

Pontidlerde Neo - Tetis'in kuzey kolunun açılmasına ilişkin sedimentolojik veriler

Sedimentological evidence for the opening of the northern branch of Neo - Tethys in the Pontides.

NACİ GÖRÜR
A.M. CELÂL ŞENGÖR
REMZİ AKKÖK
YÜCEL YILMAZ İstanbul Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Bölümü Vezneciler, İstanbul.

İ.T.Ü. Maden Fakültesi, Jeoloji Bölümü Teşvikiye, İstanbul.

ÖZ : Pontidlerde muhtelif Liyas istiflerinin sedimentolojik olarak incelenmesiyle, bu istiflerin çökme ortamlarının jeomorfolojisi, çökme koşulları ve tektonik gelişimleri anahatlarıyla belirlenmiştir. Liyas başlangıcında Pontidler Gondwana - Land'ın kuzeyinde yer alan aktif Paleo - Tetis kıtakerarına bağlı genelde bir yükselim alanıdır. Paleozoyik (ve Triyas) yaşlı çeşitli kayalardan oluşan bu geniş alan üzerinde çoğunlukla akarsu, bataklık ve sığdenizel ortamlara ait kırıntılı plâtfom çökelleri depolanmıştır («Gresten Fasiyesi»). Sinemüriyen başlangıcında veya hemen öncesinde bölgede Pontidlerin güneyinde Neo - Tetis'in kuzey kolunun açılıma bağlı olarak blok faylanma ve riftleşme başlamıştır. Bu olay Pontidleri geniş ölçüde etkileyerek yörede horst ve grabenlere karşılık gelen bir takım denizaltı tepeleri (seamounts) ve deniz çukurları (basins) oluşturmuştur. Gelişen bu topoğrafya Neo -Tetis'in kuzey kolunun kuzey kıta kenarının niteliğini belirlemiş, Sinemüriyen sırasında ve sonrasında gelişen sedimentasyonu kontrol etmiştir. Denizaltı tepeleri üzerinde ve yamaçlarında çoğunlukla kırmızı - gri - renkli, yer yer kondanse, biyomikrit, biyosparit, pelmikrit, pelsparit, oolit ve resifler gibi sığ karbonat fasiyesleri çökelerken, çukurlar içerisinde de daha çok gri renkli, lav-tüf arakatlı, volkanik ve kristalen eleman içerikli çakıltı, kumtaşı ve şeyllerden oluşan türbiditler birikmişlerdir. Bu kırıntılı türbiditler içerisinde kalsitürbiditler halinde denizaltı tepeleri üzerinden karbonat fasiyeslerine ait malzeme de taşınmıştır. Olasılı listrik normal faylanma ve blok dönemlerine bağlı olarak bazı bölgelerde (ör. Amasya ve Gümüşhane) denizaltı tepelerinin daha aşağıya çökmeleriyle derindeniz ortamlarına ait çökeller doğrudan doğruya denizaltı tepelerinin sığ çökelleri üzerine gelmişlerdir. Pontidlerde Liyas istifleri ortamsal olarak değerlendirildiklerinde, Bilecik, Ankara ve Alucra (Giresun) bölgelerinin Liyas boyunca genelde birer denizaltı tepesi, Mudurnu ve Niksar - Reşadiye yörelerinin deniz çukurlukları, Havza, Amasya, Gümüşhane, Bayburt ve İspir - Yusufeli bölgelerinin ise Liyas esnasında çökmekte olan denizaltı tepeleri oldukları anlaşılır. Bu verilerden elde edilen sonuç, Neo - Tetis'in kuzey kolunun erken Liyas'ın sonlarına doğru Paleo - Tetis'in dalma - batmasının oluşturduğu mağmatik yayın Gondwana - land platformundan riftleşerek ayrılması sonucu oluştuğu ve burada Neo - Tetisle ilgili bazı araştırmacıların iddia ettiği gibi Triyas yaşlı bir açılmanın sözkonusu olmadığıdır.

