

ının sahil kesimi, karasal kırmızı klastiklerin çökelme alanlarıdır (Brinkmann, 1976). Bu kesim, aktif Paleo-Tetis'in kenarına nazarın güneye doğru belirli bir uzaklıkta yer almış olmalıdır. Permiyende Hersinyen deformasyonlarının sökünlendiği evreyle ilişkili Karbonifer sonu-Permiyen başında gelişen denizel bir molas olan Marmara Denizi'nin güneyinde yüzeyleyen Orhonlar Grovak'ı (Brinkmann, 1971, 1976), Sandıklı civarındaki porfiroidler ve Verrucano, (Parejas, 1943 a; Gutnic ve diğerleri, 1979) ve başlıca klastiklerden oluşan güneydoğu Türkiye'deki Alt Permiyen birimleri (Rigo de Righi ve Cortesini, 1964) hariç ülkenin diğer bütün alanları sakin bir platform ortamını gösteren neritik karbonat çökelim bölgesi halindedir.

Triyas'ta bu platform iki bölgede ve iki değişik zamanda parçalanmış ve gerilme nitelikli çanakların gelişmesine yol açmıştır. Triyas başında Biga yarımadasından başlayarak Bursa kuzeyine doğru Bilecik ve Ankara'dan geçerek Tokat masifine (Bingöl, 1976) ulaşan bir açılma olayı (Rifting) gelişmiştir. Açılma olayı daha da doğuya doğru Erzincan yönünde (Dr. Okan Tekeli ile kişisel görüşme, 1979) uzatılabilir. Ancak eldeki veriler henüz bu konuda kesin bir yargı için yeterli değildir.

Biga yarımadasında, Bingöl ve diğerleri (1973) ve Bingöl (1976) bir dizi spilitik bazalt, çamurtaşısı ve radyolarit ile bunlarla girik kumtaşı, silttaşısı ve seyrek bazı konglomeraların varlığını tanıtmış ve bu kayaları topluca Karakaya Formasyonu olarak adlamıştır. Konglomeranın blokları, Permiyen neritik karbonat parçalarını da içermektedir. Karakaya formasyonu Orta Triyas çökelleri ile örtülmektedir (Bingöl ve diğerleri, 1973). Bingöl'ün (1976) yorumuna göre Alt Triyas yaşlı Karakaya Formasyonu, yaygın Permiyen karbonat platformunun parçalanışı ile rift tabanının çöküşünü göstermektedir. Karakaya Formasyonu içinde eksiksiz bir ofiyolit dizisinin birimlerini hiç bir yerde göremediği için Bingöl (1976) erken Triyas açılmasının gerçek bir okyanus kabuğu oluşturma aşamasına ulaşamadığı sonucuna varmıştır. Daha sonra Tekeli (1981) bu birimde bir ofiyolit topluluğunun hemen her üyesinin var olduğuna dikkati çekmiş, bu nedenle de Karakaya Çanağı'nın gerçek bir okyanus litosferi ile tabanlandığını ileri sürmüştür. Karakaya Çanağında Üst Triyas fliş fasiyesiyle temsil edilmekte ve sintektonik bir çökelmeyi belirtmektedir. Karakaya çanağı Jura başlangıcından önce kapanmıştır, zira deform olmuş Karakaya Çanağının kuzeeye devrik yapıları (Yılmaz, 1981) Liyas taban konglomeraları tarafından diskordan olarak örtülmektedir

**ŞEKİL 6** — Permiyen'den günümüze Türkiye'nin ve bazı komşu bölgeinin tektonik evrimini temsil eden paleotektonik haritalar. Haritalar okyanusları (genişlikleri ölçekli değildir ve sadece sembolik olarak gösterilmiştir; metne bakınız; yatay çizgililer = Paleo - Tetis ve bağlı olanlar; düşey çizgililer = Neo - Tetis okyanusları), kıtaları (beyaz), hakim litolojik ve litofasiyes tipleri (geniş karbonat tarama = neritik karbonatlar, dar karbonat tarama = pelajik karbonatlar; J = orta ve doğu Anadolu evaporitleri, c = kömür; geniş oklar kırıntıları için sedimanter dağılım yönlerinin çok genelleştirilmişidir ( işaret olmayan = Atlantik tipi kıta kenarı turbiditleri, F = filiş) gösterir. Siyah daireler mavişist fasiyesi metamorfitlerini, yarı dolu daireler eklogitleri, g = yeşilsist, an = amfibolit fasiyesi metamorfitleri, TB = toleitik bazaltı, AB = alkali bazaltı, B = ayrılmamış bazaltı, Tr = trakiti, v = yay volkanitlerin, ++ = yay plütonitlerini, Δ = Tibet tipi volkanitleri, s = tektonizmaya uğramamış HG = Hatay grabeni, AG = Akçakale grabeni, K = Kaofiyolitleri temsil etmektedir. HG = Hatay grabeni, AG = Akçakale grabeni, K = Karacalıdağ, BS = Bitlis sütürü, ZS = Zagros sütürü. Kenarında enine çizgiler bulunan ince çizgiler, Atlantik tip kıta kenarıdır (Şekil 6 I de bu işaret normal fayları göstermektedir). Siyah üçgenli kalın çizgiler dalkma - batma zonlarıdır (Üçgenler üst levhayı göstermektedir). Yarımlı oklu çizgiler transform faylarıdır. Açık üçgenli çizgiler kıtalararası ana şaryajları göstermektedir (Üçgenler üst levhayı işaret ederler). Ters üçgenli çizgiler retroşaryajları temsil ederler (Üçgenler altta kalan levhayı belli etmektedir). Üzerinde çift taraflı ok olan enine çizgiler kıvrımlardır. Normal fay + konglomera işaretini rıftleşmeyi gösterir. Merdiven şekilli kalın çizgilerle tarama kenet kuşaklarını göstermektedir. Her bir zaman için ana referans listesi aşağıda sunulmakta tartışma ve açıklamalar metinde yapılmaktadır.

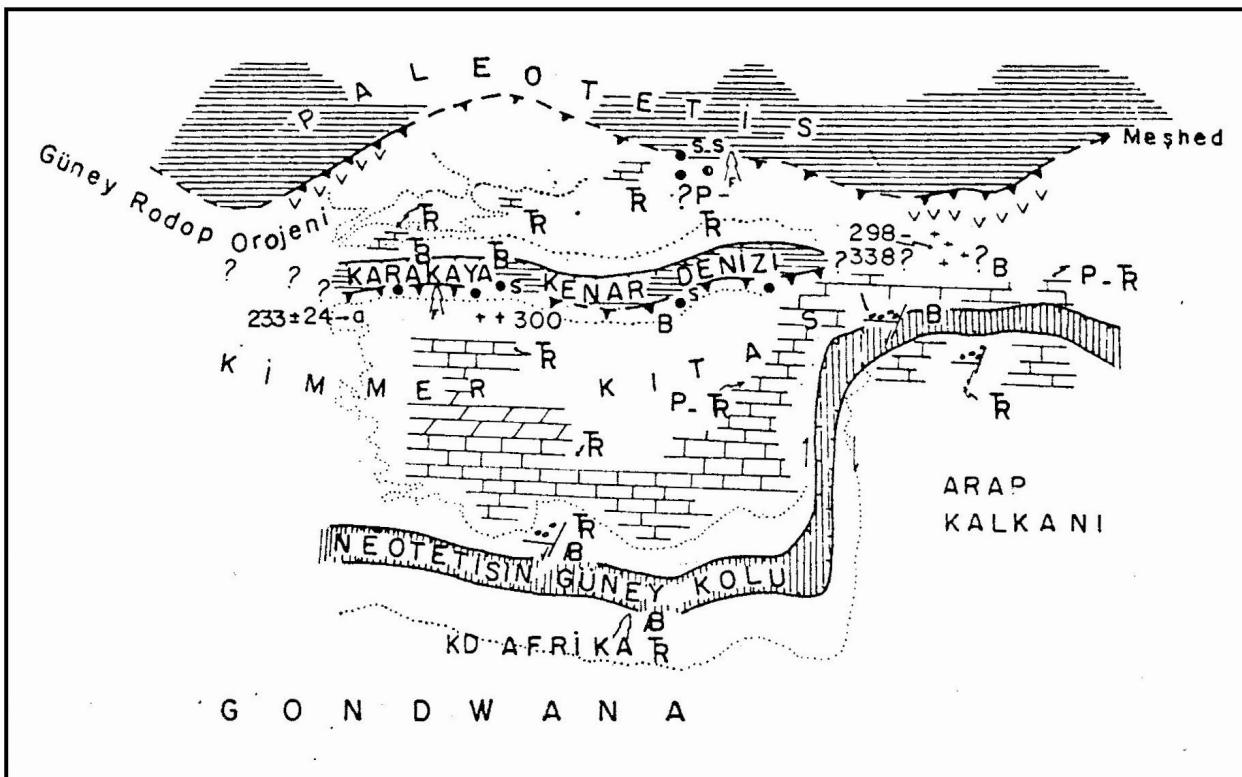
**A** — (Permo - Triyas). Bingöl ve diğerleri (1973), Bingöl (1976), Brinkmann (1976), Coğulu ve diğerleri (1965), Coğulu (1975), Dürr (1975), Eren (1979), Erk (1942), Erol (1953), Gürpınar (1976), Gutnic ve diğerleri (1979), Van der Kaaden (1959, 1966), Ketin (1951) Lisenbee (1971), Marcoux (baskıda), M.T.A. (1962), Özgül (1976), Özkoçak (1969), Perinçek (1979), Rigo de Righi ve Cortesini (1964), Robertson ve Woodcock (1979), Saner (1978), Sungurlu (1974), Yılmaz (1972, 1973, 1974 a, 1974 b).

**B** — (Alt jura). Adamia ve diğerleri (1977), Argyriadis (1974), Baykal (1952) Bergougnan (1975), Fourquin (1975), Gedikoğlu, (1978), Gutnic ve diğerleri (1979), Kauffman ve diğerleri (1976), Ketin (1951), Monod (1979), M.T.A. (1962), Nebert (1963), Özgül (1976) Rigo de Righi ve Cortesini (1964), Şengör ve diğerleri (hazırlanmakta), Seymen (1975), Wedding (1963), Yılmaz (1972).

**C** — (Orta jura). Adamia ve diğerleri (1977), Ağraklı ve diğerleri (1966), Gutnic ve diğerleri (1979), Khain (1975), M.T.A. (1962) ve Nebert (1961), Özgül (1976), Rigo de Righi ve Cortesini (1964), Seymen (1975), Şengör ve diğerleri (hazırlanmakta), O. Yılmaz (1979).

**D** — (Üst Jura - Alt Kretase). Adamia ve diğerleri (1977), Akin (1979), Altınlı (1973), Batman (1977), Baykal (1952), Brinkmann (1972, 1976), Gutnic ve diğerleri (1979), Ketin (1951), M.T.A. (1962), Özgül (1976), Wedding (1963), Zankl (1961).

**E** — (Üst Kretase - Paleosen). Adamia ve diğerleri (1977), Al Maleh (1976), Bergougnan (1975), Bingöl (1976, 1978), Brinkmann (1976), Brunn ve diğerleri (1971), Coğulu (1967), Çalapkulu (1978), Demirtaşlı ve diğerleri (1973),



**ŞEKİL 6A — Permo - Triyas paleotektonik haritası.**

Dürr (1975), Fourquin (1975), Gedikoğlu (1978), Gutnic ve diğerleri (1979), Hall (1976), Lapierre (1975), Letouzay ve diğerleri (1977), M.T.A. (1962), Özgül (1976), Özgül ve diğerleri (1978), Perinçek (1979), Rigo de Righi ve Cortesini (1964), Saner (1977, 1978), Seymen (1975), Sungurlu (1974), Taner (1977), Tekeli (1978), Tokel (1977), Yılmaz (1972, 1978). Dr. Naci Görür, Dr. Doğan Perinçek, Esen Arpat, Mark Hempton, Necdet Özgül, Gültekin Savcı ve Ozan Sungurludan yayınlanmamış veriler alınmış, ayrıca diğer bazı veriler ise kendi tarafımızdan derlenmiştir.

**F** — (Alt - Orta Eosen). Abdüsselamoğlu (1959), Ataman (1972), Bergognan (1975), Çoğulu (1975), Demirtaşlı ve diğerleri (1973), Dürr (1975), Gedikoğlu (1978), Gutnic ve diğerleri (1979), Izdar (1975), Kalafatçioğlu ve Uysallı (1964), Norman (1973), Özgül (1976), Rigo de Righi ve Cortesini (1964), Saner (1977), Seymen (1975), Sungurlu (1974), Tokay (1973), Tokel (1977), Vachette ve diğerleri (1968).

