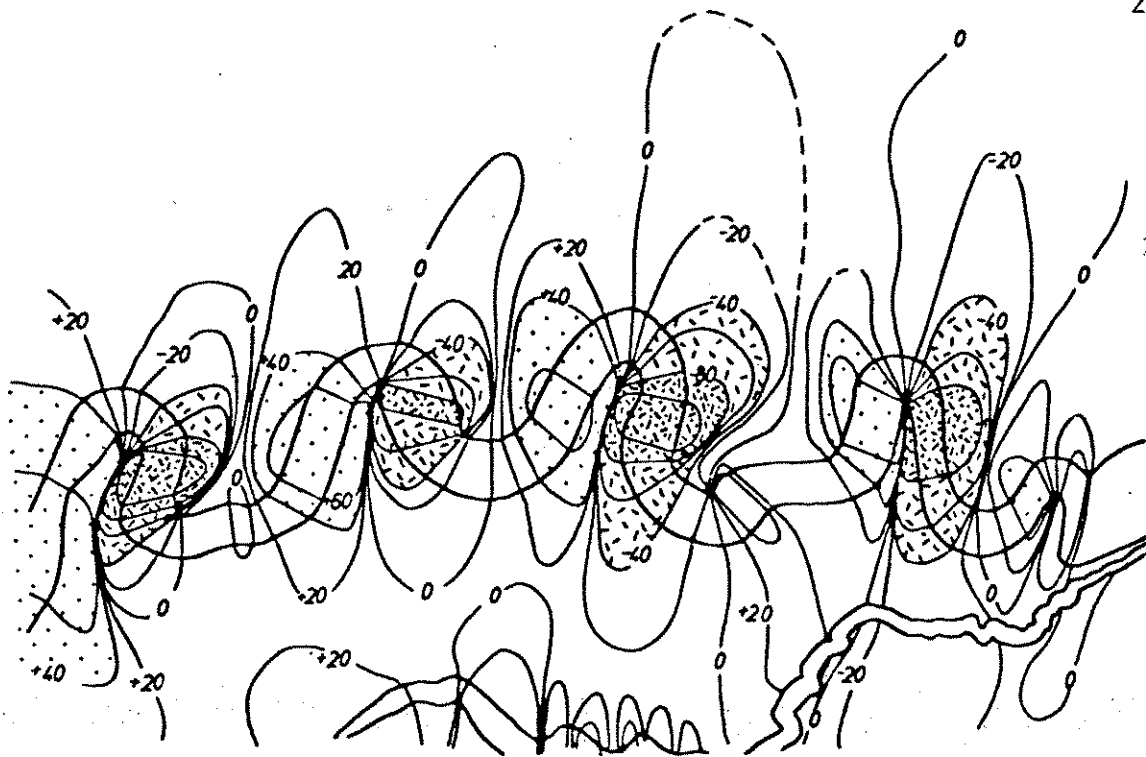
Şekil 17.13. Kıvrım sınıflamasında ortaya çıkan özel problemler: A, kanadın bir kesimi kıvrım sınıflamasında temsil edilememektedir. B, eğim çizgileri, kıvrım eksen çizgilerini (h) birleştiren eksen düzlemine dik değildir.

çizmenin mümkün olmadığı bir bölge vardır ve bu bölgede kalınlık ölçümü yapmak mümkün değildir. Eksen çizgilerinde katman eğimlerinin eksen düzlemine dik olmaması da zaman zaman problem çıkarır (Şekil 17.13B). Bu problemi ilk olarak araştıran Hudleston (1973), bu durumun ender olarak görüldüğüne dikkat çekmiş ve Soru 17.2'de tartışılan eğim izogonları metoduyla yakın ilişkili ayrı bir sınıflama önermiştir.

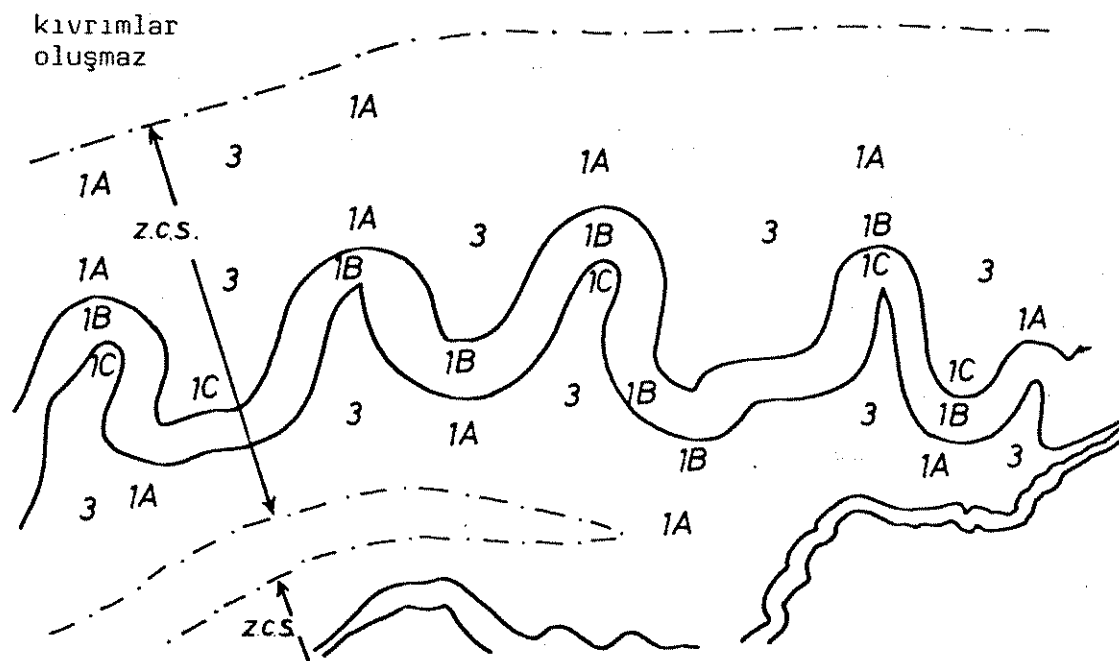
Eğim izogonları

Cevap 17.2

izogon şekilleri Şekil 17.14'de gösterilmiştir. Bu şeklin en çarpıcı özelliği, yüksek değerli pozitif ve negatif eğimli kapalı hücre şeklindeki bölgelerdir; bunların hepsi kıvrımlı pitigmatik damarın kanatlarında maksimum eğimler gösterir. Bu



Şekil 17.14. Şekil 17.7'deki pitigmatik damarın eğim izogon diyagramı.



Şekil 17.15. İzogon diyagramından (Şekil 17.14) ve katman çizgilerinden (Şekil 17.7) elde edilen çeşitli kıvrım sınıflarının dağılımı. Kontakt yamulma zonu noktalı çizgiler arasında yer alır (z.c.s).

şekilde açıkça görüleceği gibi, kuvars-feldispat damarı, genel kıvrımlanma mekanizmasını oluşturan ana etkindir; en kuvvetli mekanik dönmeler bu en dayanımlı katmanda görülür. Yüksek değerli eğim hücreleri, kıvrılmış damarın orta çizgisinden uzaklaştıkça çok çabuk sonlanır; matriks içindeki kıvrımlar pegmatit damarından uzaklaştıkça hızlı bir genlik azalması gösterir, öyle ki fotoğrafın üst kesiminde ve sol alt kesiminde kıvrımlanma görülmez (Şekil 17.15'de bu sınırlar noktalı çizgilerle belirtilmiştir). Pitigmatik yapılar çoğu zaman katmana paralel büzüşmeye (layer parallel contraction) işaret eder. Damarın biraz uzağında kıvrımlanmanın görülmemesi, kıvrımlanma ile karşılanan büzüşmenin, bu bölgelerde homojen bir yamulma ile karşılandığını gösterir. Kıvrımlı damarın etrafındaki kıvrımlanmanın görülebildiği ve heterojen yamulmaların yer aldığı bölge kontak yamulma zonu (zone of contact strain) olarak bilinir. Bölüm 19'da bu zonun önemli mekanik etkilerinden bazılarını inceleyeceğiz. Diyagramın alt kesimindeki daha ince damarda da hücreye benzeyen izogon modelleri vardır, fakat bunlar ana damardakilerden daha küçük boyutludur. Bu ince damar çevresinde de bir kontak yamulma zonu vardır, fakat ana damarda görülenden daha dardır ve bu iki zon birbirine bağlanmaz. Bu bağlantının olmaması, iki dayanımlı katman içindeki kıvrımlanmanın disharmonik doğasıyla ilgilidir.

Eğilmiş damarın iç yayındaki kıvrımlı gnays, birbirine yaklaşan hatta bazan çakışan izogonlar gösterir; bu izogon şekli sivri uçlu (cusp-like) kıvrımların gelişimiyle beraber oluşur. Böyle sivri uçlu yapılar kıvrımlanmaya uğramış dayanımlı ve dayanımsız katmanların kontaklarında veya yakınında bulunan kıvrım-

ların yaygın özellikleridir.

Pitigmatik damar içindeki kıvrım şekilleri paralel modele (1B) yakındır. İç yaylar dış yaylardan daima daha büyük bir eğrilik gösterir, izogonlar birbirine yaklaşır ve katman sınırlarına yarı-diktir. Bazı eksen zonlarında, izogonlar paralel kıvrım modelinden daha zayıf bir yaklaşma gösterir ve kıvrım şekilleri daha çok Sınıf 1C modeline uyar. Bu, özellikle kanatlar arası açısı yüksek ve yay-boyunun kalınlığa oranı küçük (<10) pitigmatik kıvrımların yaygın bir özelliğidir. Bu etkiye daha önce de değinmiş (Soru 17.1, 1. ve 2. kıvrım bölgesi) ve üstüste gelen yamulma olaylarına bağlamıştık.

Gnaysdaki kıvrım stillerinin çeşitliliği şaşırtıcı gelebilir. Tüm ana kıvrım sınıflarına ait örnekler kontak yamulma zonu içinde yer alır, fakat kıvrım sınıfı ile zon içindeki konum arasında sistematik ilişkiler vardır. Kıvrılmış damarın hemen iç yayı yakınlarında Sınıf 1C, dış yayı yakınlarında ise Sınıf 1B (veya 1B-1A geçişleri) kıvrımları bulunur. Sınıf 1A ve Sınıf 3 kıvrımlarının çarpıcı ve düzenli bir ardalanması kıvrımlı damarın biraz uzağında gözlenir; bu kesimde Sınıf 1A kıvrımları kıvrımlı damarın dış yayına, Sınıf 3 kıvrımları ise iç yayına karşılık gelmektedir. Bu iki grup kıvrımın ardalanması ile kıvrımlı damarın orta çizgisinden uzaklaştıkça kıvrım genliğinin azalması arasında geometrik bir ilişki vardır.

Bu tartışmadan anlaşılacağı gibi, tek bir pitigmatik damar örneğinde kıvrım sınıfı ile kaya dayanımlılığı arasındaki ilişki basit değildir. Ancak kıvrım sınıflarının genel dağılımı tamamen sistematiktir; kullandığımız analiz metodunun kuvveti, bu

dağılımın ince ayrıntılarını ortaya çıkarmasıdır.

Kalınlık değişimleri veya eğim izogonları ile yapılan kıvrım sınıflama metodlarında kıvrımın eksen çizgisine dik profiller kullanılmalıdır. Eğer herhangi bir nedenle bu sağlanmıyorsa şekil sınıflamasında bazı hatalar olur. Ancak Sınıf 1, 2 ve 3 kıvrımları, gözlem düzleminin kıvrımların eksen yüzeyine yarı-dik olması şartıyla, yanlış profillerde bile genel özelliklerini koruyacaktır.

ANAHTAR SÖZCÜKLER VE TANIMLAR

Eğim izogonları : Kıvrımlı bir katmanın her iki yanındaki eş eğim noktalarını birleştiren çizgiler (Şekil 17.5)

Yaklaşan izogon kıvrımları, Sınıf 1: Kıvrımın dış yayından iç yayına doğru gidildiğinde komşu eğim izogonlarının birbirine yaklaştığı kıvrımlar. Bu kıvrımlar üç alt sınıfa ayrılır: Sınıf 1A, izogonların tabaka diklikleri ile aynı yönde döndüğü kuvvetlice yaklaşan; Sınıf 1B, izogonların katmanlanmaya dik olduğu paralel kıvrımlar; Sınıf 1C, izogonların tabaka dikliklerine ters yönde döndüğü hafifçe yaklaşan (Şekil 17.6, 17.3).

Ayrılan izogon kıvrımları, Sınıf 3: Kıvrımın dış yayından iç yayına doğru gidildiğinde komşu eğim izogonlarının birbirinden uzaklaştığı kıvrımlar (Şekil 17.6).

Benzer kıvrımlar, Sınıf 2: Kıvrımı sınırlayan yüzeylerin geometrik olarak aynı olduğunu belirten paralel eğim izogonlarına sahip kıvrımlar (Şekil 17.6).

Ezilmiş kıvrımlar: Kıvrımın her kesiminde homojen yamulmaya uğramış herhangi bir kıvrım (Şekil 17.9).

Kontak yamulma zonu: Kıvrımlı damarın her iki tarafında, harmonik fakat gittikçe azalan genliğe sahip kıvrımların bulunduğu bölge (Şekil 17.15, z.c.s).

ANAHTAR KAYNAKLAR

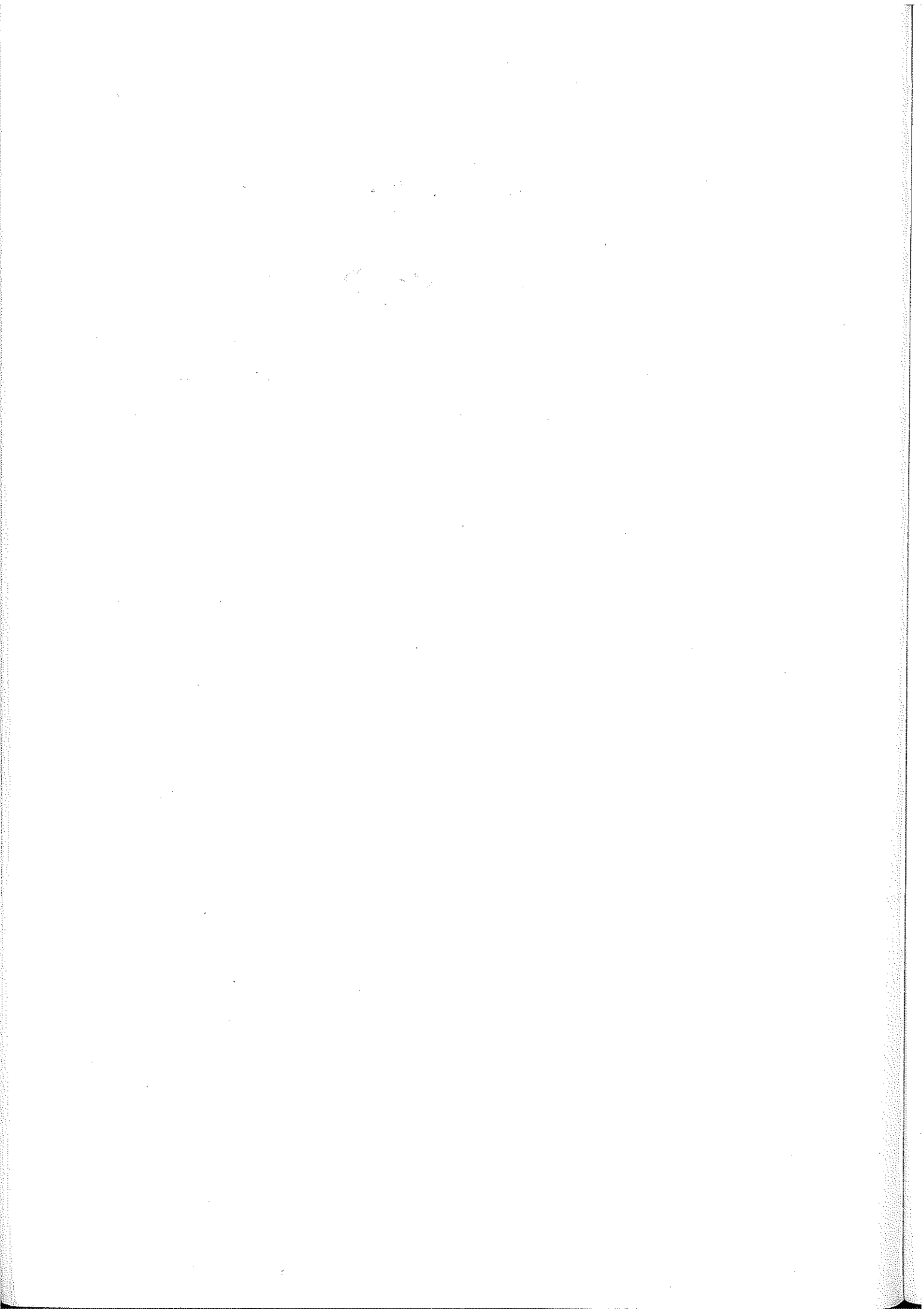
Hudleston, P.J. (1973). Fold morphology and some geometrical implications of theories of fold development. *Tectonophysics* 16, 1-46.

Ramsay, J.G. (1962). The geometry and mechanics of "similar" type folds. *J. Geol.* 70, 309-327.

Ramsay, J.G. (1967). "Folding and Fracturing of Rocks", 568 pp. McGraw-Hill, New York and London.

de Sitter, L.U. (1958). Boudins and parasitic folds in relation to cleavage and folding. *Geol. en Mijnb.* 20, 277-286.

Treagus, S.H. (1982). A new isogon-cleavage classification and its application to natural and model fold studies. *Geol. J.* 17, 49-64.



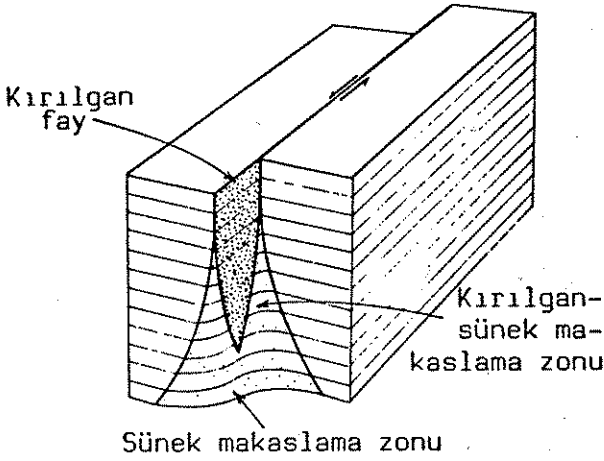
BÖLÜM 23

FAY GEOMETRİSİ VE MORFOLOJİSİ

GİRİŞ

Faylar, bir kayada önemli göreceli ötelemeler oluşturan kırık süreksizliklerdir. Bir kırığa fay diyebilmek için ötelemenin 0.5 mm den büyük olması gerekir; faylarda ötelemeler genellikle bu minimum değerden çok daha büyüktür. Faylar litolojik katmanları keser ve onları öteler. Kesilmiş katman yüzeyi ve fay düzlemi arasındaki arakesit, bu kılavuz seviyenin (marker horizon) kesilme çizgisi (cut off line) olarak bilinir. Faylar normalde gerilme altındaki bir kayanın gevrek kırılması (brittle failure) ile oluştuğu halde, ötelemenin, iyi belirlenmiş bir fay düzlemi boyunca gerçekleştiği gerçek faylar ile sünek makaslama zonları arasında geçişler vardır (Bölüm 3'de bundan bahsetmiştik, Bölüm 26'da daha ayrıntılı olarak inceleyeceğiz). Gerçek anlamda gevrek faylar, kabuğun göreceli olarak üst seviyelerinde (kabuğun üst 10 km'si) yer alan kaya kırılmalarının karakteristik özelliğidir. Bunlar aşağı doğru, gevrek-sünek makaslama zonları arası bir geçiş zonundan, öteleme farklarının düzgün ve sürekli olarak değiştiği sünek akma zonlarına geçer (Şekil 23.1).

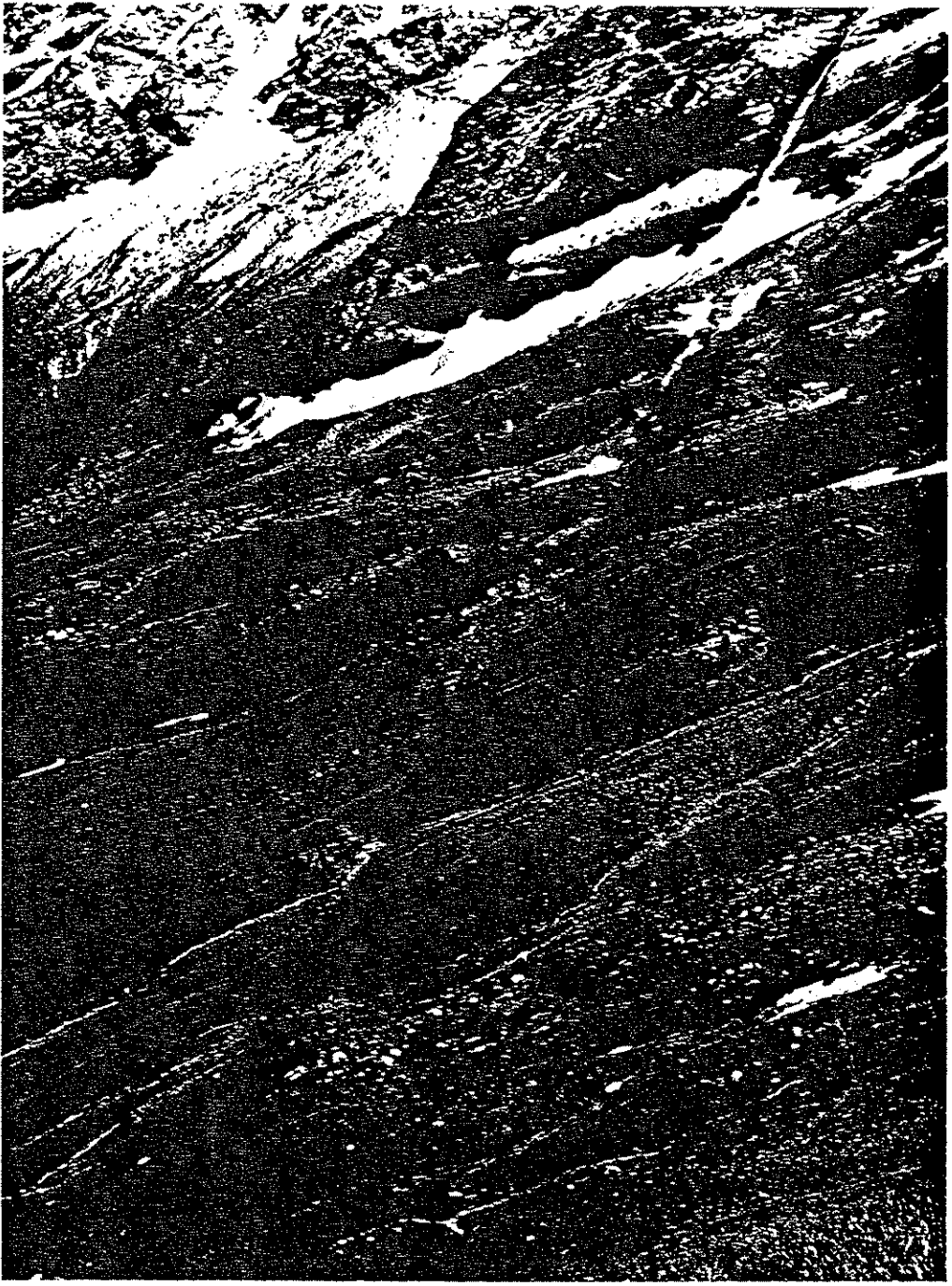
Faylar, fay düzlemi üzerindeki veya çevresindeki kayaların kırılması ve mekanik ayrılmasına yol açtığı için, yer yüzündeki fay yüzeyleri genel olarak çevre kayalardan daha hızlı erozyona maruz kalır ve bu yüzden fay izleri (fault traces), genellikle lokal topoğrafik çöküntüler, hendekler veya nehir vadileri şeklinde görülür (Şekil 23.2). Bir fay izi bazan, izin her iki ta-



Şekil 23.1. Derindeki sünek bir makaslama zonu yukarı doğru kırılğan-sünek makaslama zonu vasıtası ile kırılğan bir faya geçiyor.

rafındaki morfolojinin yükseklik ve karakter değişimiyle ve bir fay yamacının (fault scarp) varlığıyla belirlenir. Fay izinin topoğrafik belirtileri nedeniyle faylar, düşey hava fotoğraflarından ve uydu resimlerinden, belirli çizgisel yüzey yapıları veya çizgisellikler (lineaments) olarak kolayca farkedilir. Ancak, tabakalanma izlerini kesen her çizgisel erozyon yapısı fay değildir; pek çok çizgisellik, çok az göreceli hareket gösteren veya hiç göstermeyen ana çatlaklar (master joints) gibi diğer kırık tipleri boyunca da oluşur.

Fay düzlemleri ender olarak mostrada görülür. Bu tip düzlemleri bulma şansı, yüksek topoğrafyaya sahip sarp bölgelerde, erozyonal işlevlerin etkin olduğu bölgelerde (örn. kıyı diklikleri) veya güncel tektonik açısından duraysız bölgelerde en fazladır. Yaygın olmamasına rağmen, fay düzlemlerinin yüzey mostraları arazi jeologları tarafından dikkatle araştırılmalıdır, çünkü bu mostralardan, kırık oluşumu sırasındaki asal gerilmelerin yönelimlerini ve hareket yönünü veren kritik verilerle beraber, fay oluşumu esnasındaki jeolojik koşullarla ilgili çok önemli bilgiler elde edilebilir.



Şekil 23.2. Bantlı gnaysları kesen eğimli bir fay, Aar Masifi, Yukarı Urbach vadisi, merkezi İsviçre.

Faylarla ilgili terimler

1. Yönelim

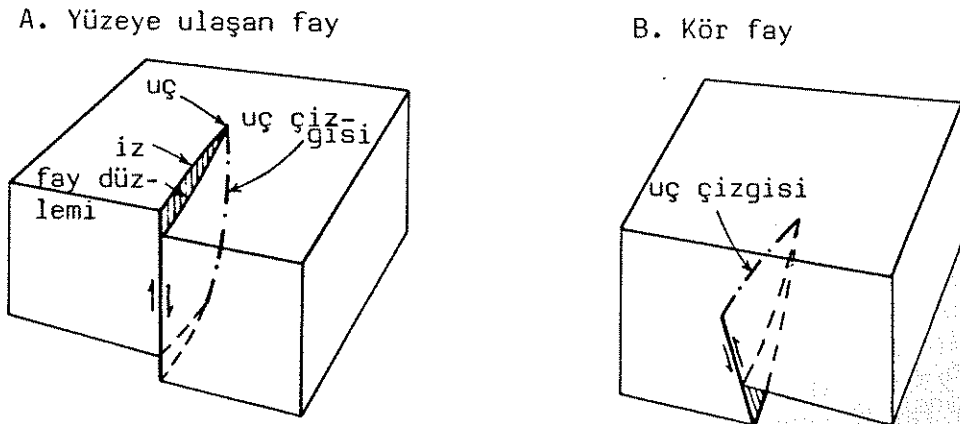
Fay geometrisi için kullanılan bugünkü terminoloji gereğinden fazla karmaşıktır. Bu karmaşıklık kısmen tarihsel nedenlere dayanır. Madencilik çalışmalarında, faylanmış bir cevher kütlesinin devamını bulmak çok önemlidir ve buna bağlı olarak

fayların özelliklerini tarif etmek için geçmişte bir takım pratik terimler geliştirilmiştir. Ne yazık ki her maden bölgesi, tek başına açıklayıcı olmayan, hatta tasviri olarak bile yetersiz, kendine özgü yersel kökenli terimlere sahipti. Bu terimleri bir çok ders kitabında bulacağınız halde, çoğunun geçersiz olduğunu düşünüyoruz (örn. "hade", "throw", bir fay düzlemindeki yönelimi ve hareketi tanımlamak için "heave"). ikincisi, ve belki daha az savunulabilir olanı, fay geometrisine olan ilginin son 20 yılda yeniden canlanmasından doğan terim karmaşasıdır. Şüphesiz bu yeni terimlerin bir kısmı yararlıdır ve geçmişte ihmal edilmiş veya anlaşılmamış önemli fay yapıları üzerine eğilmemizi sağlamıştır. Ancak, bu yeni terimlerden bazılarının teknik açıdan gereksiz olduğunu ve gönül rahatlığıyla önerilemeyeceğini düşünüyoruz.

Fay yüzeyleri düzlemsel veya eğilmiş olabilir. Eğer bir fay istatistiksel olarak düzlemsel bir yüzeye sahipse ($\mp 5^\circ$ içinde) düşey fay (vertical fault) veya eğimli fay (inclined fault) olarak adlanabilir. Bir fayın doğrultu ve eğim açısı (eski adlamada "hade"), en önemli geometrik özelliğidir. Fay eğimli ise, fay düzleminin üzerindeki blok tavan bloğu (hanging wall), altındaki blok ise taban bloğu (foot wall) olarak bilinir. Bu eski madencilik terimleri tasviri olarak doğrudur ve yararlı geometrik bilgiler verir. Listrik faylar (listric fault) olarak bilinen eğrilmiş faylar, kürek (Yunanca "listron") veya kaşık ucu biçimlidir, fay yüzeyleri yukarıya bakan bir konkavlık oluşturacak şekilde alta doğru düzleşir. Pratikte tüm fay yüzeyleri, farklı kaya katmanlarından geçerken yönelimlerini değiştirir ve

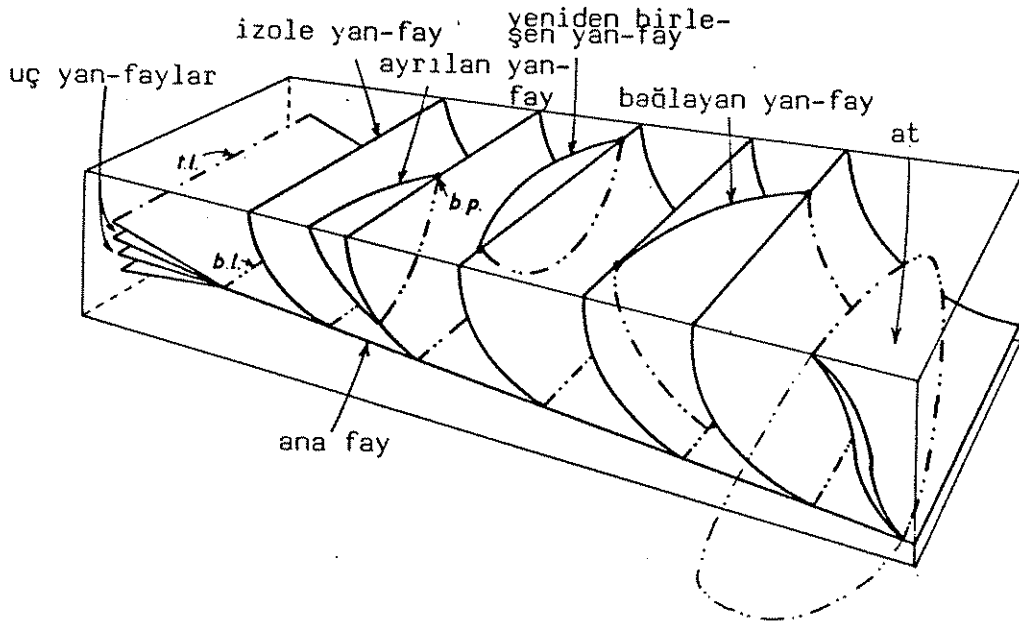
enine kesitte genellikle merdivene benzer bir biçim gösterirler. Bir fayın, bir katmanı göreceli olarak yüksek bir açıyla kestiği kısmı diklik (steep veya ramp), litolojiye paralel veya yarı paralel olan kısmı ise düzlük (flat) olarak bilinir. Diklik ve düzlük terimleri çoğunlukla tavan bloğunun taban bloğu üzerine doğru hareket ettiği düşük açılı bindirme faylarını tanımlamada kullanılır, fakat herhangi bir eğimli fay yüzeyinin farklı olarak eğilmiş kesimlerine de uygulanabilir. Bu terimleri kullanırken genellikle litolojik katmanlanmanın geometrik yönelimleri göz önüne alınmaz, örneğin bir düzlük, litolojik katmanlanmanın dikçe eğimli olduğu yerde dikçe eğimli olabilir. Diklikler ve düzlükler kaya dayanımlılığına bağlıdır; diklikler istifteki daha dayanımlı katmanlarda (masif kireçtaşı, konglomera, kumtaşı) düzlükler ise dayanımsız katmanlarda (evaporitler, şeyl, marn, gevrek kömür düzeyleri) bulunur.

Tek tek faylar daima sınırlı bir uzanım gösterir. Bir fay bir kaç biçimde sonlanabilir. Örneğin, fay ötelemesi gittikçe sığırına yaklaşabilir (Şekil 23.3); fiziksel olarak ötelenmiş bloklarda ötelemenin sıfırlandığı noktaları birleştiren çizgi



Şekil 23.3. Bir fay düzleminin ana geometrik özellikleri. Kör fayda uç çizgisi sathı ulaşmaz.

uç çizgisi (tip line) olarak adlanır. Fay düzleminin yeryüzeyini kestiği çizgi fay izi (fault trace) olarak bilinir, ve bu çizgi bir uçta (tip) veya uç noktasında (tip point) sonlanır (Şekil 23.3A). Bazı özel jeolojik durumlarda uç çizgisi yeryüzeyine ulaşamaz, o zaman bu fay kör (blind) olarak adlanır (Şekil 23.3B). Bir fay, ya daha sonraki bir fay tarafından kesildiği için, ya da farklı yönelimli fakat uyumlu iki fay sistemi aynı anda etkili olduğu için, ani olarak sonlanabilir. Faylar bazan uçlarında birkaç tane bitim yan-faylar (termination splay faults) oluşturacak şekilde çatallanır. "Yan-fay" terimi, başka bir faydan asimtotik olarak çatallanan bir fay için de kullanılabilir. Şekil 23.4, izole- (isolated), ayrılan- (diverging), yeniden birleşen (rejoining) ve bağlayan (connecting) yan-fayları göstermektedir. Yeniden birleşen yan-fayların oluşturduğu, her yanı faylarla sınırlı mercek şekilli izole kaya kütleleri bazan at (horse)

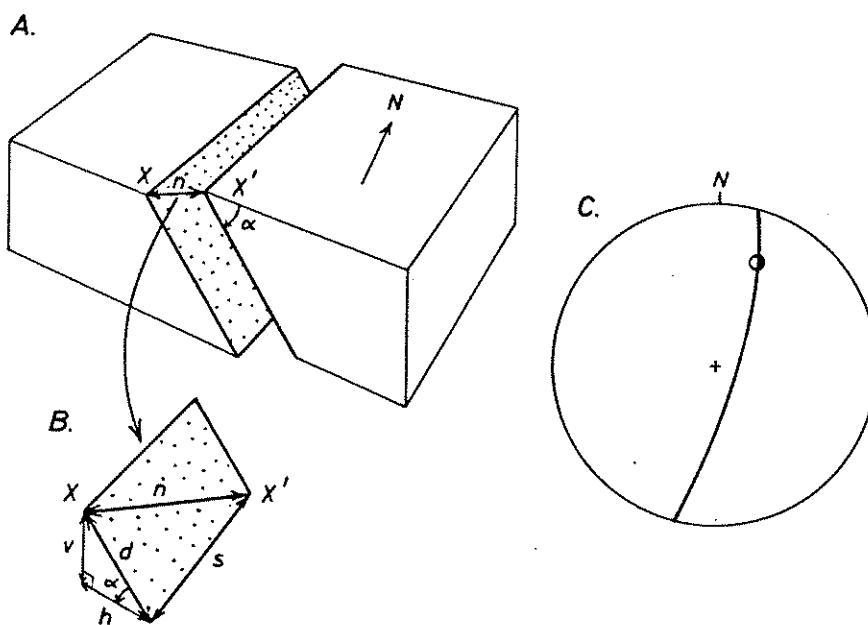


Şekil 23.4. Altta yer alan ana faydan dallanan yan faylar. Fay uç çizgisi (t.l.) fay hareketinin sınırını gösterir. Yan-faylar ana faya çatallanma çizgisi (b.l.) boyunca birleşir; bu çizgi yeryüzünde çatallanma noktası (b.p.) olarak mostra verebilir.

olarak adlandırılır (Cornwall madencilerinin kullandığı eski bir terim). Fayların karşılaştığı yerde, herhangi iki fay yüzeyinin arakesit çizgisi çatallanma çizgisi (branch line) olarak bilinir, eğer fay yüzeye çıkmışsa bu çizgi çatallanma noktası (branch point) şeklinde görünecektir (Şekil 23.4, sırasıyla b.l. ve b.p.).

2. Hareket

Faylanmadan önce yanyana olan ve fay düzlemiyle ayrılan noktaları karşılaştırarak, fay yüzeyi boyunca toplam öteleme veya net atım, n (net slip) belirlenebilir (Şekil 23.5). Net atım, tanım için üç parametreye ihtiyaç duyulan bir vektördür. İki bloğun hareket yönü genellikle göreceli terimlerle ifade



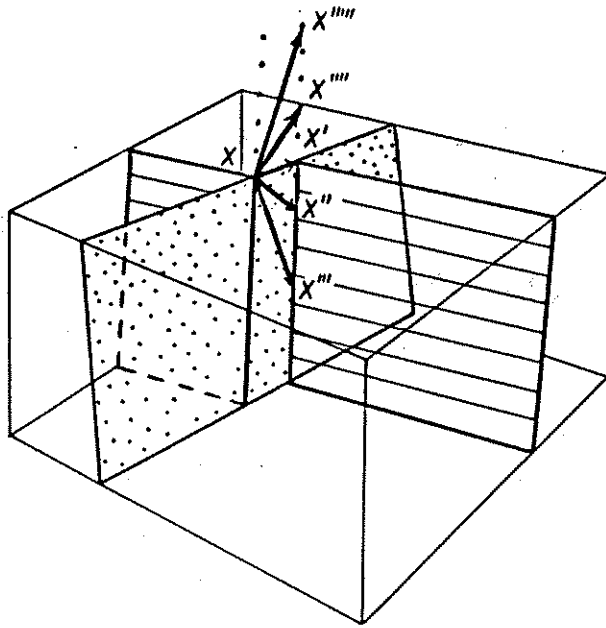
Şekil 23.5. Bir fayda toplam kayma n , faylanmadan önce dokanak halinde olan, X ve X' noktalarını birleştiren vektöre eşittir. B'de bu vektör doğrultu-atım (s) ve eğim-atım (d) bileşenlerine ayrılmış ve doğrultu-atım bileşeni de düşey ($v=d \sin \alpha$) ve yatay ($h=d \cos \alpha$) bileşenlere ayrılmıştır; α , fay düzleminin eğim açısıdır. C fay düzleminin yönelimini göstermek için kullanılan izdüşüm yöntemini ve yarık kutup sembolü fayın iki kenarının göreceli hareketini göstermektedir.

eğim

edilir (bir fay düzlemi boyunca görelî yerdeğiştirmeleri gösteren izdüşüm yöntemleri için Bölüm 9, Şekil 9.7'ye, ve Şekil 23.5C'ye bakın). Fay hareketinin genç tektonik aktivite sonucu oluştuğu bazı özel bölgelerde hareketin polaritesini belirlemek mümkün olabilir. Örneğin doğru topoğrafik gözlemlerle saptanmış genç deprem fayları boyunca kesin hareket miktarı saptanabilir. Ortam koşullarını iyi belirten güncel çökellerin (örneğin gelgit çökelleri) bu çökelleme ortamı dışındaki düzeylere ^{göre} ötelendiği durumlarda, fayın bir tarafının deniz düzeyine göre yükselme veya düşme gösterip göstermediğini saptamak mümkündür.

Bir lokalitede fay düzleminin yönelimi biliniyorsa, öteleme vektörünün bileşenleri, fay yüzeyi içindeki iki bileşen ile verilebilir: doğrultu-atım bileşeni, s (strike-slip component) ve eğim-atım bileşeni, d (dip slip component). Eğim-atım bileşeni kendi içinde düşey bileşen, v (vertical component) ve yatay bileşen, h (horizontal component) olarak ikiye ayrılabilir (Şekil 23.5).