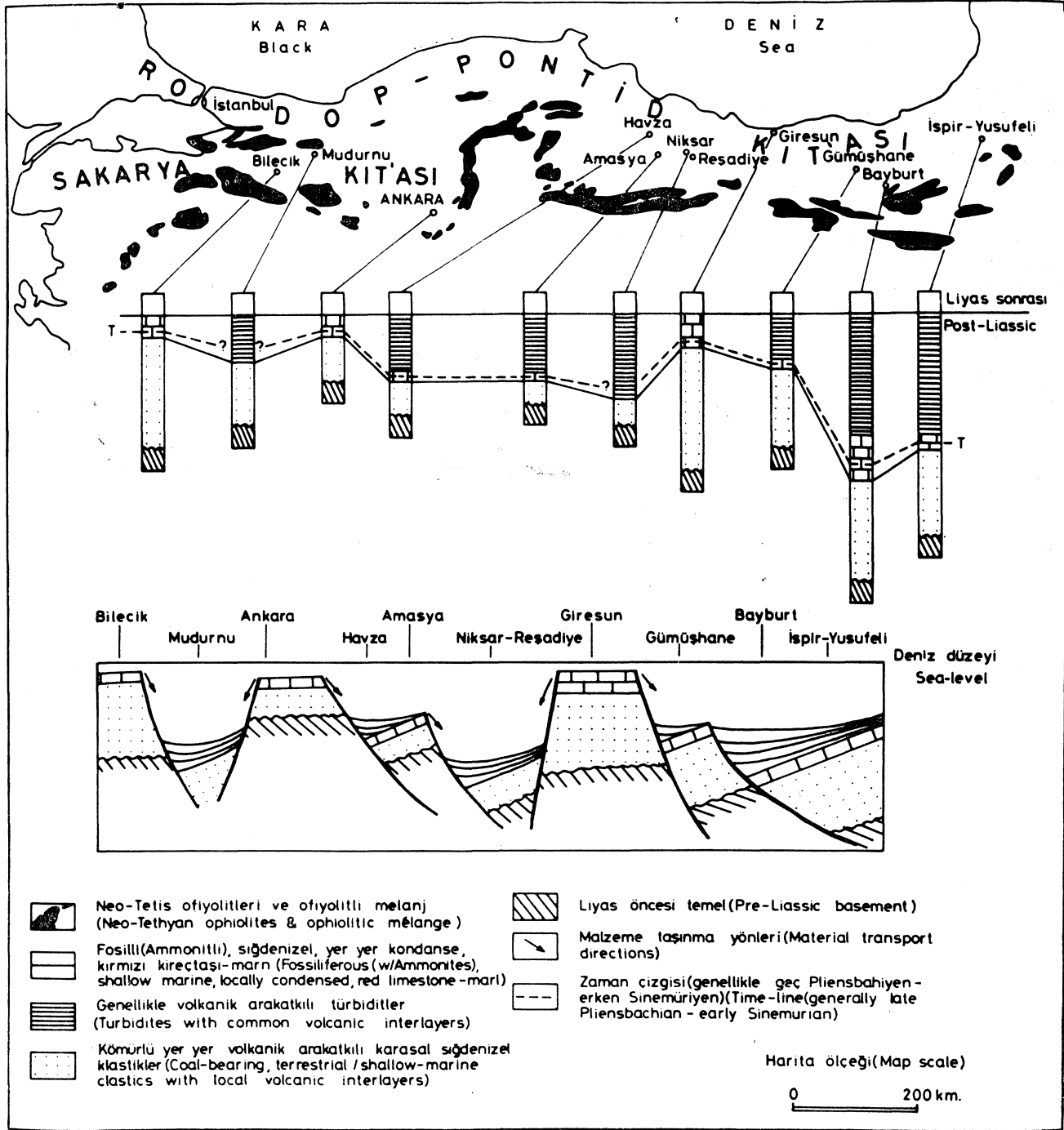
ABSTRACT : Sedimentological study of various Liassic sequences in the Pontides has revealed the outlines of the geomorphological, depositional, and tectonic characteristics of their environment of deposition. At the beginning of the Lias, the Pontides were a positive region associated with the active continental margin of Paleo-Tethys along the northern border of Gondwana - land. On this wide area, formed mainly from various Paleozoic (? and Triassic) rocks, clastic platform sediments of dominantly fluvial, swamp, and shallow - marine environments were laid down. Rifting and associated block faulting began along the southern border of the Pontides related to the opening of the northern branch of Neo - Tethys at the beginning or just before the Sinemurian. This event affected large areas in the Pontides and generated seamounts and intervening basins corresponding with horsts and grabens respectively. This topography determined the tectonic characteristic of the northern margin of Neo-Tethys and controlled sedimentation during and after the Sinemurian. On top and along the flanks of the seamounts locally condensed series including, red-grey coloured biomicrite, biosparite and pelmicrite, and shallow carbonate facies including oolites and reefs were deposited, whereas mainly grey - coloured turbidites made up of shales, sandstones, conglomerates with volcanic and crystalline clasts, and intercalations of tuffs and lavas characterized the basin deposition. Locally, into these turbidities, material was carried from the condensed sequences capping seamounts. In some areas (e.g. Amasya and Gümüşhane) deep-sea deposits directly overlie the seamount deposits as a result of the latter's subsidence, perhaps owing to listric normal faulting and block rotation. Environmental analysis of the Liassic deposits in the Pontides show that the Bilecik, Ankara and Alucra (Giresun) areas were generally located on seamounts, the Mudurnu and Niksar-Reşadiye areas were basins; and the Amasya, Havza, Gümüşhane and İspir - Yusufeli regions were rapidly subsiding seamounts. These data indicate that the northern branch of Neo - Tethys formed as a result of the rifting of the Paleo-Tethyan magmatic arc from the Gondwana - land platform during the Lias and not earlier, during the Trias as claimed by some researchers.

GİRİŞ

Türkiye'nin jeolojik evrimi içerisinde tektonik olayların en fazla etkinlik kazandığı devrelerden birisi de Liyas'dır. Bu dönem içerisinde Kimmer Kitası sürekli olarak parçalanmaya uğramış, gittikçe kapanmakta olan Paleo-Tetisin güneyinde Neo-Tetis'in kuzey kolu bir kenar hav-

zası olarak açılmaya başlamış ve Anatolid - Torid Platformunun şekillenmesine neden olmuştur (Şengör ve Yılmaz, 1981).

Pontidlerde Bilecik'ten İspir - Yusufeli'ne kadar çeşitli yörelerde yüzeyleyen Liyas çökelleri Liyas'ta açılmaya başlayan kuzey Neo-Tetis'in İzmir - Ankara - Erzincan ko-



Şekil 1 : Pontidlerde Liyas çökelleri İncelenen yöreler, bu yörelerin genelleştirilmiş stratigrafik kesitleri ve Liyas sırasında Neo-Tetis'in kuzey kıtakerenarının tektonik ve morfolojik niteliği.

Figure 1 : Liassic sediments in Pontides : Location of the regions studied, their generalized stratigraphic sections and tectonical and morphological characteristics of the northern continental margin of Neo-Tethys during the Lias.

lunun (Şengör ve diğerleri, 1982) kuzey kıtakerenarları üzerine gelişmişlerdir. Bu kıtakerenarları Pontidleri oluşturan Sakarya ve Rodop - Pontid Kıtalarının (Şengör ve Yılmaz, 1981) üzerinde yer almışlardır (Şekil 1). Bu yazıda, anlatımda kolaylık sağlamak amacıyla, bu kıta kenarlarına, Neo-Tetis'in kuzey kıtakerenarı denilecektir. Pontidlerdeki Liyas çökellerinin sedimantolojik özellikleri kuşkusuz sözkonusu kıtakerenarlarının jeomorfolojik ve tektonik niteliklerini önemli ölçüde yansıtmak zorundadırlar. Bu çökeller Pontidlerde çeşitli yörelerde genel olarak ele alınıp sedimantolojik ve ortamsal açıdan değerlendirilmiş ve sonuçta da sözü edilen kıtakerenarlarının tektonik evrimleri hakkında bazı önemli ayrıntılar ortaya konmuştur.