**G** — (Üst Eosen - Alt Miyosen). Bingöl (1976), Dürr (1975), Gutnic ve diğerleri (1979), Lüttig ve Steffens (1976), Özgül (1976), Sungurlu (1974) ve ayrıca Dr. Doğan Perinçek, Mark Hempton, Ozan Sungurlu ve kendi yayınlanmamış verilerinden.

**H** — (Orta Miosen - Pliyosen). Lüttig ve Steffens (1976), Şengör (1978, 1979b, 1980), Şengör ve Dewey (1978), Şengör ve Kidd (1979).

**I** — (Pliosen'den günümüze). Lüttig ve Steffens (1976), Şengör (1978, 1979b, 1980), Şengör ve Dewey (1978), Şengör ve Kidd (1979).

(Radelli, 1970; Fourquin, 1975; Bingöl, 1976; Yılmaz, 1981). Karakaya Çanağı'nın deformasyonu tipik bir ofiyolitik melanj oluşturmuştur. Melanja Karakaya Formasyonu'nun bütün birimleri karışmış ve değişik koşullardan geçerek mavişist, yeşilşist ve yüksek dereceli Barroviyen metamorfik topluluklarını (Tekeli, 1981) oluşturmuştur. Paleo-Tetis hendek ve yayının arkasında yer alması ve varlığının oldukça kısa sürmesi nedeniyle Karakaya çanağı'nı, Paleo-Tetis'in dalma-batma zonu üzerinde açılıp kapanan bir kenar denizi olarak görmekteyiz.

Karakaya kenet kuşağının devamı Sakarya kıtasından daha batıda ve Tokat masifinden de daha doğuda izlenmemiştir. Bu durum verilerin kıtlığıyla veya günümüzdeki Karadeniz'in durumunda da olduğu gibi Karayaka Çanağı'nın gerçek boyunun küçüklüğüyle ilişkili olabilir.

Doğu Akdenizi çevreleyen diğer birçok bölgede de olduğu gibi bütün güney ve güneydoğu Türkiye'de Ladiniyen-Noriyen de bir açılma olayını (Rifting) belgeleyen veriler vardır. Antalya naplarında (Delaune Mayere ve diğerleri, 1977; Marcoux, baskıda) Permiyen platformu rejimine benzer bir neritik karbonat ortamı Triyas başında da varlığını sürdürmüştür. Anisiyen sonuna doğru pelajik hamurlu bresler ve Daonellide içeren pelajik kireçtaşları ile Ladiniyen yaşlı kırmızı manganlı radiolaryaların varlığı bu karbonat platformunun parçalandığını ve çöktüğünü işaret eder. Bölgede, Anisiyen-Ladiniyen sınırında görülen Pietra Verde volkanizmasını (ki bütün Dinaro-Torid platformu boyunca çok yaygın ve karakteristik) alkalibazaltların egemen olduğu geç Karniyan-erken Noriyen yaşlı, şiddetli başka bir volkanizma izlemiştir. Volkanizma yaygınça yastık lavlar oluşturmuştur. Geç Triyas yaşlı bu yaygın mafik volkanizma Kıbrıs'taki Mamonya karmaşığında da görülür (Lapierre, 1975; Lapierre ve Rocci, 1976). Alanya masifinin oluşturduğu allokton kütlenin altında Antalya naplarının eşdeğerleri bulunmaktadır. İçine Antalya Naplarındaki birimlerin çökelebilmeleri için bir çanağın (Dumont ve diğerlerinin, 1972. Pamfilya çanağı) en azından bir kesiminin bu süreçte açılmış olması, bir diğer deyişle açılma olayının bu süreçte başlamış olması ve Anatolid-Torid platformundan Alanya masifini kopararak ayırmaya başlamış bulunması gereklidir. Güneydoğu Türkiye'de Karniyan-Noriyen'de karbonat platformunun parçalanma ve çökme (subsidence) olayının verileri, Bitlis masifinin en alt tektonik dilimleri içinde birçok yerde görülmektedir. Örneğin, Bigra dağının

güneyinde, denizaltı bazalt akıntıları Megalodont içeren mermelerle girik olup yukarı doğru kırmızı silttaşları ve çörtlü kireçtaşlarına geçmektedir (Perinçek, 1980). Bu kesimlerde yer yer görülen polijenik bresler faylanma ile yaşıt bir çökelmenin belirteçleri olabilir (Dr. Doğan Perinçek ve Bay Ozan Sungurlu ile kişisel görüşme, 1979).

Kenar kıvrımları bölgesinde otoktonda yer alan Triyas istifesi içinde, örneğin, Arap platformunun kuzey kesiminde, Sungurlu (1974) çökelmenin faal normal faylanma ile kontrol edildiğini göstermiştir.

Doğu Akdenizin çevresindeki bazı kesimlerde Türkiye'nin Gondwana-Land'dan koparak ayrıldığının dolaylı bazı verileri vardır. Friedman ve diğerleri (1971), Goldberg ve Friedman (1974); Bein ve Gvirtzman (1977) İsrail Levant sahili boyunca erken Jura sonunda bir kıta şelfi, kıta yamacı ve kıta eşiği üçlüsünün varlığını göstermişler ve aynı geometrinin aynı bölgede Jura başında da var olması gerektiğini ileri sürmüşlerdir. Dr. G. Friedman (Kişisel görüşme, 1978) bu kıta kenarı gelişiminin Geç Triyas'ta başlayan açılma olayının bir sonucu olduğu düşüncesindedir. Daha da güneyde, Sina bölgesinde, Ginzburg ve Gvirtzman (baskıda) berzeri verilerin varlığını göstermektedirler. Bu ve Doğu Akdeniz'in batı kesiminden derlenen diğer başka tamamlayıcı veriler (Dr. W.B.F. Ryan ile kişisel görüşme, 1980) Doğu Akdeniz'in açılışının olasılıkla Karniyen-Noriyen zaman aralığında başladığını, ancak bazı öncü olayların Anisiyen-Ladiniyen'in en sonlarına doğru (Pietra Verde sürecinde) gelişliğini göstermektedir.

Her ne kadar Dewey ve diğerleri (1973) Doğu Akdeniz okyanusunun Triyas'ta açıldığını tahmin etmişlerse de, bu okyanusu yanlış olarak Vardar Okyanusu ile bağlamışlardır. Daha sonra bazı araştırmacılar Doğu Akdeniz'in okyanusal niteliğini reddetmişlerdir. Bazı yazarlar eldeki anlamı kuşkulu jeofizik verilerinin günümüz Doğu Akdeniz'inin tabanında, bir kıta kabuğunu gösterdiği şeklinde yorumlamaktadırlar (Morelli, 1973; Morelli ve diğerleri, 1975; Lort, 1977; Woodside, 1977). Diğer taraftan, özellikle Orsay grubu jeologları, Doğu Akdeniz'deki bütün ofiyolitlerin köklerinin İzmir-Ankara-Ilgaz-Erzincan-Zagros ofiyolitik kenet kuşağından türediği görüşünü geliştirmiştir. Bu kenet kuşağından çıkan ofiyolitler bu fikre göre, geç Senonyien'de Anatolid-Torid platformu üzerine itilerek yerleşmişlerdir (Ricou ve diğerleri, 1974, 1975, 1979;

Delaune-Mayere, 1977 Gutnic ve diğerleri, 1979). Bu yorum Doğu Akdenizi hiç bir dönemde okyanusal bir tabana sahip olamamış kraton içi bir rift veya bir ön çukur (foredeep) (Brunn, 1979) olarak kabul etmektedir. Bu görüşü paylaşan diğer bazı araştırmılara göre Doğu Akdeniz dağ kuşaklarının Neo-Tetis evrimleri Dinaro-Torid platformuna nazaran kuzeyde yer alan tek bir Neo-Tetis okyanusunun kapanışına bağlıdır. Gene bu araştırmılara göre Dinaro-Torid platformu ise Afro-Arabistan'ın her zaman tümleyici bir parçası halinde kalmıştır (örneğin Channel ve Horvath, 1976; Laubscher ve Bernouilli, 1977; Channel ve diğerleri, 1979). Aslında bu görüş ilk olarak Doğu Akdeniz orojeninin farklı kesimlerinde yer alan ofiyolitlerin yerleşme yaşlarındaki büyük benzerliği açıklamak amacıyla geliştirilmiştir (Dr. Luc-Emmanuel Ricou, kişisel görüşme 1978). Yakın geçmiş Güneydoğu Türkiye ile kuzeybatı Suriye'deki ofiyolitler üzerinde gerçekleştirilen saha çalışmaları bu ofiyolitlerin yerleşme yaşlarının Torid-Anadolid platformuna Üst Senoniyende yerleşen ofiyolitlere nazaran daha erken (Kampaniyen) olduğunu göstermiştir (Al Maleh, 1976). Ancak Kıbrıs ve Güneydoğu Türkiye ofiyolitlerinin Anatolid-Torid platformu üzerinden aşarak geldikleri görüşüne karşı olan en kesin veriler yine Torid-Anadolid platformunun kendisinden, onun orta kesiminden derlenmiştir. T.P.A.O. jeologları yakın geçmişte, Sarız yakınındaki bir istifte Üst Jura'dan Orta Eosen'e kadar kesiksiz bir çökelmenin gelişliğini göstermişlerdir (Şekil 5, kesit 13). Bu istifte geç Kretase süresinde platform üzerinden ofiyolit naplarının geçtiğini işaret eder hiç bir veri görülmemektedir. Bu durum, Doğu Akdeniz ofiyolitlerinin köklerinin Anatolid-Torid platformunun güneyinde olduğunu açıklandı ortaya koymaktadır. Doğu Akdeniz'in tabanı günümüzde kıtasal olmuş olsa bile (bakınız Şengör ve Monod, 1980) en azından Kretase süresinde okyanusal olması gerekiydi. Bu veriler Doğu Akdeniz'in kökeni üzerindeki tartışmaya da çözüm getirmektedir; Geç Triyasta açılmağa başlamış olan bu okyanus Orta Miyosen'de Bitlis kenet kuşağı boyunca (Şengör ve diğerleri, 1979) kısmen kapanmıştır. (ilerdeki bölümlere bakınız).

Türkiye'deki Permo-Triyas jeolojik verileri Paleo-Tetis okyanus tabanının bir dalma-batma zonu boyunca güney yönünde ve Türkiye'nin altına doğru daldığını göstermektedir. Bu dalma-batma Triyas başında Karakaya kenar denizinin açılmasına neden olmuştur. Bu kenar denizi, açılışından çok kısa bir süre sonra, geç Triyast'a kapanmıştır. Doğu Akdeniz, Karniyen-Noriyen esnasında açılmağa başlamıştır. Bu, bölgede Neo-Tetis'in açıldığını

gösteren bir olaydır. Doğuya doğru açılma Zagros okyanusundan (Stöcklin, 1977) Himalaya'ya kadar devam etmiş ve Neo-Tetis'in bu açılmasıyla Gondwana-Land kuzeyinden ince uzun bir kıta parçasını, yani Kimer kıtasını da (Şengör, 1979 a) ayırmıştır.