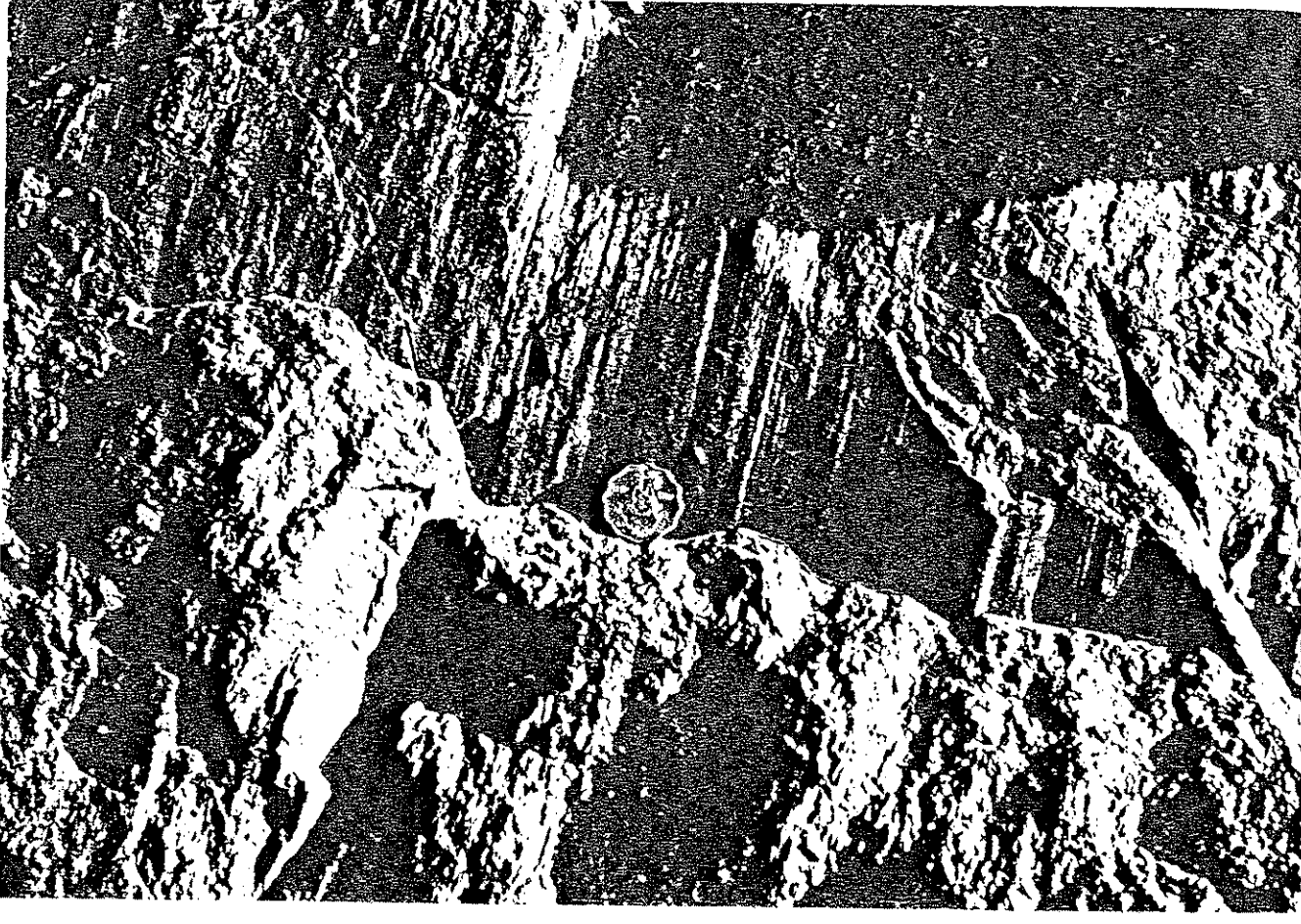
Her fayın hem doğrultu- hem de eğim-atım bileşenlerine sahip olması her zaman beklenmelidir. Bir fay yüzeyinin herhangi bir kesimindeki hareket vektörünü belirlemek pratikte kolay değildir. Jeolog genellikle, fay düzlemi boyunca düzlemsel yapıları -genellikle litolojik katmanlar- ötelenmeler ile bir fayın varlığını tespit eder. Faylanmış bir seviyenin kesilme çizgileri (cut off lines) üzerindeki noktalar arasındaki uzaklık ayrılma uzaklığı (separation distance) olarak bilinir. Fakat ayrılma uzaklığı, ölçüldüğu yöne bağlı olarak değişir (Şekil 23.6, XX', XX'', XX''' vs.) ve bu ölçülen uzaklıkların sadece biri gerçek



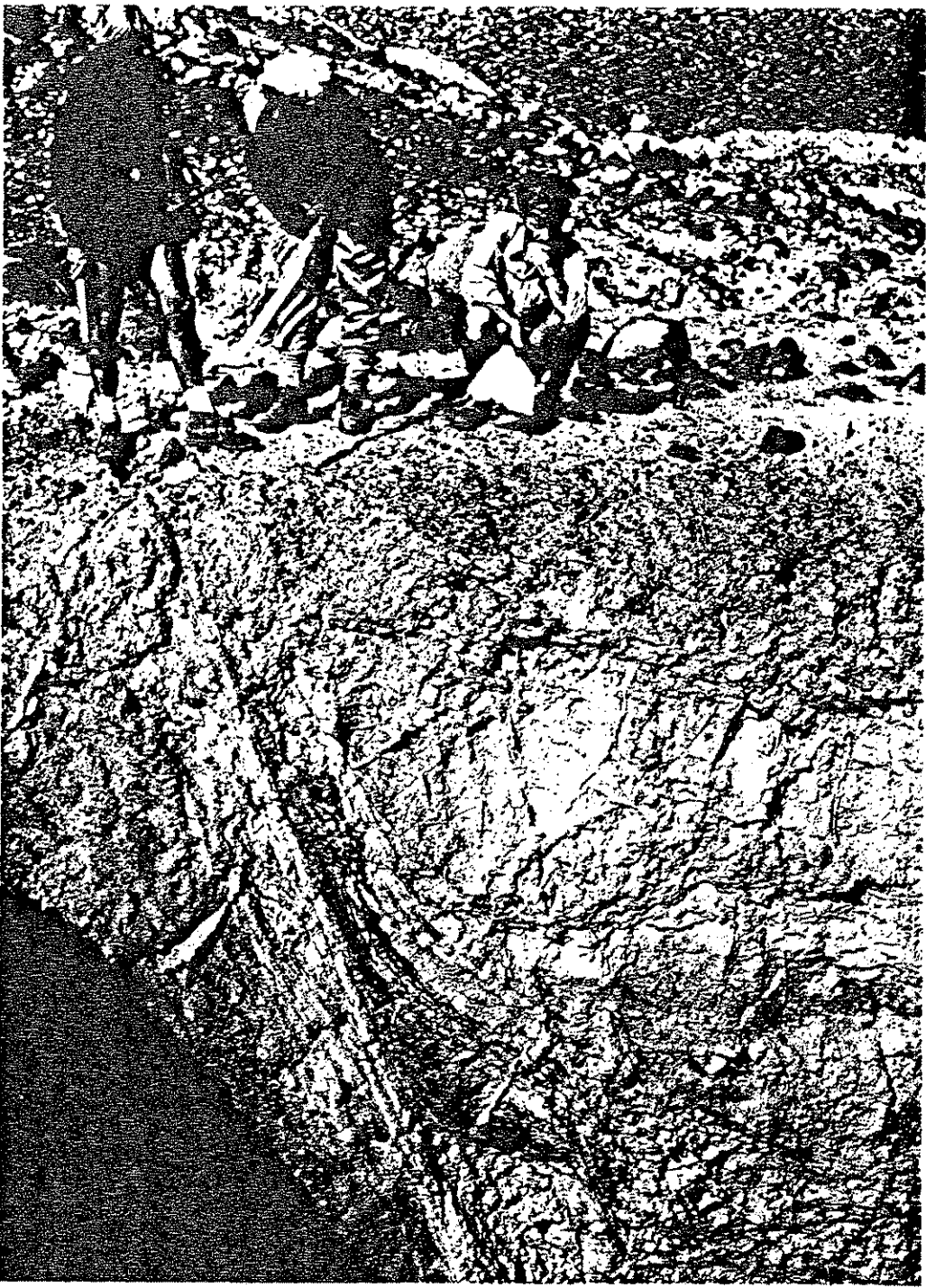
Şekil 23.6. Bir kılavuz seviyeyi öteleyen fay düzlemi (noktalı). Kılavuz seviye ile fay düzleminin kesişmesi kılavuz seviyenin kesilme çizgilerini vermektedir. Ayrılma uzaklığı fay düzlemi üzerinde kesilme çizgileri arasında ölçülür. XX' özel ayrılma uzaklığı yatay ayrılma olarak bilinir.

öteleme değeri ile ilgilidir. Bu farklılıklar nedeniyle, yatay ayrılma (horizontal separation) terimi çoğu zaman yatay düzlemde ölçülen ayrılma için kullanılır (yani XX'). Yatay ayrılmanın, doğrultu-atım bileşenine (s) eşit olmadığına dikkat edin. Bunlar sadece, eğim-atım bileşeni olmayan faylarda, veya bir fayın, fay düzlemine dik ve düşey yönelimli bir kılavuz seviyeyi kesmesi durumunda eşit olacaktır. Eğer hareket yönü, fay yüzeyindeki veya çevresindeki yardımcı yapılarla bulunabilirse, hareket yönü boyunca kesilme çizgileri arasındaki uzaklık hareket vektörünü verecektir. Bir bloğun diğerine göre hareketi çeşitli yapılardan bulunabilir. Fay düzlemleri ender olarak tam düzlemseldir, bu yüzden bu tip tam düzlemsel olmayan yüzeyler boyunca fay bloklarının hareket etmesiyle ötelenme yönünde sık sık fay çizikleri (fault grooves) ve fay kertikleri (fault striae) gelişir (Şekil 23.7). Ancak, bu yapılar bazan sadece bloklar arasındaki en son göreceli hareketi belirtir ve bu hareket toplam hareket vektörüne paralel olmayabilir, bu yüzden bu tip yapılar dikkatle değerlendir-

Şekil 23.7. Granitik kayalarda cilalanmış bir fay yüzeyindeki kayma kertikleri, Almora, merkezi Himalaya, Hindistan.

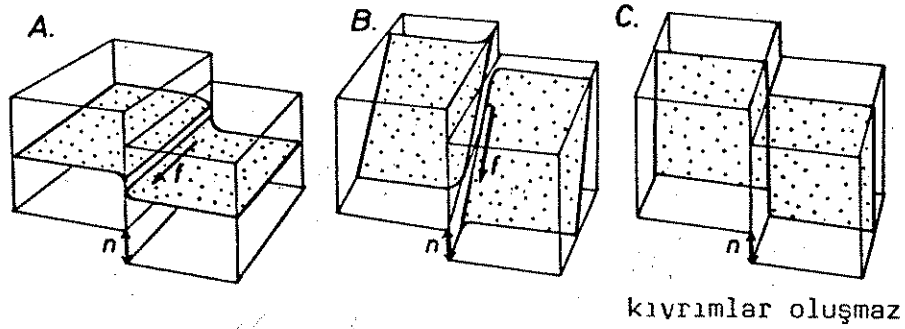


dirilmelidir. Üzerinde kertiklerin bulunduğu pürüzsüz ve cilalı yüzey kayma (slickenside) yüzeyi olarak adlandırılır. Pek çok fay, akışkanların geçtiği bölgelerde oluşur ve bu yüzden fay düzleminde açılan küçük boşluklarda lifsi kristal büyümeleri gelişir. Fay yüzeyleri boyunca gelişen lifsel damar sistemleri (fibre vein systems), fayın tarihi boyunca gelişmiş hareket vektörü yönünü ve bu vektördeki değişimi verebilir (Bölüm 13). Bazan bir fayın blokları sünek deformasyona maruz kalır ve bu deformasyon, kademeli damar sistemlerinin gelişmesine ve lokal klivaj oluşumuna yol açabilir. Bu akma zonlarında bazan katmanlanma kıvrımlanır veya, makaslama düzleminin etkisi ile katmanlarda bir tür basamaklı (stepped) makaslama kıvrımı oluşur. Bu



Şekil 23.8. Eğimli bir fay düzleminde hareket sonucu oluşan sürüklenme kıvrımı, Kızıl Deniz tepeleri, Sudan.

tür kıvrımlar (Şekil 23.8) bazen sürüklenme kıvrımları (drag folds) olarak adlanır. Bu kıvrımların eksen yönelimleri hareket yönü ile kontrol edilmez fakat kesilme çizgisi olarak bilinen katman ve fay düzlemi arasındaki arakesite paraleldir (Şekil 23.9). Bölüm 2 ve 3'te, bir hareket zonu boyunca makaslamanın,



Şekil 23.9. Sürüklenme kıvrımlarının eksenini (f), fay düzlemi ile kılavuz seviye arasındaki kesişme ilişkileri ile belirlenir ve bu yüzden hareket vektörü n bu kıvrımların eksen yönelimlerinden çıkarılamaz. Şekilde gösterilen her fayda hareket vektörü aynıdır fakat kılavuz seviyelerin (noktalı kesimler) geometrisi bu seviyelerin yönelimine bağlıdır.

açılma çatlaklarını nasıl oluşturduğunu görmüştük. Makaslama zonu (veya fay düzleminin) bu çatlaklarla olan ilişkileri, fay üzerindeki hareket vektörünün yönünü belirlemede kullanılabilir, ve bu teknik ilk sorumuzun esasını oluşturacaktır.

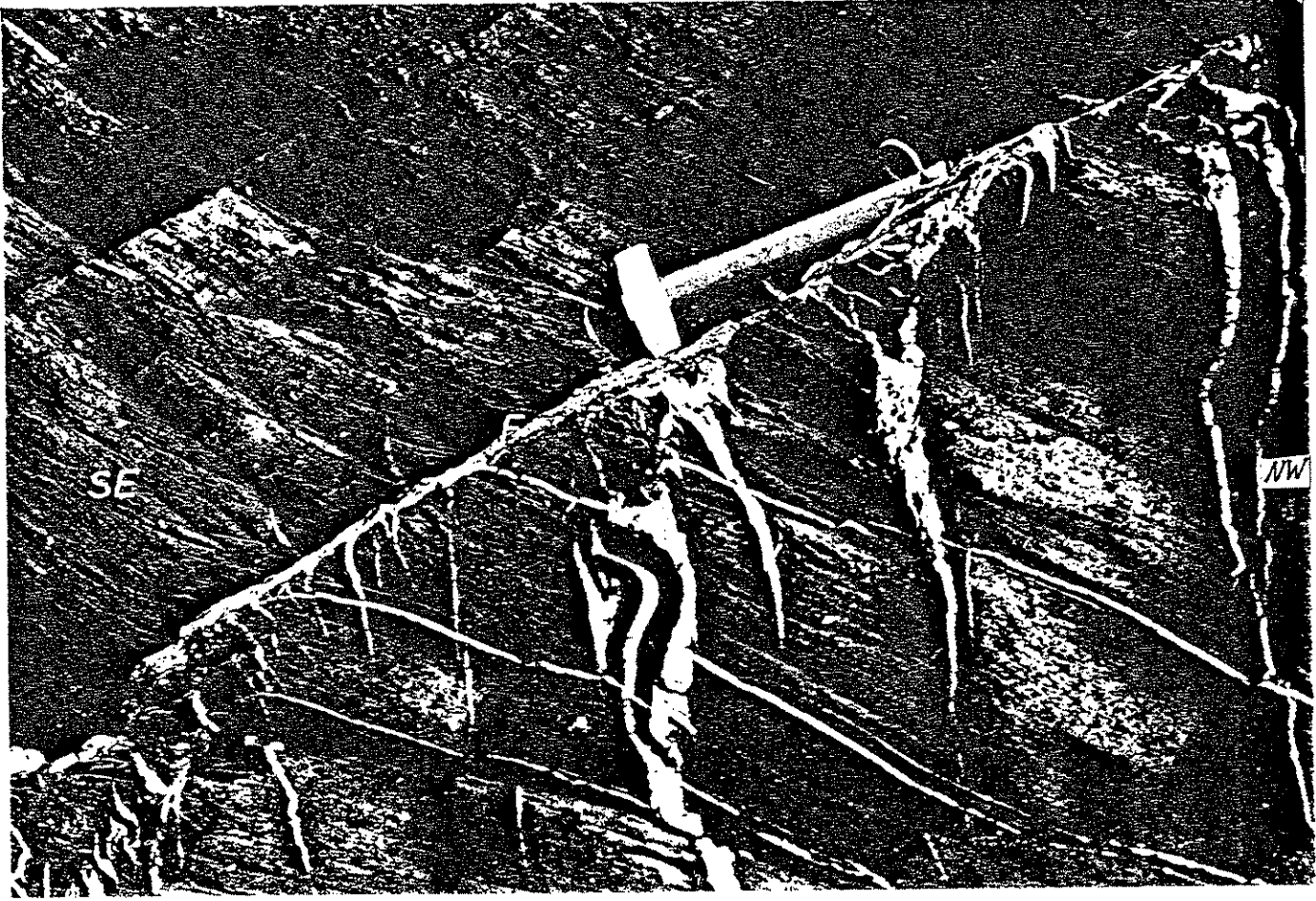
SORULAR

Bir fay yüzeyinde hareket yönünün belirlenmesi

Soru 23.1

Şekil 23.10, $116^\circ/35^\circ$ GB konumlu ve kuvars dolgulu bir fay yüzeyi (F) ile kesilmiş bir sleyt mostrasını göstermektedir. Fay duvarlarında $44^\circ/85^\circ$ GD konumlu ve faya yüksek açı yapacak şekilde kuvars dolgulu açılma damarları (V) gelişmiştir. Bunlar, klivaja paralel uzanan daha eski damarları keser; bu eski damarlar fay yüzeyi yakınında kıvrım eksenleri $273^\circ/15^\circ$ konumlu olacak şekilde hafifçe kıvrılmıştır. Fay yüzeyi, $145^\circ/25^\circ$ yönelimli lifsi kuvars kristalleriyle sıvanmıştır. Küçük ölçekli yapıların geometrik ilişkilerini ve fay yüzeyi boyunca gelişen olası hareketleri tartışın.

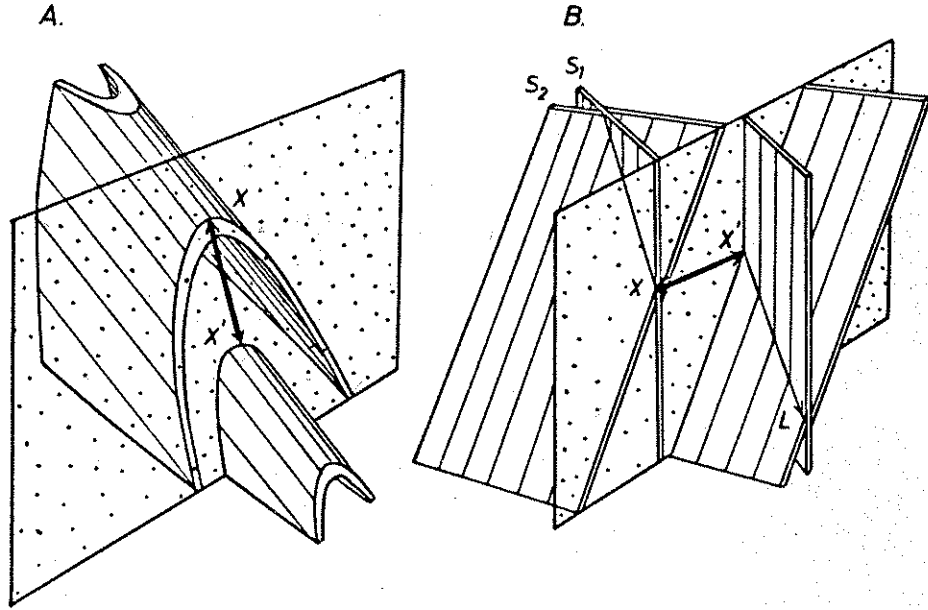
Şekil 23.10. Bir fay yüzeyinde hareket vektörünün belirlenmesi. Soru 23.1'e bakınız.



Bir fay yüzeyinde hareket vektörünün hesaplanması

Soru 23.2

Bir fayın belirli bir kesiminde bloklar arasındaki hareketi kesin olarak hesaplayabilmek için, bir bloğun üzerinde faylanmadan önce diğer bloktaki bir nokta ile yanyana olan bir nokta saptanmalıdır. Böyle bir veri doğada ender bulunur, ve bu problemi çözenin en pratik yolu, ilksel durumda sürekli olan ve daha sonra diğer blokta ötelenmiş olan bir çizgi elemanı bulmaktır. Bu nedenle yapılacak iş böyle bir çizginin geometrisini ve ötelenmiş çizginin fay düzlemi ile yaptığı iki kesişme noktasını belirlemektir. Bir olasılık (Şekil 23.11A), fayla kesilmiş bir yöne dalımlı kıvrım eksen çizgisine sahip bir kıvrım-



Şekil 23.11. Bir fay düzlemi boyunca toplam hareket vektörü $X-X'$ 'nin hesaplanmasının mümkün olduğu geometrik durumlar: A, ötelenmiş kıvrım eksen çizgisi; B, S_1 ve S_2 yüzeylerinin ötelenmiş arakesiti.

daki ötelemeyi bulmaktır. Geometrik ilişkileri kurmak için bölgede ya yeraltı ocakları bulunmalı, ya da doğal topoğrafya oldukça engebeli olmalıdır. İkinci bir olasılık Şekil 23.11B'de gösterilmiştir. S_1 ve S_2 düzlemleri bir L çizgisinde kesişir, eğer bu gibi yapılar fay yüzeyinin her iki tarafında devam ediyorsa, kesişme noktası X ve onun ötelenmiş karşılığı X' yi belirleyerek hareket vektörünü hesaplayabiliriz. Dayklar, damar sistemleri, önceden var olan faylar böyle bir çözüm için pratikte yararlanılabilecek yapılardır.

Şekil 23.12, kuvars dolgulu bir fay yüzeyi ile kesilmiş bir kumtaşı mostrasını göstermektedir. Bu fay önceden var olan değişik yönelimli kuvars damarlarını ötelemiştir. Veriler aşağıda belirtilmiştir:

Fay yüzeyi	doğrultu	50°,	eğim	64° GD
S_1 damarı	doğrultu	114°,	eğim	78° KD
S_2 damarı	doğrultu	152°,	eğim	54° B

Şekil 23.12. Bir fayda hareket vektörünün hesaplanması. Soru 23.2'ye bakınız.



Fay düzlemi boyunca hareket vektörünü hesaplayın.

Şimdi Cevaplar ve Açıklamalar kısmına geçin ve daha sonra aşağıdaki açıklamalara dönün.

Faylar, fay düzleminin yönelimi ve fay yüzeyi boyunca gelişen göreceli hareket beraberce değerlendirilerek sınıflanır ve isimlendirilir. Doğal fay sistemlerinde genel olarak üç tip fay gelişir: normal, ters ve doğrultu-atımlı faylar.

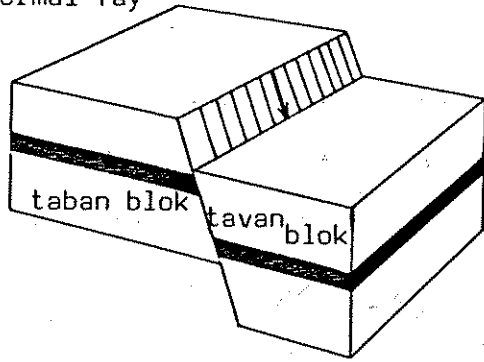
A. Normal faylar

Normal faylar, tavan bloğun taban bloğa göre aşağı kaydığı, eğim-atım bileşeninin doğrultu-atım bileşenine göre daha büyük olduğu ve fay düzlemi eğiminin genellikle 50° den fazla olduğu faylardır (Şekil 23.13A). "Normal" kelimesi burada bu fayların

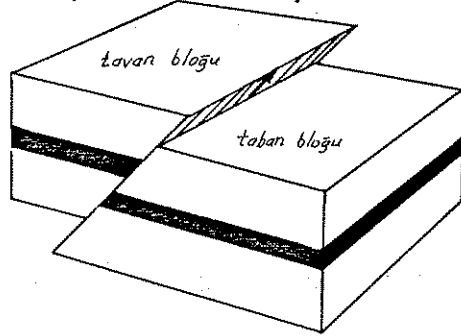
birbirinden uzaklaşan fayların konjugat hareketleri sonucu sırasıyla, göreceli olarak çökmüş bloklar veya grabenler ve göreceli olarak yükselmiş bloklar veya horstlar oluşur (Şekil 23.14, 23.15). Horst ve graben yapıları, özellikle bir yön boyunca germeye maruz kalmış bölgeler için çok karakteristiktir (Rhine grabeni, Vosges ve Karaorman horstları) veya kıta ve okyanus levhaları içinde ayrılma/kopma hareketleri sonucu oluşur (Doğu Afrika rift sistemi, Baykal rifti, Atlantik rift ve graben sistemi). Fakat bütün germeli (extensional) ortamların simetrik normal fay sistemlerine yol açmadığını belirtmek gerekir; bazı bölgelerde yalnızca bir normal fay serisi gelişmiştir, bu durumda göreceli olarak düşen kesim yarım graben (half graben) olarak isimlendirilir. Simetrik konjugat faylar, yatay yönde bir uzama, düşey yönde ise bir kısalmaya yol açar (Şekil 23.14). Bu tür konjugat sistemler yer kabuğunun üst kesimlerinde bir germeye işaret eder, bölgesel olarak geliştikleri zaman (örn. Ege bölgesi, Kuzey Amerika'nın batısında Basin ve Range bölgesi) tüm kıtaların ve belki de tüm litosferin yatay yönde uzadığını, düşey yönde ise incelmesini belirtir. Litosferin bu tür büyük ölçekte incelmeye sırasında, üst kabuk faylanma, alt kabuk ve manto ise lokalize sünek makaslama zonları (26. Bölüme bakın) veya daha homojen sünek yamulma ile incelir.

Faylanmanın başlangıcında bir çift konjugat normal fay arasındaki açı yaklaşık 40° - 60° dir. Bu dar açıyı ortalayan çizginin düşeye yakın bir yönü vardır ve maksimum basınç gerilmesi σ_3 'e (maximum compressive stress) genellikle paraleldir (gerilmenin analizi için Ek E'ye bakınız). Asal gerilmenin eksenlerinin
ile

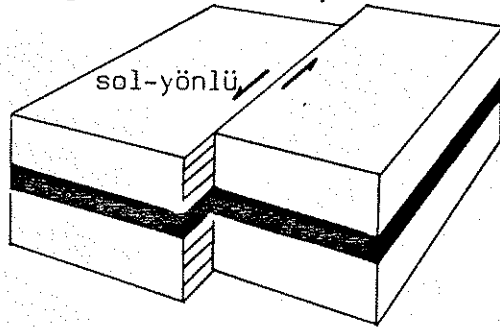
A. Normal fay



B. Ters veya bindirme fayı

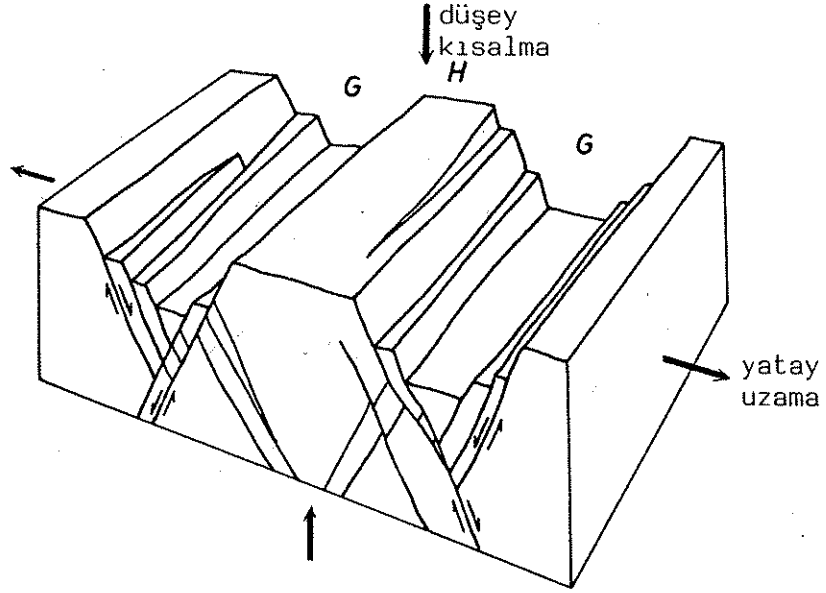


C. Doğrultu-atımlı fay

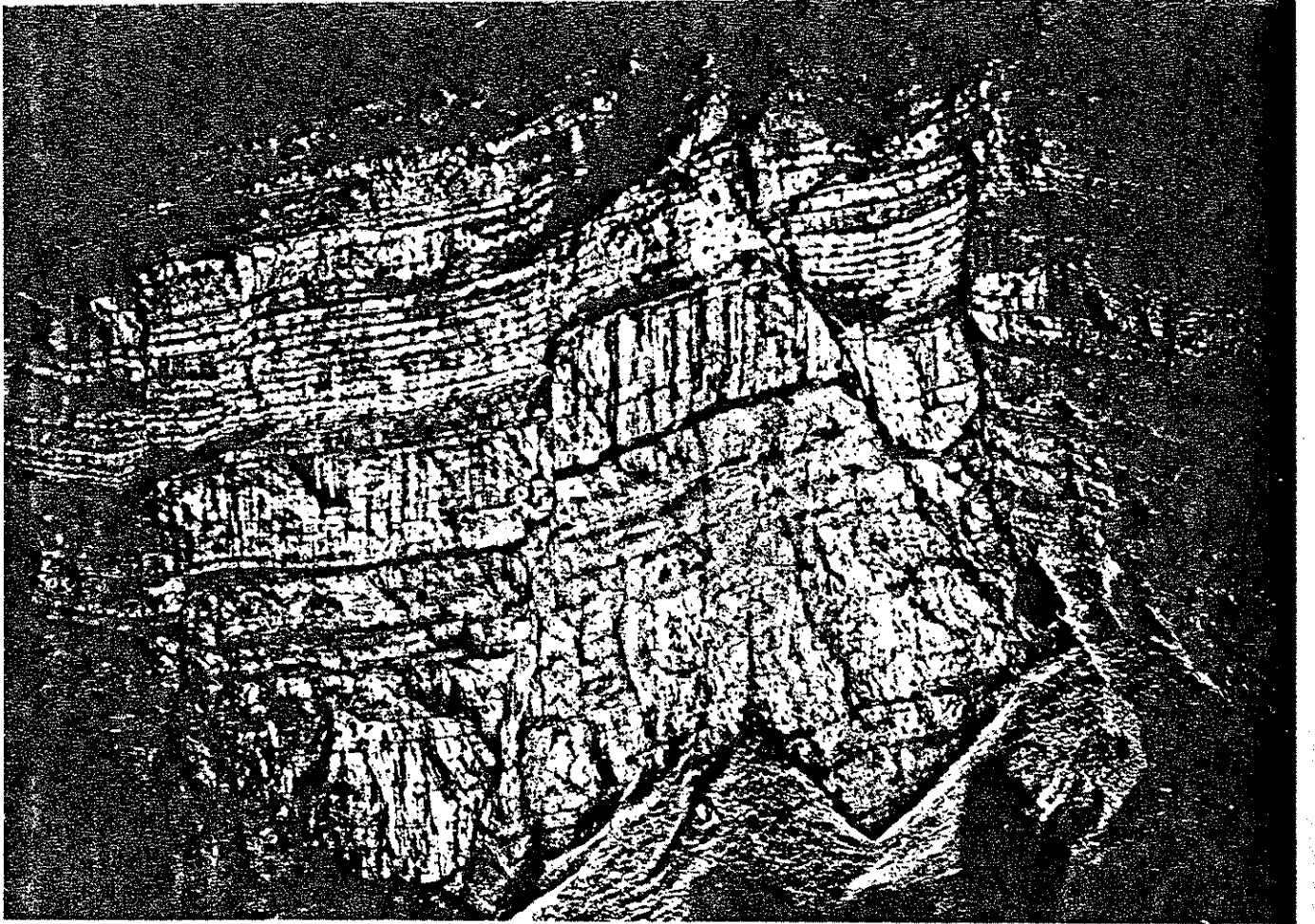


Şekil 23.13. Yeryüzüne yakın kesimlerde bulunan üç ana fay tipinin geometrik özellikleri.

diğer faylardan daha yaygın olduğu anlamına gelmez. Bu kelime, bu tip faylar İngiliz kömür üretim sahalarında özellikle yaygın olduğu için ortaya çıkmıştır. Üretim sırasında bir kömür damarı bir fay ile kesildiğinde yapılacak "normal" işlem, galeriyi devam ettirip fay düzlemini belli bir mesafe geçtikten sonra, aşağıya doğru bir kuyu inerek, ötelenmiş kömür damarını bulmaktır. Bu işlemin geometrik mantığı Şekil 23.13A'dan açıkça bellidir. Birçok başka fay tipi gibi normal faylar da genellikle konjugat sistemler halinde bulunur. Birbirine doğru eğimli veya

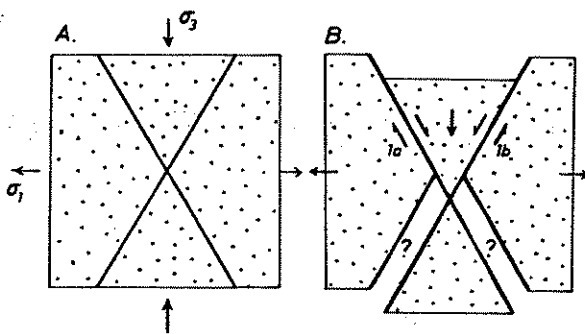


Şekil 23.14. Konjugat normal fay sistemleri ile oluşan horst (H) ve graben (G) yapılarının tipik geometrik özellikleri.



Şekil 23.15. Kretase kireçtaşlarında horst ve graben yapıları, Santis Napı, Doğu İsviçre. Yamacın yüksekliği yaklaşık 150 metredir.

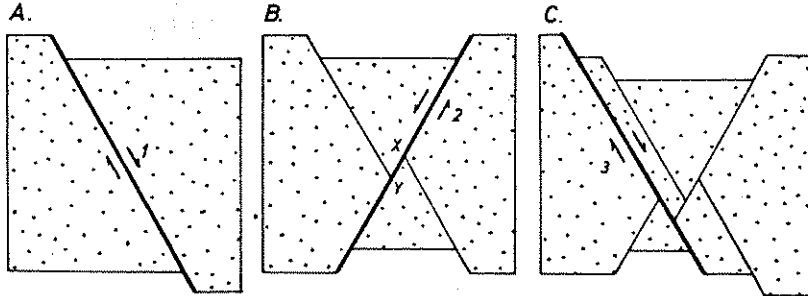
arasındaki
 kırık sistemi ile ilişki Bölüm 25'de incelenecektir. Şimdi bir konjugat normal fay sistemindeki hareketlerin sonuçlarını araştıralım. Eğer birbirini kesen iki fay çiftinde hareket aynı zamanda gelişmişse, kama şeklindeki grabeni düşürmek ve onu çevreleyen horst bloklarını birbirinden uzaklaştırmak için hareket eden bloklar arasında büyük boşlukların oluşması gerekir (Şekil 23.16 ve Freund 1974). Jeolojik olaylarda bu tür büyük boşlukların oluşması genellikle mümkün değildir. Uyumluluk problemi



Şekil 23.16. Birbirini kesen iki konjugat fayın eşzamanlı hareketi ile fay sisteminde oluşan boşluklar.

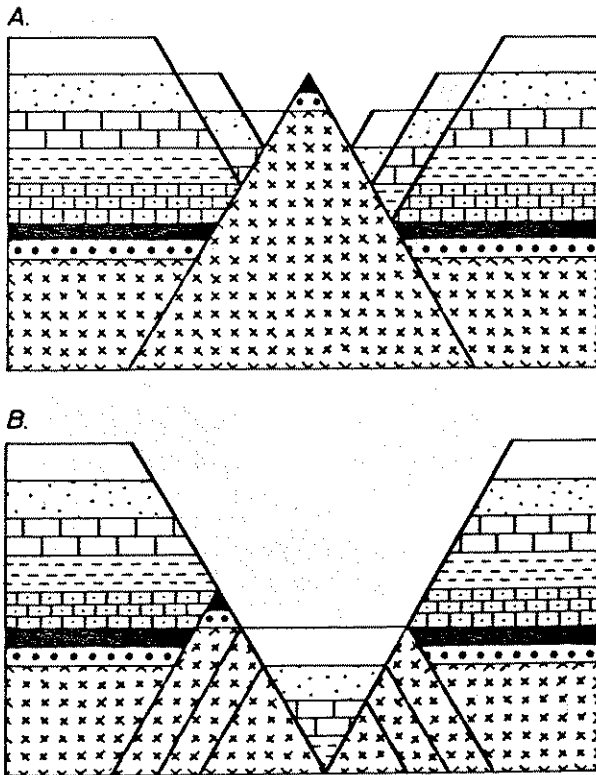
denilen bu problemi daha önce sünek yamulmayı tartışırken görmüştük. Fay bloklarının hareketi sırasında fay düzlemlerinin çevrelerindeki kayalarda, arada boşluklar olmaksızın temasta olmaları koşulu, hareket eden blokların geometrik şekillerini ve bloklar içindeki yan yapı tiplerini kontrol eden çok önemli bir parametredir. Kayalar ve model maddelerle yapılan laboratuvar deneyleri, bir konjugat sistemde fayların aynı zamanda değil de sırası ile hareket ettiğini göstermiştir. Şekil 23.17, fay kesişmelerinde uyumluluk problemine yol açmayacak şekilde sıra ile gelişen bir fay sistemini göstermektedir. İlk önce fay 1 aktif olmakta daha sonra aktivitesini kaybetmektedir: fay 1'e konjugat bir ilişki gösteren fay 2 daha sonra aktif olmakta ve daha önceki fay 1 düzlemini ötelemektedir. Daha sonra fay 2 aktivitesini yitir-

mekte ve hareket fay 1'e paralel fay 3 boyunca cereyan etmektedir. Bu tip sıralı fay aktivitesi ile, fay bloklarının araları açılmadan büyük toplam ötelemeler meydana gelebilir. Yeni meydana gelen faylar aktivitesini yitirmiş eski fay düzlemlerinden tamamen bağımsız yeni konumlarda oluşabilir (Şekil 23.17C). Buna karşın eğer kayada toplam şekil değişikliği için gerekli geometrik ötelemeyi karşılayabilecek konumda eski ve düzlemsel zayıflık zonları varsa, bu zonların tekrar canlanması büyük bir olasılıktır. Alt fay bloğunda eski fayların canlanması (Şekil 23.17B'de X noktası) ve üst blokta yeni faylar yaratması veya üst bloktaki eski fayların canlanıp alt bloğu kesmesi (Şekil 23.17B'de Y noktası) mümkündür. Bu tip fay canlanmaları geometrik açıdan rastgele olabilir, yani kesilmiş eski fayların üst ve alt kısımlarının faylanmamış komşu blokları kesme şansı eşit olabilir. Fakat kayaların özellikleri derinliğe bağlı olarak önemli ölçüde değiştiği için, eski kesilmiş fayların üst veya alt kesimlerini tercihlen canlandırmak daha kolay olduğu düşünülebilir. Bu tip tercihli canlandırma sonucu yapıdaki kayaların genel dağılımı çok

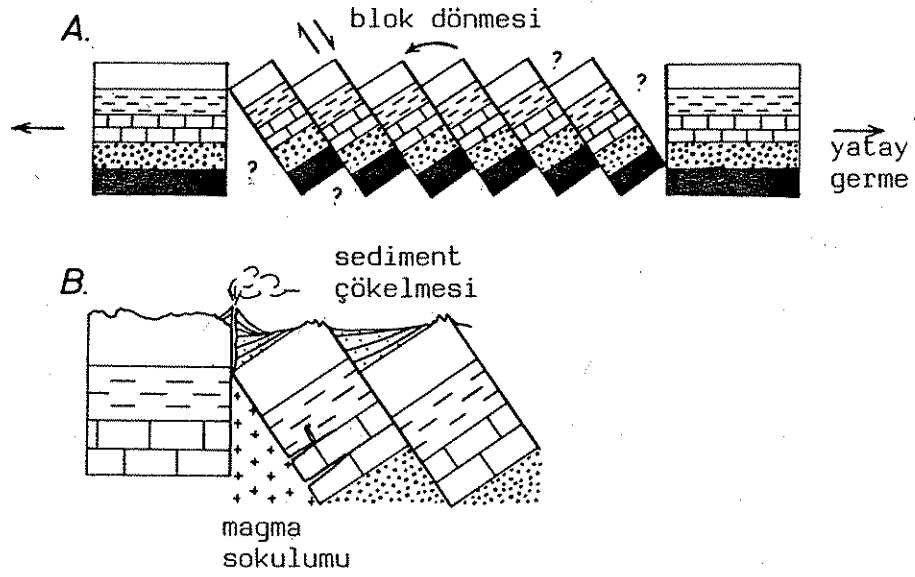


Şekil 23.17. Fayların sıra ile hareketi sonucu gelişen konjugat kırık sistemi. Fay 1, Fay 2 tarafından ötelenmiş ve bu yüzden X ve Y konumlarında kesilmiştir. Fay 1'e paralel olan Fay 3, Fay 2'yi kesmektedir.

farklı ilişkiler gösterir. Şekil 23.18A, yalnızca alt fay yüzeylerinin sonradan canlanması ile oluşan horst-graben yapısını, Şekil 23.18B ise kesilmiş fayların tercihen üst kesimlerinin canlanması ile oluşan değişik bir tip horst-graben yapısını göstermektedir. Alt fayların canlanması, merkezi bir temel bloğunun grabenin ortasında yükselmesine yol açmakta ve graben kenarları, çok sayıda, kompleks, ufak faylar göstermektedir. Buna karşın, üst fayların canlanması, iyi tanımlanmış basit bir graben çökmesine ve temele ait iki bloğun, horstun kenar duvarları boyunca göreceli yükselmesine yol açmaktadır. Yükselmiş bu iki temel bloğu, basit graben yapısını sınırlayan ana fayların eğimine ters yönde faylar içerir (Şekil 23.18B). Bu temel bloklarının, ana graben yapısının tabanına göre olan yükselmeleri, aynı bölgesel germe rejimi altında Şekil 23.18A'da gözlenen merkezi bloğun yükselmesine göre daha azdır.