YEREL VERİLER

Bilecik Bölgesi (Sakarya Kıtası)

Bölgede Liyas, kalınlığı 0-1000 m arasında değişen, genellikle Pliensbahiye yaşlı Bayırköy Formasyonu ile temsil edilir (Altınlı, 1973). Formasyon tabanda akarsu ortamı koşulları altında gelişmiş çakıltaşı, kumtaşı, ve şeyl, üst kesimlerinde ise sığdenizel kumtaşı, şeyl ve ince kireçtaşlarından oluşmuştur (Saner, 1980; Yılmaz, 1981 a). Çakıltaşı ve kumtaşları çoğunlukla alttaki granitik temelden türemiş kuvars, feldspat, mika ve kayac parçalarından meydana gelirler. Bunlarda çapraz tabakalanma, rıplımark, laminasyon, biyojenik iz ve yapılar gözlenir. Özellikle çakıltaşı düzeylerinin alt dokanakları erozyonaldır ve litoloji içerisinde üste doğru tane boyutu küçülmesi olağandır. Kireçtaşları çoğu kez süreksiz, ince ve merceksi bir geometriye sahip olup kumlu mikrit, belemnitli biyomikrit, krionidli biyomikrit - biyosparit, yeşilimsi gri, foraminiferli, pelajik bivalv'li biyomikrit - biyosparit ve kırmızı, yumrulu, bol ammonitli biyomikrit - marn ardışımı niteliklidirler. Bölgede Bayırköy Formasyonu Kalloviyen - erken Portlandiyen (geç Jura) yaşlı Bilecik Kireçtaşının biyomikrit, oomikrit, pelmikrit, biyosparit ve biyolitit özellikli sığdenizel karbonatları ile örtülür (Altınlı, 1973; Saner, 1980; Yılmaz ve diğerleri, 1981; Yılmaz, 1981 a).

Mudurnu Bölgesi (Sakarya Kıtası)

Mudurnu bölgesinde Liyas Mudurnu Formasyonu (50-600 m) ile temsil edilir. Formasyonun tabanında Liyas öncesi granit ve Triyas yaşlı Karakaya Karmaşığı yer alır. Mudurnu Formasyonunun Liyas yaşlı kısmı Bilecik bölgesindeki Bayırköy Formasyonunun eşleniğidir. Litolojik ve ortamsal olarak bu formasyona büyük bir benzerlik gösterir (Saner, 1980). Ancak Mudurnu bölgesinde piroklastik ve volkanojenik kayalar ile bazik lav akıntıları ve kömür bantları yaygındır. Mudurnu Formasyonu alt kesimlerinde sığdenizel - karasal, üst kesimlerinde ise görel olarak daha derindenizel türbidit niteliklidir. Yaşlı Liyas'tan geç Jura'ya kadar çıkmaktadır (Gözübol, 1978; Yılmaz ve diğerleri, 1981). Şengör ve Yılmaz (1981) Mudurnu Formasyonunu kuzey Neo-Tetis'in açılma evresinde gelişmiş bir istif olarak tanımlamışlardır.

Ankara Bölgesi (Sakarya Kıtası)

Liyas bu bölgede Paleozoyik ve/veya Triyas yaşlı tenejnel üzerine aşılmal bir uyumsuzlukla gelir. Tabanda, altta-

ki temel kayalarından türemiş malzemeden oluşan 150 - 200 m kalınlıkta bir çakıltaşı yer alır (M.T.A., 1975).

Bu çakıltaşları üste doğru sarı, kırmızı renkli, kalın tabakalı, ammonitli, karbonat çimentolu kumtaşları (30 m Alt Sinemüriyen) ile devam ederek, kırmızı renkli, bol fosilli, ammonitli, nodüler marn (15 m), gri renkli fosilsiz marn ve siirttaşlarına (10 m) geçerler. En üstte ise 1-3 m kalınlıkta açık gri renkli, yumrulu kireçtaşlarıyla son bulurlar (Sinemüriyen-Domeriyen). Liyas çökelleri daha sonra uyumlu olarak orta Jura yaşlı kondanse kırmızı marn ve yumrulu kireçtaşları ile örtülürler (Bremer, 1965).

Liyas'a ait kırmızı renkli nodüler marn ve kireçtaşları içerisinde bol krinoid ve ammonit parçalarına rastlanır. Bu fosiller önemli ölçüde dalga aşındırmasına uğramışlardır. Ayrıca bu düzeylerde bazı karstik oluşuklar, sedimantasyon eksiklikleri ve etkin oksidasyon gözlenir. Dalga aşındırması, fosil içeriği, yerel karstlaşma, oksidasyon ve diğer fasiyes ilişkileri, Ankara bölgesindeki Liyas çökellerinin genelde altta karasal üst kesimlerde ise sığdenizel olduğunu gösterir (Bremer, 1965; Ketin, 1969 Brinkmann, 1976).

Havza Bölgesi (Rodop - Pontid Kıtası)

Bölgede Liyas kalınlığı 50 ile 450 m arasında değişen bir çökel istifiyle temsil edilir (Öztürk, 1973). Bu istif genelde altta metamorfik ve mağmatik elemanlı, kömürlü, sığdenizel kırıntılılar ile kırmızı renkli bol fosilli, killi kireçtaşlarından, üstte ise volkanik arakatlı türbiditlerden oluşur. Bunların üzerine uyumsuz olarak Malm yaşlı kireçtaşları gelir.

Kırmızı renkli killi kireçtaşları geniş bir yayılım göstermezler ve oldukça incedirler (en fazla 10 m). Genellikle, en altta, krinoidlerin egemen olduğu biyomikrit ve biyosparitler ile başlarlar. Üste doğru ise kırmızı renkli, bol ammonitli kireçtaşı - marn ardışımı ile devam ederek yeşilimsi gri renkli, tek tük ammonitli nodüler kireçtaşı ve kırmızı marn ardışımı ile son bulurlar. Krionidli biyomikrit ve biyosparitler içerisinde krionidlerin dışında brakiyopod, bivalv, gastropod, ostrakod, sünger spikülleri, bentonik foraminifer, pellet ve intraklastlara da rastlanır. Bu fasiyesin üzerinde doğada ince bir hematitik kabuk yer alır. Buradaki karbonatlarda geç Sinemüriyen - erken Pliensbahiye yaşlı bulunmuştur (Alkaya 1982).