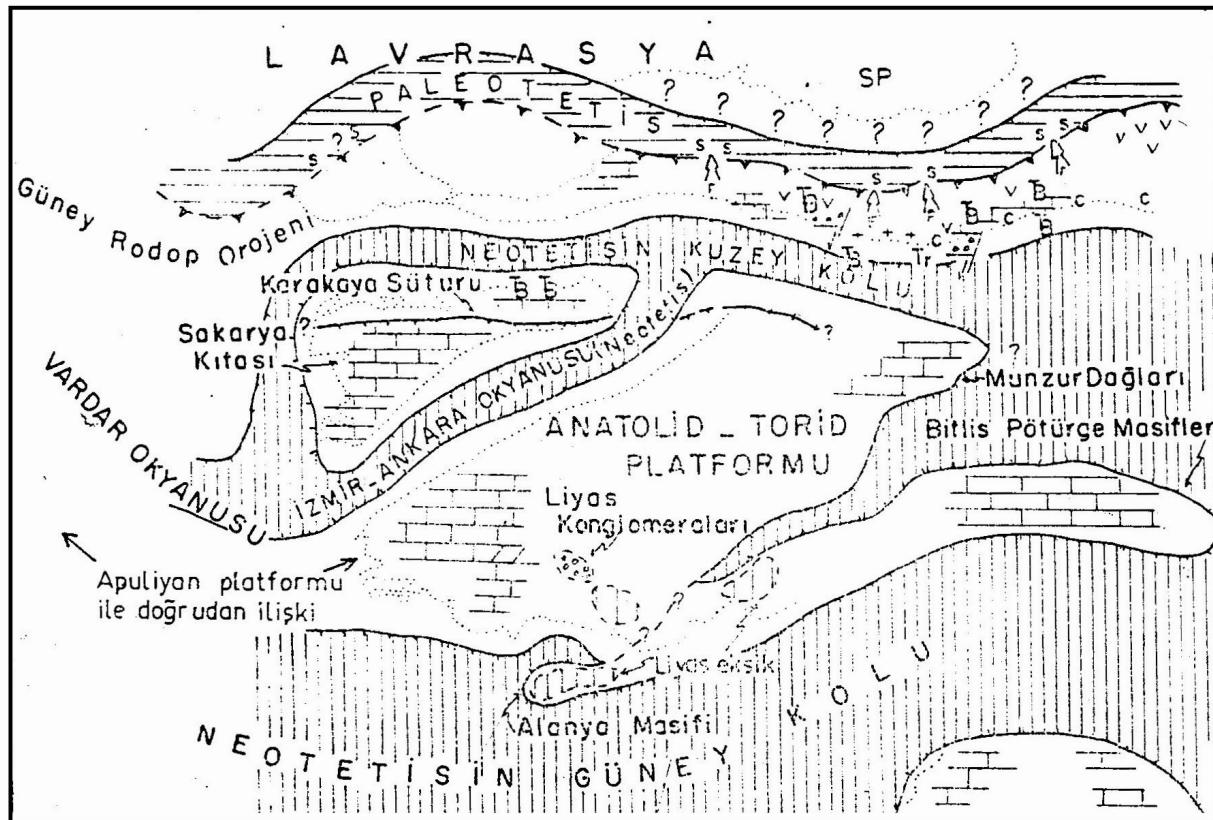
## **ERKEN JURA OLAYLARI**

Paleo-Tetis paleocoğrafyası açısından erken Jura'daki jeolojik claylar Permiyen rejiminin doğal bir devamı niteliğindedir. Ancak korunmuş Paleo-Tetis ofiyolitleri üzerindeki fliş mostralardan anlaşıldığı üzere bu süreçte Paleo-Tetis okyanus kabuğu şiddetli bir fliş çökelimine taban teşkil etmekteydi. Bu mostralara Doğu Pontidler boyunca Rus hududu yakınındaki Artvin bölgesinden (Şengör ve diğerleri, 1980) başlıyarak Kelkit'den Küre-Daday bölgesine (Ketin, M.T.A. 1962; Şengör ve diğerleri, 1980) kadar rastlanmaktadır. Paleo-Tetis Jura'da bütünüyle kapandığı için (şekil 6C) Jura başında görülen kırıntılı gelişimindeki bu zenginlik güneye doğru yaklaşan bir kuzey kıtasının varlığının bir bakıma işaretçi sayılabilir.

Bu kuzey kıtası büyük bir olasılıkla Skityen platformu olmalıdır. Her ne kadar Küçük Kafkaslarda erken Jura'da aktif bir kalkaleni volkanizma mevcut ise de (Adamia ve diğerleri, 1977), Doğu Pontidler'de bu tür volkanizma, giderek artan toleyitik volkanizmaya (Yılmaz, 1972) göre ancak tümler miktarda kalmıştır. Şiddetli toleyitik volkanik aktivite ile aynı süreçte kuzeye bakan Paleo-Tetis volkanik yayının yakınında bir açılma (rifting) olayı başlamıştır. Bu olay Paleo-Tetis dalma-batma zonu boyunca gitgitde daha yaşlı okyanus litosferinin dalıp batmasının bir sonucu olarak yorumlanabilir. Lavrasya kıta kenarı magmatik yaya kuzeyden doğru yaklaşıkça, volkanik yay bir gerilmeli yay niteliği kazanmış (Dewey, 1980) olmalıdır.

Bu volkanik yay boyunca dolayısıyla böylece bir kenar havza açılmağa başlamıştır. Açılmadan başlangıç sürecinde oldukça kalın (1 km yi aşkın) bir konglomera çökelimi gelişmiş olup bunlar toleyitik bazaltlar ve alkalen traktitlerle (Bergougnan, 1976) aralanmıştır.

Sinemuriyen'de güneyden denizel bir transgresyon Paleo-Tetis yayı üzerinde gelişmeye başlamış (Akin, 1979) ve yay erken Jura açılması nedeniyle bir ada yayı haline gelmiştir. Bu transgresyon bu bölgede güneye bakan Atlantik tip bir kıta kenarının gelişme-



**ŞEKİL 6B — Erken Jura paleotektonik haritası.**

ğe başladığının da belirtisidir. Doğu Pontidler'in güneyinde görülen Jura başındaki bu açılma olayının verileri Erzincan'ın Kuzey doğusundan Ilgaz masifinin doğusuna kadar olan bütün alanlarda vardır (Seymen, 1975; Bergougnan, 1976; Tokel, 1977). Bu süreç Pontidler ile Türkiye'nin geri kalan kesimi arasında faunal farklılığın başlangıç zamanıdır (Bassuollet ve diğerleri, 1975; Enay, 1976). Lavrasya faunası Pontidler'e ulaştığına göre, bu veri aynı zamanda Paleo-Tetis'in bu sırada ulaşımı olacak kadar küçüldüğünü de belgelemektedir. Gerçekte de Kuzey İran'daki Meşhet Kenet kuşağından derlenen veriler okyanusun o kesimde Retiyen-Liyas yaşılı Şemşak Formasyonunun çökelmesinden önce kapanmış olduğunu göstermektedir (Stöcklin 1974, 1977; Majidi, 1978). Şemşak Formasyonu'nun Doğu Pontidler'deki karşılığı (Bergougnan, 1976) kömür içeren Kelkit Formasyonu olup bu birimin Neo-Tetis'in açılan kuzey koluun kuzey kenarı boyunca yer alan yay ardi bir konumu vardır. Doğu Pontidlerle karşılaştırıldığında, Liyas açılmasına ait veriler Pontid içi kenet kuşağı boyunca ve İzmir-Ankara zonunda çok daha azdır. Mudurnu dolayında da erken Jura bazik volkanizması toleyitik niteliktedir ve orta-üst jura yaşılı tipik şelf çökelleri tarafından örtülüür (Altınlı, 1973 a; Gözbülbol, 1978; Yılmaz, 1981). Bu durum doğu Pontidlerde görülene ben-

zerlik sunar. Fourquin (1975) İzmir-Ankara okyanusunun da Liasta (veya daha önce) açılmağa başladığını işaret etmiş, Yılmaz (1981) bu kuşakta Lias açılmasını belgelemiştir. Doğu Pontidlerde de olduğu gibi bu süreç fauna farklılığının görüldüğü dönemdir. Erken jura açılma olayının verilerine, yaygın olarak Vardar zonunda ve Dinaro-Torid platformu çevresi boyunca da rastlanmaktadır (Channel, ve diğerleri, 1979). Dinaro-Torid platformunun güneydoğu kenarını bunun dışında tutmak gereklidir. Çünkü bu kenar aslında Triyasta açılmıştır. Neo-Tetis'in bu yeni kolunun açılışı, ki buna kuzey kol demekteyiz, bölgede, Kimer kıtasının enini büyük ölçüde daraltmıştır. Açılmışın sonucunda Dinaro-Torid platformu da, Siciliyayı bir yana bırakacak olursa, Afrikadan ayrılarak bağlantısız bir blok haline gelmiştir. Afrikadan İtalyaya kadar fasiyes kuşaklarının devamlılığına bakılırsa Sicilya üzerinden Afrika ile Dinaro-Torid platformu arasında hiçbir dönemde okyanusal bir ayrılma gelişmemiştir (Channel ve Horvath, 1976; Caire, 1971; Channel ve diğerleri, 1979).

Anatolid-Torid platformunun, erken jurada Kimer kıtasından ayrıldığını gösteren pek az veri vardır. Çünkü daha sonraki kıtasal çarpışma olayları ile Anatolid-Torid platformunun kuzey kenarı şiddetli tektonizmaya uğramış, verilerin çoğu olasılıkla bu dönemde yok olmuş veya şaryaj örtülerinin altında kalarak gizlenmiştir.

Bitlis/Pötürge masifleri ile Doğu Pontidlerin temelleri ve Üst Paleozoyik örtü birimleri arasındaki yakın benzerlik (Şekil 5, kesit 4 ve 15 in alt kısımlarını karşılaştırınız), bizde, Munzur dağlarının doğusunda kalan kesimde, Doğu Pontidlerden kopan kıtasal parçanın Bitlis masifi olduğu görüşünü doğurmıştır. Aslında masifin Üst Triyas-Alt Jura çökel örtü birimleri başlica neritik karbonatlardan oluşmaktadır; bu gelişme, belki de Paleo-Tetis dalgıma-batmasının parçalanmakta olan gerilmeli yay üzerinde mafik volkanizma geliştiğidir, çevre bölgelere yeterli klastik gereç veremiyen bir morfoloji yaratmış olmasıyla ilişkilidir. Bitlis masifi Pontidlerden dönerek uzaklaşırken, Anatolid-Torid platformundan da clasılıkla Pötürge ve Matalya-Keban masifleri ile Bolkar dağlarını koparmıştır. Torid iç okyanusunu (Inner Tauride ocean) açan bu riftleşme olayın zamanı konusunda veriler kitlidir. Buna rağmen açılma zonunun kuzey doğu ucunda görülen alkalen magma-tizma Jura açılmasının bir verisi olarak değerlendirilebilir (Dr. İhsan Seymenle kişisel görüşme 1980).

Orta Torosların pek çok kesiminde, erken jura, bir yükselme dönemidir. Bu nedenle erken Liyas, poljenik konglomera çökeliplerine (Çayır ve Üzümdere formasyonları; Gutnic ve diğerleri, 1979; Monod, 1979) sahne olmuştur. Bu birimler başlıca Antalya Körfezinin doğu yakasındaki otokton da görülürler. Argyriadis (1974) (Nejdet Özgül rehberliğinde gerçekleştirdiği bir saha gezisi sonunda) Alanya masifi ile Bolkar dağlarının stratigrafik ve jeolojik evrim yönünden benzerliklerine dikkati çekmiştir. Özellikle her iki bölgede de, Alanya masifinin hemen kuzeyinde yer alan istiflerde (şekil 5, kesit 10, 11 ve 12) tanıtan, Lias yükseliminin verileri görülmektedir. Bu veriler iç Toros okyanusunun Alanya masifini Anatolid-Torid platformundan Geç Triyasta ayırmış olan Pamfilya çanağı ile ilişkisi olabileceğini düşündürmektedir. Açılmış olayı, bu yerel alanda oldukça hızlı gelişen bu yükselimin nedenini de açıklayabilmektedir. Çayır ve Üzümdere konglomeraları yükselen rift omuzları önünde erozyonla gelişen eşdeğer çökeller olarak değerlendirilebilirler<sup>1</sup>. Bu hipotez Liasta Anatolid-Torid platformundan, Alanya-Bolkar-Malatya-Keban-Pötürge ve Bitlis masif kita parçalarının topluca kopmaya başladıklarına işaret etmekte, Özgül'ün (1976) tüm bu birimleri tek bir başlık altında «Alanya birimi» olarak gruplandırmamasını da haklı kılmaktadır. Bu hipotezi doğrudan verilerle denetleme şansı ne yazık ki hemen hiç yoktur. Çünkü Bolkar dağları ile Alanya masifi, Orta Anadolu ovalarındaki Neojen yaşlı çökellerle ve Orta Anadolu güneyindeki denizel Miyosen kireçtaşlarıyla örtülü müştür (şekil 2).