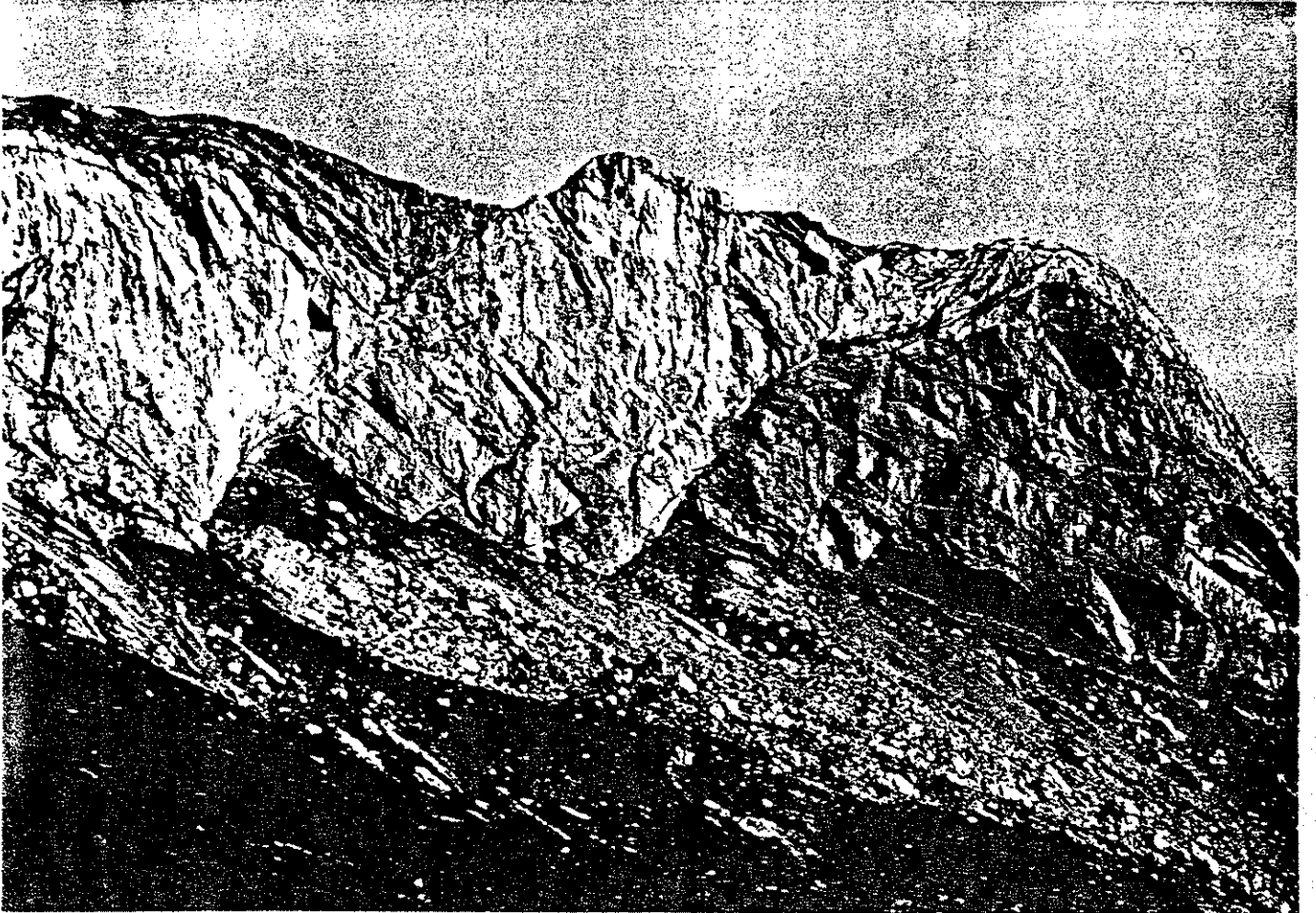


Şekil 23 18. Horst ve graben yapılarının gelişimi: A, önceden var olan fayların kesilmiş alt kesimlerinin tekrar canlanması ile (örn. Şekil 23.17'de X'in altındaki fay); B, önceden var olan fayların kesilmiş üst kesimlerinin tekrar canlanması ile (örn. Şekil 23.17 de Y'nin üstündeki fay).

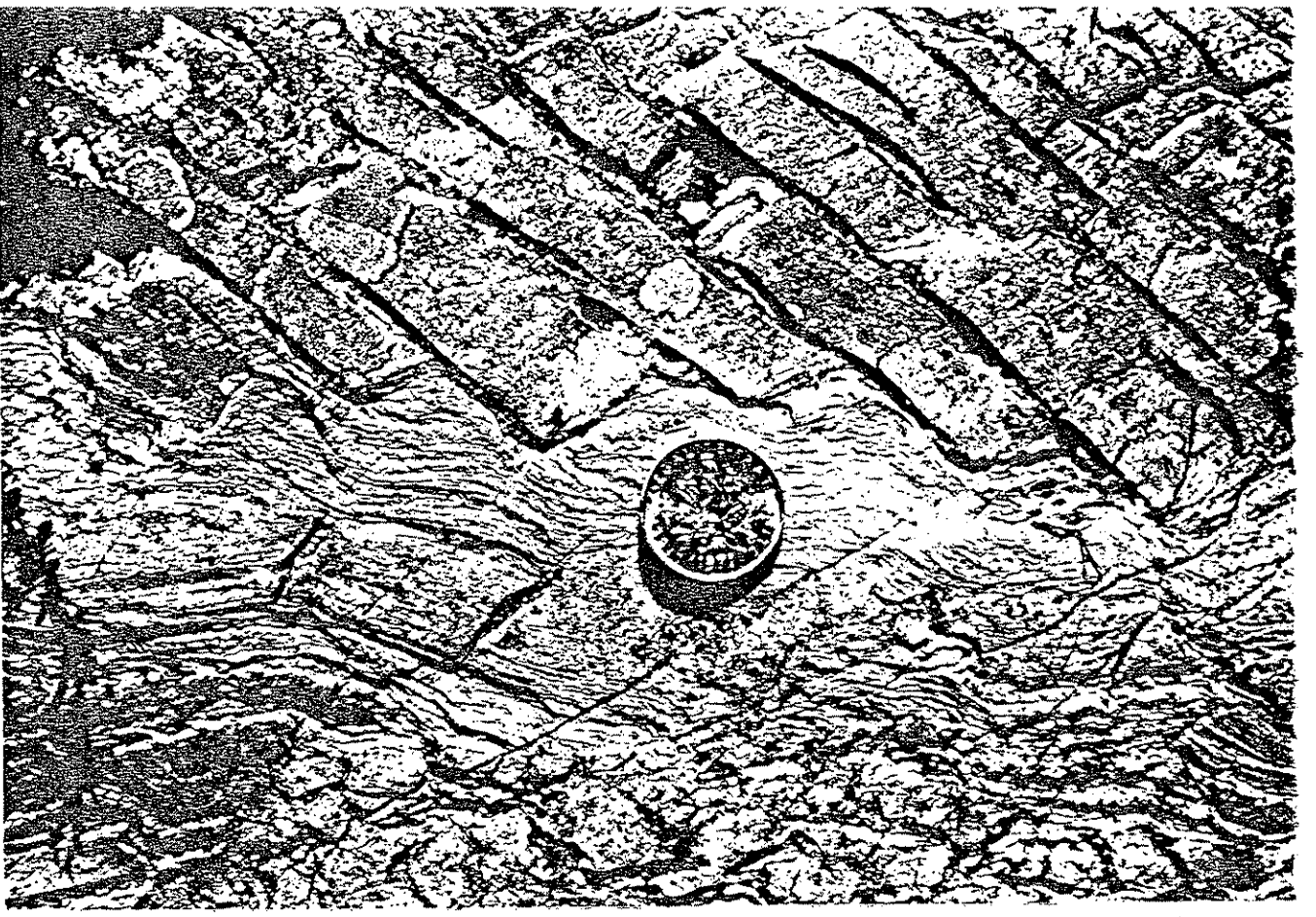


Şekil 23.19. A: Domino veya kitap rafı modeline göre yarı-graben yapılarının gelişmesi. Model soru işaretleri ile gösterilen, boşluk uyumluluk problemleri içermektedir. B, üst blok boşluklarının sedimenter ve volkanik kayalarla dolmasını ve alt blok boşluklarına magma intrüzyonunu göstermektedir.

Şekil 23.20. Domino modeline göre fay bloklarının dönmesi, Sanetsch Geçidi, Valais, İsviçre.

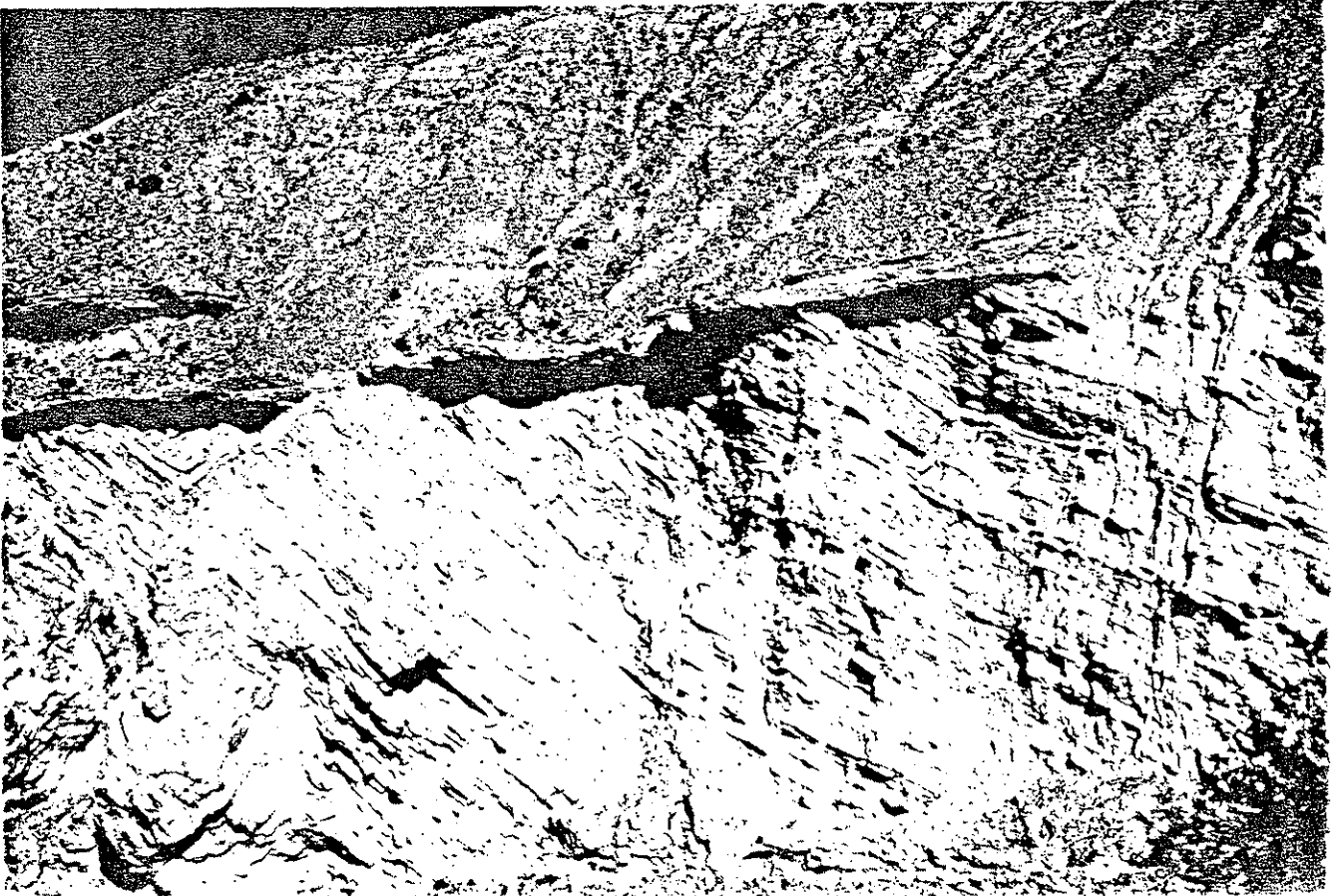


Bir dizi normal fayın ve yarı graben yapılarının oluşumu sırasında bazı özel uyumluluk problemleri çıkar. Şekil 23.19A'da gösterilen yarı grabenlerin geometrisini açıklamaya yönelik model, domino modeli veya kitap rafı modeli olarak bilinir. Modelde yapıyı bir arada tutan duvarlar birbirinden uzaklaştıkça faylarla sınırlanmış blokların yana doğru kaydıkları görülmektedir. Fay blokları normal faylar boyunca birbirlerine göre hareket etmekte ve rijit bir kütle dönmesi (rigid body rotation) geçirmektedir (Şekil 23.20, 23.21). En basit modellerde fay bloğunun kendi içinde hiç bir kayma meydana gelmemekte ve her bloğun dönme açısı, ilksel olarak yatay olan tabaka düzlemlerinin eğim açısına eşit olmaktadır. Dönen her bloğun üstünde ve altındaki üçgen şekilli bölgelerde potansiyel boşluklar meydana gelmekte ve bilhassa dönen dominoların faylanmamış duvarlarla temasta olduğu kesimlerde büyük potansiyel boşluklar oluşmaktadır. Doğada görülen bu tip yapılarda üstteki üçgen şekilli havzalar, yarı-grabeni sınırlayan duvar kısımlarından ve dönen blokların yükselen kenarlarından gelen sedimenlerle tedrici bir şekilde dolmaktadır. Bu sedimenter çökme, blok dönmesi ile genellikle beraber cereyan etmekte ve oluşan sedimenter istif, alta doğru dönmüş kesimlere doğru kalınlaşmakta ve bir kama şeklini almaktadır (Şekil 23.19B) düzensiz dönme oranları sonucu istif içinde formasyon-ıç i uyumsuzluklar görülür (Şekil 23.22). Sedimen çökme oranı ile blokların ilerleyen dönme aktivitesi arasında sıkı ve isabetli bir ilişki olduğundan, bu tip faylar bazen büyüme fayları (growth faults) olarak anılır. Derindeki boşluk problemi, altta yer alan kayaların sünek akma ile potansiyel boşluklara sokulması (Şekil



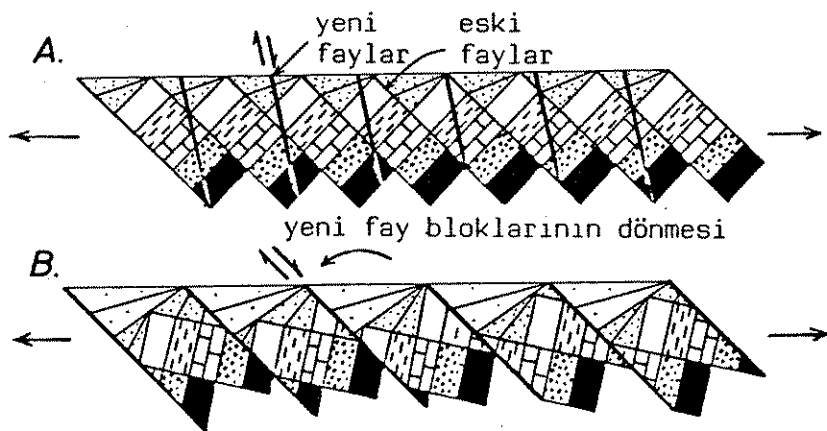
Şekil 23.21. Kireçtaşı fay bloklarının domino modeline göre dönmesi ve alttaki dayanımsız şeylin sünek akma ile deformasyonu.

Şekil 23.22. Dönmüş bir fay bloğunun üzerindeki havzayı dolduran sedimentlerde formasyon içi bir uyumsuzluk.



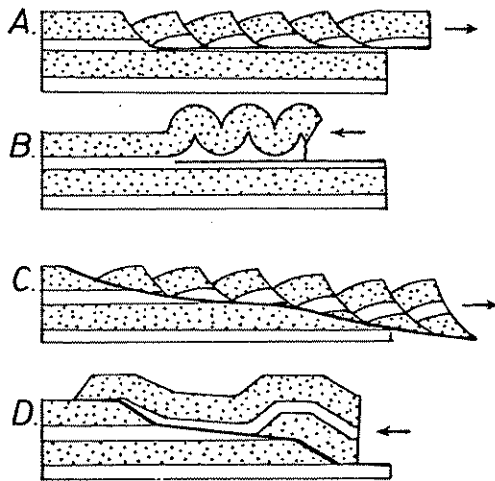
23.19A ile 23.21'i karşılaştırın), alta doğru dönmüş blok kenarlarındaki kayaları incilmesi, üste doğru dönmüş blok kenarlarındaki kayaların kalınlaşması ile karşılanabilir. Tam ve yarım graben yapıları genellikle büyük ölçekli kabuk incelmeleri sonucu oluşur, bu olay aynı zamanda kıta eşsıcaklık eğrilerinin (izotermlerin) yükselmesine ve magmanın yukarı doğru hareketine yol açabilir. Böyle durumlarda, dönen fay bloklarının yol açtığı boşluk problemi, magmanın derinde potansiyel boşlukları doldurması, yüzeyde ise lav ve piroklastik püskürtmeleri ile karşılanabilir (Şekil 23.19B). Bu basit domino modeli açıkça biraz naif bir modeldir, fakat bu modelin temel geometrik özellikleri daha ince ayrıntılı benzer modellerde de görülür (örneğin aşağıda tasvir edilen listrik fay modeli). Kuvvetli kıtasal germe, çok belirgin fay bloğu dönmelerine ve bunun sonucunda fay düzlemi eğimlerinin azalmasına yol açar. Dönme sırasında fay düzlemleri dışında başka yüzeylerin canlanması halinde bu etki daha az belirgindir. Örneğin, litolojik birimleri sınırlayan tabaka düzlemleri, ana fay hareketinin tersi yönünde hareket eden makaslama zonları tarafından sıkça kullanılır. Ana fay sisteminin yataylaşması, fay düzlemlerinin toplam germeyi etkili bir şekilde karşılamalarını güçleştirir: fay düzlemleri bir kere dönmeye başlayınca, yatay yönde toplam germeli yamulmayı karşılamak için gereken bireysel fay yüzeylerindeki kayma miktarı hızla artar. Kayma ve dönme, fay yüzeylerindeki sürtünme sonucu güçleşir ve sonunda domino blok sistemi hareket edemez hale gelir. Bu durumda daha önce oluşmuş düşük açılı fayları kesen ve öteleyen, daha dik eğimli fayların oluşması mekanik açıdan daha avantajlıdır (Şekil

23.23A). Yeni faylar arasındaki tabakalar ve eski faylar dönmeye devam eder. Eski fay düzlemleri gittikçe daha yataylaşır (Şekil 23.23B), ve bunun sonucunda yatay konumdan geçerek başladıkları yönden ters bir yöne eğim kazanabilir. Bu tip düşük açılı faylar görünürde bindirme faylarına benzer. Fakat bu dönmüş, düşük açılı normal faylar, eğim yönleri terslense bile her zaman tavan bloğunda genç kayaların, taban bloğunda ise yaşlı kayaların yer aldığı yapılar oluşturur (Şekil 23.23B). Şekil 23.23B'deki geometrik şekilleri oluşturmak için gereken bölgesel germeler oldukça büyüktür. Bu tip yapılar Kuzey Amerika'nın batısında Basin ve Range bölgesinden tasvir edilmiş, özellikle Aşağı Colorado bölgesinin jeolojik özellikleri bu tip yapılar ile açıklanmıştır. Bu bölgede üst tektonik kesimlerde farklı yönelimli bir seri normal fay bulunur; bu faylar derine doğru büyük bir taban fayına geçerler veya bu fay tarafından kesilirler. Karmaşık, normal faylı bölgenin tabanında yer alan bu düşük açılı büyük fay, kristalin metamorfik temel ile sedimenter örtü arasındaki dokanağa yakın

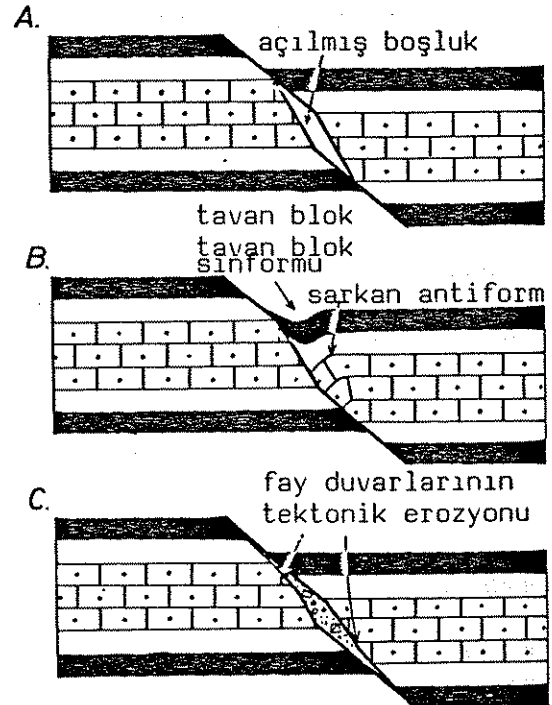


Şekil 23.23. A: İlksel fayların kuvvetli dönmesi sonucu duraylı bir konuma gelmeleri ve yeni fayların oluşmaya başlaması. B: Yeni, aktif fay bloklarının oluşumu ve dönmesi ile sistemde uzamanın devam etmesi.

fakat tam paralel olmayacak bir şekilde seyreder. Bu tür **büyük**, düşük açılı normal veya germeli faylar kopma fayları (detachment faults) olarak adlanmıştır. Bu isim tarihsel olarak çok daha eski Fransızca bir isim olan dekolman veya sıyrılma fayı (decollement fault) ile benzerlik gösterirse de, bu isimler günümüzde eşanlamlı olarak kullanılmamaktadır. Sıyrılma terimi, taban fayının yumuşak veya dayanımsız bir seviye tarafından kontrol edilmesi ile ilgilidir (Şekil 23.24A ve B). Buna karşın, kopma fayında fay yüzeyi değişik kaya birimleri arasındaki sınırların yönelimleri ve bu birimler arasındaki dayanımlılık farkları ile kontrol edilmesine rağmen, tek bir dayanımsız kaya seviyesine paralel değildir (Şekil 23.24C ve D).



Şekil 23.24. A: Uzamalı sıyrılma (dekolman) fayı. B: Sıkışmalı sıyrılma fayı. C: Uzamalı kopma fayı. D: Sıkışmalı kopma fayı (bindirme fayı).

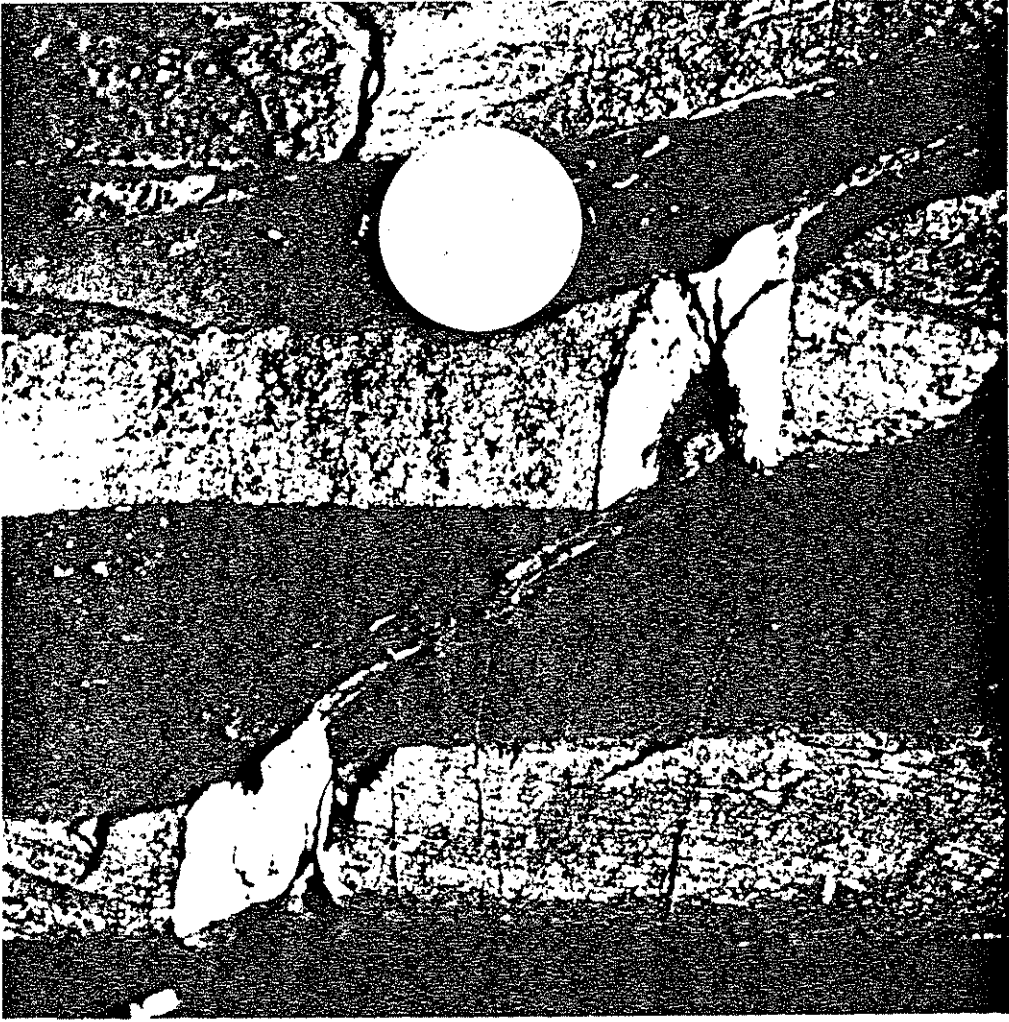


Şekil 23.25. Diklik ve düzlük yapısına sahip bir fay boyunca meydana gelen hareket sonucu fay geometrisindeki değişimler.

incelenen bir çok normal fayda fay yüzeyi düzlemsel değildir. Fay yüzeylerinde iki farklı yönelim değişimi ve buna bağlı iki yapı tipi tasvir edilmiştir: eğim değişiminin keskin olduğu dik ve düz yapılar (steep and flat structure) ve eğim değişiminin tedrici olduğu listrik faylar. Bu tip faylarda tavan bloğunun taban bloğuna göre hareketi, şimdiye kadar görmediğimiz uyumluluk problemlerine yol açar.

Fay bloklarının keskin eğim değişikliğine sahip fay yüzeyi boyunca göreceli hareketi, sık sık, daha dik eğimli fay kesimlerinde boşlukların oluşmasına yol açar (Şekil 23.25A). Böyle boşluklar genellikle çevredeki kayalardan gelen akışkan fazı ile dolar; bu kesimlerde hidrostatik basıncın düşmesi (Ek E) ve kristal büyümesi için gerekli hacmin bulunması kristalin maddelerin çökmesi için uygun bir ortam sağlar (Şekil 23.26). Fay boyunca hareketin genellikle süreksiz olması nedeniyle, boşluk, büyümekte olan kristaller tarafından periyodik ve sistematik bir düzen içerisinde doldurulur (bak. Bölüm 13). Bu tür boşluklar, akışkanların metalik iyonlar kapsadığı durumlarda, cevher minerallerinin büyümesi için uygun ortamlar oluşturduğundan, maden jeologları tarafından iyi bilinir. Bu boşluklar petrol göçü için de uygun ortamlar hazırlar.

Düzensiz fay duvarları boyunca oluşan hareketin yarattığı uyumluluk problemini karşılamamanın ikinci bir yolu, fay duvar kayalarının deforme olmasıdır. Normal faylanma kabuğun genellikle üst kesimlerinde meydana geldiği için fayın her iki duvarı da simetrik bir şekilde deforme olmaz.

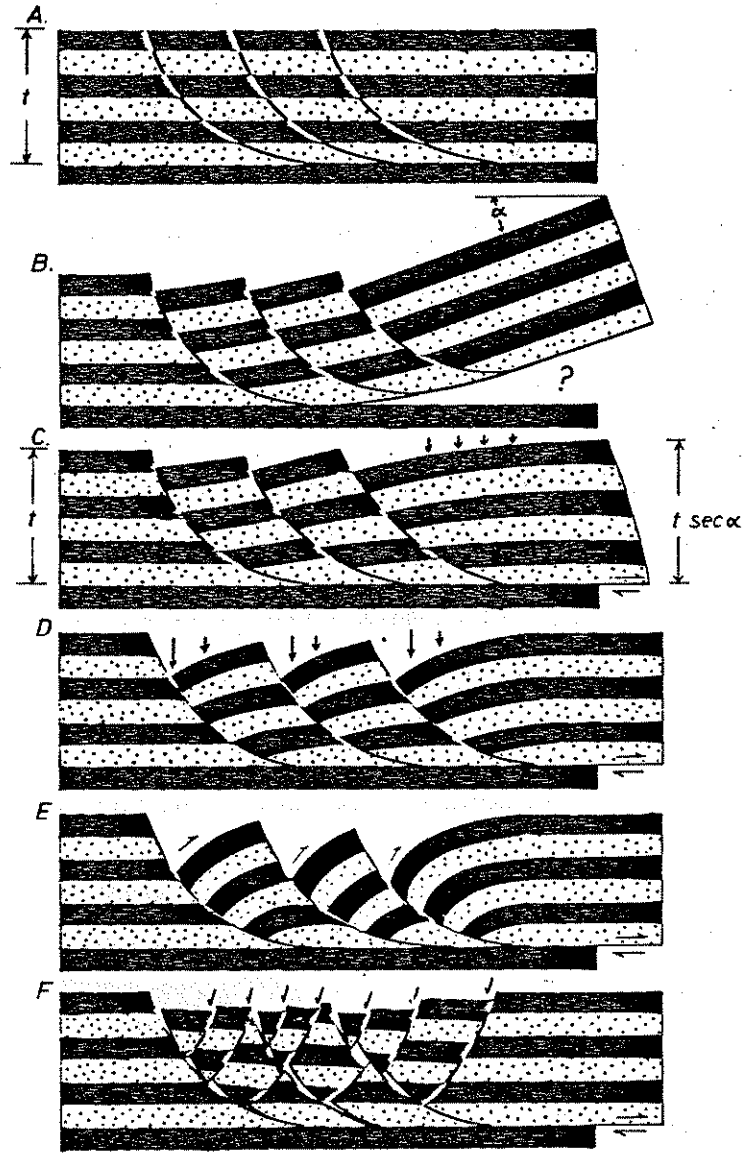


Şekil 23.26. Şeyl ve kumtaşını kesen bir normal fayın düzlük ve diklik kesimleri ve karbonat ile dolmuş boşlukların gelişmesi. Tersiyer flişi, Val d'Illiez batı İsviçre.

Kaya ötelemelerine yol açan en önemli etken gravitasyon kuvveti olduğundan, genellikle tavan blok geometrik şeklini taban bloğa göre değiştirir. Bu değişimde geometrik prensipler temelde basit olmasına karşın, ayrıntıda geometrik değişimler tavan blok kayalarının özelliklerine sıkıca bağlıdır. Tavan bloğun fayın dik kesimine karşılık gelen bölümü ("tavan blok diki") fay hareketi sonucu taban bloğun düşük eğimli kesimi ile yanyana geldiği durumlarda tavan blok diki "sarkan" (roll-over) monoklinal veya antiformal kıvrım oluşturarak şeklini değiştirir (Şekil 23.25B). Bu bölümün üstünde kalan tavan blok düzü ise çöküp tavan blok

sinformu yaparak yapıya uyum sağlar (Şekil 23.25B). Antiformal sarkma ve tavan blok sinformunun kesin geometrik şekilleri kaya reolojisine bağlıdır. Bu yapı şekillerinin oluşumu alttaki potansiyel boşluğa gravitasyonel çökme veya katman anizotropisi sonucu kink bant geometrisi ile belirlenebilir (Suppe, 1983). ilksel fay düzlemindeki keskin eğim değişimlerini karşılamanın üçüncü bir yolu, fay yüzeyinin dik ve düz yönelimler arasında orta bir yönelim almasıdır. Böyle bir çözüm fay duvarlarının bir kesiminin mekanik erozyonunu, bu erozyon sonucu ortaya çıkan kaya parçalarının fay yüzeyleri arasındaki boşlukları doldurmasını içerir. Genellikle fay yüzeyinde maksimum ilksel eğim değişimine yakın olan kesimler en çok erozyona, nispeten düzlemsel kesimler ise çökelmeye uğrar (Şekil 23.25C). Bu sonuncu geometrik çözüm, fay duvarları boyunca göreceli hareketin, diklik ve düzlükler arasındaki açı farkına göre büyük olduğu durumlarda gözlenmektedir. Büyük ötelemeler gösteren her fay, uyumluluk problemini uzun dönemde fay duvarlarını mümkün olduğunca düzlemsel yaparak çözer.

Özellikle, tabakalar arasındaki reolojik farkların önemli olmadığı sedimenter kayalarda, normal faylar sık sık eğrisel veya listrik bir profil gösterir. Yukarı doğru dışbükey (konkav) normal fayların gelişmesi, mekanik etkilere (Bölüm 25) veya geometrik kontrollere bağlanabilir. Listrik fay geometrisi sayesinde lokal normal faylar, altlarında yer alan kopma fayına düzgün bir şekilde bağlanabilmektedir (Şekil 23.19A ve 23.24C'yi karşılaştırın). Bir listrik fayda, fay yüzey profillerinin bir çember yayı şeklinde olduğu durumlarda, fay duvarlarını arada



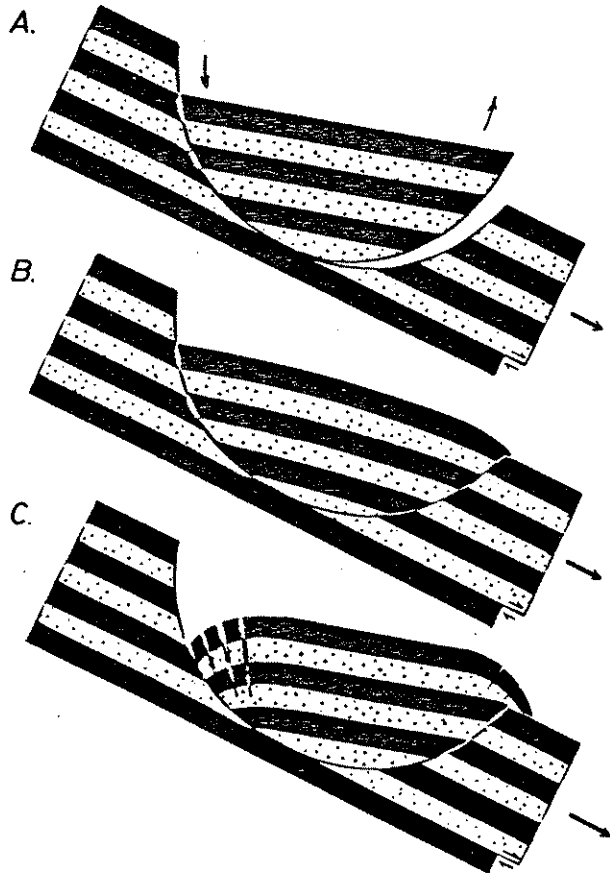
Şekil 23.27. Listrik normal fay modelleri. A, fay düzlemlerinin ilksel konumları; B; rijit fay bloklarının hareketi ile, soru işaretinin olduğu yerde, boşluk probleminin oluşması; C, Model B'nin modifikasyonu, fay blokları düşey yönde çökme suretiyle taban fayı ile dokanak halinde kalıyor; D; düşey yönde çökme ve tavan bloğunda sarkan antiformların oluşması ile her listrik fay bloğunun modifikasyonu; E, fleksural kayma veya fleksural akma mekanizması ile tavan bloğunda sarkan antiformların oluşması sonucu listrik fay bloklarının modifikasyonu; F, konjugat listrik fayların veya ana listrik fay dizisine ters yönde fayların gelişimi.

boşluk açılmayacak şekilde birbirlerine göre hareket ettirmek mümkündür. Fakat bloklar arasında böyle dairevi hareketler, modelin diğer kesimlerinde problemler çıkarır. Örneğin, Şekil 23.27A'daki çembersel yaylar boyunca blokları birbirine göre kaydırırsak, blokların altında gittikçe büyüyen boşluklar açarız (Şekil 23.27B). Böyle bir durum jeolojik olarak mümkün değildir. Bu probleme bir çözüm yolu, Şekil 23.27C'de gösterildiği gibi, yükselen fay bloklarını taban fayı ile dokanak halinde tutmaktır. Bu model, B modelindeki yükselmiş blokların düşey makaslama yüzeyleri boyunca basit makaslama ile düşey yönde çökmesini sağlar. Böyle bir çözüm blokların sağ kesimindeki yatay istiflerin kalınlaşıp, " $t \sec \alpha$ " (" t " orijinal istif kalınlığıdır) ile tanımlanan yeni bir kalınlığa ulaşmasına yol açar. Böyle bir çözüm geometrik olarak mümkün fakat jeolojik olarak hayalci, çünkü dönmekte olan blokların altında boşluk oldukça yapı değişerek bu boşlukları gelişen bir şekilde ortadan kaldıracaktır. Buna rağmen, yatay germinin görüldüğü jeolojik olaylarda, burunda istif kalınlaşması, topukta listrik olarak istif incilmesi seyrek bir durum değildir.

Bu probleme diğer bir çözüm Şekil 23.27D'de gösterilmiştir. Bu modelde listrik olarak dönen fay bloklarının iç rijitidesi korunmamış, ve normal fayın gelişmesi için gerekli miktarda düşey çökmenin olması sağlanmıştır. Böyle bir geometrik gelişme, Şekil 23.27B'deki modelde gözlenmeyen, tavan bloğu sarkan antiformlarının oluşmasına, ve bu çökmeyi karşılamak için istifin incelmeye (buradaki örnekte düşey makaslama zonları boyunca basit makaslama ile) yol açar. Bu modelde toplam uzama

sağa doğru hareket eden bloğun kalınlığında bir değişiklik olmadan karşılanmaktadır.

Şekil 23.27C ve D'de gösterilenlere benzer durumlar tabiatta, özellikle toprağın veya ayrışmış, çimentolanmamış kaya kütlelerinin yüzeysel hareketlerinde, sıkça gözlenir. Bu hareketlere geometrik çözümler Şekil 23.28'de gösterilmiştir. Çembersel bir fay yüzeyi boyunca dönen blok ile temelini, her zaman dokanakta tutacak şekilde hareket ettirmek mümkündür. Fakat bu tip dönmeler genellikle alttaki destek bloğunun aşağıya doğru kayması ile ortaya çıkan gravitasyonel duraysızlık sonucu başlar (Şekil 23.28A). Bu durumda dönen bloğun altında potansiyel bir boşluk açılır. Şekil 23.28B, dönen bloğun desteksiz kenarının, gravitasyonun yarattığı düşey basit makaslama ile nasıl çökebildiğini göstermektedir. İkinci bir çözüm ise dönen bloğun



Şekil 23.28. Heyelanlarda gözlenen listrik faylar. A, temel uyumsuzluk problemini göstermektedir; B, üst listrik fay duvarını ana kütle ile dokanakta tutan bir çözümü, C ise alt listrik fay duvarını dokanakta tutan diğer bir çözümü göstermektedir.

alt kesimini temel ile dokanakta tutup, üst kesiminde açık yarıklar oluşturmaktır (Şekil 23.28C).

Eğer listrik normal faylar farklı litolojiler içeren iyi tabakalı kayalarda oluşmuşsa, tavan bloğundaki geometrik değişimler, tabaka düzlemleri boyunca hareketler ve kayma kıvrımlarının (flexural slip) oluşumu ile karşılanır (Şekil 23.27E). Bu tip ötelemeler de "sarkan" antiformların oluşmasına yol açar, fakat burada, paralel kıvrımlardaki katman eğimine göre hesaplanan kıvrımlanma şiddeti, Şekil 23.27D'deki gravitasyonel çökme modeline göre daha büyüktür.

Fay duvar uyumluluğu ile ilgili diğer bir çözüm Şekil 23.27F'de gösterilmiştir. Burada ana listrik fay boyunca meydana gelen kayma, her fayın tavan bloğunda bir dizi konjugat karşı listrik fayın (counter listric fault) gelişimi ile karşılanır. Bu karşı faylar tavan bloğunda olması beklenen dönmeyi kısmen veya tamamen karşılayabilir, fakat iki fay dizisi arasındaki bloklar tamamen rijid bir durumda ise, ana ve konjugat fay dizileri boyunca boşlukların açılması gerekir. Karşı listrik fayların oluşması sırasında ortaya çıkan bu geometrik problemler, tavan bloklarında sünek akma ile oluşan "sarkan" antiformlar vasıtası ile karşılanabilir.