Amasya Bölgesi (Rodop - Pontid Kıtası)

Amasya bölgesinde Liyas çökelleri Kayabaşı Formasyonu (125 m) ile temsil edilirler (Alp, 1972). Bu formasyon Tokat Masifinin olası Karakaya Karmaşığı eşleneği olan Paleozoyik - Triyas yaşlı kayaları üzerine aşılmal bir uyumsuzlukla gelir (Tekeli, 1981). En altta iri elemanlı çakıltaşı, kumtaşı, şeyl ve killi kireçtaşlarından, üstte doğru ise yer yer andezitik tüf arakatlı kumtaşlarından oluşur.

Formasyon içerisindeki kırıntılı litolojiler genellikle kuvars, feldspat ve kayac parçalarından meydana gelmişlerdir. Feldspatlar ortoklas, albit ve andezin niteliklidirler. Kayac parçaları arasında ise metakuvarsit, serisit -kuvarsit, fillat, grovak ve granitler çoğunluktadır. Kırın-

tılı birimler içerisinde yerel olarak kömür bantlarına rastlanır.

Kayabaşı Formasyonu içerisindeki killi kireçtaşları kırmızı, kahve ve yeşilimsi gri renklidirler. Oldukça ince olup merceksi bir geometriye sahiptirler. Yer yer yumrulu bir görünümde olan bu kireçtaşları içerisinde bol miktarda ammonit, belemnit, krinoid, lamellibrans ve gastropod fosilleri bulunur. Yerel olarak bu kireçtaşları tipik krinoidli biyosparitler halinde izlenirler.

Amasya Bölgesindeki Liyas çökelleri Sinemüriyen - Toarsiyen yaş aralığında depolanmışlardır. Uyumsuz olarak orta-geç Jura yaşlı piroklastik kayaç ve derindenizel kireçtaşları ile örtülürler (Alp, 1972).

Niksar - Reşadiye Bölgesi (Rodop - Pontid Kıtası)

Bölgede Liyas Karatepe Formasyonunun (450 m) alt kesimi ile belirlenir (Seymen, 1975). Formasyon en altta çakıltaşı, kumtaşı ve şeylerden oluşan kömürlü, karasal sığdenizel nitelikli bir birimle başlar. Üste doğru ise lav, tüf ve aglomera arakatlı kumtaşı, şeyl ve pelajik marn ardışımından ibaret olan türbiditlere geçer.

Türbiditler içerisinde taban yapıları ile derecelenme gösteren kalsi türbiditik ammonitli, kırmızı kireçtaşı seviyelerine rastlanır. Karatepe Formasyonu bu niteliği ile Orta Jura'ya kadar devam eder (Seymen, 1975 ve 1983, sözlü görüşme).

Alucra (Giresun) Bölgesi (Rodop - Pontid Kıtası)

Bölgede Liyas Hacıören Formasyonu ve daha üstteki Berdiga Formasyonunun taban kesimiyle (Akpınar Üyesi) temsil edilir (Pelin, 1977). Hacıören Formasyonu yer yer ince kömür arakatlı, yeşil, siyah ve sarı renkli bazaltik andezitik, litik tüfler (toplam 900 m) ile bunlar arasında farklı iki düzeyde yeralan kalın (110-130 m) metamorfik kayaç elemanlı (klorit şist, serisit şist, yeşilşist - metabazit mermer vb.) çakıltaşlarından oluşur. Genellikle kara sal - sığdenizel bir ortamda gelişmiş olan bu formasyonu Berdiga Formasyonunun yine sığdenizel nitelikli Akpınar Üyesi izler. Bu üye alt kısımlarda kırmızı renkli yer yer kömürlü, çapraz tabakalı karbonat çimentolu kumtaşlarından, üst kısımlarında ise kırmızı renkli, kumlu hematitli oosparitlerden meydana gelir. Akpınar üyesi 350 m kalınlıkta olup, benzer fasiyes özellikleriyle Üst Juraya kadar devam eder (Pelin, 1977). Giresun güneyinde Aksu vadisi, Tortul dolayı ve Şirvan kuzeyinde de benzer nitelikli Liyas çökelleri gözlenir (Maucher ve diğerleri, 1962; Schultze - Westrum, 1961; Zankl, 1961).

Gümüşhane Bölgesi (Bodop - Pontid Kıtası)

Bölgede Liyas çökelleri Gümüşhane Graniti üzerinde uyumsuzlukla izlenir. Bunlar alttan üste doğru Reksene -Venk, Şehittepe ve Gökçepınar olmak üzere üç formasyon adı altında tanımlanmışlardır (Yılmaz 1972).

Reksene - Venk Formasyonu genellikle arkoz nitelikli kumtaşları ile çakıltaşı arakatlılarından oluşur; çakıltaşları formasyonun alt kesimlerinde yaygındır. Bunlar çoğu kez değişken boyutlu, yarı yuvarlak ve köşeli elemanlıdır-

lar. Litolojik olarak metamorfik ve granitik kayaçlardan türemişlerdir. Reksene - Venk Formasyonu içerisinde üste doğru belirgin bir tane boyu küçülmesi gözlenir. Yer yer bivalv fosillidir. Sinemüriyen'den daha yaşlı olan bu formasyon olasılıkla bir akarsu veya plaj çökelidir (Yılmaz, 1972).