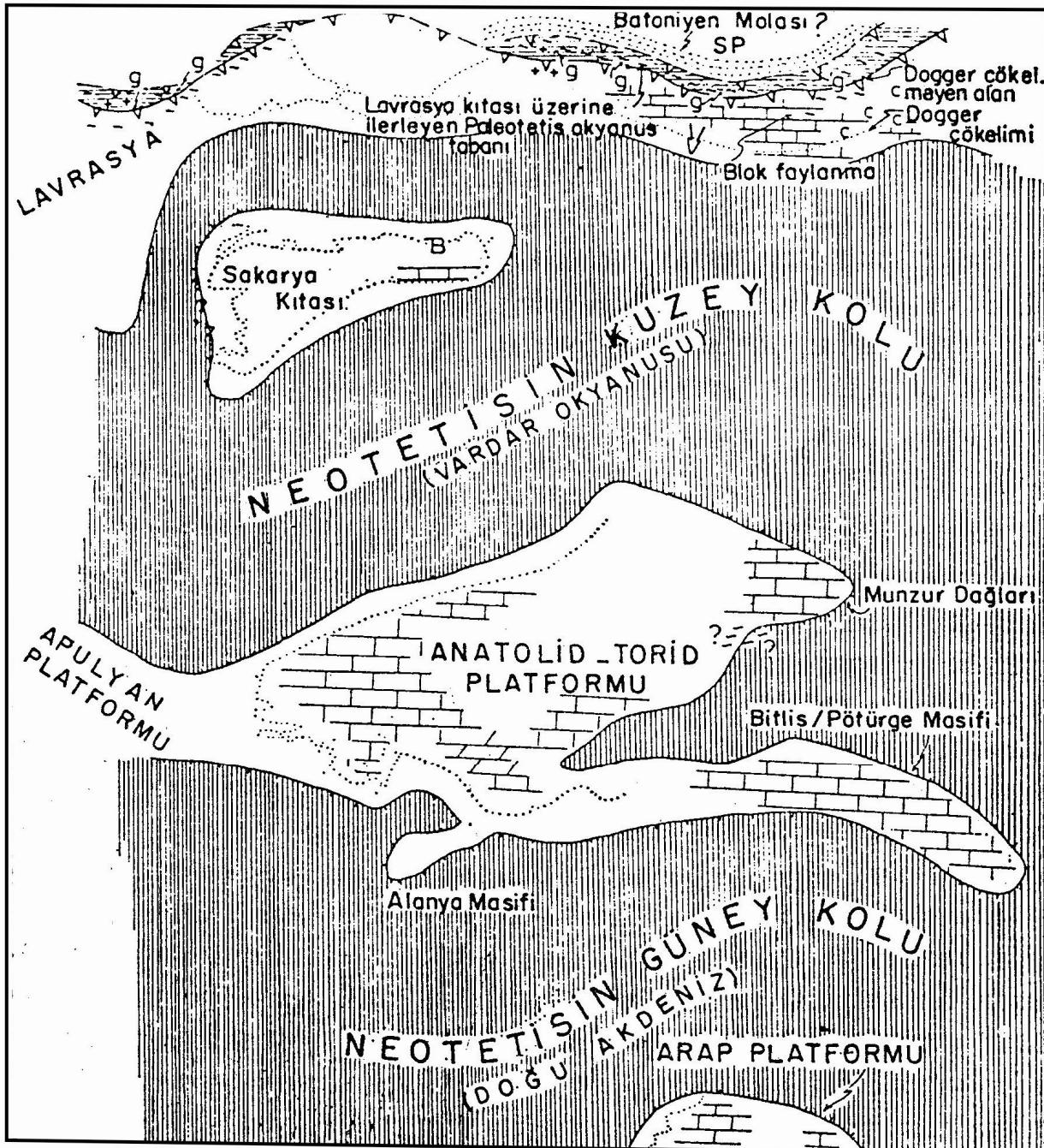
Özetle, erken Jura, Türkiyede Kimer kıtasının sürekli olarak parçalanarak Anatolid-Torid platformunu ve olasılıkla Alanya-Bolkar dağları-Malatya-Keban-Pötürge-Bitlis gibi bağımsız kıtasal parçalarını doğurduğu bir dönemdir.

Bu dönemde Neo-Tetis'in güney kolu muhtemelen büyümeye devam etmiştir. Bugünkü kuzey kol Paleo-Tetis'e göre bir kenar havza olarak gelişmiş ve batı Akdeniz'in günümüzdeki yerine kadar uzanmıştır.

## ORTA JURA OLAYLARI

Orta Jurada Türkiyede gelişen en önemli olay (Tetis bölgelerinin diğer çok geniş alanlarında Çinden Balkanlara kadar gö-

(1) Toroslardaki yeni araştırmalar, özellikle Likya Toroslarında ve Batı Toros otoktonunda Triyas yaşlı daralma tektoniği bulduğunu göstermiştir.



**ŞEKİL 6C —** Orta Jura paleotektonik haritası. Açıklamalar için şekil 6 ya bakınız.

rüldüğü gibi) Paleo-Tetis okyanusunun kapanışıdır. Bu kapanma olayı Türkiye'de Kimer kıtası ile Skityen platformunun (Şengör ve diğerleri, 1980) çarpışmasıyla son bulmuştur. Doğu Pontidlerde magmatik yayın kuzey kesimleri yükselerek sedimentasyonun kesikliğe uğramasına yol açmıştır (Ketin, 1951; Bergougnan, 1976). Güney kesimlerde ise çökelme önemli bir kesinti olmaksızın fakat regresif bir fasiyeste devam edebilmiştir (Ağralı ve diğerleri, 1966). Paleo-Tetis okyanusu tabanında fliş çökelimi erken Jura sonu ile erken Dogger de durmuş ve kısa bir süre sonra, hem çökel kaya-

ları hem de bu çökellerin ofiyolitik temeli üzerine, güneyden, doğu Pontidlerin kıtasal temeli ilerleyerek yerleşmiştir. Bu olayı Skityen platformu ile Doğu Pontidlerin (Kimer kıtasının bir parça-sıdır) (Şengör ve diğerleri, 1980) çarşılık olarak değerlendirmek-teyiz. Çarşılık iki fazda kuzey'e devrik penetratif deformasyon-lara yol açmıştır. Bu fazlardan ikincisi okyanusal litolojilerde tanınan yeşilist metamorfizması ile birlikte gelişmiştir. Kimer kıtası, itilmenin geçtiği taban şaryaj zonu bir yana bırakılacak olursa, penetratif deformasyona uğramamıştır. Şaryaj zonu ise şiddetli kataklastik deformasyon ve milonitleşmenin görüldüğü oldukça geniş bir kuşaktır (Şengör ve diğerleri, 1980).

Şaryajlı kontak zonu daha sonra granitoid plütonlar tarafından kesilmiştir. Granitoid plutonların bileşimi granodiorit ile tonalit arasında değişim göstermektedir. İzotopik yaşları ise 165 m. yıl civarındadır (O. Yılmaz, 1979). Bu termal olay Gümüşhane granitik plütonundaki K/Ar yaş tayin verilerinde de kendini gösterir. Coğulu (1975) 165 milyon yıl önce Gümüşhane granitik plütonunun yeniden ısrarı görüşünü ileri sürmektedir. Kuzey yön-lü şiddetli deformasyon, granit sokulumları ve olasılıkla Dogger de gelişen yeşilist metamorfizması tüm Rodop orojenik yayı boyunca Paleo-Tetis okyanusunun izlerini ortadan kaldırmıştır (Kocaeli ve diğerleri, 1971; Kaufmann ve diğerleri, 1976; Roeder, 1978). Rodop orojenik kuşağında Roeder (1978), bu süreçte, kuzey yönünde bir ofiyolit yerleşmesini belgelemiştir. Paleo-Tetis'in tama-mının kapanmasına bağlı olarak Karadeniz çevresindeki bölgelerde, günümüzdeki Karadenizin Kretasede (Brinkmann, 1974) açılmasına kadarki dönemde, okyanusal ortam tümüyle, denizel ortamlar ise çoğunlukla sona ermiştir.

Türkiyenin bütün diğer alanlarında sakin, karbonat çökelimi ile temsil edilen bir platform şelf ortamı egemen olmuştur. Münzur dağlarının güneyinde bu genel manzaraya uymayan bir gelişme görülmektedir. Bu, yaşı henüz kesinlikle belirlenmemiş bir deformasyondur. Bu deformasyonun belirtileri oldukça monoton bir dizi olaylar zincirinde değişiklik yaratan tek olaydır. Deformasyon bir açısal diskordans ile temsil edilmekte olup, Üst Kretase çökelleri, kıvrımlı Jura kayalarını örtmektedir (Dr. İhsan Seymen'le kişisel görüşme, 1980). Yaygınca rastlanılan verilere göre Neo-Tetis bu evrede halen açılmakta olduğundan, Orta Jura'daki bu olayın önemi ve anlamını tanımda ipuçları bulmak çok güçtür.

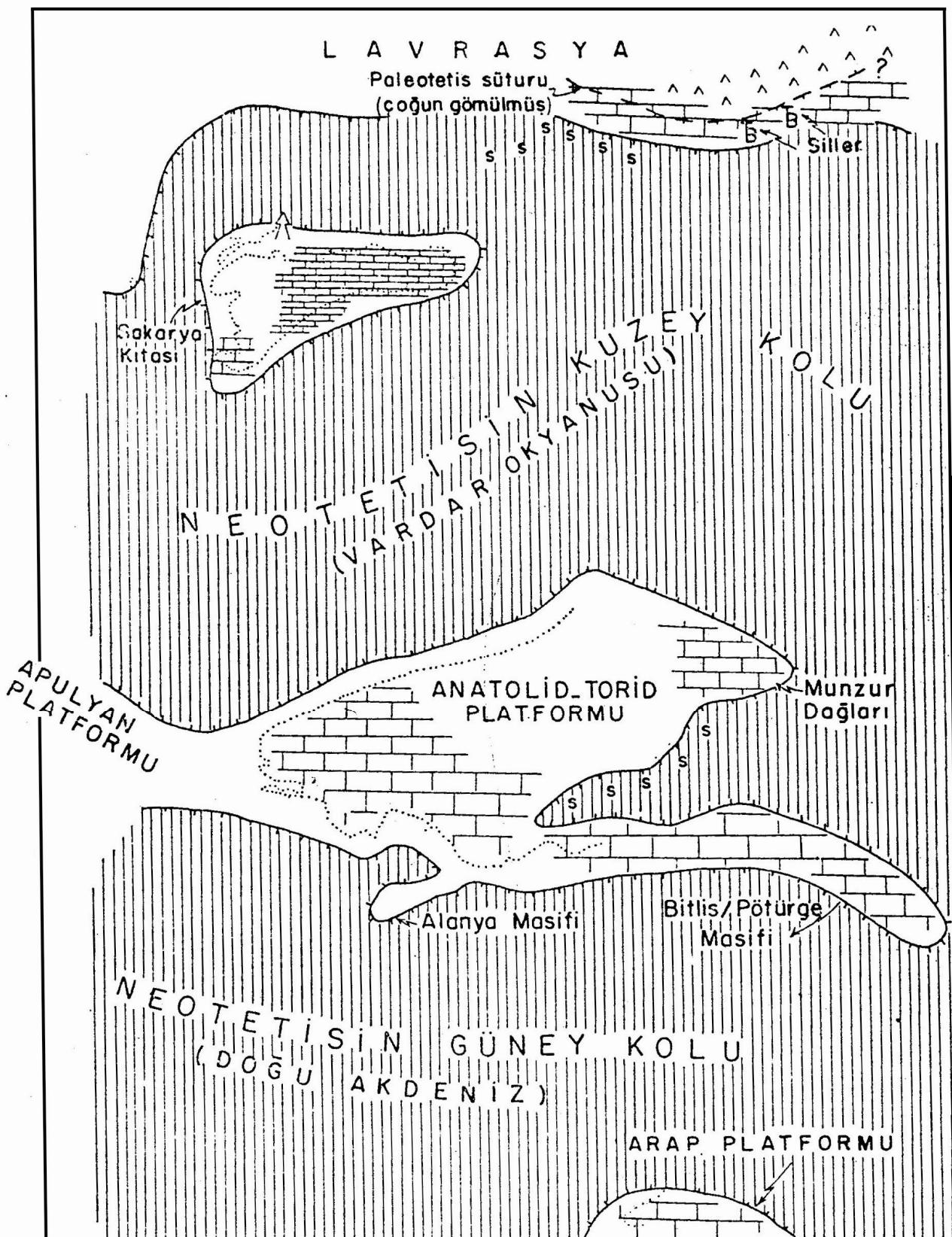
## GEÇ JURA-ERKEN KRETASE OLAYLARI

Türkiye'de Geç Jura ve Erken Kretasedeki jeolojik gelişmeler birbirine bağlı, biri diğerinin doğal devamı olan olaylardır. Bu dönemlerdeki olayları bu nedenle aynı başlık altında tanıtmaktayız.