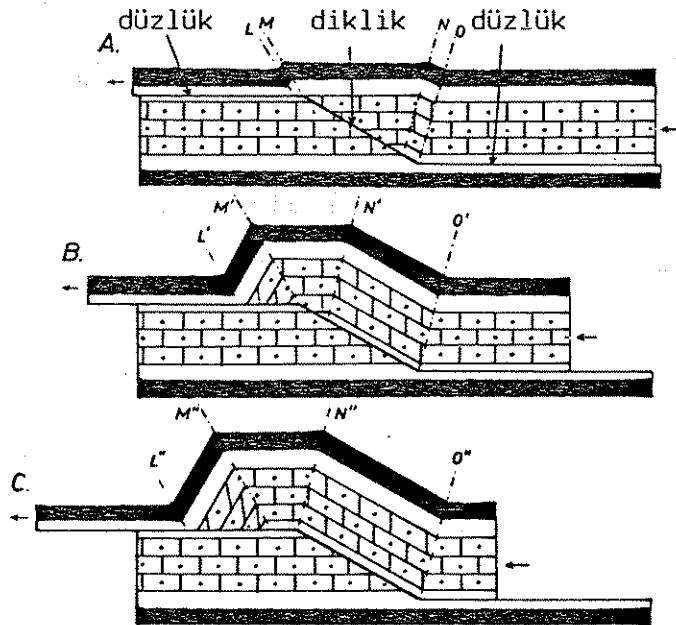
B. Ters faylar

Tavan bloğun taban bloğuna göre yükseldiği, doğrultu-atım bileşeninin az veya sıfır olduğu faylara ters fay (reverse fault) denir (Şekil 23.13B). Düşük açılı ters faylar (fay yüzeyi eğim

açısı 45° den az) bindirme (thrust) veya bindirme fayları (thrust faults) olarak bilinir. Bindirmeler sıkışmalı orojenik zonların dış kesimlerinin üst bölümlerinde özellikle yaygındır ve bu bölgelerde genellikle ilk oluşan ana tektonik yapılardır. Orojenik bir önülke (foreland) bölgesi her zaman temeli örten yataya yakın konumlu, devrik olmayan bir sedimenter seriden oluştuğundan, bindirmeler hemen her zaman daha yaşlı kayaları daha genç kayalar üzerine yerleştirir. Yalnızca, istifin bindirme öncesi kıvrılmış veya faylanmış olduğu veya bir bindirmenin, eğimi bindirmenin eğiminden daha dik olan bir açısal uyumsuzluğu kestiği durumlarda, bindirme sonucu genç kayalar yaşlı kayaların üzerine yer alabilir. Bindirme fayları, yataya yakın istiflerin düşey yönde tekrarlanmalarına yol açar. Allohton veya hareket eden tavan bloğunun oluşturduğu kaya dilimi, bindirme dilimi (thrust sheet) olarak bilinir. Taban bloğa göre 10 km'den fazla hareket etmiş bindirme dilimleri naplar olarak adlanır. Göreceli olarak daha az ötelemeler gösteren dilimler bazan paraotokton naplar olarak bilinir. Geometrik olarak "nap" teriminin anlamı açık olmasına rağmen, "otokton", "paraotokton" ve "allohton" sıfatlarının sırasıyla, "hareket etmemiş", "az hareket etmiş", "orta ve çok hareket etmiş" anlamlarında kullanılmalarında problemler vardır. Bir kaya bloğunun çökeldiği yere göre göreceli olarak hareket edip etmediğini tespit etmek genellikle imkansızdır. Fay, göreceli bir ötelenme yüzeyi olduğu için, üst bindirme diliminin mi durağan taban bloğuna göre hareket ettiği (üstbindirme (overthrust)), yoksa taban bloğunun mu sabit tavan bloğuna göre hareket ettiğini (altbindirme (underthrust)) tespit etmek genel-

likle mümkün değildir. Bu bağlamda 4. Bölüme dönüp mutlak, göreceli ve lokal ötelenme kavramlarını tekrar incelemek yararlı olabilir.

Yataya yakın bindirme kütleleri erozyona uğradığı zaman, bindirme diliminin bazı parçaları ana kütlede ayrılabilir. Bu olayı sedimenter istiflerdeki adacıkların (outliers) oluşumu ile doğrudan karşılaştırmak mümkündür. Bindirme kütlelerinin bir zamanlar bir parçası olan, fakat şimdi izole olmuş bindirme dilimi parçalarına klip (klippe) denir (Şekil 23.29). Erozyon, üstteki bir bindirme dilimini bazı kesimlerde aşındırarak bindirmenin altındaki kayaların mostra vermesini sağlayabilir. Eğer mostra veren bu kayaların etrafı tamamen üstteki bindirme dilimi ile çevrilmişse, bu yapı bir pencere (window) veya tektonik pencere olarak bilinir (Şekil 23.29). Eğer erozyon, pencere ile bindirme cephesinin önündeki taban bloğa ait kayalar arasında bir bağlantı kuracak şekilde ilerlemişse, yapı yarım pencere (half window) veya delinmiş pencere (breached window) olarak isimlendirilir.



*buaya
Şekil 23.29
gelmiş*

Şekil 23.30. Bir düzlük-diklik-düzlük fay yüzeyi üzerinde hareket eden bir bindirme diliminde meydana gelen geometrik değişimler (Suppe, 1983). A, B ve C artan öteleme ile bindirme diliminde meydana gelen geometrik değişimleri göstermektedir.

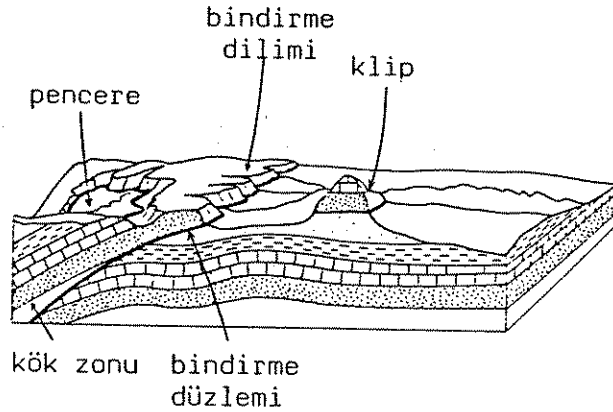
Bindirme diliminin arkasında yüzeyden aşağıya doğru dalan kesim eskiden beri kök zonu (root zone) olarak bilinmektedir (Şekil 23.29). Bu terim, bugünkü terminolojide herkesçe benimsenmemekle beraber, "kök zonu" terimi eskinin mükemmel tasviri jeolojik literatüründe sık sık geçtiği, ve bir bindirme diliminin belli bir kesimini tanımlamada hala çok yararlı olduğu için, biz bu terimin kullanılmasını tavsiye ediyoruz. Bu terim ile ilgili ana problem, terimin isminin sanki bindirme dilimini oluşturan kayaların köken yerini belirtiyor olmasıdır. Biz bu terimin, bir ağacın toprağa kökleri ile girmesi anlamında kullanılmasını öneriyoruz; böyle bir durumda herkesin bildiği gibi köklerin kaynağı toprak yüzeyinin metrelerce altında olabilir.

Ters fay ve bindirmeler genellikle, kaya dilimlerinin genel hareket yönüne göre dizilmiştir. Fakat bazan genel hareket yönüne ters konjugat bir bindirme serisi veya arka bindirmeler (back thrust) gelişebilir. Arka bindirmelerin gelişmesi ana ters fay oluşumu ile aynı zamanda veya daha sıkça bu oluşumun sonlarına doğru meydana gelir.

Bindirme fayları bir litolojiden diğer bir litolojiye geçerken sıkça eğim değişikliği gösterir. Düzlükler (flats), dayanımsız litoloji katmanlarına paralel olan fay kesimleridir. Diklikler (ramps) ise genellikle dayanımlı litolojilerde yer alan, litolojik katmanları dikçe kesen fay parçalarıdır (Şekil 23.30, 23.31). Tavan bloğu taban bloğuna göre hareket ettiği zaman, düzlük kesimlerde büyük boşlukların açılmaması için çeşitli uyumluluk problemlerinin çözülmesi gerekir. Bununla ilgili geometrik koşullar, normal fay geometrisi incelenirken gö-

rüldüğü gibi, düzlemsel olmayan bir yüzey boyunca oluşan hareketin gerektirdiği koşullardır. Yer kabuğunun en üst kesimlerinde gelişen bir bindirme diliminin yarattığı uyumluluk problemleri, genellikle tavan bloğun, altındaki fay yüzeyinin şekline benzer bir şekil alması ve bunun sonucunda kıvrılması ile çözülür. Fay düzlemlerinin oluşturduğu bu tip kıvrımlar senelerdir bilinmektedir (Rich, 1934), fakat kıvrım ve fay yapıları arasındaki ilişkilerin yol açtığı kompleks geometrilerin anlaşılması, büyük ölçüde Boyer ve Elliott (1982), Butler (1982) ve Suppe (1983)'nin çalışmaları ile olmuştur.

Tavan blok kıvrım yapısının gelişmesi komplekstir; bu gelişme sırasında, tavan blokta taban bloktaki eğim değişimlerine göre, çeşitli kıvrım oluşumu ve oluşmuş kıvrımların açılması olasılıkları vardır. Şekil 23.30, Suppe ve Namson (1979) ve Suppe (1983) tarafından geliştirilmiş bir modeli göstermektedir. Bu modelde taban blok tamamen sabittir ve kıvrımlanmaya uğramaz.



Şekil 23.29. Yüzeyde mostra veren bir bindirme diliminin değişik kesimlerini tanımlamak için kullanılan terimler.

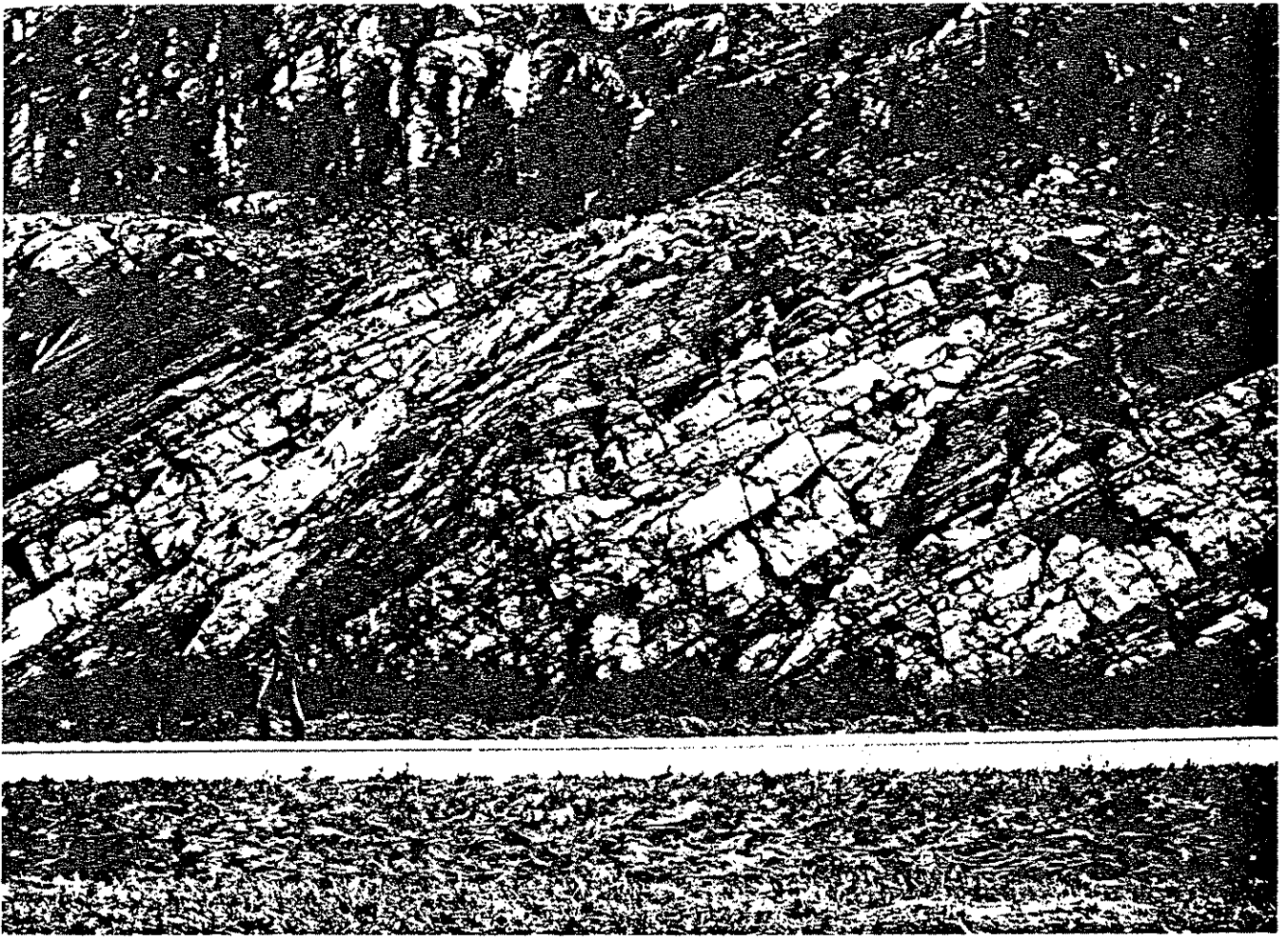
buşyş şekil 23.30 gelecek



Şekil 23.31. Kretase şeyl karbonatları ve marnlarında gelişmiş diklik ve düzlük yapısı, Santis, doğu Helvetik Alpleri, İsviçre.

Kıvrımlar ancak tavan bloğunda, bu blok alttaki merdiven tipi basamaklar üzerine itildikçe oluşmaktadır. Bu modelde oluşan kıvrımlar kink tipidir ve eksen düzlemleri ile kıvrım kanatları arasındaki açılar, fayın düzlük ve diklik kesimleri arasındaki açı değişikliğine bağlıdır. Bu geometrik model, kıvrımdaki bütün istiflerin enine kesit alanını (ve böylece üç boyutta kaya hacmini), tabaka uzunluğunu ve katman kalınlığını muhafaza eder. Kıvrımların kink-tipi geometrisi yüzünden, kayalar tavan bloğunun en altından bindirme diliminin en üstüne kadar benzer bir şekilde kıvrımlanmıştır. Bindirme sırasında kink kıvrımlarının oluşum sırası Şekil 23.30'da gösterilmiştir; biz şimdi soldan sağa doğru

dört eksen düzleminin gelişimini ayrı ayrı inceleyeceğiz. Sinform L, tavan blok dikliği taban blok düzlüğü üzerine gelir gelmez oluşur. Sinform oluştuktan sonra, eksen düzlemi sabit kalır ve gelişen bindirme ile kıvrım bindirme dilimi içinde pasifçe ileriye doğru taşınır (L, L', L''). Antiform M'de tavan bloğunda düzlük ile diklik arasındaki çizgide oluşur. Konumu başlangıçta (ve bindirmenin ilk evrelerinde) fay yüzeyi eğimindeki bu açı değişikliği ile belirlenir. Bindirme hareketine devam ettikçe tabakalar sırası ile M' eksen yüzeyinden geçerek tavan bloğu antiformunun dikçe eğimli kanadında yer alırlar. L' ve M' arasındaki kayalar kıvrım kanadında katmanlanmaya paralel basit makaslama sonucu bir iç yamulma geçirirler. Daha da sonraki bir evrede ilk başta en alt düzlükte yatay bir konumda olan (Şekil 23.30'un sağ kesimi) kayalar diklik üzerinden geçerek üst düzlük üzerinde yer alır. Bu durum meydana gelir gelmez eksen yüzeyi bindirme dilimine göre sabit bir durum alır ve sonra bindirme dilimi içinde pasifçe taşınır (M''); bu sayede tavan antiformunun kanat büyüklüğü (L'' ile M'' arasındaki mesafe) sabitleşir. Dikin alt kesiminde iki farklı kink kıvrımı oluşur (N ve O). Antiform N ilk defa, tavan blok düzlüğünün diklik üzerine ilerlemeye başladığı zaman oluşur ve ilk önce bindirme kütesine göre konumu sabittir ve pasif olarak diklik üzerine taşınır (N'). Fakat dikliğin üstüne eriştiği zaman konumu fay yüzeyine göre (diklik ile düzlüğün birleştiği çizgiye göre) sabit bir duruma geçer (N''); bindirme diliminin kayaları antiform N'' içinden geçip giderler. N'' kıvrım izinin sağında kayalar katmanlanmaya paralel pozitif basit makaslama ile içsel yamulmaya uğrar, fakat N'' eksen yüze-



Şekil 23.32. Paleozoyik kuvarsit ve karbonatlarda gelişmiş imbrike veya şuppen yapısı, merkezi Apalaşlar, ABD.

yine geçtikten sonra oluşmuş olan yamulma kaybolur. Son olarak sinform O'nun da kendine has ve diğer kıvrımlarla karşılaştırıldığında basit bir tarihçesi vardır. Sinform O'nun konumu alt düzlükten dikliğe geçiş çizgisi boyunca sabitleşmiştir, bindirme dilimi hareket ettikçe yamulmamış kayalar O eksen yüzeyinden geçerek yamulmaya uğrar.

YILDIZLI SORULAR

Diklik-düzlük bindirme dilimlerinin iç geometrileri

Soru 23.3*

Şekil 23.30C'deki modeli kullanarak, hangi kaya kesimlerinin;

1. deformasyon boyunca yamulmaya uğramadığını;
2. tabaka düzlemleri boyunca negatif makaslama ile yamulduğunu;
3. tabaka düzlemleri boyunca pozitif makaslama ile yamulduğunu;
4. negatif makaslama ile yamulduğunu ve sonra pozitif makaslama ile yamulmanın kaldırıldığını;
5. pozitif makaslama ile yamulduğunu ve sonra negatif makaslama ile yamulmanın kaldırıldığını belirtin.

Bindirme diliminde kısalma miktarı dilimin ön kısmında arka kısmına göre daha azdır. Bunun sebebi nedir ?

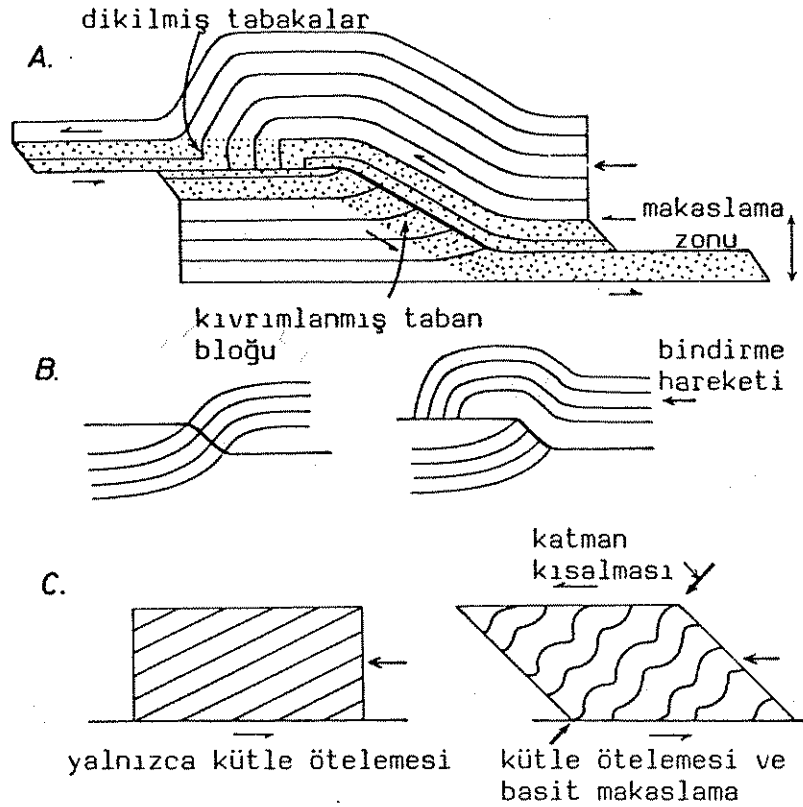
(a) L ve M eksen yüzeyleri ve (b) N ve O eksen yüzeyleri çiftinin eğim açılarını, ve bindirmenin diklik ve düzlük kesimleri arasındaki θ açısı ile ifade edecek matematiksel formüller geliştirin. Tavan bloğu kıvrımlarının iki kanadındaki tabakalanmaya paralel makaslama yamulmasının miktarını ve yamulma elipslerinin oranını belirleyin.

Bu sorunun Cevaplar ve Açıklamalar kısmına bakın, daha sonra aşağıdaki bölüme dönün.

Bu modelin kendine has özellikleri, bindirme dilimini, altta yer alan taban bloğun morfolojisine uydurmak için bu

dilimde yapılması gereken geometrik değişikliklerden kaynaklanır. Bu model taban bloğunda kıvrımların bulunmayacağını farz ediyorsa da, gerçekte bu blokta da kıvrımlar sıkça gözlenir. Bu kıvrımlar, diklik-düzlük geometrisi içeren yeni bindirme düzlemlerinin taban bloğunda oluşması ile meydana gelebilir. Bu olay, alttaki bindirmenin dayanımsız katman tarafından ileriye doğru taşınması (aşağıya bakın) veya Şekil 23.30'daki taban bloğunun altında diklik-düzlük geometrisi içeren bağımsız bindirme sistemlerinin gelişmesi ile meydana gelebilir. Her iki olasılığın da tabiatta meydana geldiği bilinmektedir; bu şekilde taban bloğu kıvrımlarının oluşumu taban bloğu yapılarının geometrisini etkileyecektir. Taban bloğunda kıvrım oluşturmanın çok seyrek olmayan diğer bir mekanizması, bindirmenin tabanında veya her iki yanında sünek bir makaslama yamulma zonu oluşturmaktır. Bu tür bir makaslama, bindirme dikliğinin altındaki taban bloğunda bir sinform oluşmasına ve tavan bloğu antiform kanadının alt kesimlerinin dikleşmesine veya ters dönmesine yol açar (Şekil 23.33A). Tavan ve taban bloklarının her ikisinde kıvrım oluşturmanın bir diğer olasılığı ise, bindirmeyi, dayanımlı ve dayanımsız katmanların bir miktar kıvrılmasından sonra başlatmaktır (Şekil 23.33B).

Diklik-düzlük modelinde bir bindirmenin devam eden hareketi için gerekli geometrik değişimler, sürekli bir enerji sağlanmasını gerektirir; bu enerjinin bir kısmı diklik üzerinde yer alan kayaların (Şekil 23.30, 23.55'de M'' ile O'' arası) yamulması ve yamulmaların kaldırılması için harcanır. Bu zonda harcanan enerji miktarı, M'' ve O'' arasındaki mesafeye (bu mesafe dikliğin uzunluğu ve eğimine bağlıdır), yamulma miktarına



Şekil 23.33. A: Bindirme boyunca bir zonda sünek makaslama ile taban bloğunda kıvrımların gelişmesi. B: Daha önceden kıvrımlanmış kayalarda diklik ve düzlük yapılarının gelişimi. C: Ötelenen bir bindirme diliminin bütünü et-kileyen basit makaslama ile gelişen kıvrımlar.

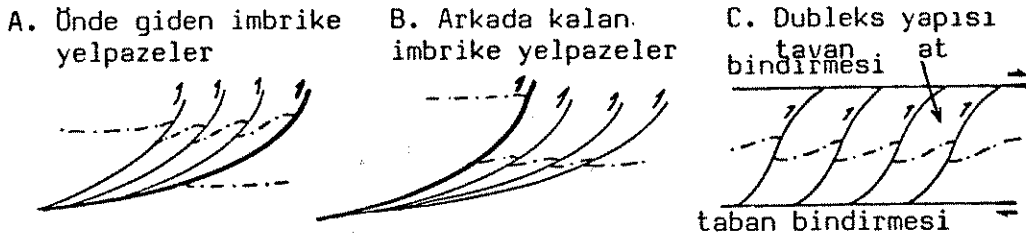
(bu miktar fay yüzeyinde düzlükten dikliğe geçerkenki eğim değişimine bağlıdır) ve bindirme diliminin kalınlığına bağlıdır. Bu son parametre, modelde eksen yüzeylerinin hiç bir değişikliğe uğramadan bindirme diliminin en alt yüzeyinden üst yüzeyine kadar çıktığı kabul edilmesinden kaynaklanmaktadır. Eğer bindirme diliminin taban bloğuna göre hareket miktarı fazla ise, sürekli kıvrımlanma ve kıvrımın açılması olayı için harcanan enerji ekonomik değildir. Tabiat, yaklaşık aynı sonucu elde edecek fakat diğerinden daha az enerji harcayacak bir olayı tercih edecek kadar tembeldir. Bizim tecrübemize göre bu durum büyük ölçekteki bindirmeler için de geçerlidir; minimum iş için tercih edilen geometri, başlangıçta oluşmuş diklik ve düzlüklerin, bindirmenin

daha sonraki evrelerinde düzleştirilmesidir. Göreceli hareketlerin 10 km'yi aştığı bindirme yüzeyleri düzlemseldir veya hafifçe eğiktir (tabii ki hareketin sonraki tektonik olaylarla etkilenmediği durumlar dışında). Bindirme yüzeyi geometrisindeki diklik-düzlük şekillerinin düzeltilmesi, mekanik olarak duvar kayalarının sürtünmesi, breşleşmesi veya akması ve özel fay kayalarının (breş, kataklastit, milonit -tanımlar için Bölüm 25'e bakın) oluşumu ile sağlanır. Diklik-düzlük geometri modelleri, özellikle büyük bindirmelerin ön kısmında, hareketlerin yeryüzüne yakın bir çok ufak bindirme yan-faylarına bölündüğü ve dağıldığı durumlarda uygulanabilir. Diklik-düzlük kıvrımlarının geliştiği bölgelerde, bu yapıların geometrik gelişiminin anlaşılması, ekonomik problemlerin çözümüne yardımcı olur. Özellikle petrol ile ilgili kıvrım kapanlarının tanınmasında ve yamulma ve yamulmanın kaldırılması sonucu gözenekliği artan dayanımlı katmanların kıvrım içindeki konumlarının saptanmasında bu modeller önemli rol oynar.

Kıvrımlanma ile bindirme arasındaki ilişkilerin bu basit incelemesini bitirmeden, kıvrımlanmanın yukarıda tanımlanan olaylardan çok farklı şekillerde, bindirme dilimleri ve naplar ile ilişkili olabileceğini belirtmemiz gerekir. Bindirmelerin, iç bir tektonik konumdan dış tektonik konuma doğru takip edildiğinde, stratigrafik istifin altından üstüne doğru hareket ettiğini görmüştük. Nap hareketi sırasında, bilhassa kütle ötelenmesi büyükse, napın üst kesimleri alt kesimlerine göre daha fazla ötelenebilir ve böylece nap tümüyle bir makaslama deformasyonu geçirir. Bu makaslama, napın üst (bindirme) yüzeyine ver-ev olan katmanların kısılmasına ve böylece dayanımlı katmanlarda bükülme

kıvrım duraysızlıklarının oluşmasına yol açar (Şekil 23.33C, 18.16 ve Cevap 18.3'deki açıklamaya bakın).

Bindirme dilimleri ve naplar genellikle yataya yakın bir konumda oluşur ve ince naplar (kapladıkları alana göre ince), stratigrafik bir istifteki tabakalar gibi, genellikle üst üste dizilerek geometrik yapılar oluşturur; bu yapıda her bir tektonik birim diğerlerinden bir bindirme düzlemi (thrust plane) ile ayrılmıştır. Nap ve altındaki bindirme düzlemine genellikle aynı isim verilir; örneğin kuzeybatı İskoçya'da Moine napı, Moine bindirmesinin üzerinde yer alan tektonik dilimdir. Birçok bindirme diliminden oluşan bindirme kompleksleri bazan altta bir taban bindirmesi (sole veya floor thrust) üstten bir tavan bindirmesi (roof thrust) ile sınırlanır. Taban bindirmesi genellikle dayanımsız bir litoloji tarafından kontrol edilir; bu litoloji boyunca üstte yer alan kesimler alttakilerden sıyrılabilir (decollement). Sık sık bir dizi ters fay, taban bindirmesinden dallanarak bir tür fay yelpaze yapısı oluşturur; bu yapı imbrike yapı (imbricate- veya schuppen-structure) olarak bilinir (Şekil 23.32, 23.34). imbrike faylarda istifler birbirini kısmen örten kiremitler gibi dizilmiştir. Bu tip imbrike yelpazeler, yelpazeyi oluşturan bindirmelerden hangisinin maksimum öteleme gösterdiğine bağlı olarak, sınıflara ayrılır. Maksimum kaymanın en öndeki fayda olduğu tipler önde giden imbrike yelpazeler (leading imbricate fan), maksimum kaymanın en içteki fayda olduğu tipler ise arkada kalan imbrike yelpazeler (trailing imbricate fan) olarak bilinir (Şekil 23.34). Bir imbrike yelpazede, herhangi bir fay boyunca ötelenme az bile olsa, imbrike fayların toplamı-

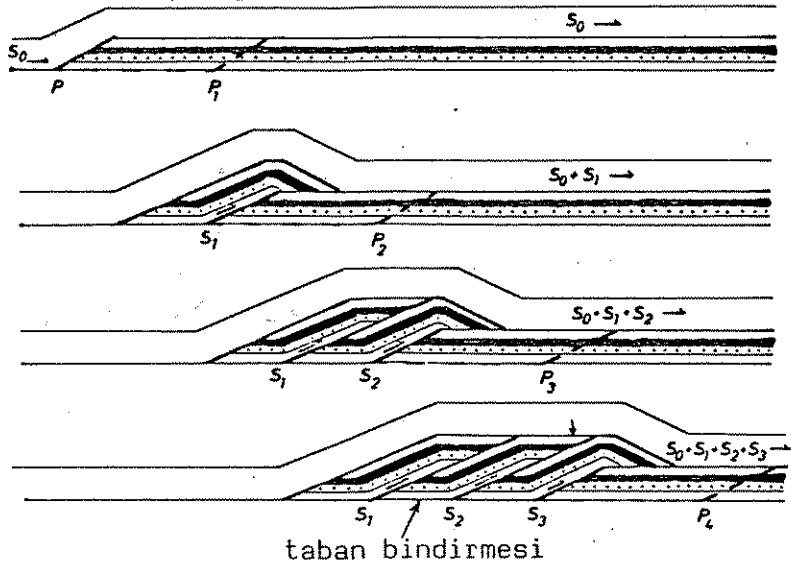


Şekil 23.34. İmbrike yelpaze tipleri ve at yapısı. Kılavuz bir stratigrafik seviye şematik olarak nokta-çizgi olarak gösterilmiştir.

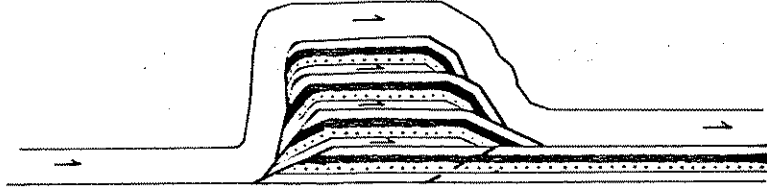
nın oluşturduğu öteleme çok büyük olabilir. İmbrike faylar üste doğru sonlanabilir veya daha sık olarak asimtotik olarak eğilecek bir tavan bindirmesine bağlanır ve böylece imbrike zon, bir taban ve tavan bindirmesi arasında sınırlanmış olur (Şekil 23.34). Böyle bir yapı dubleks olarak bilinir. Bir dubleksde, merceksel şekilli ve etrafları tamamıyla faylarla çevrili bireysel imbrike birimlere atlar (horses) denir. Dubleks imbrike yapısının, büyük bir bindirme dilimi altındaki fay bloklarının sırası ile gelişmesi sonucu oluştuğu düşünülmektedir. Şekil 23.35A, Boyer ve Elliott (1982) tarafından önerilen dubleks oluşturan bir olaylar dizisini göstermektedir. Erken bir evrede, toplam kayma miktarı S_0 olan ve konumu, farklı dayanımlı litolojik seviyeler tarafından kontrol edilen büyük bir bindirme dilimi, diklik ve düzlük yapısı göstermektedir. Taban dikliğinin dibinde, P deki ilksel düzlük alttaki dayanımsız kayma seviyesi boyunca ilerler ve belli bir mesafe sonra tekrar ana bindirmeye bağlanır. Böylece oluşan ufak at S_1 mesafesi kadar ileriye doğru taşınır ve bu taşınma sırasında üstündeki ana bindirme dilimini yukarı doğru kaldırır. Daha sonra bu at aktifliğini kaybeder ve kayma hareketi P_1 noktasından başlayarak tekrar alt kayma seviyesine döner. Eski pasif atı sırtında taşıyan ve taban bindirme-

si üzerinde S_2 mesafesi kadar ilerleyen yeni bir at oluşur; bu at da üstteki ana bindirme dilimini yükseltir. Büyüyen imbrike yapının ön kısmında at birimlerinin sırası ile oluşmasıyla yapı gelişmesine devam eder. Bazan daha içteki birimlerin canlanması sırasız bindirmelere (out of sequence thrusts) yol açar. Normal bir dubleks aktivitesi alt bir tektonik kayma yüzeyindeki hareketin daha üst bir yüzeydeki kaymaya dönüşmesi sonucunu doğurur. Bu hareketin önemli bir özelliği, üstteki bindirme diliminin ileri doğru taşınması sırasında, ana bindirmenin değişik kesimleri değişik zamanlarda aktiftir ve bunun sonucu olarak aynı bindirme düzleminde değişik noktalar konumlarına göre değişik öteleme miktarları gösterirler. Bu tip dubleks gelişiminde imbrike tali fayların genel eğimi ve atlar içindeki eğim yönü, ana bindirme diliminin hareket yönüne ters bir yöndedir; bu tip dubleksler arka-ülkeye eğimli dubleks (hinterland dipping duplex) olarak bilinir (Şekil 23.35A). Eğer atlarda kayma miktarı fazlalaşır ve kayma her atın yaklaşık boyu kadar olursa, her aktif at, daha önce oluşmuş pasif atların hepsinin yükselmesine yol açar ve böylece imbrike zonda ve üstteki bindirme diliminde antiformal bir yapının oluşmasına yol açar (Şekil 23.35B). Bu antiformal imbrike yığını (antiformal imbricate stacks) oluşturan elemanların genliği aşağıya doğru azalır ve sonunda taban bindirmesinin sıyrılma (decollement) seviyesinde antiformal yapı sona erer. Bireysel atlarda kaymanın atın boyundan daha fazla olduğu durumlarda daha değişik bir imbrike yapı gelişir. Bu durumda tavan bindirmesinin ve daha önceden oluşmuş atların yükselmesi, başlangıçta oluşmuş ve öne doğru taşınmış atların arkasında cere-

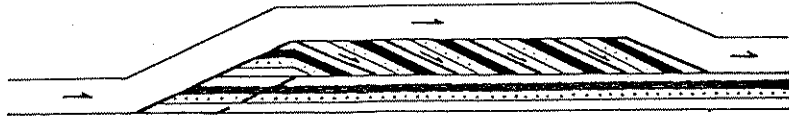
A. Arka-ülkeye eğimli dubleks



B. İmbrike antiform yığını



C. Ön-ülkeye eğimli dubleks



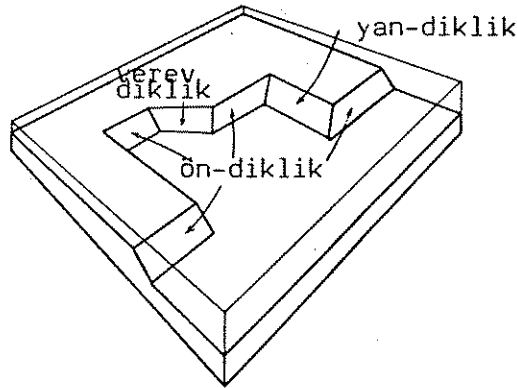
Şekil 23.35. Dubleks yapı tipleri.

yan eder. Bu arkadan yükselme imbrike fayların ve atlar içindeki tabakaların eğim yönünü değiştirir ve imbrike yapı ön-ülkeye eğimli dubleks (foreland dipping duplex) oluşturur (Şekil 23.35C).

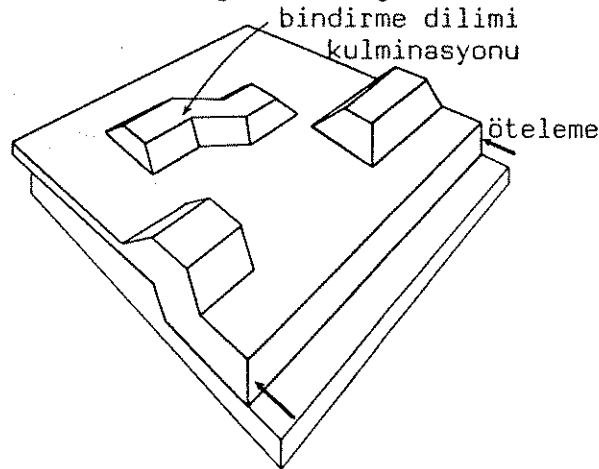
Yukarıdaki açıklamalarda açıkça görüldüğü gibi, fay bloklarının düzlük ve diklikler üzerinde hareketi, hareket eden blokta kıvrımların oluşmasına yol açmaktadır; bu kıvrımların eksen yüzeylerinin konumu fay yüzeylerindeki yönelim değişimleri ile belirlenir. Bu kıvrımların geometrik analizi, genellikle bindirme fayları incelenirken yapılmış olmasına rağmen, bu özel-

likler düzlemsel fay yüzeyi göstermeyen tüm fay tipleri için karakteristikdir. Ters veya bindirme faylarında diklik ve düzlük geometrisinin değişik tiplerini tanımlamak için özel bir adlama geliştirilmiştir; her tipin, kıvrım gelişimi üzerinde kendine has etkisi vardır (Şekil 23.36). Bindirmenin hareket yönüne dik olarak oluşan diklikler ön-diklikler (frontal ramps) olarak bilinir. Ön-diklik, bindirme dilimi içinde her yerde bulunabilir; bindirme diliminin en önünde bulunması zorunluluğu yoktur. Diklikler bindirme hareket yönüne değişik açılar yapabilir. Taşınma yönüne yaklaşık paralel olanlar yan-diklikler (lateral

A. Taban bloğu morfolojisi



B. Tavan bloğu morfolojisi



Şekil 23.36. Bindirme taban bloğunun hareket eden tavan bloğu bindirme dilimine etkisi.

veya sidewall ramps), verev olanlar verev-diklikler (oblique ramps) olarak isimlenir. Bir bindirme dilimi, birbiri ile karmaşık bir şekilde ilişkili değişik tipte diklikler içeren bir yüzey üzerinde hareket ederse, bu yüzeyin bir kalıp şeklini alır (Şekil 23.36B). ilksel olarak küvet şekilli bir bindirme diliminin, bir ön-diklik ve iki yan-diklikten oluşan bir yapı üzerinde ilerlemesi, bindirme diliminin düz çatılı, kubbe-biçimli bir şekil kazanmasına yol açar. Bu, bir bindirme diliminde kulminasyon kubbesini (culmination dome) oluşturmanın bir yoludur. Kulminasyon oluşturmanın diğer bir yolu, şekilleri ve konumları ön- ve yan-dikliklere benzeyen tali faylar ile bir dubleks yapısı yapmaktır. Bu durumda, ön-diklikte oluşan hareketle meydana gelen antiformal yığın, yan-diklikler vasıtası ile bir kulminasyon kubbesi şeklini alacaktır.

C. Doğrultu-atımlı faylar

Doğrultu-atımlı faylar, fay duvarları arasındaki göreceli hareketin büyük ölçüde yatay yönde olduğu, genellikle dik, sık sık düşey konumlu faylardır (Şekil 23.13C). Gözleyene göre fayın karşı duvarının hareket yönüne bağlı olarak doğrultu-atımlı faylarda hareketler sağ yönlü (dekstral) ve sol yönlü (sinistral) olarak ayrılır. Basit tasviri açıklığı yüzünden doğrultu-atımlı fay terimini, halen kullanılmakta olan diğer terimlere tercih ediyoruz (lateral-, wrench-, tear- ve transcurrent fault). Transform fay litosferik levhaları birbirinden ayıran sınırlarda bulunan bir tür doğrultu-atımlı faydır. Transform faylar, levha sınırlarında diğer önemli yapıları (dalma-batma zonları, sırtlar)

birbirine bağlar ve rijit levhaların alanları sabit kalacak şekilde birbirlerine göre hareket etmelerini sağlar (Wilson, 1965). Normal tip doğrultu-atımlı faylar ile transform faylar arasında bazı geometrik benzerlikler olmasına karşın, Freund (1974) bu iki fay tipi arasında önemli farklılıkların olduğunu belirtmiştir, bunlar çizelge 23.1'de tanımlanmıştır.

Çizelge 23.1

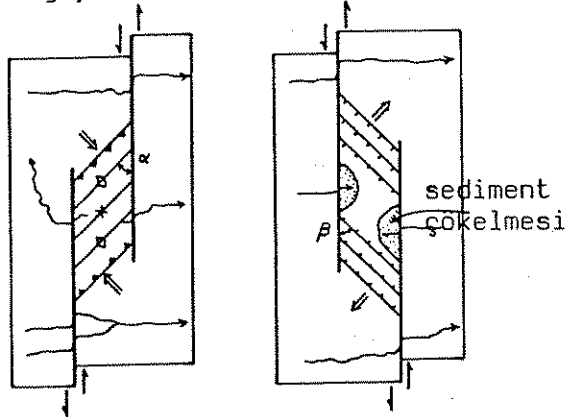
Doğrultu-atımlı fay	Transform fay
1. Yan faylanma ile veya hareket yönünün tersinde konkav bükülme ile sonlanır	Germeli veya sıkışmalı yapılarda aniden sonlanır
2. Öteleme miktarı değişir ve fayın ucuna doğru azalır	Öteleme fay boyunca aynıdır
3. Öteleme fay boyunun %20'sinden daha azdır	Sınırsız öteleme
4. Komşu paralel faylar benzer öteleme yönü gösterir	Komşu paralel faylar farklı öteleme yönleri gösterebilir
5. Kıtasal levhalardaki içsel yamulma durumu sonucu oluşur	Levha dokanaklarında, okyanus-okyanus, okyanus-kıta ve kıta-kıta kenarlarında bulunur

Doğrultu-atımlı fayların genellikle paralel veya yarı-paralel diziler halinde bulunmasına karşın, bazan ana dizi ile

60° bir açı yapan ikinci bir konjugat dizi gelişmiş olabilir. Bu ikinci dizi genellikle, ana diziye göre ters yönde göreceli bir hareket yönü gösterir. Doğrultu-atımlı fayların kademeli (en-echelon) bir dizilim göstermeleri oldukça yaygındır. Komşu fayların sağa mı yoksa sola mı kaydıklarına bakılarak, sağ-yönlü ve sol-yönlü kademeli diziler tanımlanır (Şekil 23.37). Doğrultu-atımlı fayların kademeli diziler oluşturduğu veya doğrultu-atımlı fayların eğik fay yüzeylerine sahip olduğu durumlarda, *Eğri* fayın hareketi sırasında özel uyumluluk problemleri ortaya çıkar. Fay boyunca ana kayma yatay yönde olduğu için, geometrik uyum problemleri sonucu ortaya çıkan tali yapılar düşey yönde hareketler sonucu oluşur. Burada iki tip etken önemlidir.