Şehittepe formasyonu Reksene-Venk Formasyonunun bir devamıdır. Altta silttaşı - subgrovak ardışımından, üstte ise kırmızı kireçtaşlarından ibarettir. Silttaşı - subgrovak ardışımı gri - yeşil renkli, orta tabakalı ve fosilli silt-taşı, subgrovak ve kireçtaşlarından oluşur. Bunlar arasında yerel olarak lav - tüf arakatlıları ile kömür bantlarına rastlanır. Silttaşlarında küçük ölçekli çapraz tabaka, laminasyon ve oyu- dolgu yapıları yaygındır. Genelde birim içerisinde bivalv, ostrakod, bentonik foraminifer ve ammonit gibi fosiller gözlenir. Sığdenizel ve kısmen karasal (bataklık) koşullarda gelişmiş olan silttaşı - subgrovak ardışımı Sinemüriyen yaşlıdır.

Şehittepe Formasyonunun üst kısmında yeralan kırmızı kireçtaşları 7-10 m kalınlıkta olup merceksel geometri, nodüler, kumlu ve bol ammonitlidirler. Ammonitlerle beraber foraminifer, bryozoa, belemnit ve krinoidler de izlenir. Sığdenizde gelişmiş olan bu birim Sinemüriyen - Toarsiyen yaşlıdır.

Gökçepınar Formasyonu kalın çakıltaşı (yer yer 380 m) ve aglomeralardan oluşur. Çakıltaşlarının arasında lav akıntılarına ve piroklastik arakatlılara rastlanır. Çakıllar çoğu kez değişik boyutlu - köşeli, yarıyuvarlak ve volkanik kökenlidirler. Formasyon geç Liyas yaşlıdır (Yılmaz, 1973). Benzer Liyas çökelleri Şiran - Kelkit - Gümüşhane arasında tanımlanmıştır (Baykal, 1952).

Bayburt Bölgesi (Rodop - Pontid Kıtası)

Bölgede Liyasın düzenli ve tam bir kesiti izlenemez (Ketin, 1951). Bu düzensizlik bölgedeki Liyas'ın en önemli özelliklerinden biridir (Ketin, kişisel görüşme, 1983). Toplam olarak 2000 m kalınlığa erişen Liyas çökelleri en altta 250-300 m kalınlıkta, yer yer kömürlü, koyu gri renkli çakıltaşı, kumtaşı, şeyl ve kireçtaşları ile alttaki metamorfik seriler üzerine uyumsuz olarak gelirler. Bu sığdenizel - karasal (bataklık) taban serileri üste doğru 300 m kalınlığında lav ve tüflere geçerler. Lav ve tüfler üzerinde 100 m kalınlığa erişen kırmızı renkli, kumlu, fosilli (brakiyopod) kireçtaşı, marn ve tüfler yeralırlar. Bunların üzerinde yaklaşık olarak 50 m kalınlığında yeni kırmızı renkli ve Pliensbahiye yaşlı bol ammonit, brakiyopod ve belemnit içeren kireçtaşı ve marnlar bulunurlar. Kesit yukarıya doğru andezitik lav, tüf, kumtaşı, marn ve yine volkanik arakatlı şeyl ardışımıyla devam eder. Liyas çökelleri üzerine Malm kireçtaşları açılmal bir uyumsuzlukla gelirler (Ketin, 1951). Bayburt batı - kuzeybatısında benzeri fasiyesleri Wedding (1963) de tanımlamış ve istifin Malm'e kadar kesiksiz devam ettiğini belirtmiştir.

İspir - Yusufeli Bölgesi (Rodop - Pontid Kıtası)

Pontidlerin en doğu ucunda yeralan bu bölgede Liyas çökellerinin tabanını granitik bir temel oluşturur. Temelin üzerinde kırmızı renkli fosilsiz, yassı - yuvarlak elemanlı arkozik bir çakıltaşı bulunur. Çakıltaşlarında üste doğru

tane boyu küçülmesi gözlenir. Genellikle bir akarsu ortamında çökelmiş olan bu çakılların üzerine beyaz renkli, iyi boylanmış, küçük ölçekli düzlemsel çapraz tabakalı ve ripilmarklı kuvarsitler gelirler. Bir plaj ortamında gelişmiş olan bu birimi de kırmızı renkli, killi yumrulu ve bol ammonitli kireçtaşları izlerler. Çoğunlukla bir karbonat vaketaşı niteliği gösteren bu kireçtaşları içerisinde yerel erime yapılarına ve hematitik kabuk gelişmelerine rastlanır (Yılmaz, 1982). Kırmızı kireçtaşlarının üzerinde siltaşı-kumtaşı ardışımında oluşan türbididik bir seri yer alır. Seri içerisindeki kumtaşları subgrovak niteliklidirler. İçlerinde laminasyon, küçük ölçekli akıntı yapıları ve dereceli tabakalaşma izlenir. Türbiditler üst seviyelerinde volkanik arakatıklar içerirler (Yılmaz, 1982).

VERİLERİN ÖZETİ

Bundan önceki bölümde, derlenmiş olan yöresel verilerin özetleri şekil, 1'de görülmektedir. Buna göre; Liyas içerisinde bazı bölgeler devamlı sığ ortam karakterini korumuş olup terijen malzeme geliminden genellikle etkilenmemiş yüksek zonları, buna karşın diğer bölgeler zengin bir terijen malzeme gelimiyle beslenen havzaları oluşturmuşlardır (Yılmaz, 1981 b). Liyas sonunda Bilecik, Ankara ve Alucra (Giresun) bölgeleri birer yüksek zon, Mudurnu, Havza, Amasya, Niksar - Reşadiye, Gümüşhane, Bayburt ve tspir - Yusufeli Yöreleri ise birer havza durumundadırlar. Bu iki tür ortam iki ayrı çökme rejiminin ve malzeme bakımından da birbirlerinden tamamen farklı çökel dolgularının geliştiği yerlerdir. Yüksek zonlar havzalar arasında izole edilmiş bölgeler olarak karşımıza çıkmakta, bunların normal hallerde havza fasiyesi ile hiç bir yanal geçiş göstermemeleri dikkati çekmektedir. Bütün bunlardan yüksek zonlarla basenler arasında topoğrafik gradyanların yüksek olmuş olması zorunluluğu ortaya çıkar. Bu tür topoğrafik gradyanları faylanma dışında, bir tek karstik olaylar yaratabilir. Ancak karstik olayların neden oldukları röliyef ve bu röliyefin yaşam süresi burada anlatılan topoğrafya ile kıyaslanamayacak kadar küçüktür.