Orta Jurada Paleo-Tetis'in kapanmasını izleyen evrede çarpan kıtalar birbirlerine doğru yaklaşmaya devam etmişlerdir. Bu olay çarışma zonu boyunca kabuksal kalınlaşmaya ve doğu Pontidlerin bütün doğu kesimi ile Kafkaslarda Tibet tipi bir volkanizmanın gelişmesine yol açmıştır. Küçük Kafkasların kuzey kesiminde kalkalkalen volkanizma geç Jurada sona ermiş ve yerini tuz-jips içeren karasal çökellerle ardalanın yerel alkali bazalt-traktit lavlarına bırakmıştır (Bu olay çarışma kökenli bir açılma olarak yorumlanabilir (?). Bakınız Sengör ve diğerleri, 1980).

Bu olay, Küçük Kafkasların güney kesiminde devam etmekte olan kalkalkalen volkanizma (Adamia ve diğerleri, 1977) ile aynı sürede gelişmiştir. Benzeri bir gelişmeye Karadeniz bölgesinin Gümüşhaneye nazaran kuzeyde kalan alanlarında görülen Neokomiyen yaşılı bimodal volkanizmada da rastlanır (Zankl, 1961). Büyük Kafkasların Ana Doruğu (Main Range) ile Trans-Kafkas çöküntü alanının temelinde yaygınca görülen (Khain, 1975), Bajosiyen-Batoniyen yaşılı granitik plutonlar bu Tibetizasyon işleminin bölgedeki ilk belirtileri olarak değerlendirilebilir.

Bütün geç Jura-erken Kretase sürecinde, Doğu Pontidlerde karbonat şelf çökelimi sürmüştür ve resif arası alanlarda fliş çökelimi ile kıta eşiği (Kıta yükselişi, Continental rise) büyümeye devam etmiştir (örneğin Seymen, 1975). Olasılıkla Paleo-Tetis deformasyonlarının bir sonucu olarak, Rodop-Pontid parçasının Batı Trakya ile Zonguldak arasında kalan kesimi ise bu süreçte su üzerinde bulunmaktadır. Kocaeli yarımadasında deform olmuş Triyas birimleri üzerinde bir taban konglomerasyyla başlayan Üst Kretase çökelleri açısal diskordansla oturmaktadır (Abdüsselemoğlu, 1977). Doğu Pontidlerin doğu kesimlerinde, henüz varlığı sorun olan bir sil olayı görülmektedir (Alt bazik seri; bakınız Akin, 1979). Bu olayla bölgede yaygın toleyitik bazaltik siller gelişmiş ve bütün Apsiyen-Albiyen kayalarını kaplamıştır. Bu olayın, Doğu Pontidlerin güneyinde bir dalma-batma zonunun başladığını işaret eden bir anlamı olup olmadığı henüz kesin değildir (Yılmaz, 1972 ve Tokel, 1977 e göre bu olay geç Kretase yaşıdır).



**ŞEKİL 6D — Geç Jura - Erken Kretase paleotektonik haritası. Açıklamalar için şekil 6 ya bakınız.**

Sakarya kıtası Geç Jurada bir neritik karbonat çökelim alanıdır (Bilecik kireçtaşı; Bakınız Altınlı, 1973 a; Saner 1977; Yılmaz, 1981). Erken Kretasede ortam koşulları hızlı sayılabilen bir geçişle pelajije değişmiş ve çörtlü kireçtaşlarının çökelimine

yol açmıştır (Soğukçam kireçtaşı, Altınlı 1973 a). Bu dönemde, bu pelajik ortamda yaygınca görülen denizaltı kayma çökellerinin (slump deposits) varlığı denizaltı rölyefinin giderek arttığını verileridir. Sakarya kıtasının aniden çökmesinin nedeni açık değildir. Ancak eğer Sakarya kıtası, Paykon sırtının (Paicon ridge) doğuya doğru bir devamı gibi düşünülebilirse bu çökme olayı geç Jura-erken Kretase süresinde yerleşen Eohellenik ofiyolit naplarının (Mercier ve diğerleri, 1975; Jacobshagen ve diğerleri, 1976) yükü altında, Paykonun izostatik çöküşünün doğal etkileri gibi yorumlanabilir. Bu tür bir bağ olsun ya da olmasın her iki olay arasında hayret verici zamansal bir ilişki olduğu dikkati çekmektedir.

Anatolid-Torid platformunda, Geç Jura-Erken Kretase süresinde en azından başka iki pelajik ortamın daha varlığı görülmektedir. Her ne kadar, platformun çok önemli bir kesiminde neritik karbonat çökelimi devam etmişse de uzunlamasına çanaklar boyunca gelişen pelajik çökeller, platformun devamlılığını bozmuştur. Bu çanaklardan biri olasılıkla Menderes masifini, Bey dağları otokton sahasından ayırmış olup, Hellenidlerdeki Iyonya çanağının (Gutnic ve diğerleri, 1979) doğuya doğru devamını temsil etmişolandır. Torid-Anatolid platformu üzerinde gelişmiş olan bu pelajik çanakların adedi, geometrisi ve jeolojik evrimleri henüz yeterince açıklığa kavuşturulmuş değildir (Gutnic ve diğerleri, 1979 da şekil 26'ya bakınız). Bu durum, bu çanakların varlığını şekil 6D de gösteremememize neden olmuştur.

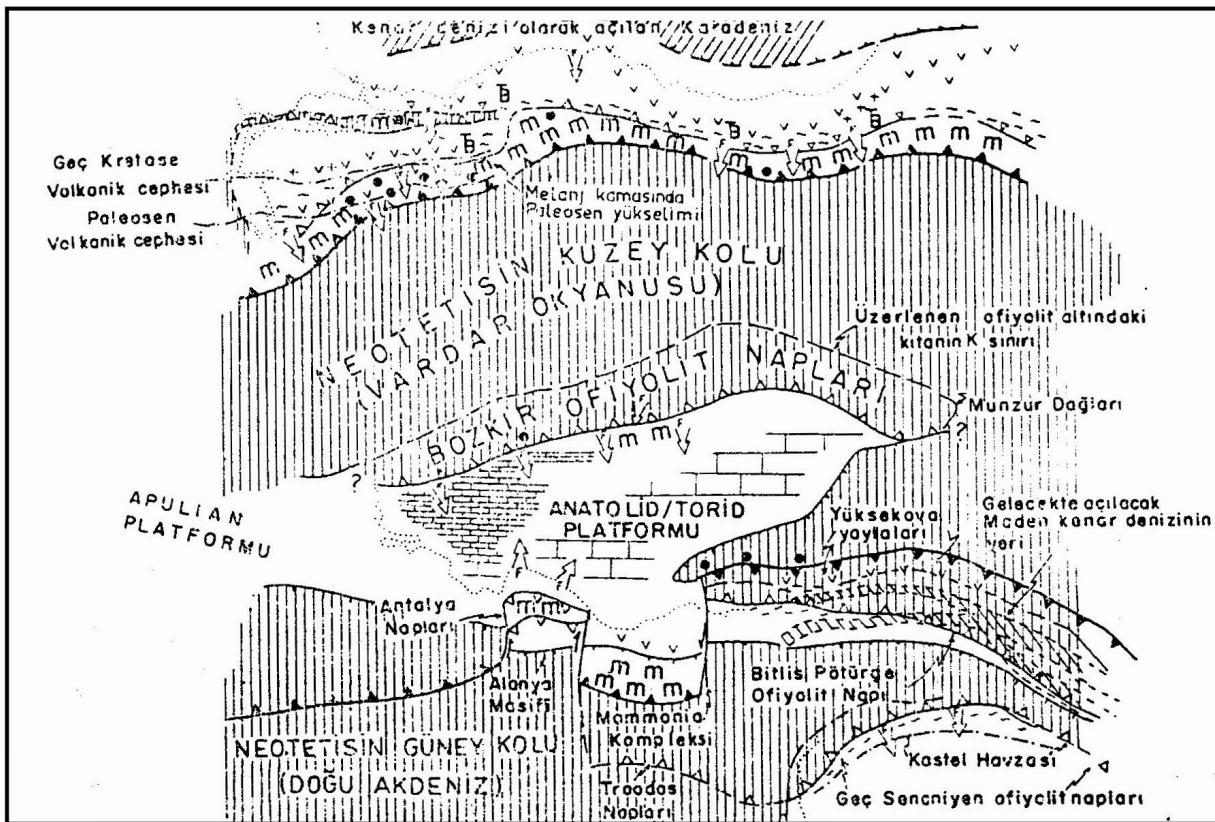
Geç Jura-Erken Kretase dönemi, aynı zamanda Anadoluda varlıklarını bugün tanımakta olduğumuz Neo-Tetis ofiyolit mostralarının çoğunun üretildiği bir süreçtir. Bu durum Alpler ile Doğu Avrupa Tetis kuşaklarındaki genel görünüşe uygundur (Dewey ve diğerleri, 1973). O bölgelerdeki karbonat platformlarının da giderek pelajikleşmesine benzer bir gelişme Anadoluda da geçmiştir. Ofiyolitlerin, aynı zamanda ortaya çıkan geçmiş görünümleri ve aynı zamanda gelişen karbonat platformlarının kenar kesimlerinde görülen, oldukça hızlı sayılacak çökme olaylarının varlığı tektonik gelişimin günümüzdeki genel sorunlarından birini oluşturmasına devam etmektedir. Bu çökme olaylarını sadece litosferik gerilme etkilerinin varlığı ile açıklayabilmek güçtür. Çünkü, bu olaylar kıtasal açılma olaylarının (rifting) bitiminden çok uzunca bir süre sonra başlamakta ve okyanus tabanının yayılmasına ait ilk açık sezik verilerin tanınmağa başladığı sürede gelişmektedir. Ki-

ta kabuğundaki gerilmelerin önemli bir kısmı açılmanın başlangıç devresinde geçmektedir. Çünkü okyanus tabanı yayılması (accretion) başladıkten sonraki evrede Atlantik tip kıta kenarında pek az gerilme etkisi görülebilmektedir (Örneğin Montadert ve diğerleri, 1979). Türkiyede, Neo-Tetis okyanusu açılmağa geç Triyas-erken Jurada başlamıştır. Buna rağmen bu açılma ile ilişkili günümüzde mostralları korunmuş en yaşlı ofiyolitler çok daha gençtir. Aynı şekilde, neritik karbonat platformlarındaki rejyonal çökme olayları da Jura sonu ile erken Kretase başına kadar gecikme göstermişlerdir. Açılmayı izleyen evrede giderek soğuyan kıta kenarının zamanla çökmeğe başlaması gibi sıcaklık/yoğunluk ilişkisindeki değişime bağımlı (Thermal subsidence) bir açıklama ile bu olayı bağdaştırmak da güçtür. Çünkü Atlantik tipi kıta kenarlarından derlenen, zamana bağımlı soğuma ve alçalma eğrileri, hızı zamanla süratle azalan bir geometri gösterirler. Alçalmanın önemli bir kısmı açılmayı hemen izliyen bir dönemde gelişmektedir (Hays ve Pitman, 1973; Pitman, 1978). Henüz hiç bir model, geciken bu hızlı çökme olayını yeterli açıklamayı başaramamıştır.

## GEÇ KRETASE-PALEOSEN OLAYLARI

Bütün Pontid kuşağı boyunca, Geç Kretase başında bir dalma-batma olayının başladığını gösteren açık veriler vardır. Pitman ve Talwani (1972) ile Dewey ve diğerleri (1973), Afrikanın Avrupaya nazaran bağıl hareketi sırasında izledikleri yolları göstermişlerdir. Buna göre 148 m. yıl (Orta Kimmerijiyen) ile 80 m. yıl (Santoniyen) arasındaki sürede Afrika ile Avrupa arasında verev yönde önemli miktarda bir yaklaşmanın gelişmiş olması gerekmektedir. Buna rağmen, Senomaniyen-Turoniyen'e ulaşılincaya kadar (90-100 m. yıl) Türkiyenin hemen hiç bir kesiminde bu yaklaşımı gösteren veriye rastlayamıyoruz. Munzur dağlarının güneyinde Geç Kretaseden önce gelişmiş olan yerel kıvrımlanma ile anlamı henüz yeterince değerlendirilememiş olan Doğu Pontidlerdeki sil, bu genellemenin dışında bırakılabilir (Bu olay erken bir dalma-batmayı işaret edebilir). Biju-Duval ve diğerlerinin (1977) teklif ettiği Afrika-Avrupa bağıl hareket yönlerine göre ise, Afrika ile Avrupa arasındaki asıl yaklaşma, geç Kretase sonunda (76-68 m. yıl önce) başlamaktadır. Öte yandan bu durum yerel jeolojik verilerin gösterdiginden yaklaşık 20 m. yıl daha geçtir.