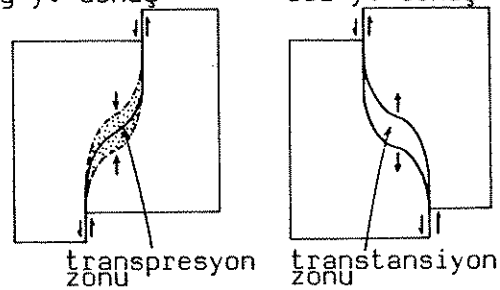
1. Makaslama yönü (hareket yönü) ile kademe yönü veya fay doğrultusu değişim yönü birbirine ters. Kademeli faylar boyunca hareket, iki fay arasındaki kesimde özel yamulmaların oluşmasına,

A. Sol y. makaslama sağ y. kademe B. Sol y. makaslama sol y. kademe



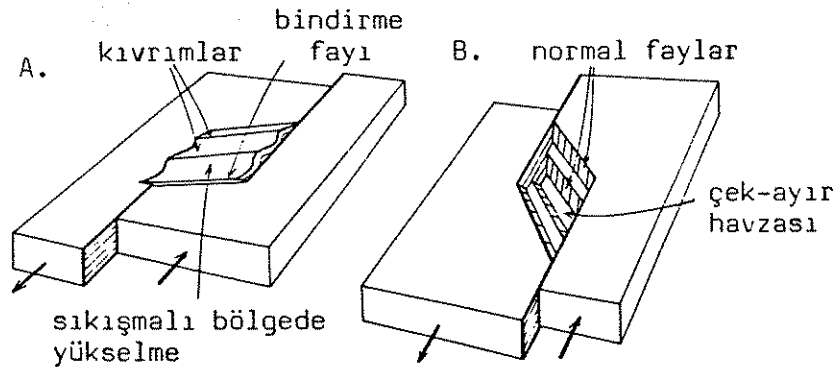
Şekil 23.37. Kademeli doğrultu-atımlı fayların birbiri üzerine kayan kesimleri arasında gelişmiş ikincil yapılar.

A. Sol y. makaslama sağ y. dönüş B. Sol y. makaslama sol y. dönüş



Şekil 23.38. Doğrultu-atımlı fayların eğildiği kesimlerde gelişen transpresyon ve transtansiyon.

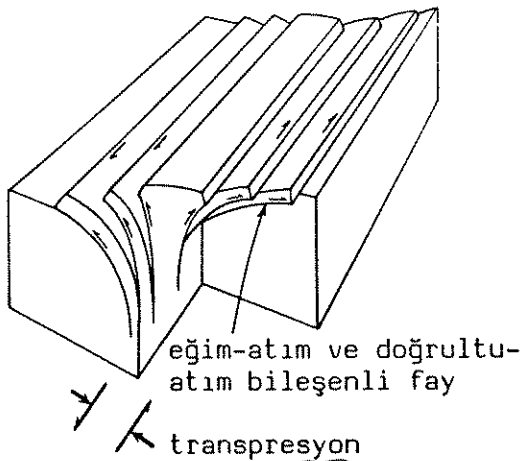
ve fay dizisine verev bir sıkışmanın gelişmesine yol açar. Eğik ana faylarda, fay boyunca makaslama ötelemesi, fayın eğik kısmına dik bir kısalmaya yol açar; bu tür öteleme bazan transpresyon (Harland, 1971) olarak adlandırılır (Şekil 23.38A). Bu sıkışma genellikle bu bölgenin yükselmesi ve bindirme ve kıvrımların oluşması ile karşılanır. Transpresyon yapıları, yüzeydeki genç çökellerden oluşan ufak ölçekteki basınç sırtlarından (pressure ridge), büyük bindirme fayı ve kıvrımlara ve bölgesel ölçekte, romboedr şekilli horstlara (rhomb-shaped horst) ve büyük yükselmelere kadar çeşitlilik gösterir (Şekil 23.39A). Eğer fay boyunca hareket, büyük ölçüde basit makaslama ile oluşuyorsa, ilk oluşan kıvrım eksen izleri ve bindirmelerin doğrultusu, ana fay izi ile $40-45^\circ$ bir açı yapacaktır (Şekil 23.37A, α açısı). Bindirme düzlemlerindeki öteleme vektörleri hem doğrultu-atım hem de ters eğim-atım bileşenleri gösterir. Fay boyunca devam eden hareket sonucu, başlangıçta oluşan kıvrımlar ana fay izine doğru dönecektir; dönme devam ettikçe kıvrım eksenlerine



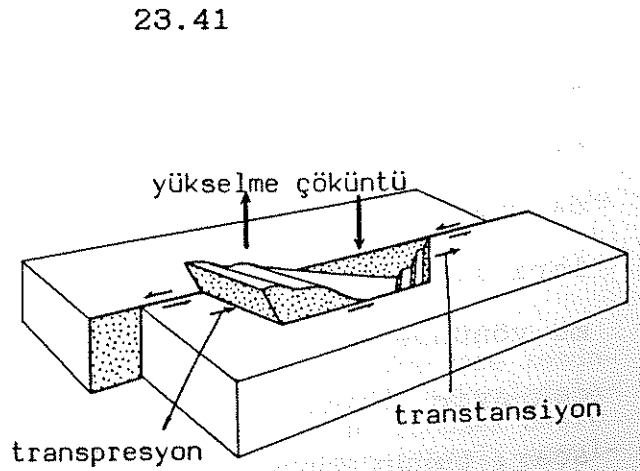
Şekil 23.39. A: Sol yönlü makaslama ve sağ-yönlü kademeli yapıda veya transpresyon zonunda gelişen yapılar ve yükselme. B: Sol yönlü makaslama ve sol yönlü kademeli yapıda veya transtansiyon zonunda gelişen yapılar ve çek-ayır havzası.

yarı-paralel bir yönde çekme-uzama meydana gelecektir. Yakın geçmişte aktif olan doğrultu-atımlı fay bölgelerinde, yükselen kesimler, etraflarına sediment sağlayan topoğrafik yükseltiler oluşturur. Bazı durumlarda kuvvetli transpresyonun fay zonu boyunca kayaların yanlara doğru tektonik olarak itilmesine yol açtığı bilinmektedir. Böyle oluşan yapı, yukarı doğru dışbükey (konveks) bir seri ters veya bindirme faydan meydana gelir (Şekil 23.40). Yapının enine kesitteki şeklinden dolayı, yapıya lale yapısı (flower- veya palm tree- structure) adı verilmiştir. Lale yapısındaki bindirme faylarında göreceli hareketler, ana doğrultu-atımlı fay boyunca makaslama ötelemesinin etkisi sonucu karmaşıktır; bindirmelerin ana fay ile aynı yönde doğrultu-atımlı fay bileşenlerinin olması kuvvetle muhtemeldir (Şekil 23.40).

2. Makaslama yönü ile kademe yönü veya fay doğrultusunun değişim yönü aynı. Bu tip sistemlerde hareket, kademeli faylar arasında veya kıvrılmış fay yüzeyleri çevresinde uzamaya, istiflerin



Şekil 23.40. Sol yönlü bir transpresyonal doğrultu-atımlı fayda gelişmiş, verrev bindirmeler içeren lale yapısı.



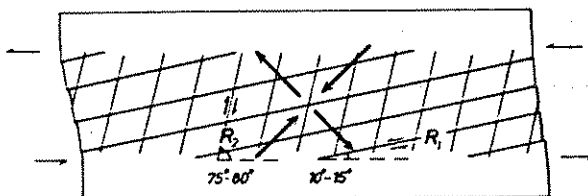
Şekil 23.41. İki sol-yönlü doğrultu-atımlı fay arasında kalan bir atın transpresyon ve transtansiyon sonucu dönmesi.

incelmesine ve ana fayın doğrultusuna verev normal fay sistemlerinin gelişmesine yol açar (Şekil 23.37B, 23.39B). Doğrultu-atım hareketi ile beraber oluşan bu uzama transtansiyon (transtension) olarak adlandırılır (Şekil 23.38B). Normal fayların yönelimi daha önceden var olan zayıflık zonları tarafından belirlenebilir; fakat normal faylar yapısız kayalarda makaslama hareketi sonucu oluşursa, ana doğrultu-atımlı fay ile 40-45°lik bir açı yapar (Şekil 23.37B, β açısı). Devam eden makaslama hareketi sonucu fay bloğu dönmesi ile bu açı artar ve normal fay bloğuna (doğrultu-atım zonuna) dik yönde bazı sıkışmalı yapıların oluşması beklenir. Küçük ölçekte bu tip uzamalar yeryüzünde geçici veya sürekli göller tarafından işgal edilebilen ufak çöküntülerin (sag ponds), büyük ölçekte ise, çek-ayır havzaları (pull-apart basins) veya romboedr şekilli grabenler (rhomb-shaped grabens, rhombochasms) gibi büyük kabuksal çöküntülerin oluşmasına yol açar. Bu havzalarda grabeni çevreleyen topoğrafik olarak daha yüksek bölgelerden taşınan sedimenler çöker (Şekil 23.37B). Bu çökeller kaynak bölgesinden havzanın merkezine doğru önemli kalınlık değişimleri gösterir, havzanın doğrultu-atımlı faylarla sınırlanmış kenarları havzanın tabanına göre yatay yönde hareket ettikleri için, birbirini izleyen sedimenter istifler zaman içinde değişim gösterebilir. Her istifin, eşkalınlık (izopak) çizgileri ile ölçülen maksimum kalınlığı, ana fay boyunca yatay öteleme yönünde bir konum değişikliği gösterir (Crowell, 1974). Büyük çek-ayır havzalarının gelişimi çok ciddi kabuk incelmesine yol açar, bunun sonucunda eşsıcaklık (izoterm) eğrilerinin yükselmesi ile anormal derecede yüksek ısı akımı gösteren havzalarda (örn.

Kaliforniya'da Salton havzası), magmatik intrüzyonlar ve havza merkezinde volkanizma oluşabilir.

Doğrultu-atımlı fay zonlarında faylar dallara ayrılarak veya birleşerek örgülü bir biçim gösterir. Faylar arası bu tip ilişkilerden doğan izole at parçaları, transpresyonun olduğu kesimde yükselme, transtansiyonun olduğu kesimde ise çökme gösterir. Bu kombinasyon sık sık at bloğunun kendini çevreleyen duvarlarına göre kuvvetlice dönmesi sonucunu doğurur (Şekil 23.41).

Doğrultu-atımlı faylarla ilgili bu kesimi bitirmeden, bu fayların çok çeşitli ikincil makaslama yapıları ile beraber bulduklarını belirtmek gerekir. Bu yapılar arasında en önemlisi Riedel makaslamalarıdır (Riedel shears). Bu yapı laboratuvarda, düşey bir doğrultu-atımlı fay düzlemi boyunca birbirine göre kayan iki rijid blok üzerindeki yekpare kil tabakasında gözlenmiştir (Cloos, 1928; Riedel, 1929). Kilde oluşan yapılar, alttaki makaslama düzlemi ile sırasıyla $10-15^\circ$ ve $75-80^\circ$ açılar yapan iki dizi kademeli makaslama kırıklarıdır. Bu iki dizi sırası ile R_1 ve R_2 olarak isimlendirilir. Ana makaslama düzleminin sol-yönlü olduğu durumlarda, R_1 ve R_2 Riedel makaslamaları sırası ile sol-yönlü ve sağ-yönlü makaslama gösterir (Şekil 23.42). R_1 ve R_2 'nin oluşturduğu kırık sisteminin dar ve

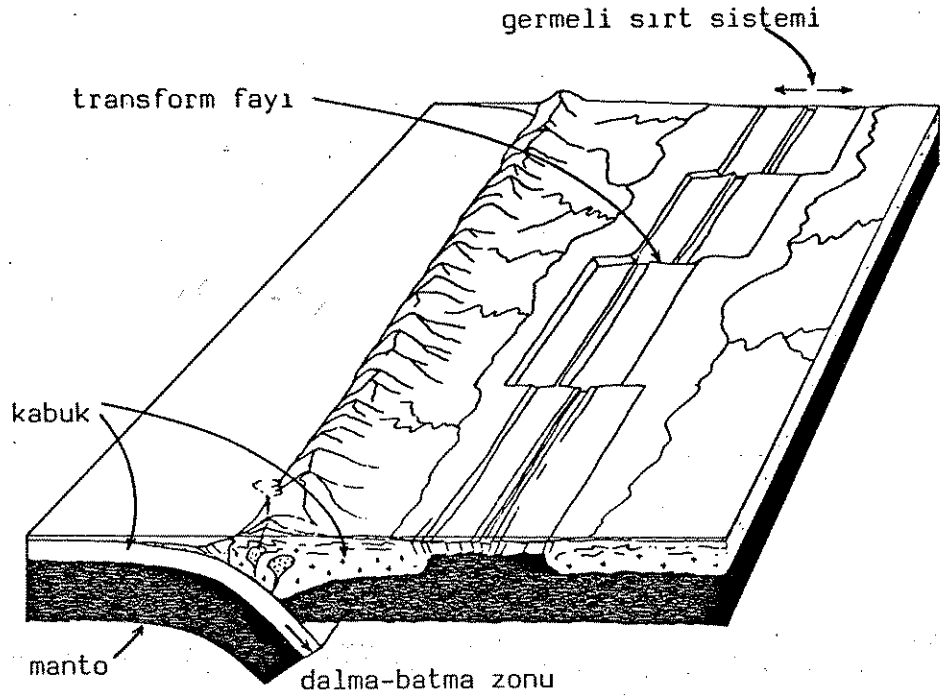


Şekil 23.42. Sol-yönlü makaslama zonunda gelişen konjugat Riedel makaslamaları R_1 ve R_2 . Koyu oklar zondaki basit makaslama sonucu gelişen artmalı yamulmanın asal eksenlerini göstermektedir.

geniş açı ortayları artmalı yamulmanın, sırası ile minimum ve maksimum yönlerine paraleldir. Bu yapıların önemini 25. Bölüm'de kırık oluşumunun mekanik özelliklerini inceledikten sonra göreceğiz.

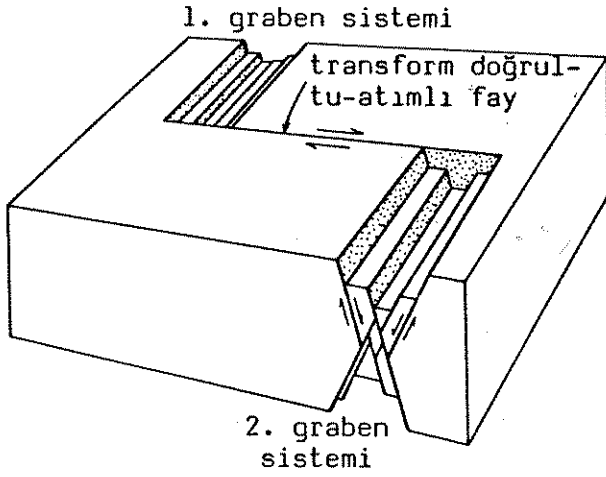
Değişik tip fayların gruplanması

Fayların genellikle konjugat diziler halinde bulunduğunu, bu dizileri oluşturan fayların muhtemelen birbiri ardına aktif olmalarına karşın kabaca eşzamanlı olduklarını söyleyebileceğimizi gördük. Bir bölgede fayların niteliği ve dağılımı daha karmaşık olabilir ve bazan iki veya daha çok fay dizisi bir bölgede bulunabilir. Böyle bir durumda fayların birbirini kesme ilişkilerini kullanarak veya stratigrafik verilere dayanarak (örneğin, genç bir kaya serisi bir fay dizisini uyumsuzlukla örtmekte, diğer fay dizisi tarafından kesilmekte), fay dizilerini yaşlarına göre ayırmak bazan mümkün olabilir. Bazan farklı fay dizilerinin kabaca eşyaşlı oldukları anlaşılır, çünkü bir fay dizisinin oluşturacağı hareket diğer fay dizisi de hareket etmeden geometrik olarak mümkün değildir. Örneğin, bir bölgede normal faylar tarafından yaratılan uzama başka bir bölgede bindirmeler ile oluşturulan kısalma ile karşılanır. Bu tip ilişkiler heyelanlardan bilinmektedir (Şekil 23.28), benzer özellikler büyük ölçekteki tektonik olaylardan tanımlanmıştır (Coward, 1984). Birbirine bağlı hareket zonları levha tektoniğinin temel geometrik özelliklerinden biridir; bu şekilde yarı-rijid litolojik levhalar birbirlerine göre iyi tanımlanmış hareket zonları boyunca hareket eder. Bir levhanın yüzey alanını artıran, azaltan ve muhafaza

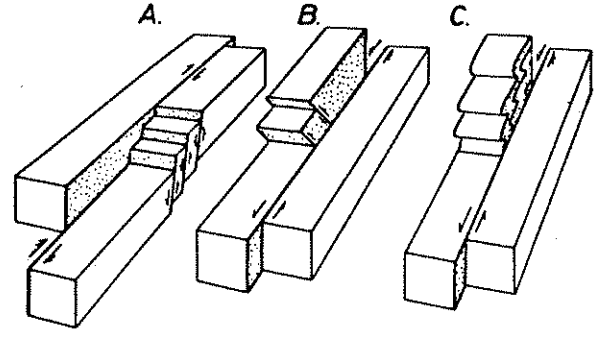


Şekil 23.43. Üç ana levha sınır tipinin birbirleri ile ilişkileri.

eden üç tip litolojik levha sınırı vardır. Bu üç tip levha sınırı, uzamalı sırt sistemi, dalma-batma zonu ve transform fay geometrik açıdan sırası ile normal, ters ve doğrultu-atımlı fayın kabaca karşılıklarıdır (Şekil 23.43). Değişik yönlerde hareket eden komşu levhaları birbiri ile uyusturmak için bu üç levha sınırının farklı kombinasyonları iyi bilinmektedir (Wilson, 1965). Böyle bir kombinasyon Şekil 23.44'de gösterilmiştir; burada transform fay iki uzamalı zonu birleştirmekte ve iki levhanın veya kaya bloğunun birbirinden ayrılmasına yol açmaktadır. Benzer bir şekilde bireysel faylar veya fay dizileri kombinasyonlar kurarak uyumlu öteleme ilişkileri gösteren farklı tipte blok hareketleri yaratabilir. Şekil 23.45, fay yüzeyi boyunca yatay öteleme miktarının değiştiği bir doğrultu-atım fayında oluşabilecek bazı uyumlu yapı tiplerini göstermektedir. Bu şekilde normal fayların (A), bindirme faylarının (B) ve



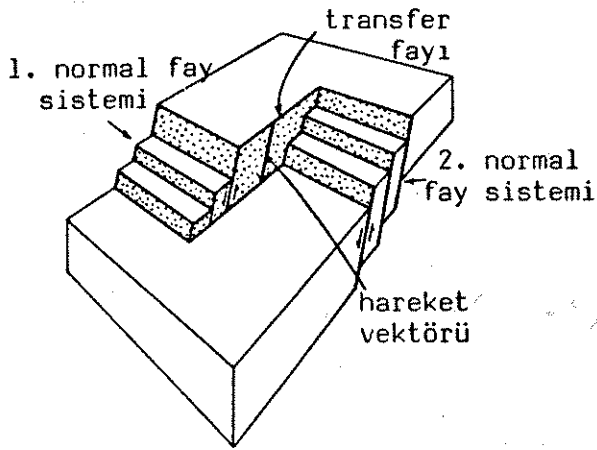
Şekil 23.44. İki graben zonunu bir doğrultu-atımlı (transform) fay ile birleştiren uyumlu bir öteleme ilişkisi.



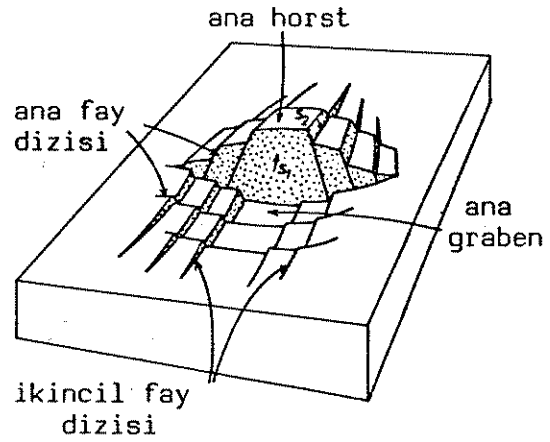
Şekil 23.45. Bir doğrultu-atım fayı boyunca değişik miktarlarda doğrultu-atım hareket bileşenini (tek ve çift başlı oklarla işaretlenmiştir) mümkün kılan yan yapılar. Her bir ilişki ana fay boyunca bazı noktalarda düşey hareket bileşenlerinin gelişmesine yol açar.

kıvrımların (C) gelişmesi için, doğrultu-atım sistemlerinin bazı kesimleri arasında göreceli düşey hareketlerin olması gerekmektedir. Bu geometrik ilişkiler, şekilde gösterilen blokların dışındaki alanlarda da değişik tip geometrik değişiklikler gerektirmektedir. Burada üstünde durmak istediğimiz nokta, uyumlu ve tutarlı ötelemelerin gelişmesi için mümkün olan geniş fay kombinasyon olasılıklarıdır.

Birbiri ile bağlı fay sistemleri sık sık bazı fay düzlemleri boyunca oldukça karmaşık hareket vektörlerinin oluşmasını gerektirir ve bu tip faylar, üçlü basit fay sınıflamasına uymayabilir. Şekil 23.46, bir dizi normal fayın transfer fay denen (Gibbs, 1984) dik eğimli bir fay ile diğer bir normal fay dizisine nasıl bağlandığını göstermektedir. Bu iki dizi normal fay, transfer fay olmadan, uyumlu bir şekilde var olamaz; transfer fayı burada bir bindirme fayında iki ön-dikliği birbirine bağlayan yan-dikliğe karşılık gelir (Şekil 23.36). Bu transfer fayında hareket vektörünün hem düşey hem de yatay bileşenleri



Şekil 23.46. İki normal fay zonunu bir transfer fayı ile bağlayan uyumlu öteleme ilişkisi. Transfer fayındaki hareket vektörü hem yatay hem de düşey bileşenler içermektedir.



Şekil 23.47. Ana konjugat fay dizisinde gelişmiş horst ve graben yapısı ve bununla ilgili yarı-dik ikincil faylar; S₁ ve S₂ sırası ile bir ana fayda ve bir ikinci faydaki hareket yönünü göstermektedir.

vardır; doğrultu-atım bileşeni normal fay dizisinin gerektirdiği yatay yönde uzamayı, düşey bileşeni ise normal fayların eğim-atım bileşenlerini karşılar.

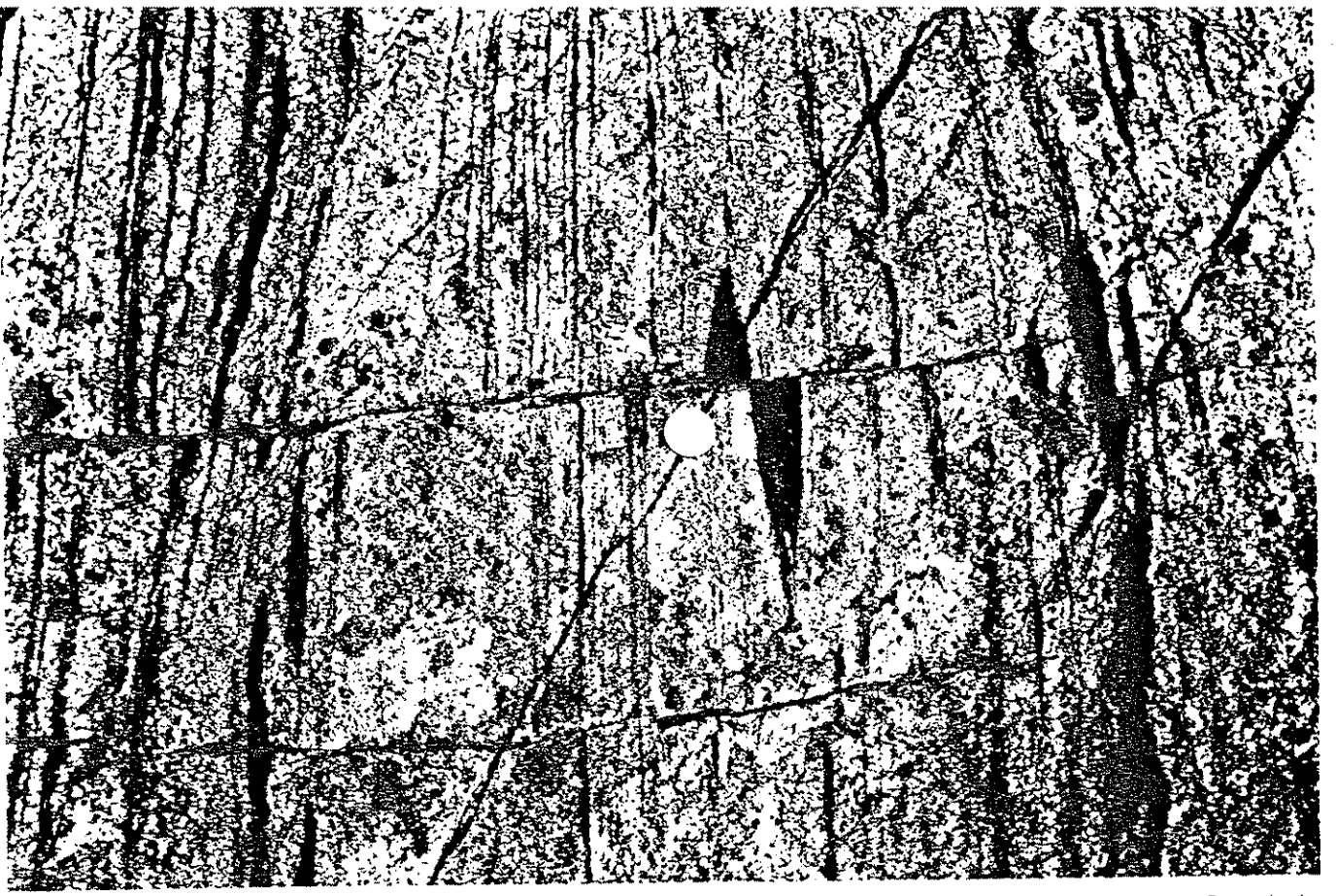
Şekil 23.47, bir horstun düzensiz yükselmesi ile oluşan birbiri ile bağlı, karmaşık fay sistemini göstermektedir. Ana horstun en çok yükselmiş kesiminde olan hareket, grabenin tabanını oluşturan katmanlarda bir uzamayı gerektirir. Bu ikincil uzamaların uyumlu bir şekilde meydana gelmesi için, ana faylara yarı-dik ikinci bir konjugat normal fay dizisinin gelişmesi gerekir. Horstu sınırlayan ana fayın (hareket yönü S₁) her iki yanındaki ikincil normal faylara transfer fayı vazifesi gördüğüne dikkat edin.

Fay düzlemleri boyunca dönme

Bir çok fay bir uç çizgisinde biter. Başka faylar, daha genç faylar tarafından kesilerek sonlanır veya önceki bölümde gördüğümüz gibi hareket başka tipte faylar ile başka bölgelere

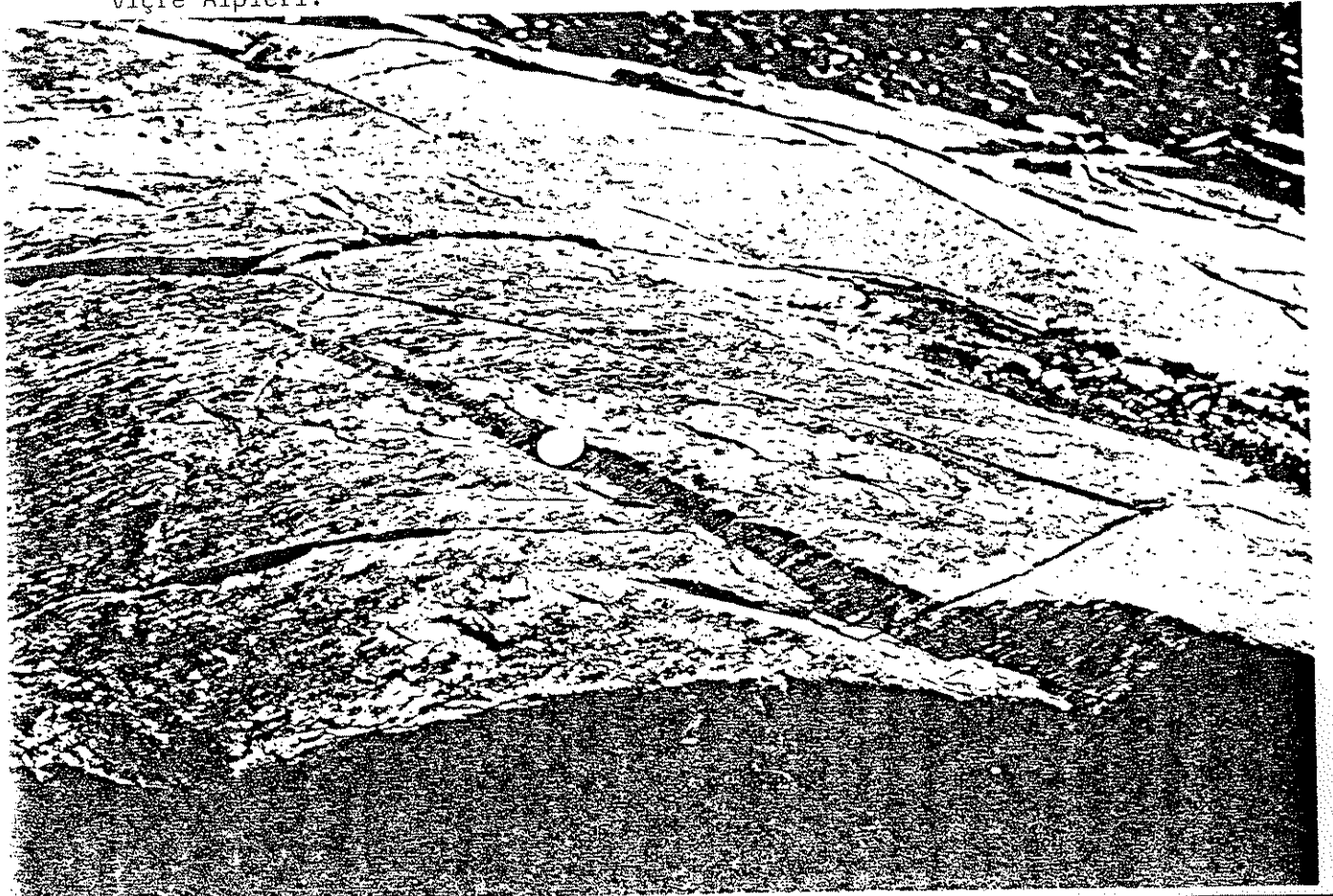
iletilir. Buna karşın fayların başka faylara bağlı olmaksızın sonlanması oldukça yaygındır. Şekil 23.48, düşey bir fay tarafından kesilmiş bantlı gnaysların yatay bir düzlemini göstermektedir. Fayın iki tarafındaki katmanlar birbirleri ile deneştirildiklerinde, mostranın solundaki açık ötelemenin sağa doğru gittikçe azaldığını görürüz. Mostranın sağında artık fay mevcut değildir. Bu tür bir geometri üç boyutta incelendiğinde (Şekil 23.49), öteleme vektöründeki bu farkın, fay düzlemi boyunca dönmeden kaynaklandığı anlaşılır. Bölüm 9'da (Soru 9.6*) dönme açısını nasıl ölçüleceğini görmüştük. Dönme açısı fay düzlemine diktir. Tabiatta dönme açıları genellikle azdır; 10°den büyük dönme açısı çok ender olarak gözlenir. Bu tip tahterevalli faylarda (scissor- veya hinge-faults) dönmenin listrik faylardaki dönmeden çok farklı olduğuna dikkat edin. Listrik faylarda fay bloklarının dönmesi fay yüzeyine yarı-paralel bir eksen çevresinde olur ve dönme açıları oldukça büyük olabilir.

Tahterevalli fayında göreceli dönme fay düzlemi boyunca değişir; fayın uç çizgilerinde en düşük, maksimum ötelenmenin bulunduğu fayın merkezinde en fazladır. Tahterevalli faylar genellikle kademeli bir şekilde birbirini takip eder; bir fay sonlanırken diğer kademeli bir fay gelişmeye başlar (Şekil 23.50A). Böyle bir fay sistemi, bireysel faylar üzerinde hareketin oldukça değişken olmasına rağmen, bölgesel ölçekte sabit toplam ötelemelere yol açabilir. Şekil 23.50A'da görüleceği gibi a, b ve c kesitleri üzerinde blok içindeki eğim-atımın düşey ve yatay bileşenleri aynıdır. a ve c kesitlerinde eğim-atım

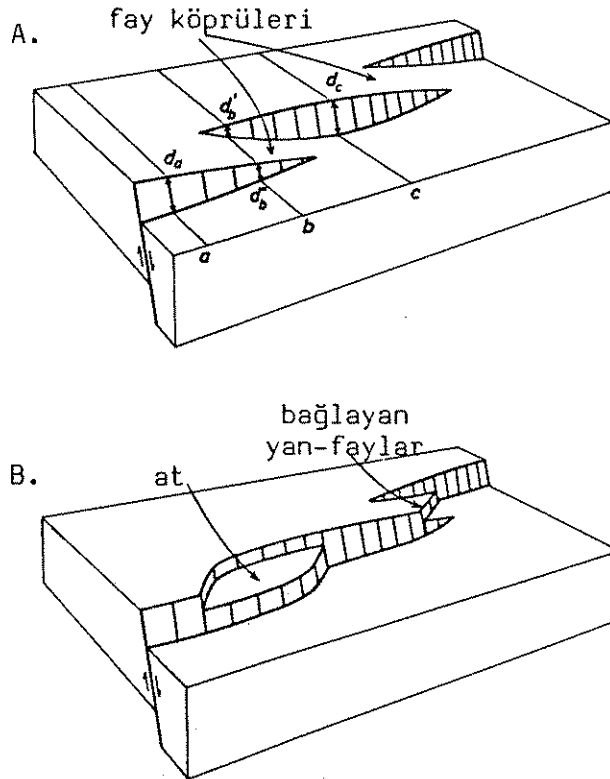


Şekil 23.48. Bir bantlı amfibolitik gnaysın yatay mostra yüzünde bir fay izi boyunca değişen yatay ayrılma, Dış Hebridler, İskoçya.

Şekil 23.49. Gnaysları kesen ufak ölçekte bir normal fay. Fay boyunca öteleme görüş istikametinde azalmaktadır; bu durum fay düzlemine dik bir dönme eksenini etrafında bir dönme bileşeninin varlığını göstermektedir. Fay yüzündeki kerkiklere dikkat edin. Gotthard Masifi, GD Blitzingen, merkezi İsviçre Alpleri.



bileşenleri (d_a ve d_c) birbirine eşittir ve bunlar b kesiti boyunca eğim-atım bileşenlerinin toplamına ($d_b' + d_b = d_b$) eşittir. Kademeli fay dizileri arasında yer alan faylanmamış kesim fay köprüleri (fault bridges) olarak bilinir. Fay köprüleri iki komşu kademeli fay dönmesinden etkilendiği için, sistematik olarak kademeli zonun ana fay duvarına doğru eğimlidir. Fay köprülerinde oluşan kuvvetli bükülmenin oluşturduğu gerilmeler, köprü boyunca ikincil kırılmalara veya kademeli fay uçlarının komşu faylara uzamasına yol açar. Bu şekilde köprü zonları kama şekilli fay bloğu parçalarına veya faylarla tamamen çevrilmiş atlara dönüşür (Şekil 23.50B).



Şekil 23.50. A: Dönmüş fay köprüleri kapsayan sol kademeli yönlü normal faylar. a, b ve c kesitleri boyunca toplam öteleme aynıdır, böylece kademeli zonun her iki yanındaki ana bloklarda dönme meydana gelmemektedir. B: A'nın modifikasyonu, fay köprüleri ana faylara bağlı yan-faylarca kesilmiştir.

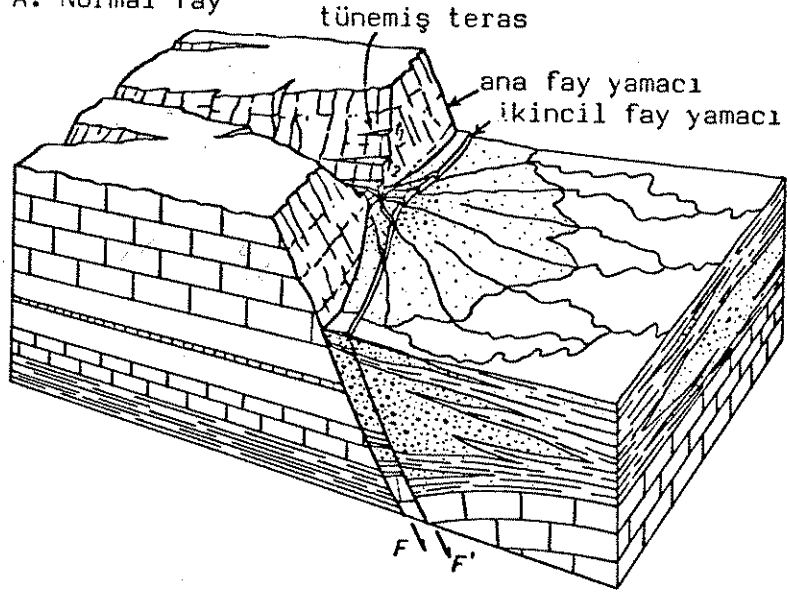
Aktif faylanmanın olduğu bölgelerde yeryüzü morfolojisi ve jeolojik özellikleri

Tektonik olarak aktif olan bölgelerde fay yüzeyleri sık sık yeryüzünü keser. Böyle bölgelerde fayın cinsine bağlı olarak karakteristik yeryüzü morfolojileri oluşur.

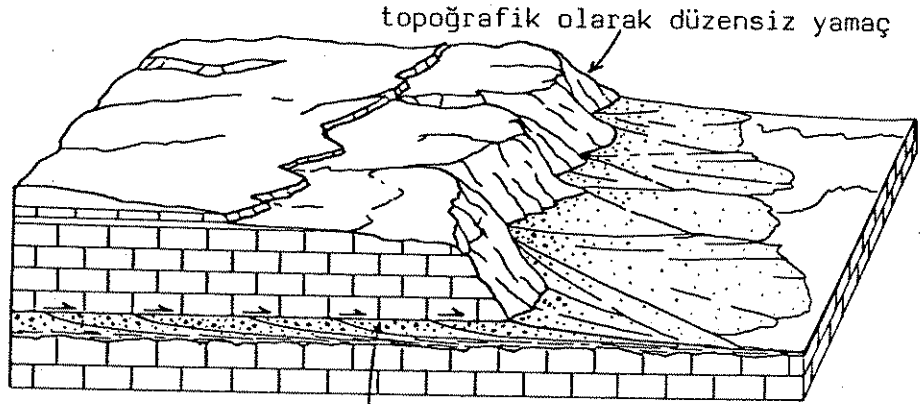
A. Normal faylar

Normal faylar aktif kıtasal uzama bölgeleri için karakteristiktir; bu bölgelerde topoğrafik yeryüzü şekilleri fay yüzeylerinin göreceli düşey hareketleri ile belirlenir. Uzun, düz tepeli sırtlar (horstlar) aşağıya düşmüş çukurlar (graben) ile ayrılır. Kıtasal germenin bugün de devam ettiği bir çok bölgede grabenlerin ilksel yeryüzü sathını aşağıya doğru düşürecek salt öteleme bileşenleri vardır; bazı kıtasal bölgelerde grabenin sathı deniz seviyesinin altında yer alır (örneğin Kaliforniya'daki Death Valley veya İsrail'deki Ölü Deniz). Kıtasal bölgelerde horst blokları hızlı bir erozyona uğrar ve oluşan malzeme sürekli olarak komşu grabenlere aktarılır. Germeli bölgelerde oluşan kıta kabuğunun incilmesi sık sık faylar boyunca veya konjugat normal faylar arasındaki grabenlerde volkanik aktiviteye yol açar (örn. Güney Almanya'da Rhine Grabeni veya Doğu Afrika rift sistemi). Okyanusal kabuğun aktif olarak uzamaya maruz kaldığı kesimlerde, horst ve graben sistemleri tamamı ile denizaltında gelişmiştir. Bu bölgelerde kıtasal uzama, yalnızca konjugat normal fayların oluşması ile değil aynı zamanda bazik magmanın dayklar şeklinde yerleşmesi ve deniz tabanına ulaşarak yastık lavlar oluşturması ile karşılanır. Denizaltı grabenleri yaygın

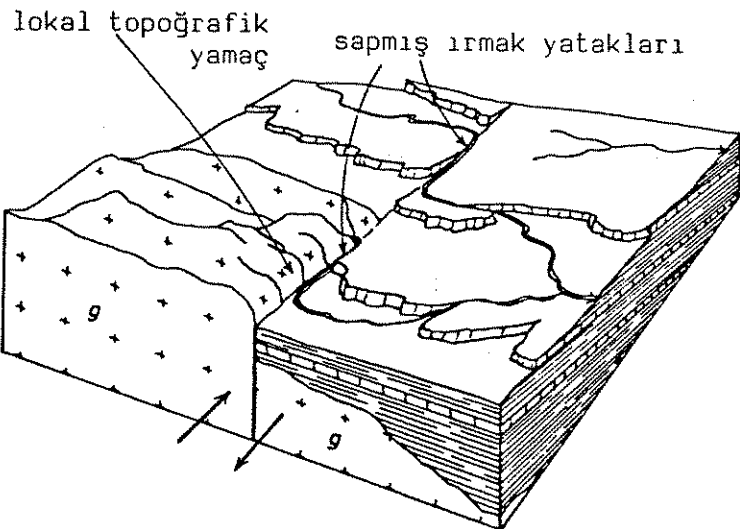
A. Normal fay



B. Bindirme fayı



C. Doğrultu-atımlı fay



Şekil 23.51. Aktif fayların topoğrafik ifadeleri.

lavların veya lavların erozyonal malzemesinin (yastık lav breşi, palagonitik tuf ve diğer piroklastik çökeller) ve denizel sedimenlerin depolandığı bölgelerdir. Bu bölgelerde çökelen denizel sedimenlerin niteliği iklim koşullarına ve çökeltme yüzeyinin, kalsit- ve aragonit-kompensasyon derinliğine (C.C.D ve A.C.D.) göre konumuna bağlıdır.