Pontidlerde Liyas sedimantasyonunu kontrol etmiş olan fay kökenli topoğrafyanın, yüksek zonları karakterize eden yer yer kondanse, terijen malzemece fakir, kırmızı, bol fosilli ve genellikle geç Hettangiyen - erken Sinemüriyen yaşlı serilerin çökliminden hemen önce gelişmiş olması gerekir. Aksi takdirde bu yüksek zonlar üzerindeki alanları Kimmerid Orojeninin klâstik malzeme üretiminden korumak mümkün olmaz, bu karbonat alanları Pontidlerde gelişemezlerdi. Havzaların varlığı Kimmerid Orojeninin döktüğü klâstik malzemenin kanalize olmasına neden olmuştur.

Buna göre Liyas'ta sedimantasyonu kontrol eden yüksek gradyanlı topoğrafyanın gelişimine neden olan faylanmanın başlangıç yaşı geç Hettangiyen erken Sinemüriyen olmalıdır.

MODEL

Pontidlerde izlenen Liyas çökellerinin çökme ortam ve koşullarını tektonik bir model içerisinde yorumlamadan önce, Akdeniz Alpidlerinin diğer bölgelerinde aynı yaşlı

tortuların litolojik özelliklerinin ve çökme ortamlarının kısaca gözden geçirilmesi yerinde olur.

Bilindiği gibi, Liyas'ta, Doğu Akdeniz'in güney ve doğu sahilleri boyunca yer alan ülkeler hariç, tüm Akdeniz ülkelerinde Neo-Tetis'in kuzey kolu (Şengör, 1979) açılmaya başlamış ve bu riftleşme olayına bağlı olarak gelişen blok faylanma bu bölgelerde horst ve grabenlere tekabül eden bir takım denizaltı tepeleri (seamounts) ve havzaları (basins) oluşturmuştur. Liyas'ın başında ve ortalarına doğru gelişen bu topoğrafya, açılmakta olan Neo -Tetis'in kuzey kolunun kıtakeranlarının niteliğini belirlemiş ve buralarda özgün bir sedimantasyona neden olmuştur. Söz konusu kıtakeranlarına ait Jura yaşlı çökeller Türkiye dışında Akdeniz Alpidleri boyunca çeşitli araştırmacılar tarafından ayrıntılı olarak incelenmiş (Trümpy, 1949, 1952, 1955; Bernoulli, 1964, 1972) ve bunlar dokuz ayrı fasiyes halinde tanımlanmıştır (Bernoulli ve Jenkyns, 1974).

Bu fasiyesler aşağıda kısaca özetlenmişlerdir.

1. Kırmızı biyomikritler : Az killi, ferromanganez kabuk ve nodüllüdür (Jenkyns, 1970, Wendt 1970, Germann 1971; Bernoulli ve Jenkyns, 1974). Tüm Neo - Tetis fasiyesleri içerisinde en kondanse olanıdır (Hollmann, 1962). İçerisinde yaygın olarak ammonit, belemnit, pelajik bivalv, krinoid, foraminifer, ostrakod, gastropod, vb. fosil parçaları bulunur. Yerel olarak stromatolitiktir. Akdeniz ülkelerinde çoğunlukla izlenen bu fasiyesin denizaltı tepeleri üzerinde gelişmiş olduğu kabul edilmektedir (Jenkyns, 1971; Bernoulli ve Jenkyns, 1974).

2. Krinoidli ve ammonit - gastropod - brakiyopod -pelajik bivalvli biyosparitler: Bunlar beyaz - kırmızı renklidirler. Geometrik olarak süresiz ve merceksidirler. Yanal ve düşey olarak kırmızı biyomikritlere geçiş gösterirler. Özellikle krinoidli olanları erken Jura'da, pelajik bi valv'li olanları ise Orta Jura'da gelişmişlerdir. Üst kesimlerinde paleo-karst emareleri gösteren bu çökellerin, genellikle yüksek enerjili, sığdenizel koşullar altında ve özellikle denizaltı tepeleri üzerinde depolanmış oldukları fikri yaygındır (Jenkyns, 1971; Bernoulli ve Jenkyns, 1974). Denizaltı tepeleri dışında bu çökellerin basenler içerisinde türbiditler halinde geliştiği de bilinmektedir.

3. Pelmikrit ve onkolitli sparitler : Beyaz, krem ve kırmızı renkli olan bu kireçtaşları bol miktarda ammonit, brakiyopod, gastropod, krinoid ve globigerinid tip foraminifer içerirler. Çoğu kez geç Jura yaşlı olan bu birimler denizaltı tepeleri üzerinde gelişmişlerdir (Jenkyns, 1972)

4. Kırmızı nodüler ve marnlı biyomikritler : %5'den fazla kil içeren bu kireçtaşları ammonitiko rosso (Calcarea Ammonitico Rosso) fasiyesi olarak bilinirler. Bunlar önemli miktarda ammonit kalıpları içerirler. Akdeniz Alpidleri içerisinde iki tip ammonitiko rosso fasiyesi ayırt edilmiştir (Aubouin, 1984). Birincisi karbonatlı, stratigrafik olarak bundan daha geniş bir aralıkta çökelmiş olan ikincisi ise killidir. Karbonatlı olanları kırmızı kondanse biyomikritlerle birlikte bulunur ve denizaltı tepeleri üzerinde gelişirler (Sturani, 1964, Bernoulli ve Jenkyns, 1974). Killi olanları ise türbiditlerle ardışıklı olarak izlenir. Bunların basenler içerisinde depolanmış oldukları kabul edilir (Bernoulli, 1964, 1971; Bernoulli ve Jenkyns, 1974).