Erken Kretase ile geç Kretase geçiş arası arasındaki kısa sürede geliştiği görülen yaygın alçalma ve pelajiklesmenin, (Şekil 5, kesit



**ŞEKİL 6E — Geç Kretase - Paleosen paleotektonik haritası. Açıklamalar için şekil 6 ya bakınız.**

5 ve 6) ardından Doğu Pontidlerde şiddetli bir magmatizma başlamış, bu magmatizma ile toleyitik bazaltlar ve riyolitler ile yaygın tuf yığışımıları gelişmiştir.

Yer yer, bu volkanik birimlerin küçük açısal uyumsuzluklarla alttaki pelajik kireçtaşlarının üzerinde oturdukları görülür. Üst Kretasede, daha sonra Kampaniyen-Maastrichtyen süresinde, yaygın volkanojenik fliş çökelimi başlamış ve bunlar özellikle Pontidlerin güney kesiminde gelişim göstermiştir (Sestini, 1971; Tokel, 1977; Yılmaz, 1972). Rize granitik plutonunun ilk sokulumları da 94 m. yıl önce başlamıştır (Gedikoğlu, 1978).

Türkiyede, Rodop-Pontid parçasının geç Kretasedeki volkanik eksenin, Samsunun batısındaki alanlarda kuzey batıya dönerek günümüz Karadeniz kıyılarına paralel bir gidiş izlemiştir. Bu nedenle günümüzde yay kökenli Üst Kretase volkanik kayalarını kara alanlarında Samsun, Kurucasile, İstanbul kuzeyi ve İğneada gibi ancak bir kaç yörede görebilmek mümkündür.

Bununla birlikte, Rodop-Pontid parçasının batı kısmının günümüzde görülen kesimleri, Geç Kretasedeki bu volkanik yaya gö

re yay önü bir konumda bulunmakta ve Turoniyen-Senomaniyen yaşlı (Ketin, 1955), kalın fliş istiflerinin (Senomaniyen kabaflısı) çökelme alanlarını oluşturmaktaydı. Daha sonra Maastrichtiyen ve Paleosende fliş havzaları önemli derecede sığlaşmış ve çökelme flişten biyojenik kireçtaşlarına değişmiştir (Ketin, 1955).

Rodop-Pontid parçasının üzerinde magmatik yay gelişirken, önünde ise bir melanj kaması birikmeğe başlamıştır. Melanj, başlıca Üst Kretase yaşı göstermekte birlikte Paleocene kadar çıkmaktadır (Tokay, 1973). Pontidlerin uzantısı boyunca, melanj yer yer maşivistlerle bir arada görülmektedir.

Geç Kretase de Rodop-Pontid ada yayının arkasında Karadeniz açılmağa başlamıştır (Letouzey ve diğerleri, 1977). Bu açılma olayı olasılıkla Balkanidlerde Srednogora bölgesindeki olay ile ilişkilidir. Srednogora'da bu dönemde pelajik kireçtaşları, radyolarit, kırmızı tabakalar (Couches Rouges) ve türbiditler çökelmiş, denizaltı volkanik kayaları gelişmiştir. Hsü ve diğerleri (1977) Srednogora bölgesi ile günümüz kenar havzalarının ortam ve içerikleri açısından büyük benzerlikler sunduğuna dikkati çekmiş ve Srednogoranın, Rodop-Pontid parçasının arkasında açılan bir kenar havza olduğu görünümü savunmuştur. Paleosen-Eosen süresinde, kenar havzanın Srednogora kesimi kapanmış, ilerliyen kuzey yönü şaryaj dilimlerinin önünde gelişen havzada (ön çukur fore-deep) Emine flişi çökelmiştir (Hsü ve diğerleri, 1977). Bu sürede Karadeniz açık durumunu korumuş ve hatta okyanusal temelinin giderek soğumasına bağlı olarak daha da çökmüştür (Letouzey ve diğerleri, 1977). Bu büyük Karadeniz kenar havzasının Srednogora kesimini, varlığının kısa sürmesi nedeniyle şekil 6E deki harita-da göstermemeyi tercih ettim.

Sakarya kıtası üzerinde, şiddetli kalkalkalen volkanizma Turoniyende Vezirhan volkaniklerinin gelişmesiyle başlamıştır (Altınlı, 1973 a) (Şekil 5, kesit 4). Kıtanın güney kesiminde bu volkanizma, aynı formasyonun kırmızı pelajik kireçtaşları ile ardalanın çok sayıda tuf düzeyinin varlığı ile tanınmaktadır (Altınlı, 1973 a). Sakarya kıtasının güneyinde ise Turoniyenle Kampaniyen arasında ofiyolitik bir melanj kaması gelişmiş ve bu Üst Maastrichtiyen/Paleosende regresif nitelikteki sığ denizel çökeller (Saner 1978) tarafından örtülmüştür. Pontid içi okyanus, Paleosen ile Lütesiyen arasındaki dönemde kapanmıştır. Çünkü Ankaranın kuzey batısında, kenet kuşağı, bitki fosilli Lütesiyen çökelleri tarafından uyumsuzlukla örtülmektedir (Tokay, 1973).

Pontidler (Rodop-Pontid parçası ve Sakarya kıtası), dalma-batma olayının kıta-okyanus kontağında başladığına ait veriler sergiliyen dünyadaki ender kesimlerden biridir (Yılmaz, 1981). Dalma-batmaya bağlı volkanik yay, daha önce gelişmiş olan Atlantik tip kıta kenarının çökel havzası üzerinde doğrudan doğruya gelişmiştir (Yılmaz, 1981). Sakarya kıtasında yay volkanizmasının cephesi güneye doğru göç ederek Paleosen de melanj bölgesi üzerinde büyümüştür. Pontid iç okyanusunun kapanmasını izleyen dönemde, Eosende, kıta üzerinde yeni bir magmatik evre başlamıştır.

Anatolid-Torid platformunun hemen her kesimi ile Arap platformunun kuzeyi, geç Kretasede, çarpışma öncesi yaygın bir ofiyolit yerleşme dönemidir (Ricou, 1971; Ricou ve diğerleri, 1975). Önceleri bütün bu ofiyolit yerleşmelerinin aynı süreçte gelişikleri düşünülmektedir. Ancak yeni veriler, ofiyolit yerleşmesinin Arap platformuna, Anatolid/Torid platformundan daha önce geldiğini belirlemiştir. Özellikle Anatolid/Torid platformunun batı kesiminin bir bütün halinde alçalmağa başlaması Maastrichtiyendendir. Çünkü daha önceki neritik alanların hepsi, bu dönemde pelajik çökeller tarafından istila edilmiştir (Delaune-Mayere ve diğerleri, 1977; Gutnic ve diğerleri, 1979 özellikle şekil 26).

Kampaniyen-Maastrichtiyen süresinde, Bozkır ofiyolitik napi (adlama, Özgül'ün 1976, Bozkır biriminden; Bernoulli ve diğerlerinin, 1974, Peridotit napi bizim Bozkır ofiyolitik napımızın batıdaki kesimine eşdeğerdir) Anatolid-Torid platformu üzerine tırmanmağa başlamıştır. Anatolid/Torid platformunun kuzey kıtasal şelfi üzerinde görülen ofiyolitik olistostromlar ve Maastrichtiyen fliş çökelimi bunun verileridir. Aynı esnada platformun kendi de ilerliyen ofiyolit örtülerinin yükü altında çökmüştür (örneğin Graciansky'nin, 1972) Köyceğiz bölgesi Haymana havzası; Dr. Naci Görür'le kişisel görüşme, 1980). İlerliyen şaryaj örtüleri altında görülen seyrek mavişist fasiyes metamorfizmasının gelişimi olasılıkla ofiyolit yerleşmesine bağlıdır. Emirdağ-Kütahya-Eskişehir Balıkesir kuşağı boyunca Anatolid-Torid platformu üzerinde allokton konumlu duran metamorfik kayalardaki mavişist metamorfizması buna örnek olarak gösterilebilir. Torid-Anatolid platformunun bütün kuzey kenarı boyunca, Bozkır napının yerleşmesi Üst-Kampaniyen-Maastrichtiyen de gelişmiştir (Bergougnan, 1975; Dürr, 1975; Ricou ve diğerleri 1975; Özgül, 1976; Özgül ve diğerleri, 1978). Bu olay, bölgede Neo-Tetis deformasyonlarının da başladı-

ğını belirtmektedir. Orsay grubu jeologlarının yorumlarının tersine (Ricou ve diğerleri, 1975; Delaune-Mayere ve diğerleri, 1977; Gutnic ve diğerleri, 1979). Mestrihtiyen olayları, ofiyolitik allokttonların platform üzerinde uzun mesafeler ilerlemelerine yetmemiştir. Orsay grubu, Bozkır naplarını Kıbrısa ve güneydoğu Türkiye'ye uzatma eğilimindedirler. Ancak batıda, Menderes masifi Bey dağlarından, doğuda ise Sarız bölgesine kadar (Şekil 5, kesit 7, 8, 9, 10, 13) platformun ana ekseni boyunca, çökelmanın çoğu kez kesiksiz devam etmiş olması bu yoruma karşı önemli bir veridir.

Bitlis/Pötürge kıta parçası üzerinde de aynı süreçte bir ofiyolit yerleşmesi gelişmiştir. Bitlis masifinin Üst Kretase yaşlı dış zarfı üzerinde oturan ofiyolit nayı, şiddetli kataklastik bir zon (yaklaşık 500 m kalın) ile ince kontak metamorfik bir zon üzerinde durmaktadır. Kontak metamorfik zon, albit-aktinolit-epidot-klorit mineral topluluğu içerir (Şekil 5, kesit 15). Paleosen (?)-Eosen yaşlı bir molas Bitlis masifinin doğu kesiminde bu ofiyoliti uyumsuzlukla örtmektedir (Yılmaz, 1978; hazırlanmakta). Yılmaz (hazırlanmakta) Malatya-Keban ve Pötürge-Bitlis masifinin metamorfizmalarını bu ofiyolit üzerleme (obduction) olayıyla bağlantılı görmektedir. Masiflerin metamorfizmaları, Bitlis/Pötürge kıtalarının üzerinde ilerleyen okyanusal litosferin yükü altında, kıtaların gitgide daha sıcak kesimlere gömülmelerinin bir sonucu olabilecek, bir nevi gömülme metamorfizması gibi açıklanabilmektedir. Bu durum New Foundland da batı Fleur de Lys'deki konuma benzemektedir (Williams, 1977). Bitlis/Pötürge'nin batı-güneybatıya devamı boyunca yeralan Aladağ bölgesindeki ofiyolit yerleşmeside olasılıkla aynı olayın bir kesimini meydana getirmiştir.

Ofiyolit yerleşme (obduction) olayından hemen sonra veya yerleşme ile kısmen aynı süreçte, üzerine ofiyolit yerleşmiş olan Bitlis/Pötürge kıtasının altına kuzeyden güneye doğru bir dalma-batma zonu gelişmeye başlamıştır. Bu dalma-batma zonu boyunca iç Torid okyanusu yutulmağa başlamıştır. Dalma-batmanın /verileri çoğunlukta Yüksekova biriminin yay litolojilerinden derlenmektedir (Hempton ve Savcı, 1981; Yılmaz, hazırlanmakta). Yüksekova yayı, piroklastik kayalar, yastıklı bazalt, farklı bileşiminde diyoritler ve belkide bazı andezitleri içermektedir (Hempton ve Savcı, 1981).

Hazar gölü batısında yer alan Görelî yakınındakı, yüksekova yay magmatizmasının eşdeğer birimleri içinde, büyükçe granodiyorit plutonları da görülürler. Bu birimler de Paleosen çökelleri tarafından uyumsuzlukla örtülmektedir. İç Torid okyanusunun en batı kesiminin güneyinde yer alan Bolkar bölgesinde, yay magmatizması ve bununla ilişkili mineralizasyon Paleosen sonu, Eosen başına kadar sürmüştür (Çalapkulu, 1978).