Yeryüzünü kesen bir normal fay genellikle düzenli bir fay yamacının (fault scarp) oluşmasına yol açar. Fay yamacı oldukça yakın bir şekilde fay yüzeyinin izi ile çakışır (Şekil 23.51A, 23.52). Göreceli olarak yükselmiş fay yamacının üst kesimi, normal erozyonal olaylar sonucunda zaman içerisinde fay yüzeyinden geriye doğru uzaklaşır, buna karşın yamacın alt kesimi fay yüzeyi boyunca birbirini takip eden hareketlerle sürekli canlanmaktadır (Şekil 23.51A). Göreceli olarak yükselmiş bloğu kesen yan vadiler fay hareketleri ile grabene göre sürekli yükselmektedir; bunun yol açtığı hızlı erozyon sonucu bu vadilerin enine kesitleri V-şeklili alır. Horst bloğunun erozyonu sonucu çıkan malzeme grabene aktarılır ve fay yamacındaki ani eğim değişimi sebebi ile yamacın önünde belirgin alüvyal yelpazeler oluşur. Bu alüvyal yelpazelerin uçları fay yamacında olabileceği gibi, göreceli duraylılık zamanlarında yelpazeler geriye doğru uzanarak vadilerin tabanını doldurabilir. Fay düzlemindeki daha sonraki bir canlanma bu genç sedimenlerde ufak fay yamaçlarının oluşmasına yol açar. Bu tip birbirini izleyen fay hareketleri horst bloğunda vadi tabanının üst kesimlerinde bir dizi tünemiş alüvyal teraslar (perched alluvial terrace) meydana getirebilir (Şekil 23.51A, t_1 ve t_2 terasları, Şekil 23.52). Ana faya bağlı yan

Şekil 23.52. Aktif bir normal fay boyunca gelişmiş fay yamacı. V-şekilli vadiciklere, alüvyon yelpazelerine, sol tarafta yükselmiş alüvyon teraslarına dikkat edin. Death Valley, Kaliforniya, ABD.



fayların hareketi sonucu alüvyon kütlesi içinde ufak fay yamaçları oluşabilir (Şekil 23.51A, F'). Bu tip yamaçlar çimentolanmamış klastik malzeme içinde olduğu ve sürekli yeni gelen malzeme altında kalacağı için kısa zamanda yok olur. Fakat derinde bu faylar belirgin olarak muhafaza olur.

Eğer uzama büyük ölçüde bir dizi normal fay tarafından gerçekleşiyorsa (Batı Amerika'daki Basin ve Range bölgesinin bazı kısımlarında olduğu gibi) listrik bir fay ile aşağıya doğru kayan tavan bloğunun göreceli dönmesi, havzayı dolduran sedimenlerde çok belirgin kalınlık ve fasiyes farklılıklarına yol açar. Böyle durumlarda denestirilebilen kılavuz seviyeler ile hesaplanan

öteleme istifin en üst kesimlerinde en az olup istifin altına doğru artarak toplam ötelemeye yaklaşır (Şekil 23.51A'daki F' fayına bakın).

B. Ters veya bindirme fayları

Aktif bindirme bölgelerinde de yükselmeler ve çökmeler oluşur fakat normal fay bölgelerinden farklı olarak, burada tavan blokta göreceli yükselme gözlenir. Bindirme bölgelerinde bazan çok etkileyici fay yamaçlarının oluşmasına rağmen (örn. Hindistan ve Pakistan'ın kuzeyindeki Himalaya bindirme cephesi), fay yamaçları normal fay yamaçlarına göre daha düzensizdir (Şekil 23.51A ve B'yi karşılaştırın). Fay yamacının düzensizliği fay yüzeyi eğiminin genellikle düşük açılı olmasından kaynaklanmaktadır. Bindirme kütesinin aktif olarak aşınan burun (toe) kısmından çıkan malzeme bindirme önündeki düşük topoğrafyalı bölgeye aktarılır. Bindirme boyunca devam eden hareket bindirme kütesinin bu küteden aktarılmış malzemeyi üzerlemesi sonucunu doğurur (Şekil 23.51B). Bu durum ilk defa Alplerin kuzey cephesi boyunca gözlenmiş ve "napların kendi malzemesi üzerine yerleşmesi" olarak tanımlanmıştır. Bu tip satıhsal tektoniğin diğer iyi bilinen örneği Güneydoğu Nevada'daki Muddy Mountain ve Keystone bindirme bölgeleridir. Bu bölgede bindirme kütesi asgari 4 km kalınlıktadır, minimum doğrultu uzunluğu 210 km olup bindirme boyunca toplam hareket muhtemelen 50 km'nin üzerindedir. Böyle büyük bir kaya kütesinin hareketinin doğurduğu mekanik problemler oldukça fazladır; Johnson (1981), bindirme burnunda sürekli gelişen erozyonunun hareket mekanizmasını daha anlaşılır kıla-

cağını ileri sürmüştür. Eğer bindirme burnunun senede 1 mm gibi normal bir oranda geriye doğru aşındığı düşünülürse, ileriye doğru ötelemenin gerektireceği aşınma enerjisi önemli ölçüde azalacaktır. Böyle bir durumda bindirme diliminin arkasında 50 km toplam öteleme, bindirme diliminin ön cephesinde aynı miktarda ötelemeyi gerektirmeyecektir.

C. Doğrultu-atımlı faylar

Aktif bir doğrultu-atımlı fay, morfolojik olarak genellikle belirgin bir çizgisel özellik oluşturmaya rağmen, fay her zaman bir fay yamacı tarafından belirlenmez. Gerçek doğrultu-atımlı faylar, ancak fayın erozyondan çok farklı etkilenen kayaları yan yana getirdiği durumlarda bir yamaç morfolojisi gösterir (Şekil 23.51C). Aktif doğrultu-atımlı fayların gösterdikleri en değişmez topoğrafik özellik, fayı kesen dere ve ırmak yataklarınının fayın atım yönüne bağlı olarak gösterdikleri yön değişikliğidir.

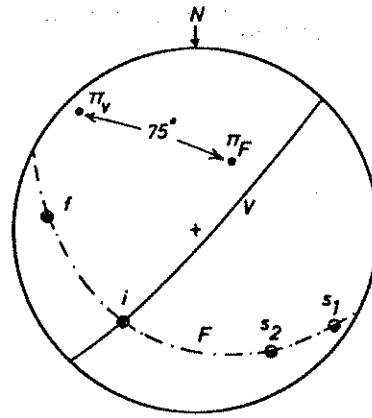
Diğer bir çok fay tipi gibi, doğrultu-atımlı faylar kademeli gruplar halinde oluşur. Eğer iki büyük doğrultu-atımlı fayın kademe yönü, faylar boyunca göreceli hareket yönünden farklı ise, iki fay arasındaki bölgede kuvvetli bir verev sıkışma ve bindirme meydana gelir veya iki fay arasındaki bloklar yükselir (Şekil 23.39A). Buna karşın, eğer iki komşu fayın kademe yönü, faylar boyunca göreceli hareket yönü ile aynı ise iki fay arasındaki bölgede verev bir germe ve bunun sonucunda verev konjugat normal faylar ve romboedr şekilli graben çöküntüleri oluşur (Şekil 23.39B).

CEVAPLAR VE AÇIKLAMALAR

Bir fay yüzeyinde hareket yönünün belirlenmesi

Cevap 23.1

Veriler Şekil 23.53'de eşalan izdüşümünde gösterilmiştir. Dikçe eğimli uzama damarları fay yüzeyini $219^\circ/35^\circ$ yönelimli bir çizgi boyunca keser. Eğer bu damarlar fay zonunda uzama ile oluşmuşsa, kesişme çizgisi (i), damarları oluşturan makaslama hareket yönüne dik olacaktır. Hareket vektörünün fay yüzeyi



Şekil 23.53. Soru 23.1'deki verilerin eşalan izdüşümü.

boyunca olacağı göz önüne alınırsa, hareket vektörünün yönelimi için $124^\circ/7^\circ$ elde edilir (Şekil 23.53'de s noktası). Uzama damarları ile fay arasındaki açı 75° dir. Bu durum ya orijinal açının 45° olduğunu ve sonradan sol yönlü makaslama ile dikleştiğini ya da makaslamanın önemli bir hacim kaybı ile beraber meydana geldiğini göstermektedir (Bölüm 3, Şekil 3.21B'ye bakın). Şekil 23.10'un genel geometrisi ve bazı damarların sigmoidal şekli birinci olasılığın daha mümkün olduğuna işaret eder. Fay yüzeyindeki kuvars kristallerinin lifsi yapısı, oluşumları sırasındaki kayma yönüne paraleldir. Bu yön (Şekil 23.53, s_2), kade-

meli damar sisteminin geometrisinden bulduğumuz kayma yönü s_1 ile çakışmaz; bize göre bu, fayın gelişim tarihçesi içerisinde bir hareket yönü değişikliğine işaret etmektedir. s_1 ve s_2 'de göreceli hareket yönü fayın üst sol kenarının alt sağ kenarına göre sola doğru hareketini içerir; bu mostraya göre hareket sol-yönlüdür. Bu hareket yönü Şekil 23.53'de ayırık sembol ile gösterilmiştir. Kıvrım eksenini hareket yönünü belirlemek için kullanılamaz, çünkü bu kıvrımlar eski damarların makaslama ötelemesi ile oluşmuş sürüklenme kıvrımlarıdır. Buna rağmen kıvrım şekillerinin genel öteleme yönü, damar ve lif yönelimlerinden elde edilen öteleme yönü ile uyusmaktadır. Fay gelişimi sırasında kayma yönünde sık sık değişiklikler meydana gelebilir. Bu örnekte toplam öteleme vektörünün yönü hakkında kesin bir bilgimiz yoktur; bu yönün s_1 ile s_2 arasında bir konumda olduğunu söyleyebiliriz fakat s_1 'e mi yoksa s_2 'ye mi daha yakın olduğunu söylemek kolay değildir. Kademeli damarların makaslama deformasyonu oldukça büyük bir makaslama yamulmasına, buna karşın kuvars liflerinin boyu (örn. çekicinin hemen altındaki bölgeye bakın) ufak lokalize bir deformasyona işaret etmektedir. Bu yüzden makaslama zonundaki toplam öteleme vektörünün fay yüzeyinde s_1 'e s_2 'den daha yakın olduğu söylenebilir.

Bir fay yüzeyinde hareket vektörünün hesaplanması

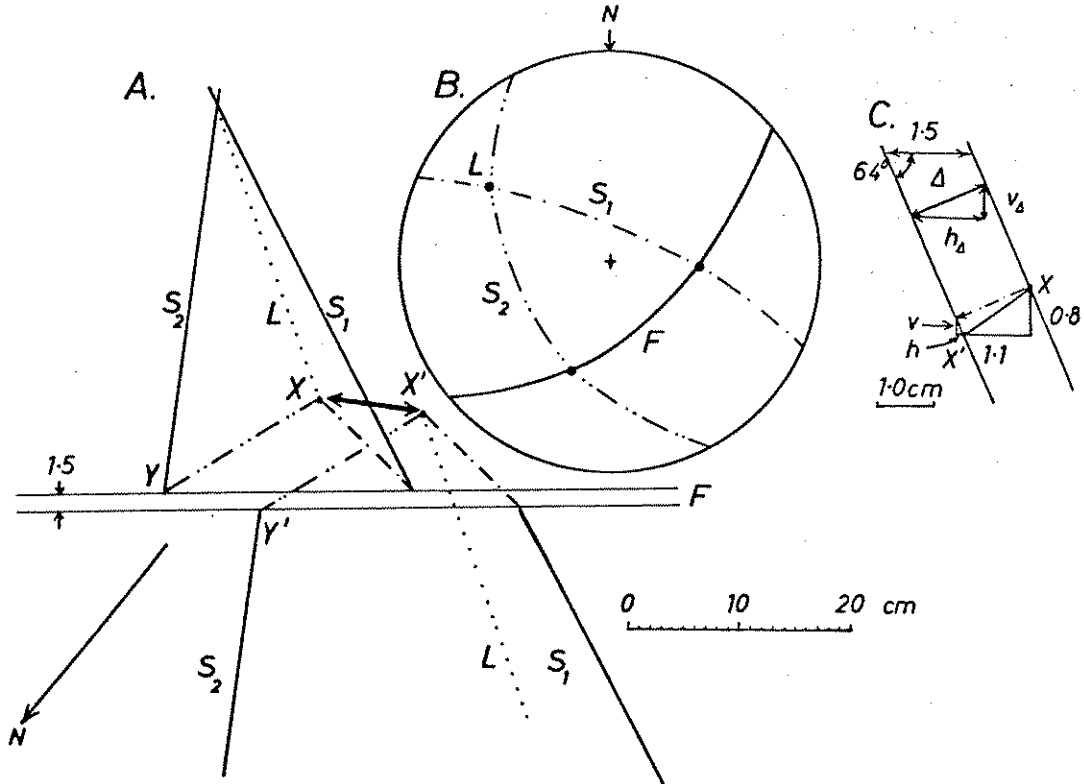
Cevap 23.2

izdüşüm teknikleri kullanarak (Şekil 23.54B) veya iki damar ile fay yüzeyinin üçüncü boyuttaki uzanımlarını çizerek, S_1 ile S_2 'nin (L çizgisi), S_1 ile F'nin ve S_2 ile F'nin kesişme çiz-

gileri ve böylece L çizgisinin fay düzleminin güneydoğu (X) ve kuzeybatı duvarlarını (X') kestiği noktalar bulunabilir. XX' mesafesi yatay bir düzleme izdüşürülmüş hareket vektörünün toplam bileşenlerini verir (Şekil 23.54A). X ile X' arasındaki düşey mesafe YX (16.2 cm) ve Y'X' (17.0 cm) çizgilerinin uzunluklarından ve dalım açılarından hesaplanır. Dalım açıları 45° dir. Böylece X ile X' arasındaki düşey uzaklık

$$16.2 \tan 45^\circ - 17.0 \tan 45^\circ = 0.8 \text{ cm}$$

dir. Böylece, fay boyunca hareket vektörü XX' yatay bileşeni 9.3 cm, düşey bileşeni 0.8 cm ve yönlemi 237° olan bir vektör tarafından tanımlanır.



Şekil 23.54. A: XX' fay yüzeyi F boyunca öteleme vektörünü göstermektedir. B: kesişme çizgilerini hesaplamak için kullanılan izdüşüm. C: X ve X' noktaları ile hacim değişim vektörü Δ arasındaki ilişkileri gösteren fayın kesiti. Ayrıntılar için metine bakınız.

Bu vektörü doğrultu-atım s , yatay-atım h ve düşey eğim-atım v bileşenleri olarak ifade etmek mümkün değildir, çünkü vektör alt veya üst fay duvarları tarafından tanımlanan fay yüzeyi üzerinde yer almaz. Bunun sebebi faylanmanın fay duvarlarına dik yönde bir hacim genişlemesi ile beraber cereyan etmiş olmasıdır. Eğer biz toplam hareket vektörünü s , h ve v bileşenleri olarak ifade edersek, fay duvarlarına dik hacim değişikliği Δ veya onun yatay h_{Δ} ve düşey v_{Δ} bileşenlerini de belirtmemiz gerekir. Fay düzlemi boyunca yer alan kuvars zonunun kalınlığı 1.5 cm olduğuna göre fay duvarlarına dik genişleme $\Delta = 1.5 \sin 64 = 1.35$ cm dir. Bu genişleme $h_{\Delta} = 1.35 \sin 64 = 1.2$ cm ve $v_{\Delta} = 1.35 \cos 65^{\circ} = 0.6$ cm bileşenlerine ayrılabilir. XX' yönünün fay doğrultusundan farkı $238^{\circ} - 230^{\circ} = 8^{\circ}$ 'dir ve bu faya paralel X ve X' yatay mesafesini $9.3 \cos 8 = 9.2$ cm, faya dik yatay mesafesini ise $9.3 \sin 8 = 1.1$ cm olarak verir. Düşey ayrılma daha önceden 0.8 cm olarak hesaplanmıştı, böylece şimdi toplam vektörü fay duvarlarının yönelimine bağlı üç bileşen olarak ifade etmiş oluruz. Faya paralel yatay ayrılma ($s = 9.2$ cm), doğrultu-atım bileşenidir. Gerçek eğim-atım bileşeni, hacim genişleme bileşeninin yatay ayrılma (1.1 cm) ve düşey ayrılmadan (0.8 cm) çıkarılmasından sonra hesaplanır. Yapmamız gereken, X noktasını genişleme vektörü boyunca hareket ettirerek X'nin yer aldığı fay duvarına taşımaktır (Şekil 23.54C). Bunu yapınca toplam yatay ayrılma bileşeni ile h_{Δ} arasındaki farkın h' 'ı, ve toplam düşey ayrılma bileşeni ile v_{Δ} arasındaki farkın ise v' 'yi verdiği görülür. Daha sonra toplam hareket vektörünü beş bileşene bölebiliriz:

$$h_{\Delta} = 1.2 \text{ cm}$$

$$v_{\Delta} = 0.6 \text{ cm}$$

$$s = 9.2 \text{ cm sol yönlü hareket}$$

$$h = h_{\Delta} - 1.1 = 0.1 \text{ cm}$$

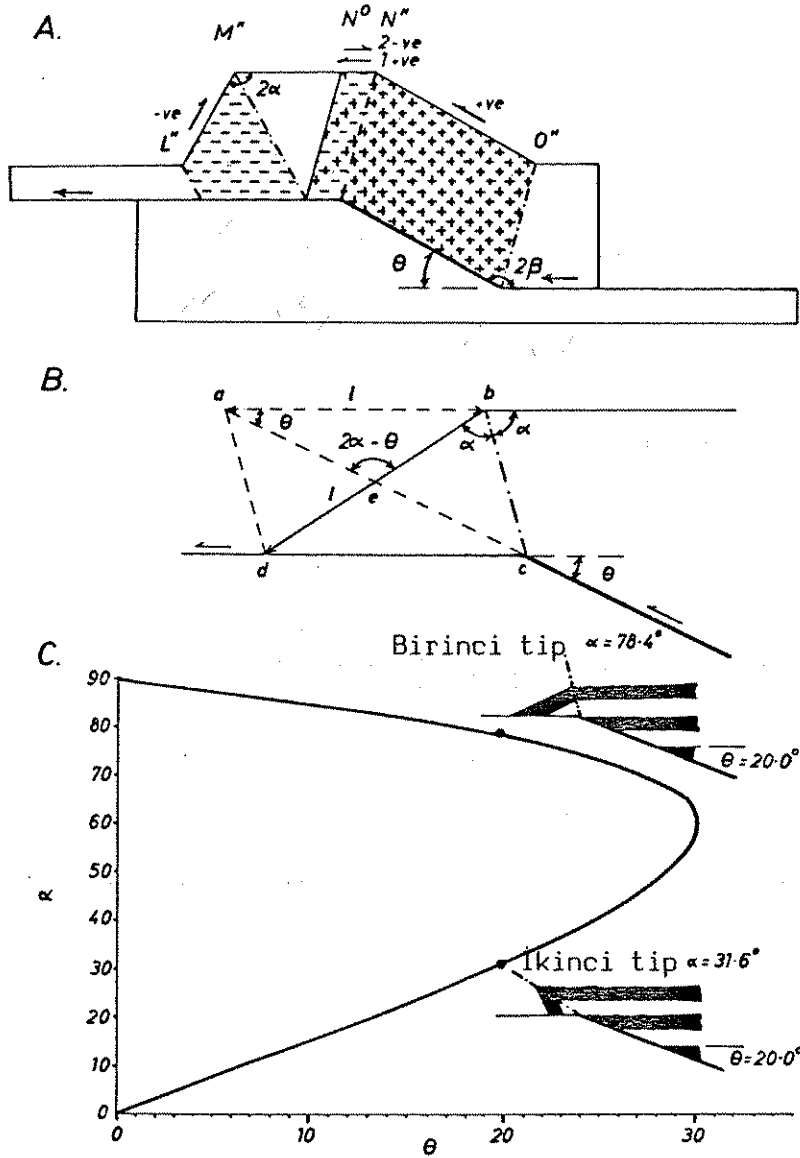
$$v = v_{\Delta} - 0.8 = -0.2 \text{ cm}$$

Bu listeden açıkça görüleceği gibi fay, önemli hacim genişleme bileşeni ve önemsiz eğim-atım bileşenleri (h ve v) içeren sol-yönlü doğrultu-atımlı bir faydır. Şekil 23.11'e bakarak hareketin önemli ölçüde doğrultu-atım tipinde olduğunu anlamak mümkündür fakat bir fay boyunca meydana gelen hacim değişiklikleri oldukça karmaşık geometrik etkiler yaratabilir; böyle durumlarda basit gözlemlerle eğim-atım bileşenlerini belirlemek kolay olmayabilir. S_1 veya S_2 damarlarının fayın her iki yanında birbirlerine tam paralel olmadığına dikkat edin. Bu durum fay yüzeyi boyunca meydana gelen dönmeden kaynaklanabilir (Bölüm 9). Şekil 23.11'deki örnekte bu durum mostra yüzeyinin düzensiz olmasından ortaya çıkmaktadır.

Diklik-düzlük bindirme dilimlerinin iç geometrisi

Cevap 23.3*

Şekil 23.55, Şekil 23.30C'deki modeldeki yamulma ilişkilerini göstermektedir. Bindirme diliminin hareketi sırasında yamulmaya uğramamış kesimler desensiz bırakılmıştır. Ön tavan bloğu sinformu L'' ve antiformu M'' arasındaki kanat kesimi tabakalanmaya paralel negatif makaslanma, buna karşın antiform N'' ile sinform O'' arasında dikliğin üzerinde kalan kesim tabakalanmaya paralel pozitif makaslanma gösterir. Antiform N''



Şekil 23.55. Soru 23.3*'ın cevabı. A, yapının değişik kesimlerindeki makaslama durumunu, B öndeki kıvrım çiftinin kanatlar-arası 2α açısının hesaplanması için gereken geometrik özellikleri, C ise diklik eğimi θ ile kanatlar-arası açı 2α arasındaki ilişkinin değişik olası çözümlerini göstermektedir.

ile M'' eksen izinin bindirme düzlemini kestiği noktadan N'' eksen izine paralel çizilen çizgi (N^0) arasında kalan yatay kaya kesimi gerideki tavan bloğu düzlüğünden taşınarak gelmiştir. . Bu kaya kütlesi ilk önce tavan bloğu dikliğine getirilmiş ve burada pozitif makaslama deformasyonu geçirmiştir, daha sonra sabit kıvrım eksen izi N'' 'den geçerken negatif makaslama ile yamulma kaldırılmıştır. Bu yapıda ilk önce negatif makaslama ile yamulan

daha sonra pozitif makaslama geçiren kesimler yoktur.

Bindirme diliminin ön kısmındaki kısalma arka kısmındakinden daha azdır, çünkü kısalmanın bir kesimi kıvrımların oluşumu ile karşılanmıştır. Eğer L'' ile M'' arasındaki kıvrım kanadının tabaka boyunca uzunluğu X, N'' ile O'' arasındaki Y olarak kabul edilir ve eğer L'' ve M'' kıvrımlarının kanat arası açıları 2α , ve N'' ile O'' için ise 2β olarak düşünülürse, o zaman bindirmenin ön kısmı ile arka kısmı arasındaki kısalma farkı;

$$x(1 - \cos 2\alpha) + y(1 - \cos 2\beta) \quad (23.1)$$

formülü ile verilir. Şekil 23.55B, eksen yüzeyi M'in yönelimini kontrol eden geometrik ilişkileri göstermektedir; burada θ dikliğin düzlüğe göre eğimini ve 2α antiform M'nin kanat arası açısını vermektedir. abe üçgeninde trigonometrik ilişkileri kullanırsak:

$$\frac{be}{\sin \theta} = \frac{ab}{\sin (2\alpha - \theta)} \quad (23.2)$$

Katman uzunluğu $ab = 1$ kıvrım kanadında değişmediği ($bd = 1$) ve $be = 1/2$ olduğu için 23.2 denklemi basitleştirilebilir. En basit şekilde bu denklem

$$\tan \theta = \frac{\sin 2\alpha}{2 + \cos 2\alpha} \quad (23.3)$$

veya

$$(\tan^2 \theta + 1) \cos^2 2\alpha + 4 \tan^2 \theta \cos 2\alpha + 4 \tan^2 \theta - 1 = 0 \quad (23.4)$$

denklemlerine indirgenebilir. 23.4 denklemi, $\cos 2\alpha$ değişkeninin kuvadratik bir şeklidir. θ 'nin 30° den büyük olduğu durumlarda, α açısının gerçek bir değeri yoktur, buna karşın θ 'nin 30° den

küçük olması halinde α için iki gerçek çözüm vardır. Bu çözümler grafiksel olarak Şekil 23.55C'de gösterilmiştir. Bu iki olası geometrik çözüm Suppe (1983) tarafından birinci ve ikinci tip kıvrımlar olarak isimlendirilmiştir. Doğal diklik-düzlük yapılarında en fazla birinci tip kıvrımlara rastlanmaktadır. İkinci tip kıvrımlar da geometrik olarak ve belki de mekanik olarak mümkündür. Örneğin, ikinci tip kıvrımlanmada tabaka düzlemi makaslama ile oluşan iç deformasyon, birinci tip kıvrımlanmadan daha büyüktür, buna karşın bu deformasyonun meydana geldiği kaya hacmi daha düşük olduğundan, bazı durumlarda enerji gereksinimi daha az olabilir. Burada hesaplamalarda kullanılan basit modelde diklik eğiminin 30° yi geçmesi halinde, kıvrım geometrisi çözülemez; diklik eğiminin 30° yi geçtiği durumlarda tabaka uzunluğu ve tabaka kalınlığının sabit olması koşullarında değişiklikler yapmak gerekir. Dikliğin önündeki düzlüğün eğimli olması ve katmanları kesmesi durumunda, sabit tabaka uzunluğu ve kalınlığı koşullarına bağlı kalarak dikliklerin 30° den büyük eğimlerinin geometrik olarak mümkün olduğu, Suppe (1983) tarafından gösterilmiştir. N ve O kıvrımlarının açısal ilişkileri, diklik eğimi θ 'nın basit bir fonksiyonudur ve kıvrımların kanatlar arası açıları 2β aşağıdaki denklemlerle verilir:

$$2\beta = 180 - \theta \quad (23.5)$$

L ve M ile N ve O arasındaki kanatlarda makaslama yamulmaları γ yalnızca kanatlar arası açılara (2α ve 2β) bağlıdır ve sırası ile:

$$\gamma_{LM} = -2 \cot \alpha \quad (23.6)$$

$$\gamma_{NO} = +2 \cot \beta \quad (23.7)$$

Asal yamulmaların yönelimi (ϕ açısı tabaka yüzeylerinden ölçülerek) $\tan^{-1}(2/\gamma)/2$ ve asal kuvadratik uzamalar λ_1 ve λ_2 değeri $(2 + \gamma^2 \mp \gamma(\gamma^2+4)^{1/2})/2$ dir. Elipsellik $(\lambda_1/\lambda_2)^{1/2}$ ile hesaplanır.

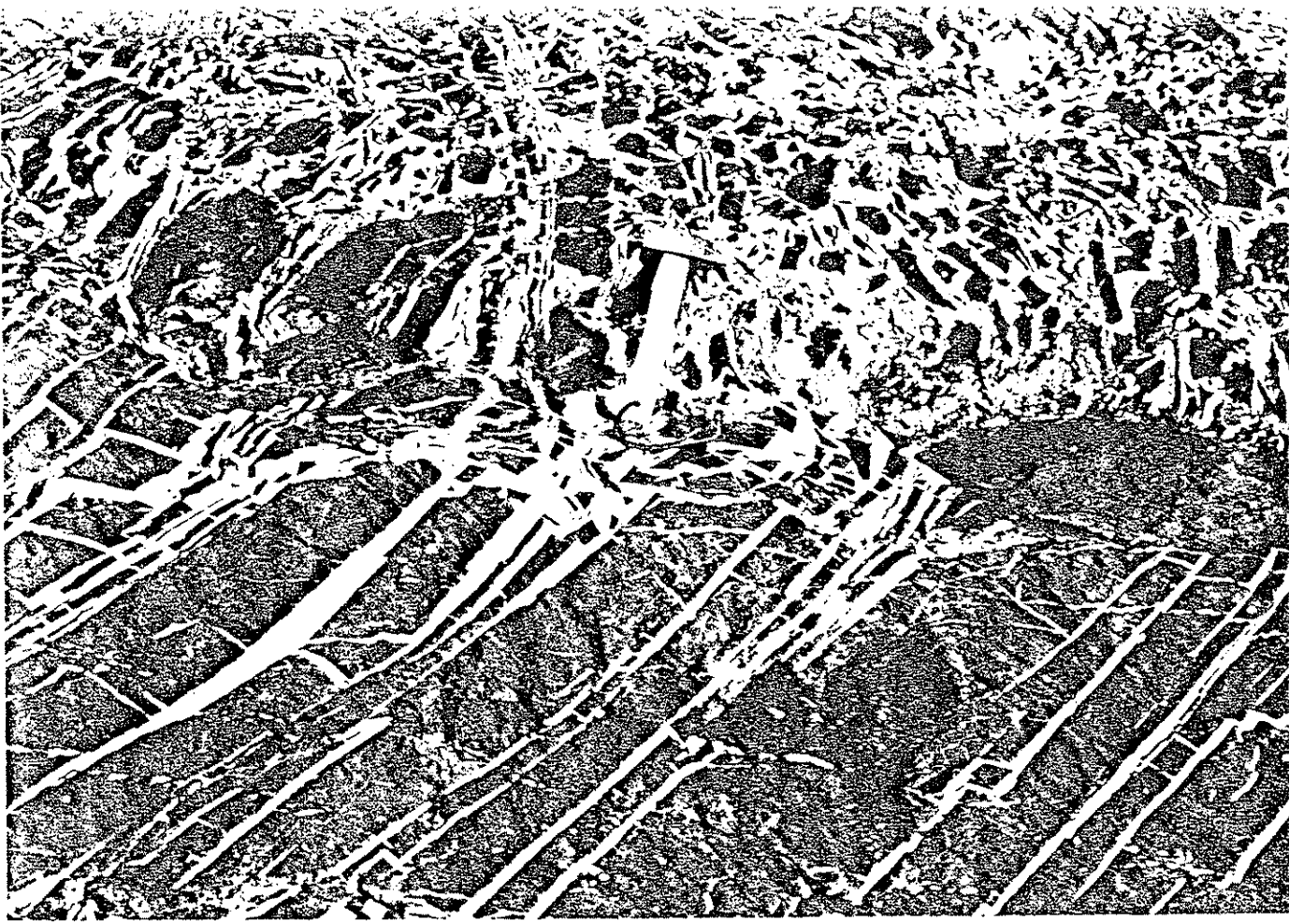
Son olarak bu bölümde faylanmayı yalnızca geometrik açıdan incelediğimizi vurgulamak isteriz. Bizce uyumluluk kurallarına dayanan geometrik incelemeler fay sistemlerini anlamak açısından çok önemlidir. Son on yılda faylanmaya bu tür geometrik yaklaşım teorik kavramların yeniden gözden geçirilmesine yol açmış ve bilhassa petrol kapanlarının aranması gibi ekonomik içerikli pratik problemlerin çözülmesinde büyük faydalar sağlamıştır. Fakat bu geometrik yaklaşımın da sınırları vardır. Kırıkların dinamik yorumu ve fayların oluşum nedenleri ile ilgili problemler yalnızca geometrik kavramlar kullanılarak çözülemez. Bunun için gerilme analizi ve gerilme altındaki kayaların mekanik özellikleri kavramlarını geliştirmemiz lazımdır; kırılmanın bu yönlerini Bölüm 25, 26 ve 27'de göreceğiz.

Faylanma ile oluşan kayalar

Kırılğan ve sünek makaslama zonlarındaki kayalara verilen isimler genellikle tasviri ve jenetik anlamlar taşır. Biz bu terimler arasında arazi ve mikroskopik gözlemler ile en çok ilgili olan ve yaygın kullanılan terimleri burada tanımlayacağız. Daha kapsamlı bir inceleme için Higgins (1971), Sibson (1977) ve Wise ve diğerleri (1984)'ün mükemmel derlemelerine bakılması tavsiye edilir.

Kabuğun yüksek kesimlerindeki (5 km den az bir derinlik) bir fay düzlemi boyunca olan hareket genellikle fay duvarlarındaki kayaların kırılması ve parçalanmasına yol açar; bu olaya kataklazma (cataclasis) adı verilir. Araları boşluklu veya öğütülmüş kaya tozu ile doldurulmuş, köşeli kaya blokları fay breşi veya mikrobres (en büyük parça 1.0 mm den ufak) denen ilk başta tutturulmamış kütleler oluşturur (Şekil 25.31, 25.32). Eğer kaya ince toz (0.1-100 μ m) şeklinde öğütülmüşse, oluşan maddekaya tozu (gouge), eğer büyük bir kesimi kil tipi tabakasilikatlardan oluşmuşsa kil tozu (clay gouge) olarak bilinir. İlk başlarda breş ve kaya tozu tutturulmamış kütleler oluşturmalarına rağmen, zaman içinde boşluklarda büyüyen kristaller vasıtası ile bunlar taşlaşıp çimentolanmış breş veya çimentolanmış kaya tozu haline gelir (Şekil 25.31).

Melanj, lokal veya ekzotik (bulunduğu yere yabancı) dayanımlı blokların (bu blokların bazıları kilometrelerce büyüklükte olabilir) daha az dayanımlı bir matriks içinde yer aldığı özel bir breş tipidir. Melanjin oluşumu kabuğun üst kesimlerindeki tamamen taşlaşmamış sedimenter kayaların ve volkanitlerin imbrike



Şekil 25.31. Kalsit çimentolu kireçtaşı fay breşi. Grosse Windgallen, merkezi İsviçre

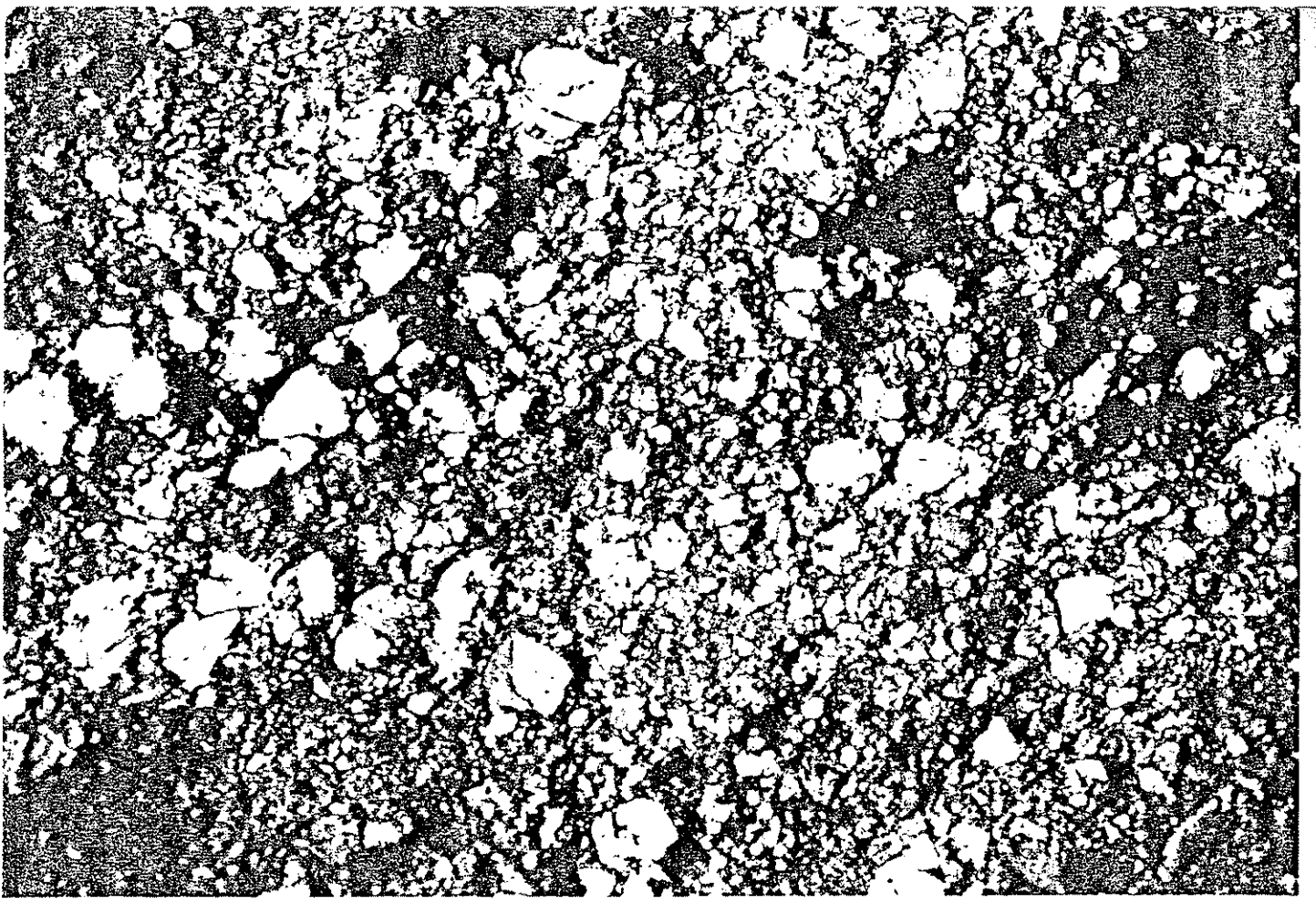
Şekil 25.32. Mikrobreş ve ince taneli kaya tozunun ince kesiti. Tarskavaig bindirmesi Skye, İskoçya. x50 büyütme.



faylanma veya gravitasyonel kayma ile deformasyonuna bağlıdır (Greenly, 1919; Hsü, 1968). Olistostromlar genellikle derin havzalarda oluşan kaotik deniz-altı çamurlu blok akıntılarıdır. Olistostromlar içinde yer alan, yüzlerce bazan binlerce metre büyüklüğe ulaşabilen bloklara olistolit denir. Olistostromlar yakın geçmişte çökelen malzemenin yarı-akışkan koşullarda tekrar taşınması, aktarılması sonucu meydana gelir.

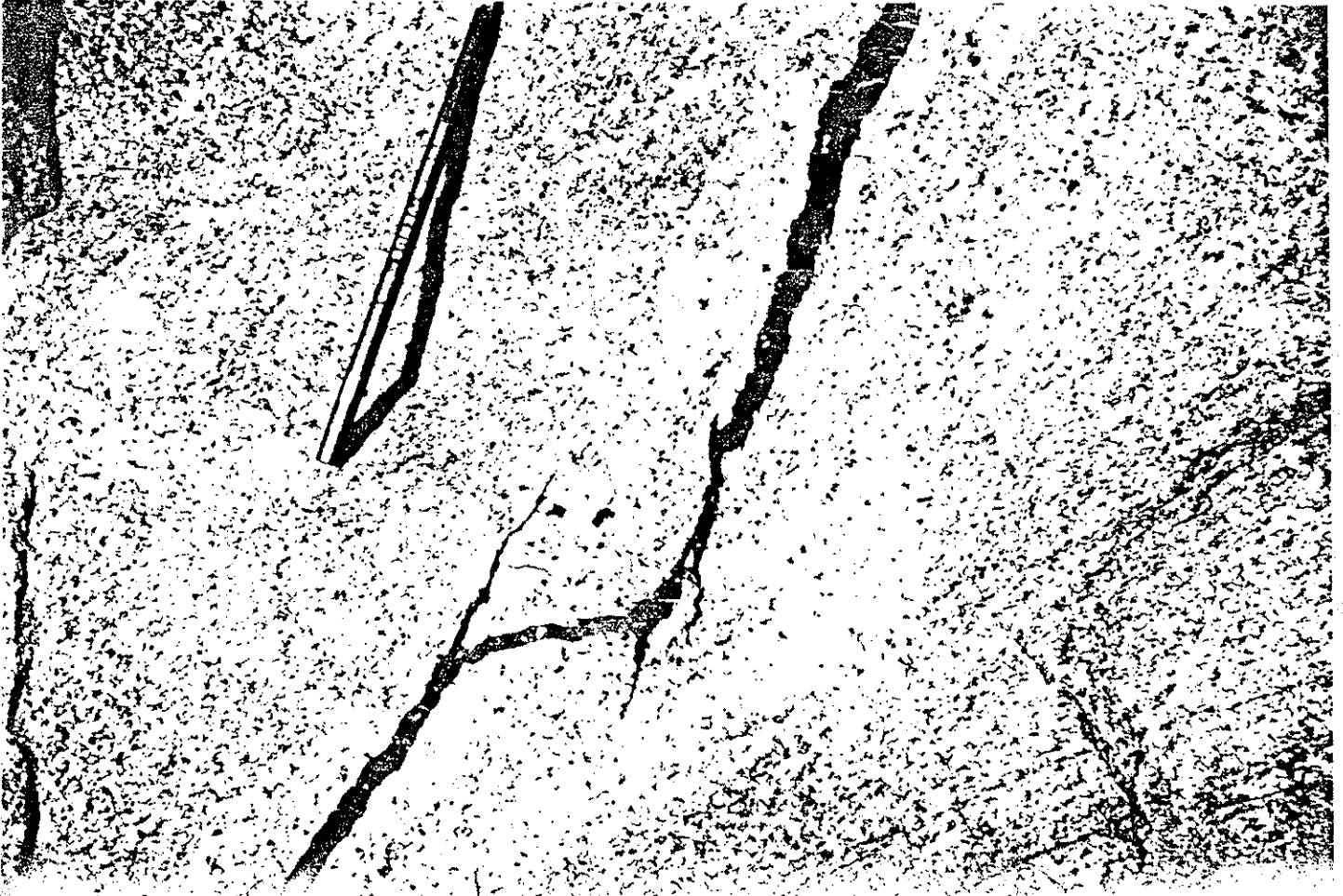
Kataklasit (cataclasite, Grubenmann ve Niggli, 1924), kataklazma sonucu oluşmuş, ince taneli, tutturulmuş kayalara verilen genel bir isimdir (Şekil 25.33). Kataklasit oluşumu sırasında en etkin mekanik olaylar, kristallerin mikro-kırılması, mikrobreşleşmesi, kristaller arası kayma ve tane dönmesidir. Parçalanmış kristal bileşenlerinin düzensiz hareketi yüzünden kristallerin optik eksenleri tercihli yönelim göstermez. İnce tane boyu ve oluştukları orta sıcaklık ve basınç şartları nedeni ile taneler birbirleri ile tutunup kaya oluşturur. Kataklasitlerde bantlaşma görülmez (fakat Chester ve diğ., 1985'e bakın). Tanınabilen ana kayanın, tamamen ezilmiş kayaya oranı kullanılarak kataklasitler alt sınıflara ayrılmıştır: protokataklasit (> %50), kataklasit (%10-50) ve ultrakataklasit (< %10).