5. Spar çimentolu nodüler kireçtaşları : Santimetre boyutunda karbonat nodüllerinin sparikalsitik bir çimento ile bağlanmasından oluşan bu kireçtaşları genellikle kırmızı biyomikritlerle birlikte bulunur ve denizaltı tepesi ortamlarını karakterize ederler Bernoulli ve Jenkyns, 1974).

6. Pizolitik demirli biyomikritler : Kırmızı kahverenkli olan bu kireçtaşları geotit, hematit ve şamozitik pizolitler içerirler. Fosil olarak yer yer bol miktarda gastropod bulundurulur. Genellikle denizaltı tepeleri üzerinde gelişmişlerdir (Bernoulli ve Jenkyns, 1974).

7. Gri biyomikrit - marn ardışımı : Alt Jura'da yaygın olarak izlenen bir fasiyestir. İçerisinde ammonit, belemnit, radyoler, foraminifer, ostrakod, sünger spikülleri ve oyucu organizmalar (Chondrites) bulunur. Basen içerisinde ve türbiditik koşullar altında gelişmiştir (Bernoulli, 1964; Bosellini, 1967; Castellarin, 1972; Bernoulli ve Jenkyns, 1974).

8. Radyolarit : Genellikle kırmızı, gri ve yeşil renklidir. Oldukça ince tabakalı olan bu birim basenler içerisinde gelişmiştir (Garrison ve Fischer, 1969; Bernoulli ve Jenkyns, 1974).

9. Beyaz nannofosilli kireçtaşları : Genellikle beyaz, krem ve açık gri renkli olup çoğunlukla krem renkli çört nodülleri içerir. İçerisinde nannofosil ve az miktarda da ammonit, aptikus, kalpionellid ve radyoler parçaları bulundurulur. Daha çok Aptychenkalk ve Maiolica adları altında tanınır. Stratigrafik olarak doğrudan doğruya radyolarit'lerin üzerinde yer alır. Basen koşullarında çökelmiştir (Barnoulli ve Jenkyns, 1974). Bu fasiyes geç Jura - erken Kretase yaşlıdır.

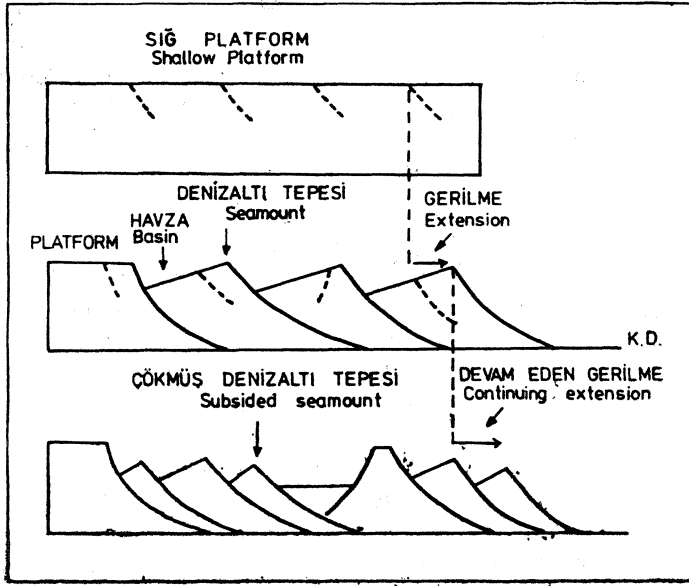
Akdeniz Neo-Tetis Kuşağı boyunca gelişmiş olan Jura yaşlı çökellerin litolojik ve stratigrafik özellikleri gözönüne alındığında, bunların Pontidlerin güney kenarı boyunca izlenen Jura, özellikle Liyas çökellerine Yılmaz*'ın (1972) değindiği gibi büyük bir benzerlik gösterdikleri ortaya çıkar. Bu da Pontidlerin güneyindeki Liyas sedimentasyonunun benzer ortamlar altında gelişmiş olduğunu belirtir.

Akdeniz Alpidlerinde gerek Triyas, gerekse Liyas normal faylanmanın neden olduğu yaygın bir blok faylanma rejimi altında gelişmiştir. Smith (1971) ve Dewey ve diğerleri (1973) den beri Akdeniz bölgesinde görülen bu gerilme tektoniğinin, Gondwana - Land'ın Orta Atlantik - Karayip hattı boyunca Lavrasyadan ayrılmaya başlaması sonucu geliştiği görüşü genellikle benimsenmiştir. Ancak Sclater ve diğerleri (1977) Orta Atlantik'deki manyetik anomalilere verilen paleontolojik yaşların Van Hinte'nin (1976) Jura devri için önerdiği yeni zaman skalasına göre değiştirilmesini önermiş ve Orta Atlantik'deki deniz tabanı yayılmasının başlangıç yaşını Batoniyen'e (165 milyon yıl) kadar çıkarmışlardır.

Aynı zamanda, Türkiye ve Balkanlarda Paleo - Tetis'in evrimi üzerinde yapılan çalışmalar (Şengör, 1979; Şengör ve diğerleri, 1980; Şengör ve diğerleri, baskıda) Akdeniz Bölgesindeki Triyas yaşlı riftleşme ve Okyanus açılmalarının Paleo - Tetis'in kapanması ile ilgili olaylar olduğunu göstermiştir. Buna göre, Akdeniz Bölgesinde birbirinden