Alanya masifi, kendisi ile Anatolid/Torid platformu arasında, Pamfilya çanağının bir kısmı üzerinde ilerlemiş ve bunun sonucu olarak geç Kretasede havzada çökelmenin kesilmesine neden olmuştur. Necdet Özgül (Kişisel görüşme, 1978) Alanya masifinde geç Kretase-Paleosende yay magmatizması başlangıcı sayılabilcek bazı olayların geçtiğini bildirmektedir. Bu olaylar, belki de masifin metamorfizmasının da sorumlusu olabilirler. Ancak bu konunun ayrıntılı araştırılıp ortaya konulması gereklidir. Türkiye'nin bu güney kesimi ile Doğu Akdeniz'in en doğu kesiminde geç Kretasede görülen ofiyolit üzerlemeye olayları Senonyen'de gelişmiştir. Verilerine Kıbrıştan başlıyarak, Türk-Irak sınırına kadar rastlanmaktadır.

Kıbrıstaki Mamonia napları (Lapierre, 1975) olasılıkla, Beşparmak magmatik yayının önünde, dalma-batmaya bağlı bir melanj karmaşığı olarak gelişmiştir (Baroz, 1979). Daha sonra, Troodos karmaşığı ile birlikte, okyanusal nitelikteki veya gerilerek incelenmiş bir kıta kabuğu halinde olan Afrika litosferi üzerine ilerleyerek yerleşmiştir (Gass, 1963; Bijou-Duval ve diğerleri, 1976). Şekil 6E deki Mamonia napları kuzeyden güneye ilk itilmelerin varlığını vurgulamak amacıyla çizilmiştir; Şekil 6E son dilimlenme evresinden önceki durumu göstermektedir. Bu konum ilk defa Lapierre (1975) tarafından gösterilmiş olan duruma uygun, Robertson ve Woodcock'un (1979) ileri sürdüğü güneyden kuzeye itilmelere karşısıdır. Çünkü itilmelerin güneyden kuzeye doğru geliştiği düşüncesini destekleyen veriler, kuzeyden güneye olduğunu destekleyenler kadar inandırıcı ve güvenilir görülmemektedir.

Arap kalkanının kuzey çevresi boyunca, batı kesiminde bir **kısim** ofiyolit üzerlemesi Kampaniyen kadar erken bir evrede **başlamış** olabilir (Al-Maleh, 1976). Ancak ofiyolitlerin geri kalan **onemli** bir kesiminin Kampaniyen sonu Maastrichtiyen başında **yerleşikleri** görülmektedir (Sungurlu, 1974). Bu yaş aynı zamanda ilerliyen allokonlarının önünde gelişen Kastel fliş çanağının **da** çökme yaşıdır. Arap platformun üzerine ofiyolit yerleşmesi,

Bitlis/Pötürge kıtası ile Arap platformunun çarşısının sonucunda gelişmiş olabilir. Çünkü pek çok yörede, hem bu masiflerin hem de birbirlerinin eşdeğeri varsayılan ofiyolitik napların (Guleman ofiyoliti, Perinçek, 1979) üzerinde Üst Maastrichtyen yaşlı aynı çökel örtüsü gelişmiştir. Bununla beraber Güneydoğu Anadolu'daki Senonyen napları ile Guleman ofiyolitinin birbirinin aynı olduğu henüz kesinlikle ortaya konulabilmiş değildir. Yine de çarşıma hipotezini, eldeki en iyi açıklama olması bakımından benimsedekteyiz.

Maden kenar denizleri topluluğunun açılışı olasılıkla geç Maastrichtyen de başlamıştır. Açılmış, Arap kıtası ile birleşerek, o dönemde artık tek bir tektonik birlik haline gelen Bitlis/Pötürge masiflerinin kuzeyinde güneye, masiflerin altlarına doğru eğimli bir dalma-batma zonu ile ilişkilidir; riftleşme masifleri parçalamıştır.

Bitlis ve Pötürge metamorfikleri ile Guleman ofiyolitlerinin üzerinde geç Maastrichtyen-Paleosen yaşlı Sımaķi flişi olarak tanımlanan (Perinçek, 1979) bir birim bulunmaktadır. Bu birim, kabu kırıntıları başlayıp giderek derinleşen sığ denizel kireçtaşının birimlerine hızla geçmektedir. Karbonatları izleyen türbiditlerle birlikte istif, olasılıkla bir açılma olayının başlangıcını; Maden kenar denizleri topluluğunun açılmaya başladığını, işaret etmektedir (Şekil 5, kesit 16). İstifin Orta Paleosen kesiminde az miktarda volkanik kayaya rastlanılmaktadır. Bu birimin varlığı da açılmaya ilişkili olabilir. Van gölü doğusundaki Kampaniyen/Maastrichtyen ofiyolitleri (Ozan Sungurlu kişisel görüşme, 1979). Neo-Tetis okyanus tabanında devam eden yayılma (spreading) olaylarının bu kesimdeki temsilcileri sayılabilir. Bu durum, levha sınır geometrisinin bölgede oldukça karmaşık olduğunu işaret etmektedir.

Geç Kretase, tüm Alpidlerde olduğu gibi Türkiye'de de Neo-Tetis tektonik gelişmelerinin devrim geçirdikleri bir süreçtir. Hemen bütün levhalarda bir yakınlaşma (convergent) rejiminin başladığı bu dönem, devasa ofiyolitik naplarının yerleşmeleri ile karakterize edilir. Naplar çok geniş karbonat platformları üzerinde ilerlemiş, platformlar bu üzerlemenin başlaması ile birlikte kitle olarak çöküp alçalmağa başlamışlardır. İlerleyen ofiyolit naplarına nazaran platformun değişik kesimlerinde, ofiyolitlere olan mesafeye bağlı olarak pelajik birimler veya fliş/olistostrom çökelme ortamları gelişmiştir. Rodop-Pontid parçasının güney kenarı

boyunca ve Sakarya kıyısında, ofiyolitik melanj, yay alanına doğru kuzey yönünde şaryajlanmıştır (Bergougnan, 1975; Fourquin, 1975; çoğunlukla kendi gözlemlerimiz). Bu şaryajlanmaların atımı genellikle küçüktür. Hemen hiç bir yerde bu şaryajlarda, güneydeki pasif kenarda yaygınca geliştiği görülen, büyük okyanusal litosfer dilimlerine veya nap paketlerine rastlanmamıştır.

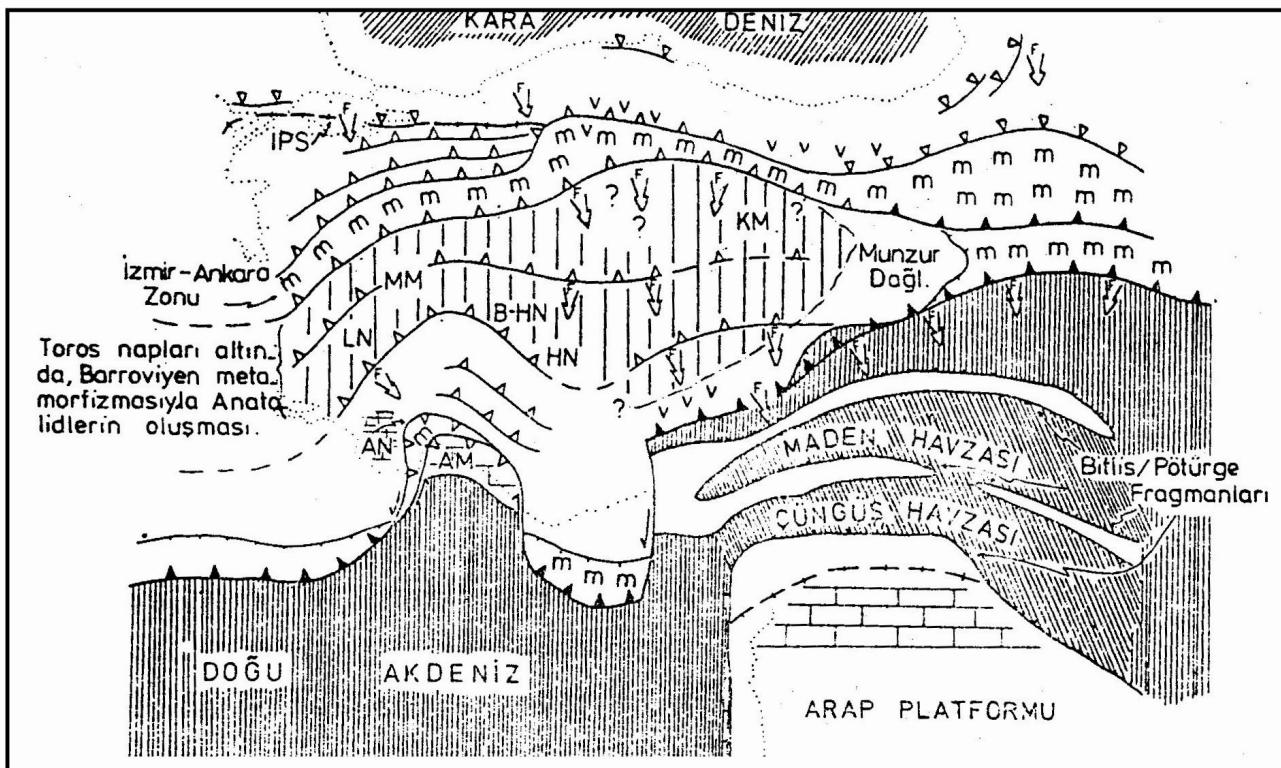
Bu şaryajlanmayı, yay masifi ile melanj kaması dokanağında gelişen bir geriye doğru itilme (retroşaryaj) olayı olarak yorumlamak mümkündür. Melanj kaması büyüp okyanusa doğru ilerledikçe, kama biçimli şaryaj paketleri de gitgide dönerek dikleşmeye başlamakta ve en sonunda geriye doğru itilmektedir (Karig, 1974). Bu geriye dönüş, kalınlaşan melanj kamاسının giderek artan gravitasyonel gücü ile birleşince, kamanın arka kesimindeki itki dilimlerini geriye doğru itip, yay masifinin üzerine ilerletebilmektedir (Hamilton, 1979).

Weber (1978, şekil 8) bu olayın çok güzel fosil bir örneğini Batı Almanya'nın Giessen yakınındaki Rhenohersiniyen zonundaki Hohensteiner Sattel'den (Hohensteiner Antiformu) göstermiştir. Pontid ve Torid/Anatolid platformu üzerinde geç Kretasede aynı sürelerde gelişen ofiyolit şaryajları, sığ denizel çökellerin gelişmesine ve hatta kalınlaşmış melanj kamaları üzerinde Paleosende karasal birimlerin çökelmesine yol açmıştır. Bu durum geçmişte yanlışlıkla, Neo-Tetis'in kuzey kolunun kapanmasının verileri olarak yorumlanmıştır. İlerideki bölgelerde göreceğimiz gibi bu bölgede çarışma ve okyanusun gerçek kapanışı Paleosen'in en sonu ile erken Eosende geçmiştir

## ERKEN VE ORTA EOSEN OLAYLARI

Geç Paleosen (?) - Erken Eosen'de Anatolid/Torid platformu Pontidlerle çarışmıştır. Çarışmanın hemen ardından Anatolid/Torid platformunda büyük ölçüde iç deformasyonlar başlamıştır. Bu deformasyonlar Pontidlerde gelişen retroşaryajlar ile eş zamanlıdır.

Yaygın kalkalkalen andezitik lavlar, piroklastik kayalar ve volkanik fliş çökellerinin de tanık olduğu gibi (sekil 5, kesit 4,5 ve 6) yay volkanizması, Pontidlerin her kesiminde Erken ve Orta Eosende devam etmiştir. Aynı süreçte, deform olmuş Pontid/Anatolid kenet kuşağının batı kesimi ise yoğunluğu Orta Eosen yaşlı sığ denizel veya karasal çökellerle örtülmüştür (Tokay, 1973).