Üst kabukta fay yüzeyi boyunca meydana gelen hızlı hareketin yarattığı sürtünme ısısı kayaların erimesine yol açabilir (McKenzie ve Brune, 1972; Sibson, 1975). Böyle bir eriyikten oluşan kaya psödotalit olarak bilinir (Shand, 1916). Psödotalit genellikle siyah veya koyu renkli bir camdır; talit kelimesi bazik volkanik cam için kullanılmasına rağmen, psödotalitte böyle bir petrografik veya kimyasal sınırlandırma yoktur.



Şekil 25.33. Kırılmış kuvars ve feldispat parçaları içeren bir kataklasitin ince kesiti. Nelspruit, doğu Transvaal, Güney Afrika. x35 büyütme.

Şekil 25.34. Granit gnays içinde psödotalilit damarı. Parys, Vredefort domu, Güney Afrika.

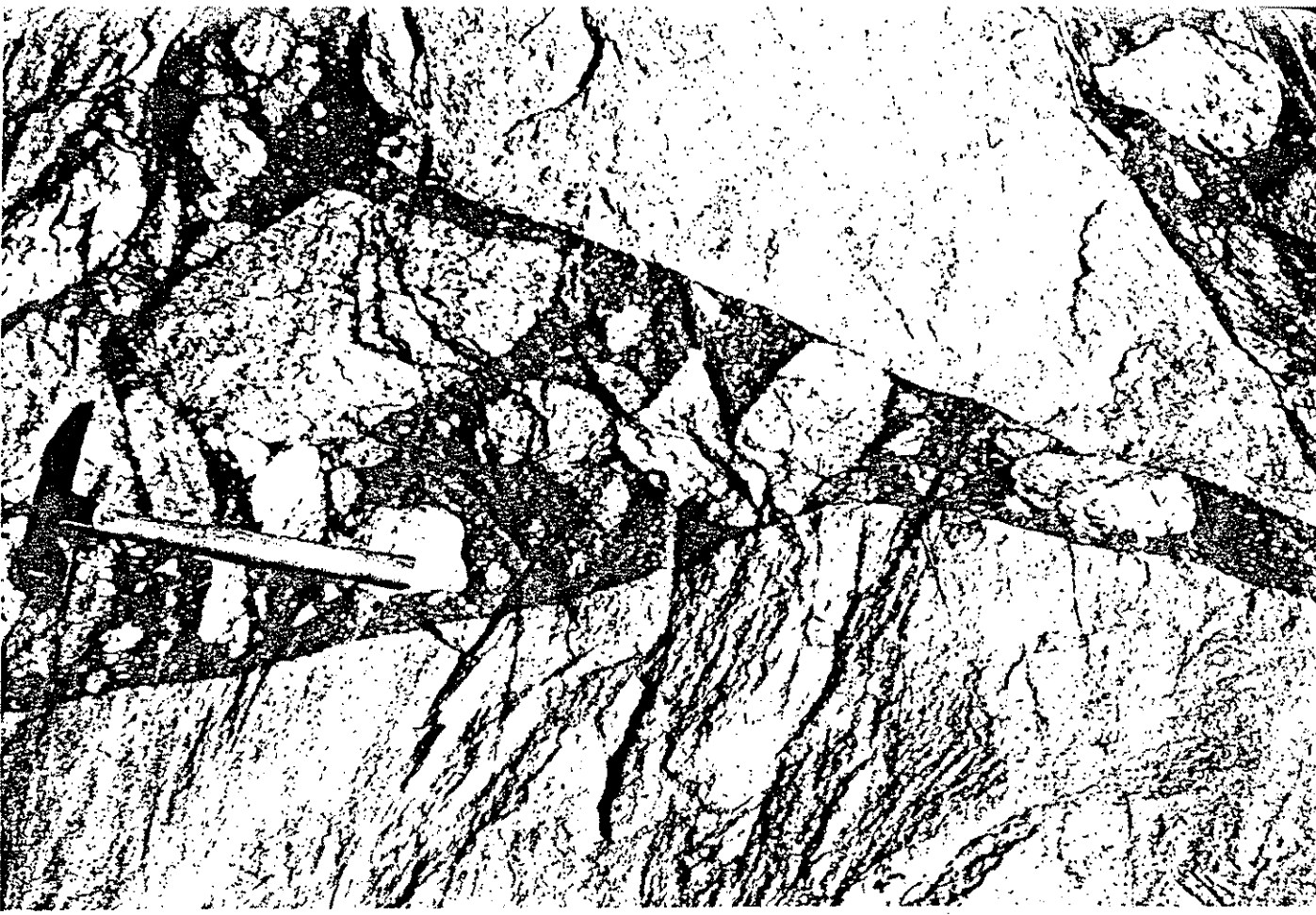


Gerçekte, psödotakilitlerin çoğu granitik bir ana kayanın erimesi ile oluşmuştur ve kimyasal açıdan asidik obsidiyenlere benzer. Psödotakilitler oluştukları fay yüzeyinde yer alabileceği gibi daha sıkça fay duvarları içine dayk veya damarlar halinde sokulur (Şekil 25.34). Bu dayklar sık sık fay duvarlarından koparılmış yarı-köşeli, yuvarlanmış kaya parçalarını ksenolitler olarak taşır ve yer yer konglomera tipi bir görünüm sunarlar (Şekil 25.35). İnce kesitte psödotakilitin kırılmış kristal ve kaya parçaları kapsayan, gerçek bir izotropik cam olduğu görülür (Şekil 25.36). Fakat volkanik cam gibi, psödotakilit de devitri-fikasyona uğrayıp mikrolit kristalleri, sferülitler ve kapsadığı mineral parçaları üzerinde iğnesel mineral büyümeleri gelişebilir (Şekil 25.37). İnce taneli, koyu renkli bir çok kataklasit arazi psödotakilite benzeyebilir fakat ince kesitte bunlar cam özelliği göstermez. McKenzie ve Brune (1972) erimenin oluşması için gereken ortam koşullarını hesap etmişlerdir; bu hesaplara göre 1 kb basınçta (yaklaşık 3 km derinliğe karşılık gelir) 1 mm kadar az ötelemeler sırasında bile psödotakilit oluşabilmektedir, buna karşın 10 kb basınçta hiç bir öteleme değeri erimeye yol açamaz. Sibson (1975) yaklaşık 5 km derinlikte "tek atımlı" faylanma sırasında makaslama hareket mesafesi s ile fay boyunca oluşan psödotakilit kalınlığı d arasında bir matematiksel ilişki önermiştir;

$$s = 436 d^2 \quad (25.15)$$

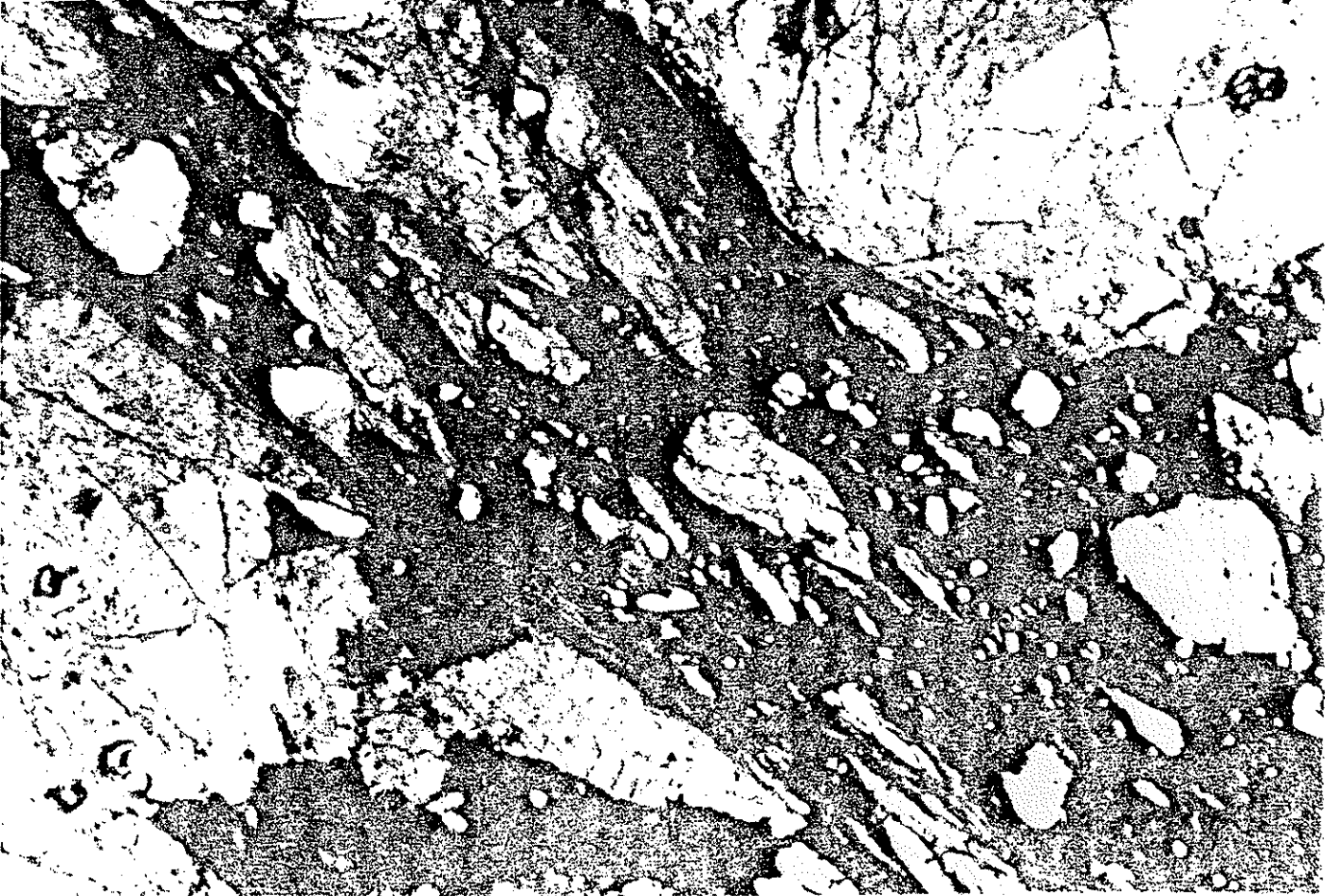
Buna göre 1 cm kalınlıkta eriyik oluşturmak için 5 m kadar bir kayma gerekmektedir.

Milonit teriminin bugünkü tanımı, Lapworth (1885)

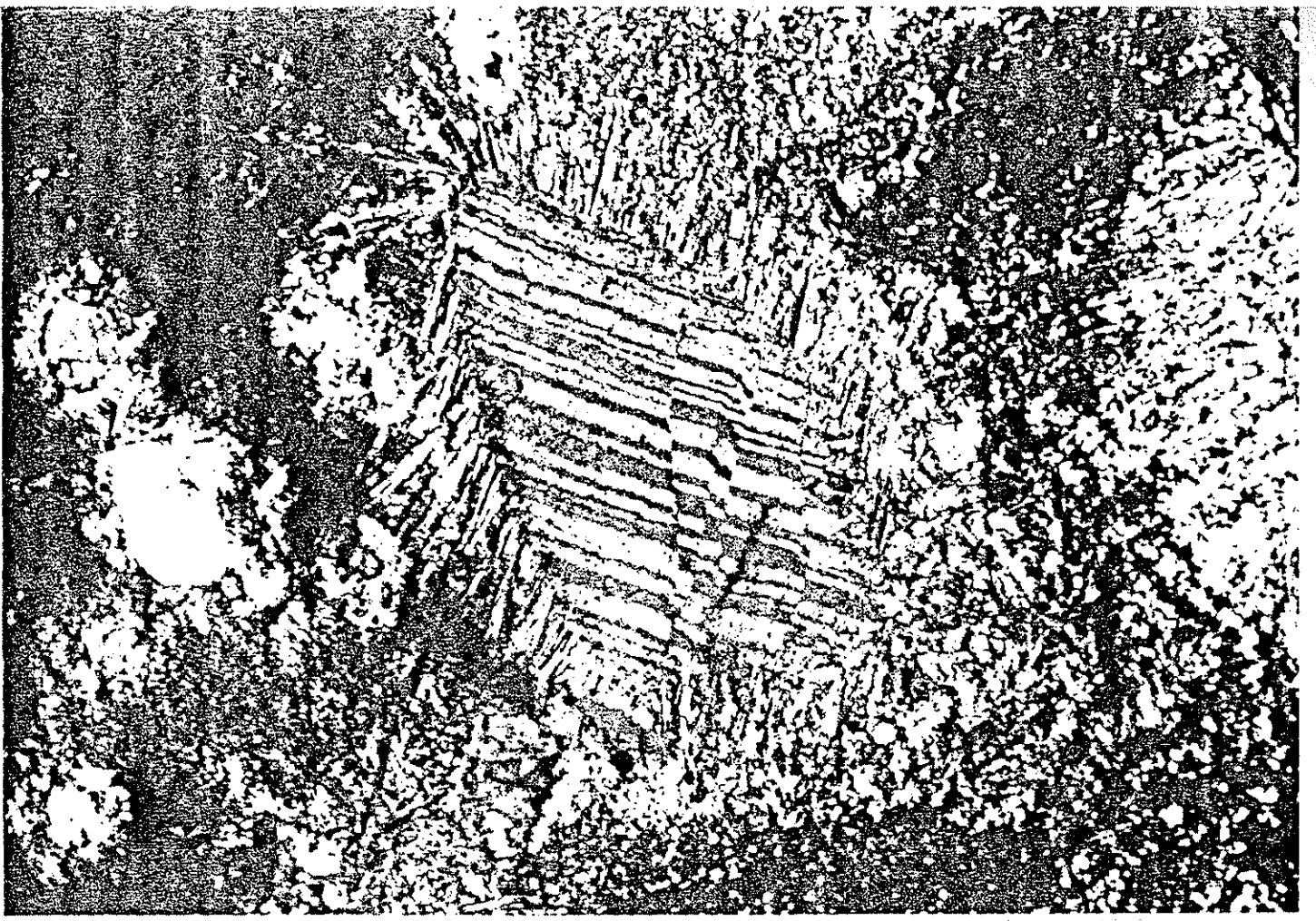


Şekil 35.35. Koyu psödotalilit içinde gnaysik çevre kayadan kopmuş ve yuvarlanmış ksenolit blokları. Batı Grönland.

Şekil 25.36. Psödotalilit camının ince kesiti. Granit gnaystan kopmuş parçalar cam içinde yönelmiştir. Dış Hebridler, İskoçya. x50 büyütme.

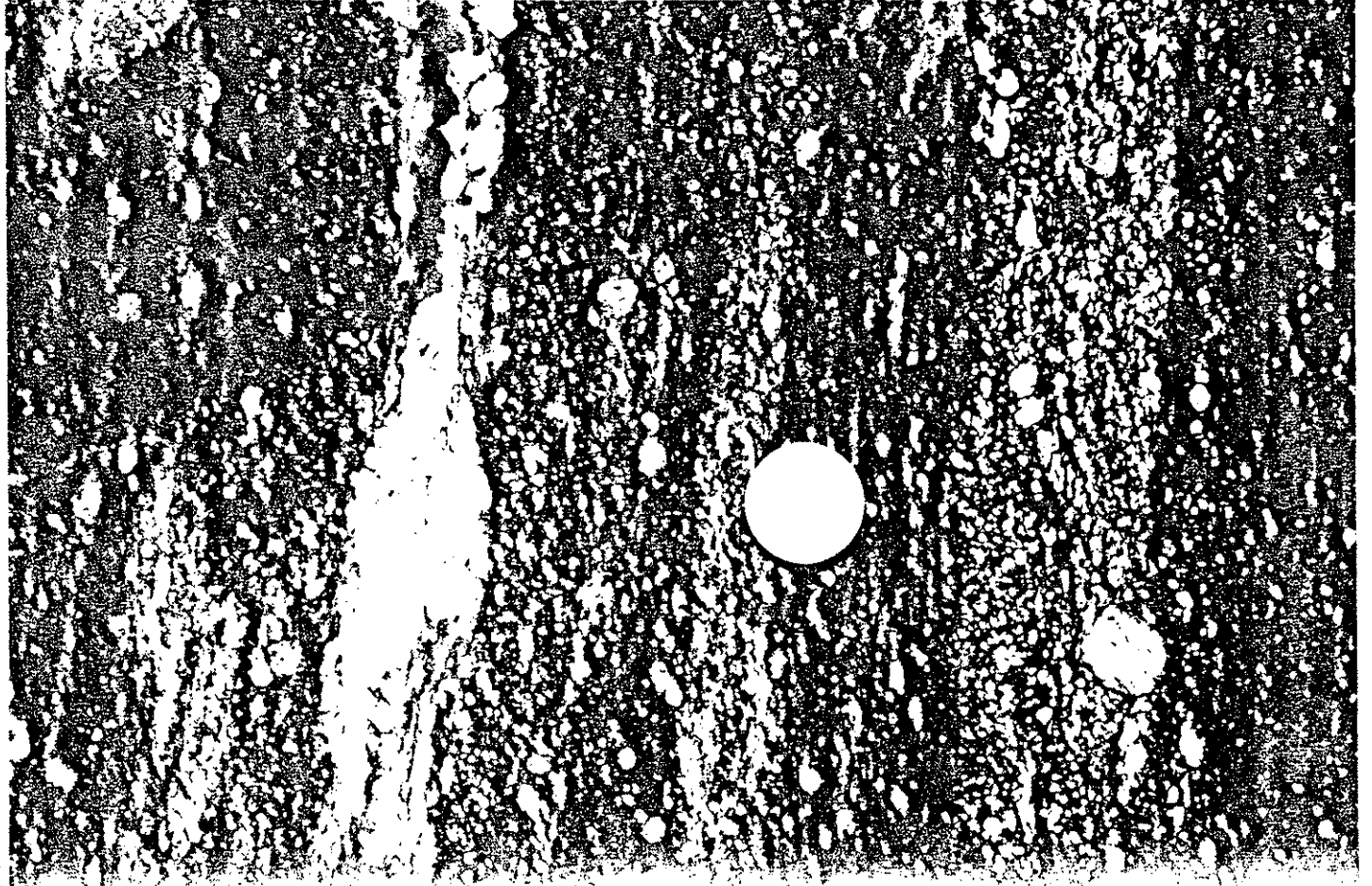


tarafından önerilen ilk tanımdan biraz farklıdır. Milonit kelimesi, öğütmek anlamına gelen Yunanca "mylon" kelimesinden gelmektedir; bu terimi öneren Lapworth, kuzey İskoçya'daki Moine bindirme zonunda bulunan ince laminalı şistlerin, daha büyük boyda ilksel kristallerin ezilmesi ve öğütülmesi sonucu oluştuğunu düşünüyordu. Milonitlerin tane boyu gerçekten de orijinal tanelerden daha ufaktır (genellikle $< 50 \mu\text{m}$) fakat bugün bu küçük tanelerin, basit bir kataklazma ile değil, plastik olarak deformasyona uğrayan tanelerin dinamik bir şekilde tekrar kristalleşmesi ile oluştuğu anlaşılmıştır. Deformasyonun plastik deformasyon mekanizması ile oluşması yüzünden, taneler genellikle tercihli optik yönelimler gösterir; bu yönelimler en iyi olarak mikroskop altında bir kuvars kamasi kullanarak gözlenir. Milonitler ana kayanın bantlı olmaması durumunda bile bantlı bir yapı gösteren kayalardır (Şekil 25.38); bantlaşma, değişik mineral türlerinin farklı süneklik değerlerine bağlı olarak ayrılmaları ile oluşmuştur. Bu bantlaşma genellikle foliasyon olarak adlanır. Bantlaşma, kristal uzun eksenlerinin paralel dizilimleri ile tanımlanan şistoziteye paralel olabilir fakat bir çok durumda bu iki düzlemsel yapının birbirini kestiği gözlenmiştir. Milonitlerde bantlaşma ve şistozite ile beraber, minerallerin kuvvetli çizgisel yönelimleri sonucu, bir lineasyon genellikle izlenir; bu lineasyonun genellikle sonlu yamulma elipsoidinin X-ekseni yönündeki çekmeye bağlı geliştiği düşünülür. Kuvarsa zengin kayalardan oluşan milonitlerde kuvars dar, uzun kuvars şeritleri (quartz ribbons) oluşturur (Şekil 25.39). Milonitler, kataklasitlerde olduğu gibi, tanınabilen ana kaya parçalarının, dinamik olarak



Şekil 25.37. Devitrifikasyon gösteren psödotalilit camı içinde faylanmış bir plajiolklasın ince kesiti. Dış Hebridler, İskoçya. x50 büyütme.

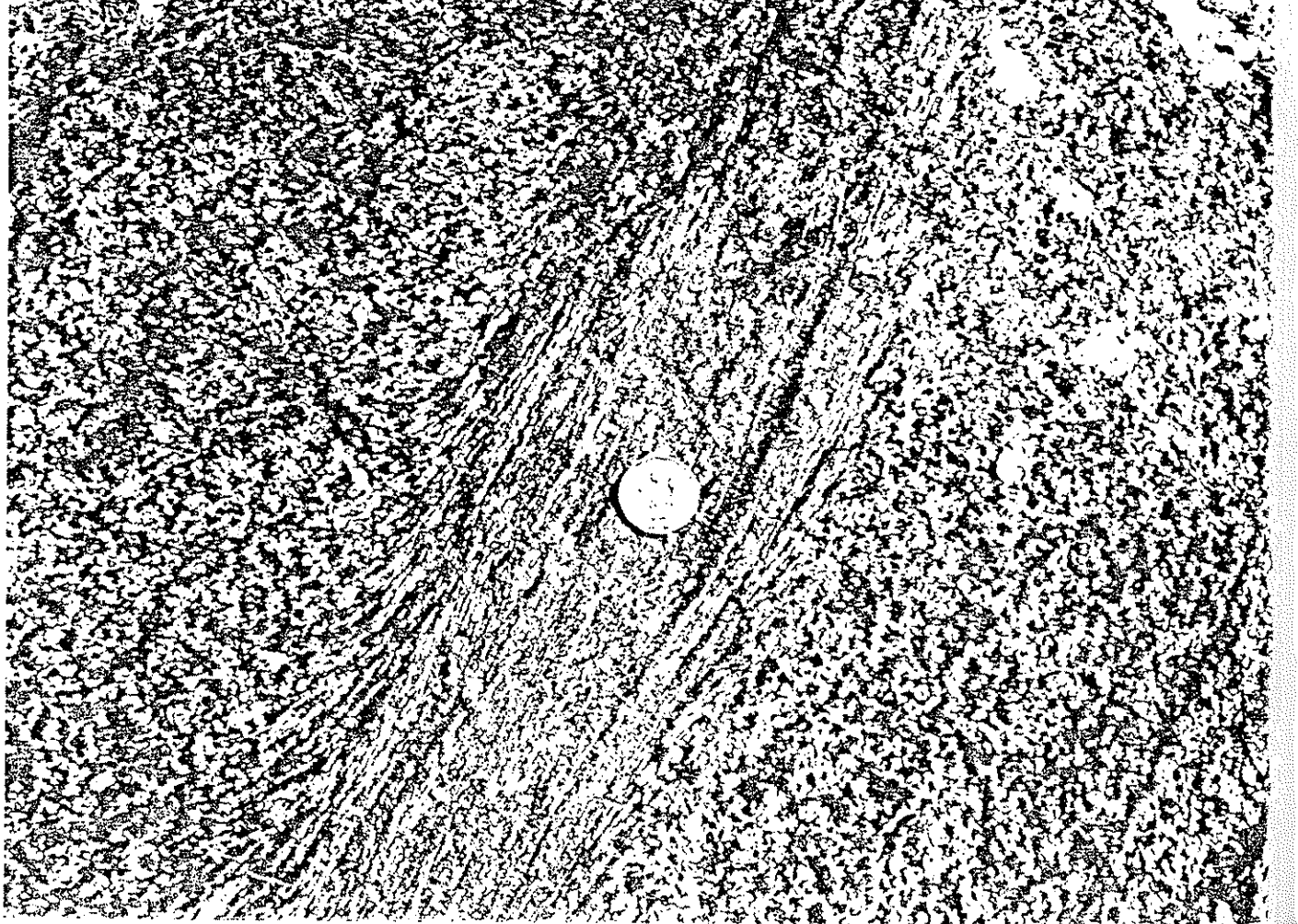
Şekil 25.38. Granit gnaystan türemiş, feldispat porfiroklastlı bantlı milonit. Tamanrasset kuzeyi, Hoggar, Cezayir.





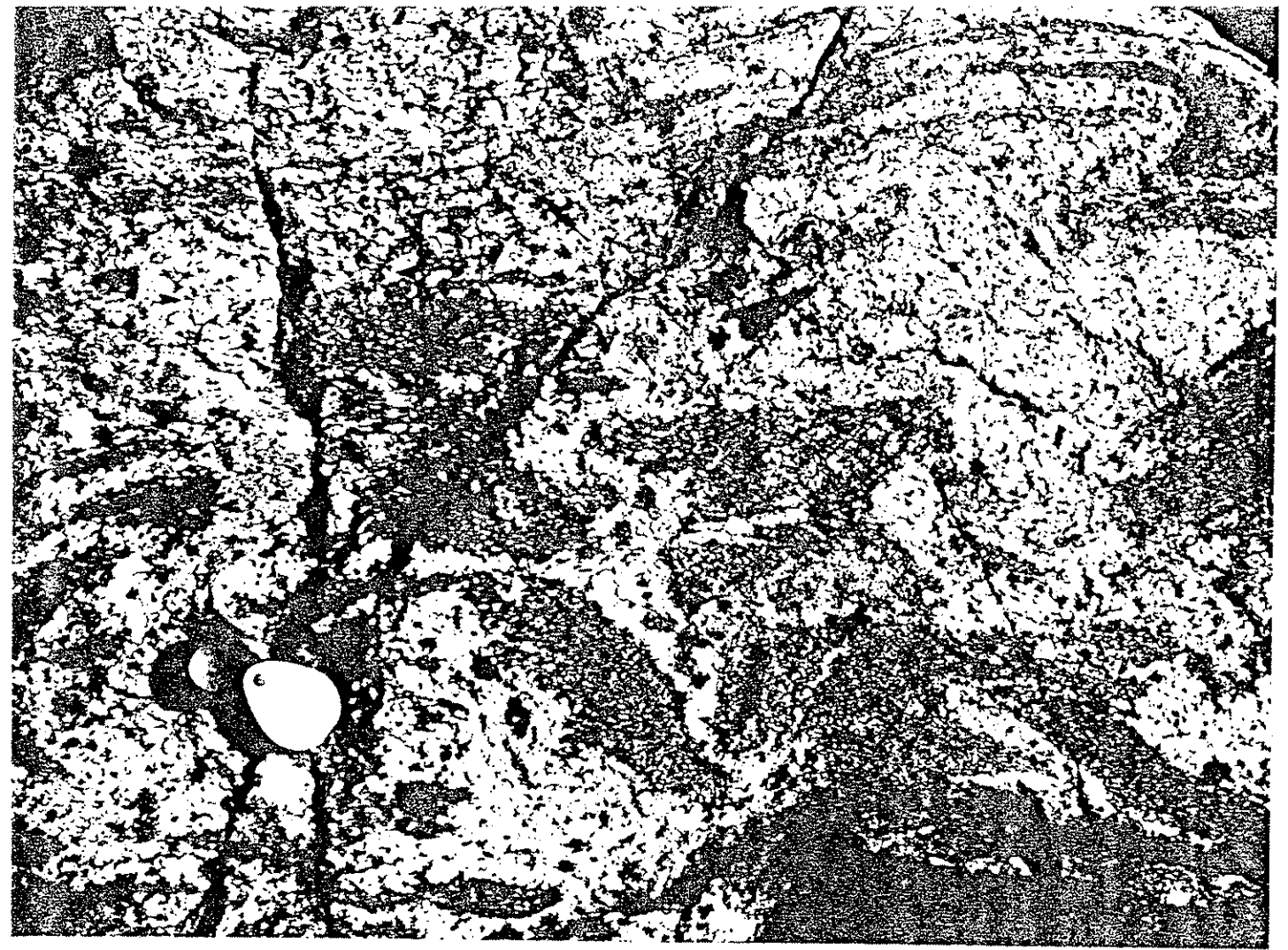
Şekil 25.39. Granitik gnaystan türemiş bir milonitte, kırılmış feldispat tanelerinin ve kuvars şeritlerinin ince kesiti. Dış Hebridler, İskoçya. x80 büyütme.

Şekil 25.40. Bir metagabroda gelişmiş sünek makaslama zonu. Makaslama sonucu karakteristik sigmoidal sızozite gösteren bantlı birleşim oluşmuştur. K Uist, Dış Hebridler.

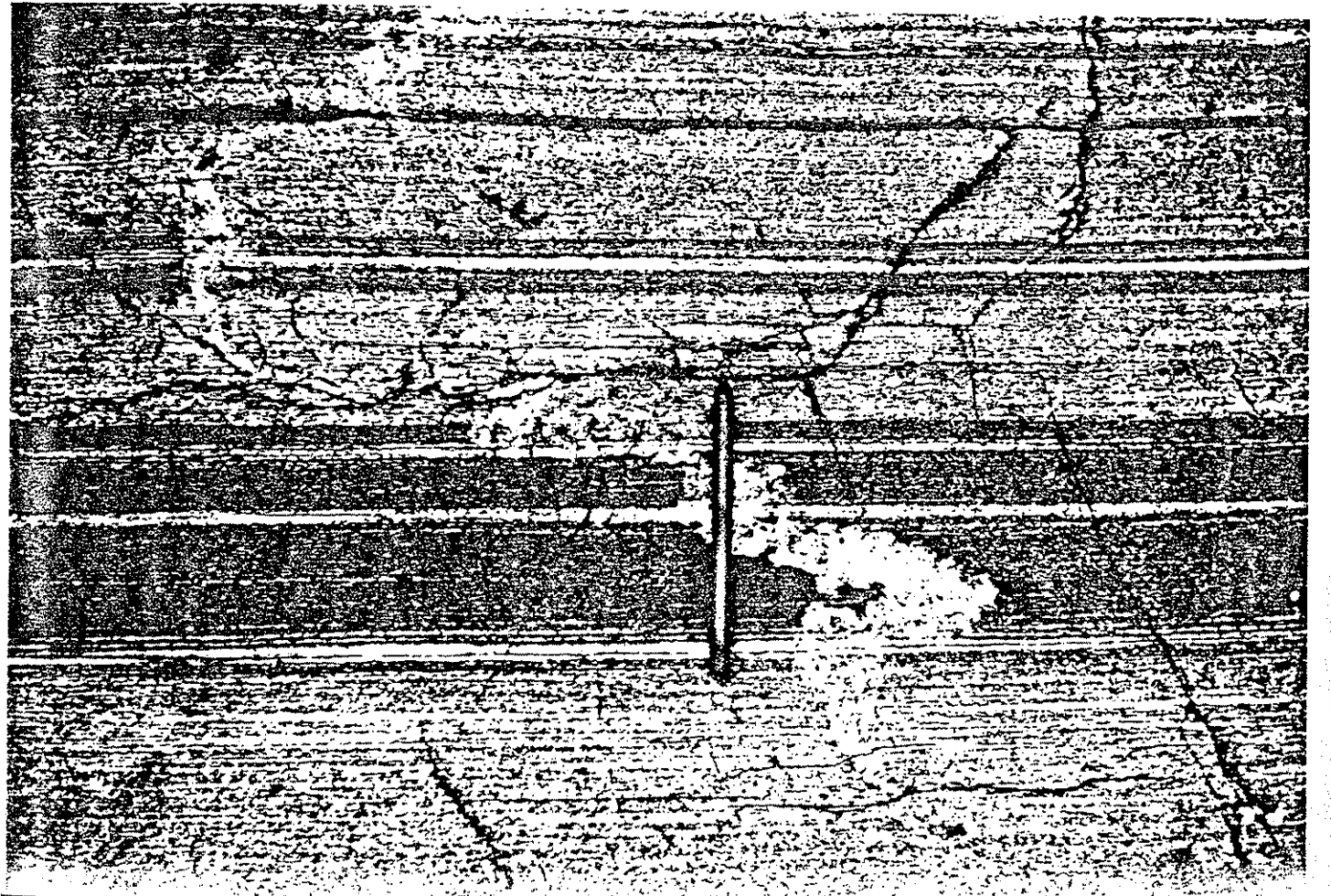


tamamen yeniden kristallenmiş matrikse oranına bağlı olarak sınıflara ayrılır: protomilonit (> %50), milonit (%10-50), ultramilonit (< %10). Milonitler sünek makaslama zonlarında bulunurlar, bu tip zonlarda deformasyon sonrası büyük ölçüde yeniden kristallenme seyrek bir olay değildir. Yeniden kristallenme, oldukça büyük, genellikle eşboyutlu tanelerin ve bazan da gözle görülebilecek büyüklükte porfiroblastların oluşumuna yol açabilir; bunun sonucunda dinamik kristalleşmeyi karakterize eden kuvvetli tercihlili yönelimler zayıflar ve yok olur.

Sünek makaslama zonu gelişiminin amfibolit fasiyesi koşullarında meydana geldiği durumlarda oluşan kayalar milonit değil, orta tane boyulu şist ve gnayslar olacaktır. Bu tür kayalar genellikle şisti ve, anakayanın düzlemsel anizotropi göstermediği durumlarda bile, bantlıdır (Şekil 25.40). Bu bantlaşmanın, sünek olmayan kristaller arasında yer alan sünek kristallerin makaslanması, uzaması ve birbirleri ile birleşmeleri sonucu olduğu düşünülmektedir (Jordan, 1987). Sünek makaslama zonlarında, birincil kaba bantlaşmanın deformasyonu veya heterojen mineral depolanması ile de ince bir bantlaşma gelişebilir (Şekil 25.41A ve B). Sünek makaslama zonlarında deformasyon artışları, göreceli olarak deforme olmamış duvarlardan ziyade, tercihen daha önceden deforme olmuş kayada gelişir. Metallerde iyi bilinen yamulma sertleşmesi (strain hardening) olayına karşıt olarak, bu olay yamulma yumuşaması (strain softening) olarak adlandırılmıştır (Ramsay ve Graham, 1970). Yamulma yumuşaması için çeşitli nedenleri ileri sürülmüştür: deformasyon sırasında tane boyu azalması, deformasyon sırasında mineral faz değişimi ve deformasyonu kolay-



Şekil 25.41. A, deformasyon öncesi hornblendli aqmatit ve B, Kaledoniyen sünek makasla-
ma deformasyonu sonrasında kuvvetli bir bantlaşma gösteren gnays. Glenelg, KB Highland,
İskoçya.



laştıran minerallerin oluşumu, şistozite ve bantlaşma anizotropisinin gelişimi, akışkan hareketinin makaslama zonu boyunca lokalize olması.

Makaslama zonlarında makaslama yönünün belirlenmesi

Sünek veya kırılğan-sünek bir makaslama zonunun sınırları gözlemlendiği durumlarda, makaslama zonunda ölçülen yamulma eğiminden veya bu eğim boyunca oluşan yapılardan, makaslama zonuındaki makaslama yönü belirlenebilir. Bu özellikler ve yapılar şunlardır:

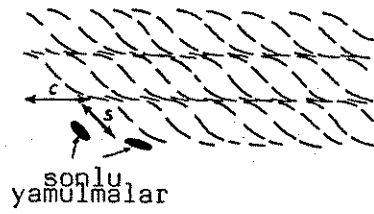
1. Sonlu yamulma durumunda meydana gelen değişiklikler.
2. Deformasyonun oluşturduğu şistozitenin sigmoidal şekli.
3. Kıvrımlanmış ve budinaajlanmış dayanımlı katmanların, daykaların vb. yapıların yönelimleri.
4. Kademeli açılma damar dizilerinin geometrisi.
5. Kırık açılmaları, muhtemelen iğnesel makaslama damarları ile.

Makaslama zonları çok geniş veya sınırları belirsiz olabilir. Böyle durumlarda makaslama yönünün belirlenmesi için yukarıdaki özelliklerin dışında daha başka ufak ölçekte yapılar da kullanılabilir. Simpson ve Schmid (1983) ile Passchier ve Simpson (1986) makaslama yönünü mostrada, el örneğinde ve ince kesitte belirlemek için kullanılabilecek kriterleri incelemiştir.

A. s-c band yapısı

Bir çok makaslama zonunda öteleme ve yamulma eğimleri heterojen olabilir. Bunun sonucunda şistozite (s-yapısı) yönelim ve şiddet bakımından düzensiz olur. Yüksek ve düşük yamulma zonları makaslama zonuna paralel bir yönelim göstererek kayaya

A. s-c band yapısı



B. Dönmüş kristaller

a. Pretektonik b. Sintektonik



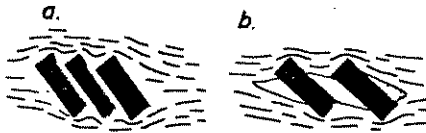
B. σ -yapısı



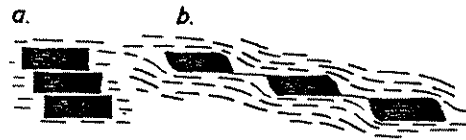
D. δ -yapısı



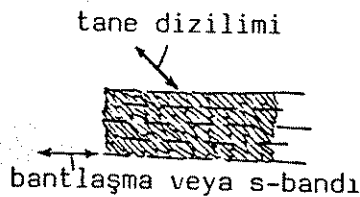
E. Kayma yapısı



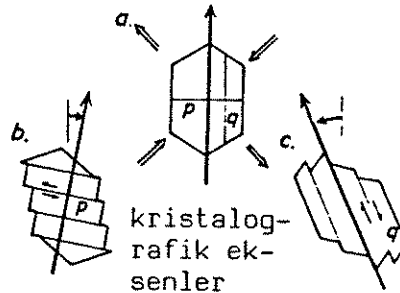
F. Ötelenmiş kristaller



G. Dinamik rekristalizasyon



H. Tercihli optik yönelimler



Şekil 26.48. Makaslama zonlarında makaslama yönünün belirlenmesinde kullanılan kriterler. Makaslama hepsinde sol-yönlü (pozitif) dir.

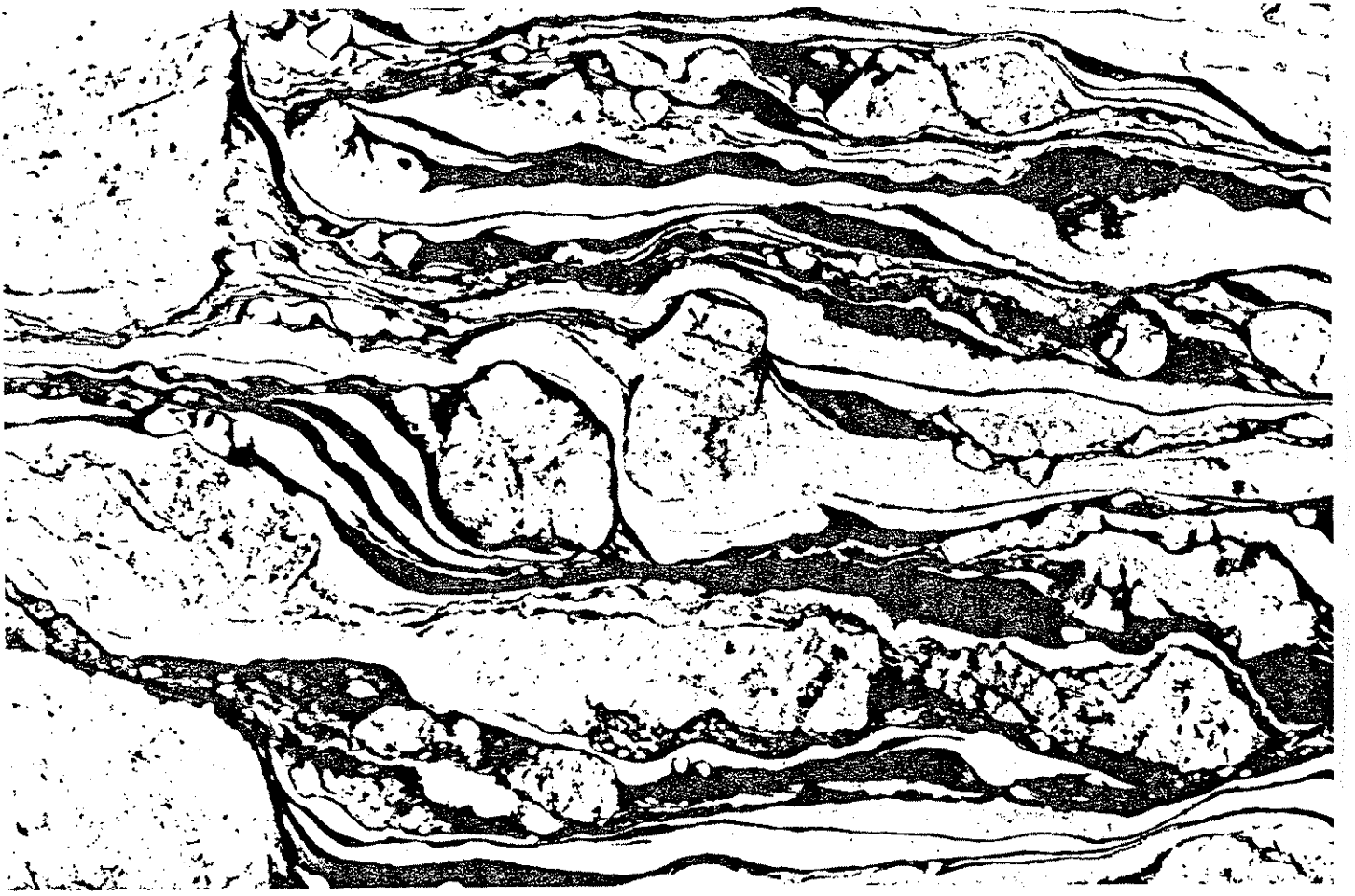
bantlı bir görünüm verir (makaslama bantları, Fransızca'da "cisaillement" bundan dolayı c-bandı, Berthe ve diğerleri, 1979). Bu iki yapının (s- ve c-bantları) verev ilişkisi öteleme yönünü açıkça belirtir (Şekil 26.48A ve 26.49).

B. Porfiroblast veya porfiroklastların dönmesi

Metamorfik kayalarda gelişen albit, granat, stavrolit gibi eşboyutlu porfiroblastlar makaslama yönünün belirlenmesinde özellikle yararlıdır. Bu kristaller bilyalar gibi dönebildiği için bu kristaller içindeki inklüzyon izlerini (s_1) kristal dışında matriksteki izlerle karşılaştırarak dönme yönü belirlenebilir (Şekil 26.48B). Bu tip kristaller makaslama hareketi sırasında büyüüp "kartopu yapıları" oluşturabilir (Şekil 26.48B (b) ve 26.50). inklüzyon izlerinin üç boyuttaki yapısı karmaşıktır (Powell ve Treagus, 1967; Rosenfeld, 1970); bu yüzden kristalin yalnızca dönme eksenine dik merkezden geçen kesiti basit bir şekilde yorumlanabilecek bir desen verir.

C. σ -yapısı

Bu yapı porfiroklastların çevresinde dinamik olarak rekristalize olmuş basınç gölgesi kuyruklarının şekli ile ilgilidir (Passchier ve Simpson, 1986). Bu yapıda kuyrukların orta çizgisi ortalama şistozite yönüne yarı-paraleldir (Şekil 26.48C, xx çizgisi ve Şekil 26.51). Bu yapı, kuyruğun porfiroklasttan daha hızlı bir şekilde dönmesi sonucu oluşmaktadır. σ -yapısı rekristalizasyon oranının dönme oranından daha yüksek olduğu, düşük makaslama yamulmalı makaslama zonları için karakteristiktir.



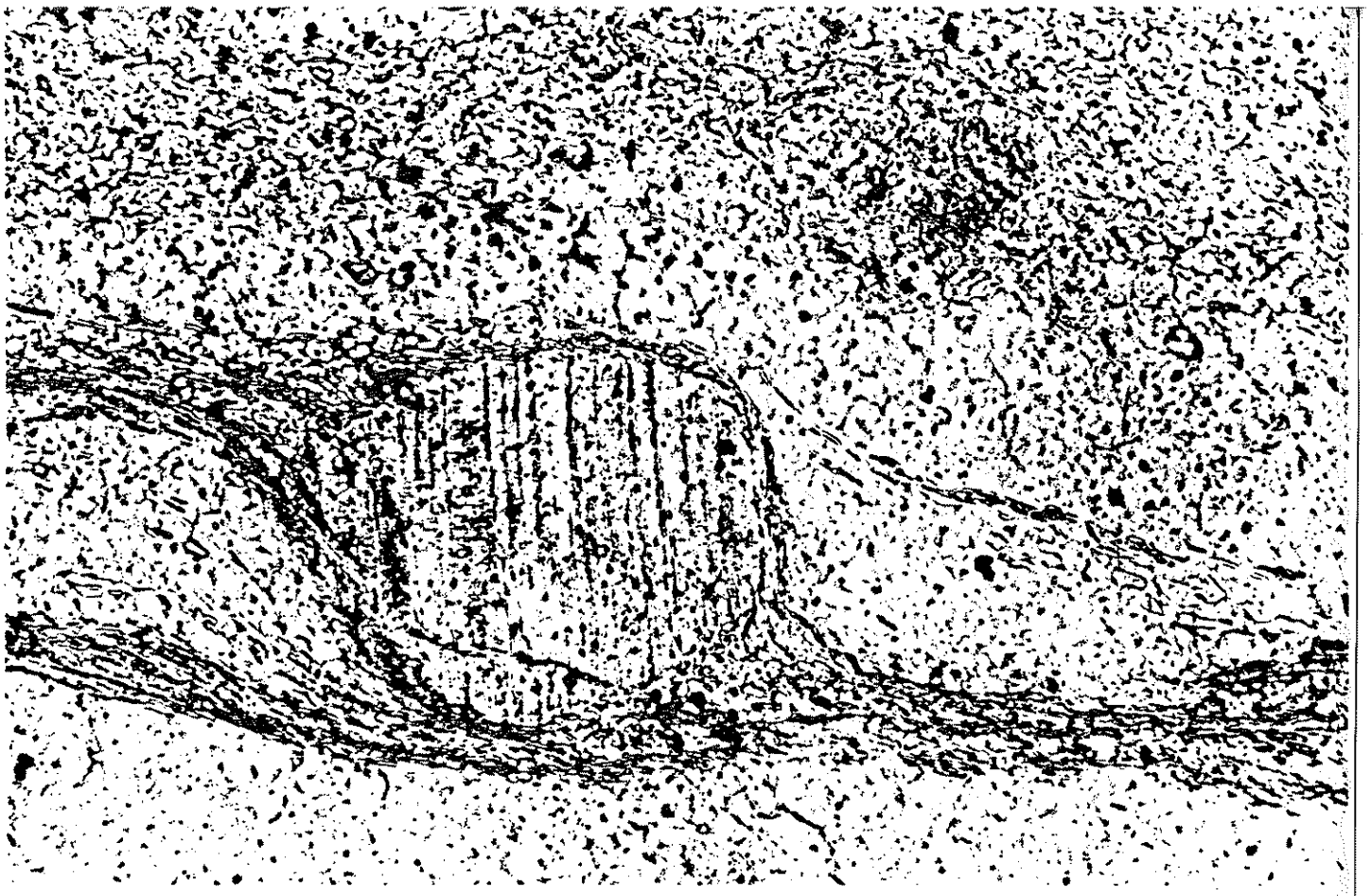
Şekil 26.49. Kuvars-mika şeritli matriks içinde feldispat porfiroklastları içeren bir milonitte s-c yapısının ince kesiti. Makaslama sol-yönlüdür. c-düzlemleri fotoğrafta yarı-yataydır. Santa Rosa, Kaliforniya. x20 (Passchier ve Simpson, 1986'dan).

D. δ -yapısı

Bu yapı, σ -yapısı gibi, porfiroklastların çevresinde oluşur fakat burada rekristalize basınç gölgesi kuyruğu porfiroklast tarafından kuvvetli bir şekilde döndürülmüştür (Şekil 26.48D ve 26.52). Yapının ismi, çok kuvvetlice eğrilmiş incelen kuyruğun şeklini tanımlamaktadır; bu yapıda kuyruğun orta çizgisi ortalama sistozite yönünü keser. δ -yapısı rekristalizasyon oranının dönme oranından daha düşük olduğu yüksek makaslama yamulmalı bölgeler için karakteristiktir (Passchier ve Simpson, 1986).

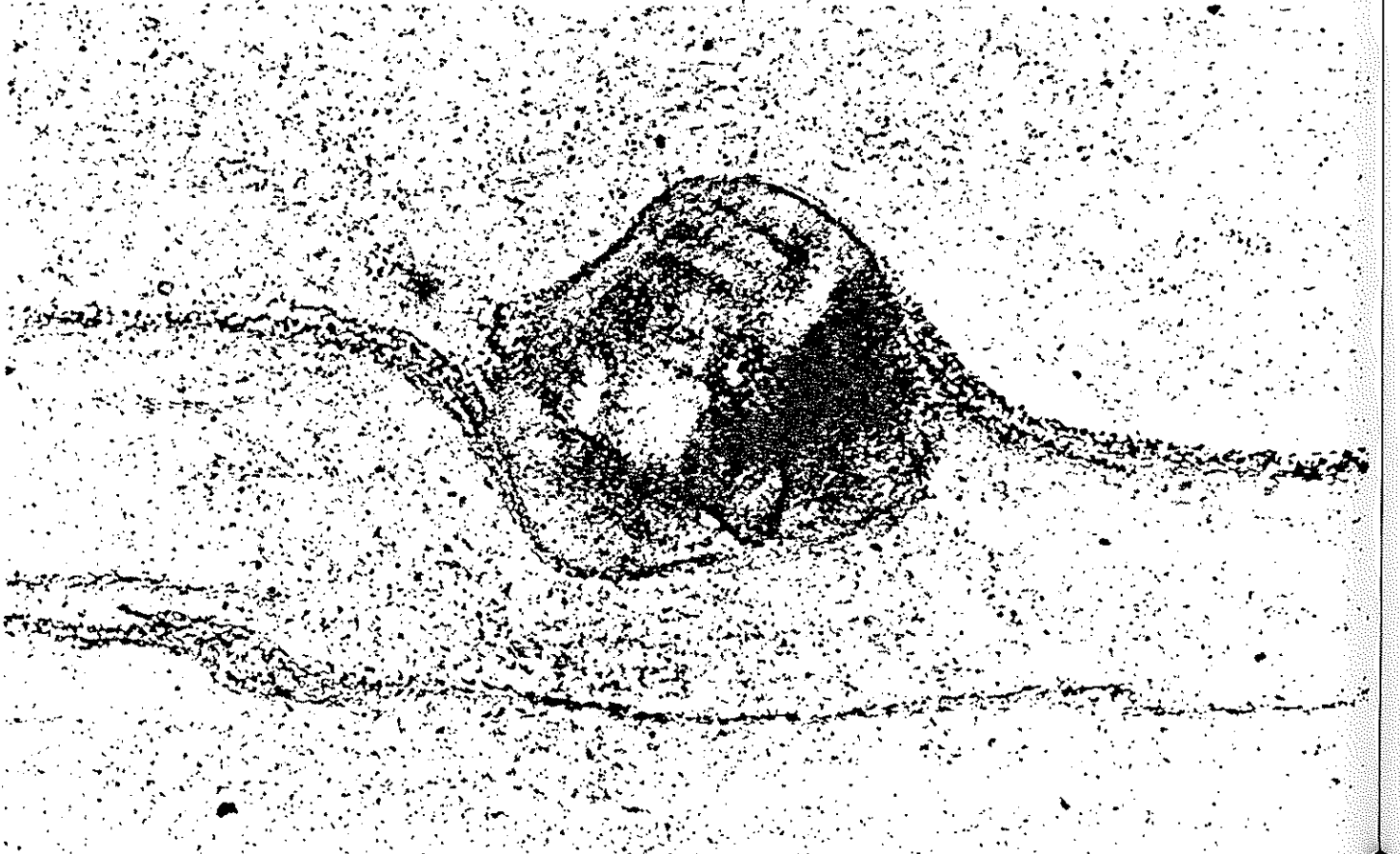


Şekil 26.50. Elyas şistlerinde dönmüş granatların ince kesiti. Val Piora, merkezi İsviçre Alp'leri. Granat içinde düzenli eğim gösteren inklüzyon izlerine (S₁) ve girik porfiroklast sınırlarına dikkat edin. Her iki yapı da sintektonik olarak gelişmiştir.



Şekil 26.51. Bir milonitte σ -yapısının ince kesiti. Feldispat tanesinin yanlarında rekristalize kuvars-mika kuyruğu gelişmiştir. Santa Rosa, Kaliforniya. Makaslama sol-yönlüdür. x200 (Passchier ve Simpson, 1986'dan).

Şekil 26.52. Milonit içinde bir plajiolas porfiroklastı çevresinde gelişmiş δ -yapısının ince kesiti. Saint Barthelemy, Pireneler, Fransa. Makaslama sol-yönlüdür. x200 (Passchier ve Simpson, 1986'dan).



E. Kayma yapısı

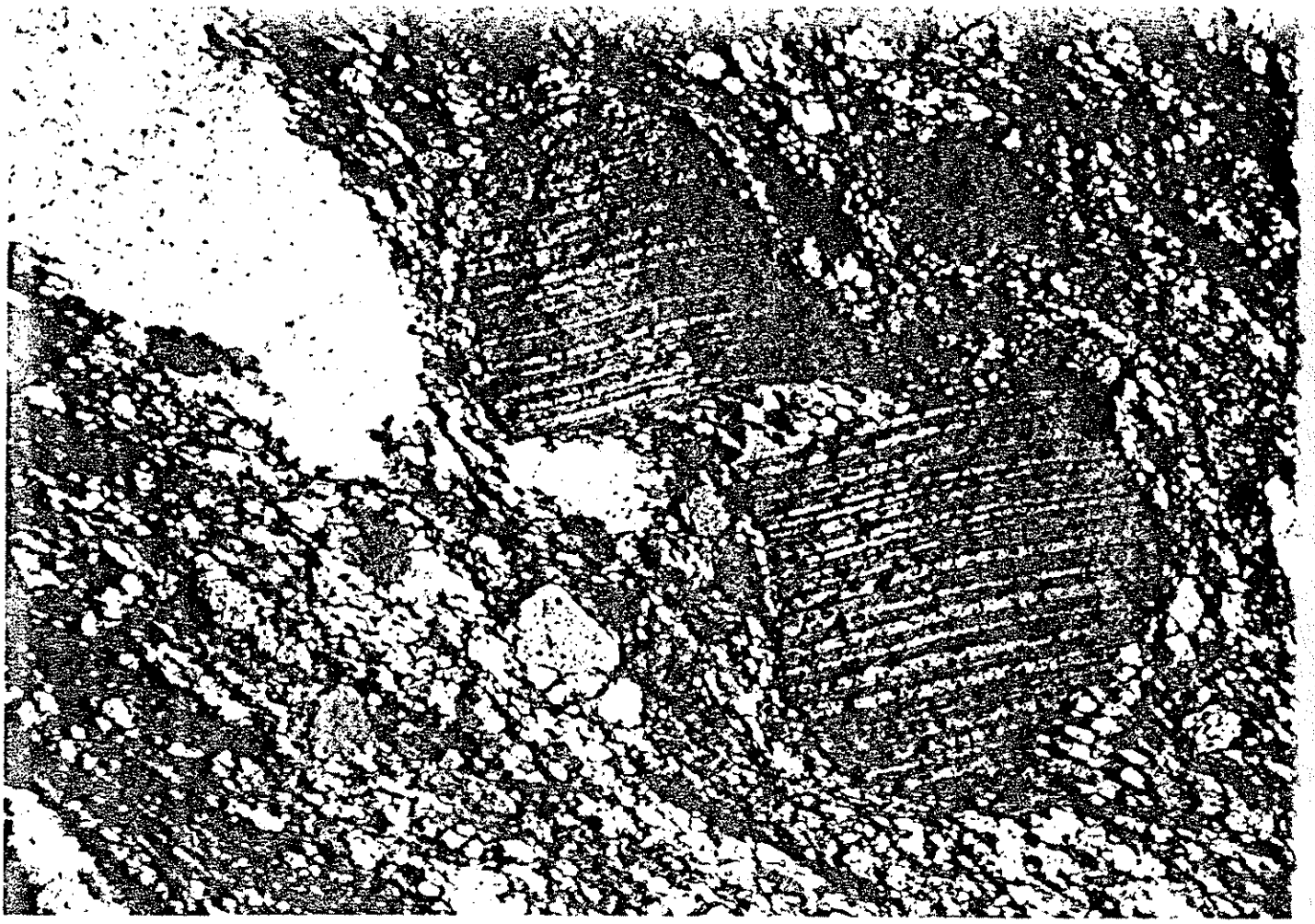
Kırılmış kristal parçaları makaslamaya uğradığı zaman parçalar makaslama yönünde dönerler; bu dönme sırasında parçalar arasında makaslama yönüne ters yönde hareket meydana gelir (Şekil 26.48E). Bu olayı raftaki kitapların birbiri üzerine kaymaları ile karşılaştırmak mümkündür. Devam eden makaslama hareketi ile parçalar birbirinden ayrılır ve parçalar arasında kristalize basınç gölgesi zonları gelişir (Şekil 26.48E (b) ve 26.53).

F. Ötelenmiş kristaller

iyi mineral dilinimi gösteren kristallerin dilinim yüzeylerinin konumu makaslama düzlemine yakın olduğu durumlarda, bu kristal taneleri bu dilinim yüzeyleri boyunca kayarak parçalara ayrılır (Şekil 26.48F). Örneğin, kuvvetli deforme olmuş milonitlerde, ince tabaka-silikat zarları ile bağlanmış mika parçalarının "yüzen mika balıkları" oluşturmaları seyrek bir durum değildir (Şekil 26.48F (b)).

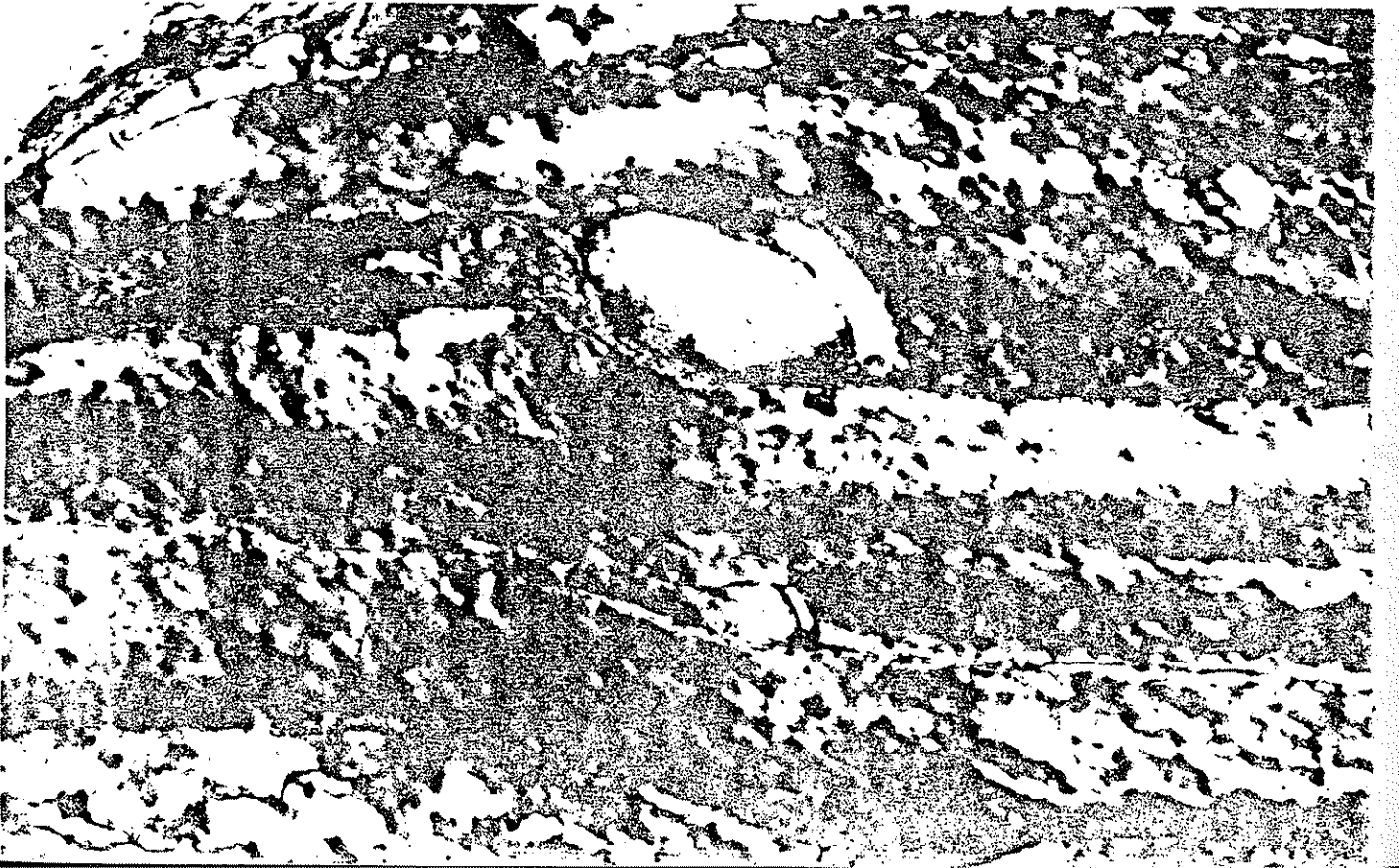
G. Dinamik rekristalizasyon

Kristal plastik olaylarla çok kuvvetli deforme olmuş kayalar genellikle şiddetli bir bantlaşma ve şistozite gösterir. Daha deforme olmuş kristallerden (özellikle kuvars ve kalsit) oluşan bantlar belirgin bireysel dizilim gösteren ufak mineral tanelerince verev bir şekilde kesilir (Şekil 26.48G ve 26.54). Bu ince taneli yapının, artmalı yamulma elipsinin şekli ile kontrol edilen son artmalı deformasyon sırasında aktif, dinamik rekristalizasyon ve kristal şekil değişimi ile oluştuğu düşünülmektedir.



Şekil 26.53. Milonit içinde kırılmış ve dönmüş bir plajioklasın ince kesiti, Lochcarron, KB İskoçya. Makaslama sağ-yönlüdür. x50.

Şekil 26.54. Dinamik olarak yeniden kristallenmiş kuvars kristalleriyle birlikte bir feldispat porfiroklastında gelişmiş σ -yapısının ince kesiti. Feldispatın uzun eksenini kuvars şeridinin yönlemine verevdir. Santa Rosa miloniti, Kaliforniya. x200 (Passchier ve Simpson, 1986'dan).



H. Tercihli optik yönelim

Bir kayayı oluşturan farklı kristallerin optik eksenleri, kristalleri etkileyen plastik akma sonucu değişik tipte tercihli dizilim şekilleri gösterir. Biz burada bu karmaşık konunun ayrıntılarına girmeyeceğiz. Tercihli yönelim desenlerinin yorumlanmasında çıkan komplikasyonların çoğu, deformasyon sırasındaki ortam koşullarından ve bu koşulların değişik kristallografik kayma sistemlerini farklı şekilde etkilemesinden kaynaklanır. Şekil 26.48H, bu prensipleri şematik olarak göstermektedir. Şekil 26.48H (a)'da makaslama yönüne ilksel olarak dik olan bir optik eksene sahip bir kristal gösterilmiştir. Sol yönlü (+) basit makaslama, makaslama düzlemine 45° yönde daralma ve -45° yönde bir uzama yaratacaktır. Kristal bu eksenlere göre plastik bir şekilde deforme olabilir fakat gerçekte ne olacağı, hangi kayma sistemlerinin aktif olduğuna bağlıdır. Şekil 26.48H'de p-kayma sisteminin (b) ve q-kayma sisteminin (c) etkin olduğu iki olasılık gösterilmiştir. p-sisteminde sol-yönlü kayma veya q-sisteminde sağ-yönlü kayma ile orijinal kristal şekli değişerek artmalı yamulma elipsi şekline yakınlaşacaktır (Şekil 26.48'deki F ve E modellerini karşılaştırın). Kayma sistemlerindeki dönme ile optik yönelimde de bir dönme meydana gelecektir. p-kayma sisteminin aktif olduğu durumda, optik eksen basınç yönüne doğru hareket edecektir (makaslama yönünün tersine doğru), buna karşın q-kayma sisteminin aktif olması durumunda, optik eksen basınç yönünden uzağa (makaslama yönü ile uyumlu) hareket edecektir. Bu modelden açıkça belli olduğu gibi, değişik tipteki optik yönelimler, kristaldeki etkin kayma sisteminin özelliği ile kontrol

edilir. Ayrıntılı bilgi için, Schmid ve diğerleri (1981)'in kalsit, Schmid ve Casey (1986)'nın kuvars ile ilgili, ve Boudez ve diğerleri (1983)'ün genel derlemelerine bakılması önerilir.

ANAHTAR KELİMELER VE TANIMLAR

Kataklazma: Kaya ve minerallerin kırılması ve parçalanması, bu parçaların dönmesi ve mekanik karışması olayı. Kataklazma sonucu oluşan tutturulmamış klastik kütlelere breş veya kaya tozu, tutturulmuş olanlara ise kataklasit adı verilir.

Milonit: Plastik akma ve dinamik olarak yeniden kristalleşme ile meydana gelen ince taneli, bantlı kaya. Milonitler genellikle çok yüksek sonlu yamulmalar sonucunda oluşur.

Psödotalit: Fay hareketi ile meydana gelen sürtünme ısısı sonucunda, fay düzlemindeki kayaların erimesi ile oluşan doğal cam yapılı kaya.

Antiformal imbrike yığın	Antiformal imbricate stack (Şekil 23.3B)
Arka bindirme	Backthrust
At	Horse (Şekil 23.3, 23.34, 23.50)
Ayrılma uzaklığı	Seperation distance (Şekil 23.6)
Basınç sırtı	Pressure ridge
Bindirme	Thrust (Şekil 23.29)

Bindirme dilimi	Thrust sheet (Şekil 23.29)
Bindirme fayı	Thrust fault (Şekil 23.13B)
Büyüme fayı	Growth fault (Şekil 23.19)
Çatallanma çizgisi	Branch line (Şekil 23.4)
Çatallanma noktası	Branch point (Şekil 23.4)
Çek-ayır havzası	Pull-apart basin (Şekil 23.27B, 23.39B)
Çizgisellik	Lineament
Dalma-batma zonu	Subduction zone (Şekil 23.43)
Dekolman veya sıyrılma fayı	Decollement fault (Şekil 23.21A, B)
Delinmiş pencere	Breached window
Diklik	Ramp or steep (Şekil 23.30)
Doğrultu-atımlı fay	Strike-slip fault (Şekil 23.13C)
Domino / kitap rafı modeli	Domino or bookshelf model (Şekil 23.19)
Dubleks	Duplex (Şekil 23.35)
Düsey fay	Vertical fault
Düzlük	Flat (Şekil 23.30)
Eğimli fay	Inclined fault
Fay burnu	Fault toe
Fay çiziyi	Fault grooves (Şekil 23.7)
Fay düzlemi	Fault plane (Şekil 23.3)
Fay izi	Fault trace (Şekil 23.2)
Fay kertiği	Fault striae (Şekil 23.7)
Fay köprüsü	Fault bridge (Şekil 23.50)
Fay ötelemesi	Fault displacement (Şekil 23.5)
Fay yamacı	Fault scarp (Şekil 23.51)

Gevrek kırılma	Brittle failure
Graben	Graben (Şekil 23.14, 23.47)
Horst	Horst (Şekil 23.14, 23.17)
imbrike fay	Imbricate fault (Şekil 23.34)
imbrike yelpaze	Imbricate fan (Şekil 23.34)
Kademeli fay	En-echelon fault (Şekil 23.37)
Karşı listrik fay	Counter listric fault (Şekil 23.27F)
Kayma yüzeyi	Slickenslide surface (Şekil 23.7)
Kesilme çizgisi	Cut off line
Klip	Klippe (Şekil 23.29)
Kopma fayı	Detachment fault (Şekil 23.21C, D)
Kök zonu	Root zone (Şekil 23.29)
Kör fay	Blind fault (Şekil 23.3)
Lale yapısı	Flower structure (Şekil 23.40)
Listrik fay	Listric fault (Şekil 23.27)
Nap	Nappe
Normal fay	Normal fault (Şekil 23.13A)
Ön diklik	Frontal ramp (Şekil 23.36)
Paraotokton nap	Parautochthonous nappe
Pencere	Window (Şekil 23.29)
Riedel makaslama	Riedel shear (Şekil 23.42)
Romboedr şekilli graben	Rhombo-chasm (Şekil 23.37B, 23.39B)
Sarkan kıvrım	Rollover fold (Şekil 23.36)
Sırasız bindirme	Out of sequence thrust
Sünek makaslama zonu	Ductile shear zone
Sürüklenme kıvrımı	Drag fold (Şekil 23.8, 23.9)
Taban bloğu	Foot wall (Şekil 23.13)

Taban bindirmesi	Floor or sole thrust (Şekil 23.35)
Tahterevalli fay	Scissor or hinge fault (Şekil 23.50)
Tavan bindirmesi	Roof thrust (Şekil 23.35)
Tavan bloğu	Hanging wall (Şekil 23.13)
Ters fay	Reverse fault (Şekil 23.13B)
Transform fay	Transform fault (Şekil 23.43, 23.44)
Transpresyon	Transpression (Şekil 23.38)
Transtansiyon	Transtension (Şekil 23.38)
Uç çizgisi	Tip line (Şekil 23.3)
Uzamalı rift sistemi	Extensional ridge system (Şekil 23.43)
Verev diklik	Oblique ramp (Şekil 23.36)
Yan diklik	Lateral or sidewall ramp (Şekil 23.36)
Yan fay	Splay fault (Şekil 23.4)
Yarım pencere	Half window

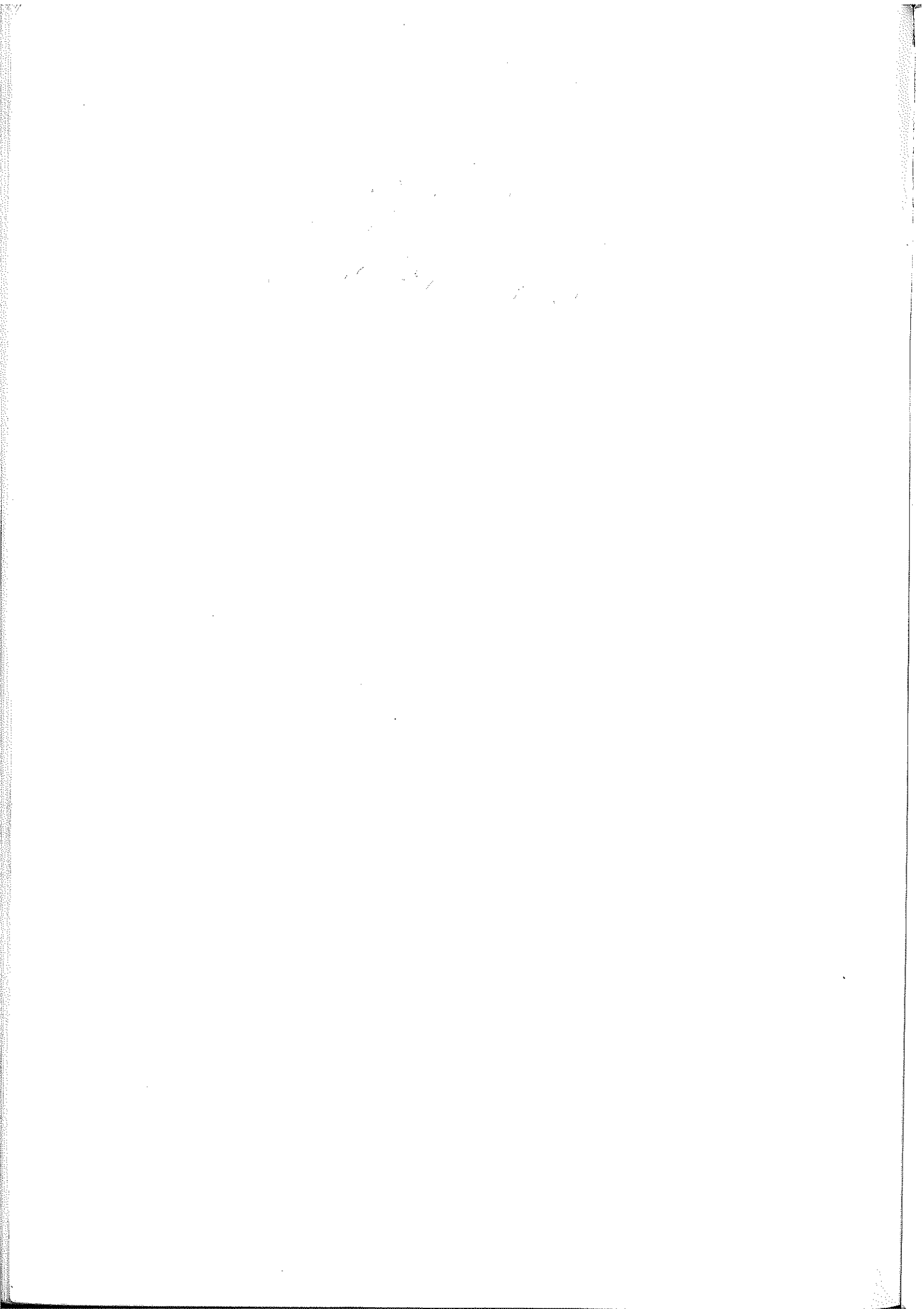
ANAHTAR KAYNAKLAR

- Davies, G.H. (1984). "Structural Geology of Rocks and Regions", 492 pp. Wiley, New York.
- Hancock, P.L., Klaper, E.M., Mancktelow, N.S. and Ramsay, J.G. (ed.) (1984). Planar and linear fabrics of deformed rocks. J. Str. Geol. 6, 1-215.

- McClay, K. and Price, N.J. (1981). "Thrust and Nappe Tectonics". Special Publication 9. Geological Society London.
- Perry, W.J., Roeder, D.H. and Lagerson, D.R. (eds.) (1984). North American thrust-faulted terrains. Am. Assoc. Petr. Geol. Reprint series 27.
- Sylvester, A.G. (ed.) (1984). Wrench Fault tectonics. Am. Assoc. Petr. Geol. Reprint series 28.
- William, G.D. (ed.) (1982). Strain within thrust belts. Tectonophysics 88, 201-362.
- Aydin, A. and Nur, A. (1982). Evolution of pull-apart basins and their scale independence. Tectonics 1, 91-105.
- Boyer, S.E. and Elliott, D. (1982). Thrust systems. Am. Assoc. Petrol. Geol. 66, 1196-1230.
- Charlesworth, H.A.K. and Gagnon, (1985). Intercutaneous wedges, the triangle zone and structural thickening of the Mynheer coal seam at Coal Valley in the Rocky Mountains foothills of Central Alberta. Can. Petrol. Geol. Bull. 33, 22-30.
- Freund, R. (1974). Kinematics of transform and transcurrent faults. Tectonophysics 21, 93-134.
- Gibbs, A. (1984). Structural evolution of extensional basin margins. J. Geol. Soc. Lond. 141, 609-620.
- Horsfield, W.T. (1977). Contemporaneous movement along crossing conjugate normal faults. J. Str. Geol. 2, 305-310.

Suppe, J. (1983). Geometry and kinematics of fault-bend folding. Am. J. Sci. 283, 684-721.

Wernicke, B. and Burchfield, B.C. (1982). Modes of extension tectonics. J. Str. Geol. 4, 105-115.



YAPISAL JEOLoji İLE İLGİLİ İNGİLİZCE-TÜRKÇE TERMiNOLOJİ

Accordion fold	Akordiyon kıvrım		
Accuracy	Doğruluk, isabet		
Advancing	ilerleyen		
Amplitude	Genlik		
Angular shear strain	Açısal makaslama yamulması		
Anticline	Antiklinal		
Anticlinorium	Antiklinoryum		
Antiform	Antiform		
Axial plane	Eksen düzlemi		
Axial surface	Eksen yüzeyi		
Axial trace	Eksen izi		
Asymetric fold	Asimetrik kıvrım		
Back thrust	Arka bindirme		
Basin	Küvet		
Bending	Bükülme		
Blind fault	Kör fay		
Body rotation	Kütle dönmesi		
Body translation	Kütle ötelenmesi		
Boudinage	Budinaj		
Box fold	Kutu kıvrım		
Branch line	Çatallanma çizgisi		
Breached window	Delinmiş pencere		
Brittle	Gevrek, kırılğan		
Buckling	Eğilme		
Chevron fold	Çevron kıvrım		
Coaxial	Eksen birliği		
Conical fold	Konik kıvrım		
Conjugate	Konjugat		
Counter listrik fault	Karşı listrik fay		
Crest	Doruk		
Culmination	Kulminasyon		
Curvature	Eğrilik		
Curve	Eğri		
Cut-off line	Kesilme çizgisi		
Cylindrical fold	Silindirik kıvrım		
Decollement fault	Dekolman veya sıyrılma fayı		
Deformation	Deformasyon		
Depression	Çöküntü		
Detachment fault	Kopma fayı		
Dilatation	(Hacim veya alan) değişmesi		
Displacement	Yerdeğiştirme, öteleme		
Displacement gradient	Yerdeğiştirme eğimi		
Distortion	Biçim bozulması		
Dome	Dom		
Drag fold	Sürüklenme kıvrımı		
Duplex	Dubleks		
Ellipticity	Elipsellik	elongation	uzama
En-echelon	Kademeli		
En-echelon array	Kademeli dizi		
En-echelon fault	Kademeli fay		
En-echelon fold	Kademeli kıvrım		

- cataclasite
cleavage fan
competence
compotent

ketaklasit
kırılma yelpizesi
dayanımllık
dayanımlı

Extension
 Extensional ridge
 Eyed fold
 Fabric
 Fabric trajectory
 Facing direction
 Failure
 Fault bridge
 Fault displacement
 Fault groove
 Fault plane
 Fault scarp
 Fault striae
 Fault toe
 Fault trace
 Finite
 Flat
 Floor thrust
 Flower structure
 Fold axis
 Fold limb
 Foot wall
 Growth fault
 Graben
 Hanging wall
 Hinge zone
 Horse
 Horst
 imbricate fan
 imbricate fault
 inclined fault
 incremental
 inflexion line
 irrotational
 isoclinal fold
 Kink fold
 Klippe
 Lateral ramp
 Layer
 Layering
 Lineament
 Listrik fault
 Longitudinal strain
 Median surface
 Nappe
 Non-cylindrical fold
 Oblique ramp
 Orientation
 Parasitic fold
 Parautochthonous
 Penetrative
 Plunge
 Poliharmonik fold
 Precision
 Principal strain

Uzama, germe
 Uzamalı rift
 Gözlü kıvrım
 Doku
 Doku yörüngesi
 Bakma yönü
 Kırılma
 Fay köprüsü
 Fay ötelemesi
 Fay çizdiği
 Fay düzlemi
 Fay yamacı
 Fay kertiği
 Fay burnu
 Fay izi
 Sonlu
 Düzlük
 Taban bindirmesi
 Lale yapısı
 Kıvrım eksenini
 Kıvrım kanadı
 Taban bloğu
 Büyüme fayı
 Graben
 Tavan bloğu
 Eksen zonu
 At
 Horst
 imbrike yelpaze
 imbrike fay
 Eğimli fay - incompetent - dayanımsız
 Artmalı
 Bükülme çizgisi
 Dönmesiz
 izoklinal kıvrım
 Kink kıvrım
 Klip
 Yan diklik
 Katman
 Katmanlanma
 Çizgisellik
 Listrik fay
 Boyuna yamulma
 Orta yüzey
 Nap
 Silindirik olmayan kıvrım
 Verev diklik
 Yönelim
 Parazitik kıvrım - paralel fold paralel kıvrım
 Paraotokton
 Geçirgen
 Dalım
 Poliharmonik kıvrım
 Hassasiyet
 Asal yamulma

Progressive	Gelişen		
Pull-apart basin	Çek-ayır havzası	- pure shear	saf makaslama
Reciprocal	Ters		
Reclined fold	Eğik kıvrım		
Recumbent fold	Yatık kıvrım		
Reverse fault	Ters fay		
Roll-over fold	Sarkan kıvrım		
Root zone	Kök zonu		
Rotation	Dönme		
Rotational component	Dönme bileşeni		
Saddle	Semer		
Scissor fault	Tahterevalli fay		
Shear	Makaslama		
Shear strain	Makaslama yamulması	similar fold	benzer kıvrım
Slickenslide surface	Kayma yüzeyi	simple shear	basit makaslama
Splay fault	Yan fay		
Strain	Yamulma		
Strain compatibility	Yamulma uyumluluğu		
Stress	Gerilme		
Strike-slip fault	Doğrultu-atımlı fay		
Subduction	Dalma batma		
Symmetric fold	Simetrik kıvrım		
Syncline	Senklinal		
Synclinorium	Senklinoryum		
Synform	Sinform		
Thrust	Bindirme		
Thrust sheet	Bindirme dilimi		
Tip line	Uç çizgisi		
Transform fault	Transform fay		
Transformation	Dönüşüm		
Translation	Öteleme	transpression	transpresyon
Trend	Yönlem	transtension	transtansiyon
Trough	Çukur		
Trough line	Çukur çizgisi		
Vertical fault	Düsey fay		
Wavelength	Dalga boyu		
Window	Pencere		
Zig-zag fold	Zig-zag kıvrım		

Deformation

yoğrulma