**ŞEKİL 6F — Erken - Orta Eosen paleotektonik haritası. Açıklamalar için şekil 6 ya bakınız.**

Torid/Anatolid platformunun kendi içinde dilimlenmeğe başladığının ilk verilerini Parejas (1943 b) göstermiş ve buna Anadolu fazı adını vermiştir. Bu faz Orta Anadolu kristalen masiflerinin (Menderes ve Kırşehir masifleri); Ketin'in (1966) Anatolidlerinin, ilerliyen Bozkır naplarının (Likya, Beyşehir-Hoyran ve Hadım napları ile Kırşehir masifi üzerine yerleşmiş olan itki dilimleri) (Özgül, 1976; Gutnic ve diğerleri, 1979) altında gömülmeleri zamanına karşılık gelir. Ypresiyen ve Lütesiyen çökelleri, bu fazla gelişen yapıları uyumsuzlukla örtmektedir. Bu faz aynı zamanda, sonuçta Anatolidleri meydana getirecek olan bir metamorfizma olayının da başlangıç dönemine karşılık gelmektedir.

Anatolidlerin yaşı konusunda çok farklı görüşler ileri sürülmüştür. Bu asırın başlarında Kober (1921) gibi araştırmacılar Anatolidleri, Alpin öncesi orta masifler olarak (Zwischengebirge = ara masifler) yorumlanmışlardır. Bu görüşe göre, bu sözde pre-Alpin yapılar Türkiye'deki Alpin orojenik kuşağın gelişimini önemli ölçüde etkilemişlerdir. Bu görüş, pek çok araştırmacının yanısına Leuchs (1943) ve yakın bir geçmişte Brinkmann (1976) tarafından da benimsenmiştir. Diğer bir üç görüş ise Ketin (1959, 1966) tarafından ileri sürülmüş olandır. Ketin'e göre bu bölgeyi etkileyen ilk orojenik olaylar geç Kretase-erken Tersiyer deformasyonları-

dir. Diğer bazı araştırmacılar bu iki zıt görüşün arasında orta bir görüşü benimsemişlerdir, (örneğin, İzdar, 1975). Anatolidlerde, özellikle Menderes Masifinde gerçekleştirilen son çalışmalara göre (Boray ve diğerleri, 1973; Dürr, 1975; Dürr ve diğerleri, 1978; Gutnic ve diğerleri, 1979), masiflerin Üst Prekambriyen yaşlı (Pan Afrikan/Batkaliyen) kıtasal bir çekirdekleri vardır. Bu temel üzerine Paleozoyik, Mesozoyik ve Alt Tersiyerde (Alt Eosen dahil olmak üzere) kesiksiz bir çökelme gelişmiştir. Anatolidler, Anadolu fazı sırasında, Bozkır naplarının altında gömülmerek metamorfizmaya uğramışlardır (Dürr, 1975; Şengör, 1979 b). Dr. Remzi Akkök (kişisel görüşme, 1979) Menderes masifinin 15 km<sup>1</sup> kadar bir kaya yükünün altında gömüldüğünü göstermiştir.

Kırşehir masifinde jeolojik olaylar Menderes masifindeki eşdeğer olaylardan biraz daha erken gelişmiş olabilir. Metamorfik kayaların, masifin en kuzey (Ketin, 1956) ve en güneyinde (Gönçüoğlu, 1977) yer alan kesimleri metamorfizmasız Alt ve Orta Eosen fliş çökelleri tarafından örtülmüştür. Üst Eosen yaşlı andezitik volkanitlerin de, Kırşehir masifinin değişik kesimlerinde üzerinde oturdukları görürlürler.

Anatolid-Torid platformunun ana gövdesinin iç dilimlenmeye uğradığı Anatolidlerin ise gömülme ile metamorfizma etkileri kazanmaya başladığı sırada Güneydoğu Anadolu'da Maden ve Çüngüş havzaları gerilmeli gelişmelerinin maksimum dönemine erişmişlerdir. Her iki havzada da derin deniz sedimanları (pelajik kireçtaşları ve radyolaryalı çörtler) çökelmiş, pelajik çökeller ve turbiditler, yastık lavlı mafik bir volkanizmayla birlikte gelişmiştir (Perinçek, 1979 ve kendi gözlemlerimiz).

Yüksekova yayı faaliyeti de yine aynı süreçte Paleosen başında sönümlenmiştir. Bitlis/Pötürge masif parçalarının saatin tersi yönündeki dönüşleri, bu esnada Torid-Anatolid platformunun doğu yanının altına doğru, güneyden kuzey yönünde dalmakta olan bir dalma-batma zonu yardımıyla telafi edilmiştir. Kuzey yönündeki bu dalmanın ilk verileri Ulukışla havzasında görülen Paleosen yaşlı kalkalkalen volkanitlerin (Çapalkulu, 1978) varlığıdır. Bolkar dağı bölgesindeki mavişist metamorfitleri, Üst Kretase ofiyolitleri ile birarada olup Kampaniyen/Lütesiyen arasındaki dönemde gelişmiştir (Çapalkulu, 1978). İç Toros okyanusunun en ba-

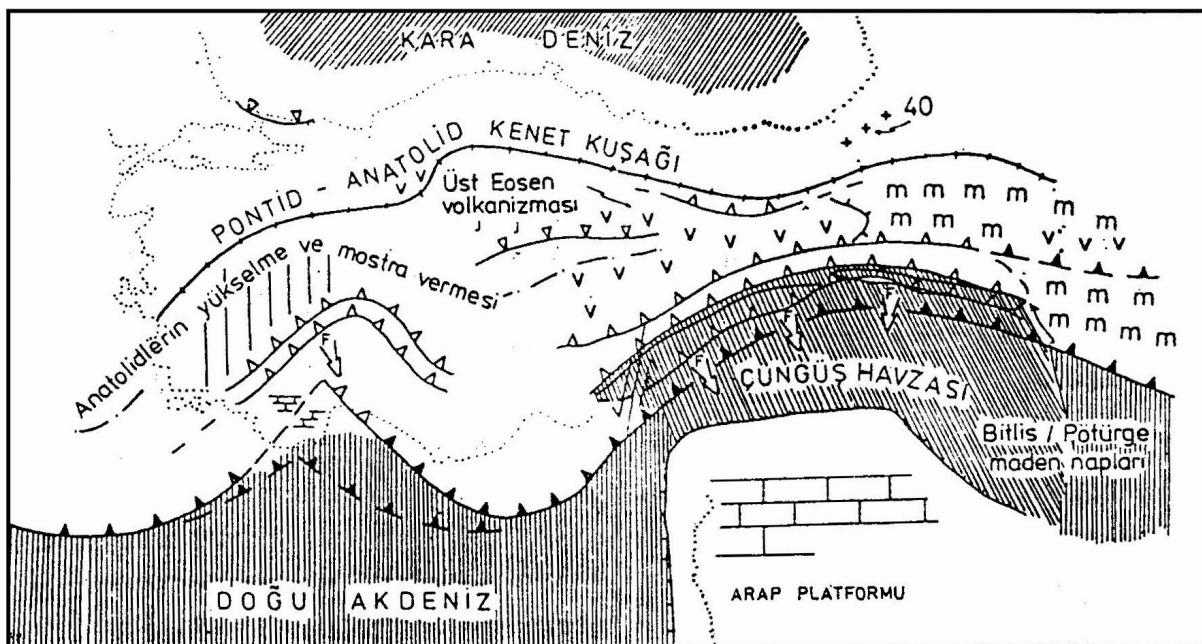
(1) Orijinal metinde bu değer yanlış olarak 6 km şeklinde gösterilmiştir.

tı kesimi olan Ulukışla bölgesi Paleosen-Eosen döneminde şiddetli bir fliş ve kaba fliş çökelimine sahne olmuş, bu süreçte Doğu Anadolu yüksım prizmasında maksimum büyülüğüne erişmiştir. Aynı dönemlerde Çüngüş havzasının güney şelfi üzerinde ise neritik Midyat kireçtaşları çökelmiştir. Bu çökelme, Arap platformu kuzey kenarının yeniden sakin bir şelf ortamı haline gelmiş olduğunu belirtmektedir (Sungurlu, 1974; Perinçek, 1979).

Alanya masifi, altındaki Antalya napları ile birlikte, bir nap paketi halinde Paleosen Eosen döneminde (Brunn ve diğerleri, 1971; Delaune-Mayere ve diğerleri, 1977) daha sonra ortaya çıkacak olan Isparta dirseğinin (Isparta angle; Courbure d'Isparta: Blumenthal, 1963; Monod, 1976) içine yerleşmiştir.

## GEÇ EOSEN-ERKEN MİYOSEN OLAYLARI

Geç Eosen-Erken Miyosen arasındaki dönemde, Türkiye orojenik kuşağı kuzey-güney yönde sıkıştırılmışa devam etmiş aynı zamanda Anatolidler yükselmiş, örtü kayalarının aşındırılmaları başlamıştır. Geç Eosen, çökelleri doğuda (Kırşehir masifi), Oligosen çökelleri ise batıda (Menderes masifi) kristalen masif alanlarının çoğunu işgal etmiştir. Kuzey-güney sıkışma ve Bozkır naplarının son yerleşme bölgelerine doğru ilerlemeleri devam ettikçe, masiflerin altına giderek daha fazla kıtasal gereç yerleşmiştir. Bu olay masiflerin yükselmelerine yol açmış, ayrıca gitgide kalınlaşan masiflerin derindeki kesimlerinde ise kısmi kabuksal ergimelere neden olmuştur. Bu anatektik kısmi ergime bütün Batı Anadoluda yaygın silisik bir volkanizmayı, özellikle Ege adalarında ve yine Batı Anadoluda granitik plutonizmayı geliştirmiştir (İzdar, 1975; Bingöl, 1976; Dürr ve diğerleri 1978). Geç Eosen-Oligosende, Beyşehir-Hoyran ve Hadim grup nap sistemleri erişecekleri son noktalara ulaşmıştır. Bu olay, Isparta dirseğinin doğu yakasındaki otokton istifte güneye doğru dilimleşmeyle aynı süreçte gelişmiştir (Monod, 1979). Poisson'un Kale fazı adını verdiği (Gutnic ve diğerleri, 1979) faz sırasında Kale-Tavas havzasına Oligosen molasının çökeliminden önce (Şekil 2; Becker-Platen, 1970), <sup>Liyas</sup> Liyas napları otokton Bey dağları üzerine ilerlemiştir. Oligosen yaşlı Kale Tavas molası, yükselerek satha ulaşmış olan Menderes masifi ile <sup>Liyas</sup> Liyas napları arasındaki şaryaj düzlemlerini örtmüştür. Menderes masifi, Batı Anadolu'da bir tektonik pencere konumundadır (Dürr, 1975; Gutnic ve diğerleri, 1979; Şengör, 1979 b).



**ŞEKİL 6G — Geç Eosen ve Erken Miyosen paleotektonik haritası. Açıklamalar için şekil 6 ya bakınız.**

Geç Eosende/Orta Anadolunun doğusu ile Güneydoğu-Anadolu'da yer alan İç Toros okyanusu ve Maden havzası kapanmıştır (Çalapkulu, 1978; Perinçek, 1979). Bu olay, Yüksekova Maden ve Bitlis/Pötürge masifi birimlerinin hem kendi içlerinde hem de birbirleriyle dilimlenmelerine neden olmuştur. Bu süreçte İç Toros okyanusunu ise Eosen flişi doldurmuştur. Malatya-Keban metamorfitlerinin, Bitlis/Pötürge metamorfitlerinden bağımsız bir dilim halinde ayrılması olasılıkla bu çarışma işleminin bir sonucudur. Çarışma Doğu Anadolu yığışım kuşağıının batı kesiminide deform ederek daha fazla büyümeye mani olmuştur. Ancak istisna olarak günümüzdeki Van Gölünün güneydoğusunda yer alan bölgeler olasılıkla büyümeye devam edebilmişlerdir. Çarışmadan hemen sonra Çüngüş havzası blokları Maden, Bitlis/Pötürge masifinden derlenen olistromal çökellerle ve önemli miktarlarda fliş çökelleriyle beslenmeye başlamıştır. Çüngüş olistostromları içinde yer alan kumtaşlı blokları, İç Toros flişlerinin aşındırılmış, taşınmış parçalarını temsil edebilirler. Toros iç okyanusu ve Maden Havzasının kapanışı ile aynı zamanda veya hemen ardından Yozgattan Kars'a kadar uzanan (Şekil 2 de, bu olayın batı temsilcisi olarak Yozgat-Sivas volkanitleri gösterilmektedir) geniş bir kuşak boyunca andezitik bir volkanizma gelişmeye başlamıştır. Bu volkanizmanın ortaya çıkışı, İç Toros okyanusunun volkanizmanın geliştiği kesimin altına doğru, dalıp batmasıyla bağlantılı olabilir. Ulukışla bölgesindeki Paleosen volkanizması da (Çalapkulu, 1978)