bağımsız iki ayrı okyanus açılma olayı vardır. Gerçekten Triyas yaşlı riftleşme ve açılmalar Doğu Akdeniz ve Adriyatik Denizi çevresiyle sınırlı kalırken, Liyas'daki açılma Kuzey Afrika, İspanya sıradağları, Apeninler, Karpat'lar ve iç Helenid'ler boyunca uzanan, bugün tamamen kapanmış olan okyanusu belirler. Yukarıda dokuz madde halinde özetlenmiş olan fasiyesler Liyas'daki açılımla şekillenmeye başlayan okyanusun kıtakerenları üzerinde çökelmişlerdir. Liyas okyanusunun doğuya doğru devamı, Vardar Zonu üzerinden Pontidlerin güney sınırını oluşturan, İzmir - Ankara - Erzincan Kenet kuşaklarıyla temsil edilen ve Doğu Anadolu yığılma karmaşığı üzerinden Zagros keneliyle birleşen okyanustur. Şengör (1979) bu okyanusa Neo - Tetis'in kuzey kolu, Triyas'da açılan daha güneydeki okyanusa da Neo-Tetis'in güney kolu adını vermiştir. Neo-Tetis'in kuzey kolu boyunca ve Orta Atlantik'te Liyas sedimentasyonunu denizaltı tepeleri ve çukurluklarının oluşturduğu bir topoğrafyanın kontrol ettiğini yukarıda görmüştük. Orta Atlantik kıtakerenlarında elde edilmiş olan devamlı sismik yansıma profilleri (Tucholke ve Mountain, 1979) bu tepe ve çukurların normal faylarla sınırlandırılmış horst ve grabenler olduğunu göstermiştir. Neo-Tetis'in kuzey kolu boyunca yapılan stratigrafik - sedimentolojik çalışmalar, burada gelişen Liyas çökellerinin de Orta Atlantik kenarlarındaki gibi aktif bir normal faylanma rejimi altında geliştiğini göstermiştir (Bernoulli ve Jenkyns, 1974; D'Argenio ve Alvarez, 1980). Pontidlerde aynı Liyas fasiyeslerinin benzer olaylar zincirini göstermeleri Pontidlerin güneyinde de aynı normal fay rejiminin Liyas'ta gelişmiş olduğunu belirtir (Yılmaz 1972).

Karpatlar batısındaki Alpidlerde Liyas sedimentasyonunda karbonat çökelişi egemendir (Bernoulli ve Jenkyns, 1974). Adı geçen bölgelerde Liyas riftleşmesi su altında bulunan geniş bir karbonat platformunu parçalamıştır. Buna karşın Güney Karpatların doğusunda kalan bölgelerde ve bu arada Pontidlerde Liyas'daki açılma, Paleo - Tetis'in geç Paleozoyik'ten beri süregelen dalma - batmasının geliştirmiş olduğu Kimmerid orojenik kuşağını parçalamıştır. Türkiye'de Liyas yaşlı açılma Kimmerid kıtakerenı yayını ve kısmen de yayardı molas havzasını etkilemiştir. Pontidlerde Liyas'ın tabanında yer alan kömürlü, yerel olarak volkanik arakatlı, sığdenizel - karasal kıvrıntılılar («Gresten fasiyesi») bu molas havzası - mağmatik yay ortamının ürünleridir. Bilindiği gibi, normal faylarla gerilmeye başlayan bir kıtanın gerilme başındaki kalınlığı 18 km den fazla ise gerilme hemen çökmeyi gerektirir (McKenzie, 1978). Liyas başlarında/Hettangiyen sonlarına doğru, denizin Pontidlerin güney kısımlarını istilaya başladığını, Sinemüriyen'de ise, buralardaki sığdenizel yer yer kondanse karbonat serileri («Pontid Liyası») ve volkanik arakatlı terijen türbiditlerle karakterize edilen tipik denizaltı tepesi - çukur sedimentasyonunun geliştiğini görürüz. Demek ki Pontidlerin güneyinde normal faylarla belirlenen gerilme rejimi Hettangiyen'de başlamıştır. Bu sonuç, daha önce Pontidler üzerinde çalışmış bazı araştırmacıların (Seymen, 1975; Şengör ve diğerleri, 1980; Şengör ve Yılmaz, 1981) görüşleriyle tam bir uyumluluk içindedir ve bugüne dek ayrıntıları bilinmeyen bu açılmanın nitelik ve zamanlamasına bir kesinlik getirmektedir. Bergougnan ve Fourquin (1982) Erzincan civarındaki çalışmalarına ve Türkiye'deki Neo-Tetis'in Paleo - coğrafik konumu hakkındaki bugün geçerliliğini yitirmiş olan bazı yorum-



Şekil 2 : Gerilme tektoniği ile bir kıt'a kenarında denizaltı tepesi - havza geometrisinin oluşumu ve evrimi. Özellikle gelişen listrik normal fayların bazı denizaltı tepelerini nasıl çöktüklerine dikkat ediniz (KD : Listrik normal fayların kurtulma düzeyi).

Figure 2 : Origin and «volution of seamount - basin geometry by extensional tectonics at a continental margin. Notice in particular how evolving listric faults depress certain seamounts (KD : Décollement level for listric normal faults).

lara dayanarak Neo-Tetis'in kuzey kolunun Triyas'da açılmaya başladığını iddia etmişlerdir. Yapısal ilişkileri muğlak olan Triyas yaşlı pilov lavlara dayanan bu yorum, Tekeli (1981) 'nin aynı lavları Karakaya Karmaşığına katmasıyla tek dayanak noktasını da kaybetmiştir. Yukarıda özetlenen gözlemler Şengör ve diğerlerinin (1982) 'de belirttikleri gibi Pontidlerin güneyinde okyanus açılımının erken Jura'dan, bu yazıdaki verilerin de gösterdiği gibi, geç Hettangiyen'den önce olmuş olması mümkün değildir.

Bilecik, Ankara ve Alucra (Giresun) bölgeleri Liyas boyunca sürekli olarak deniz düzeyine yakın kalan denizaltı tepelerini, Niksar - Reşadiye bölgesi faylanmadan hemen sonra oluşmuş bir havzayı, Amasya, Havza, Gümüşhane, Bayburt ve İspir - Yusufeli bölgeleri ise Liyas süresince çökmekte olan denizaltı tepelerini temsil ederler (Şekil 1.). Şekil 2'de niçin bazı bölgelerin Liyas süresince denizaltı tepesi olarak kaldıkları, diğerlerinin faylanma başlar başlamaz havza haline geldikleri ve bazı denizaltı tepelerinin de gecikmeli çökmelere uğradıkları görülmektedir. Bu değişken gelişim Listrik normal faylanmanın doğal bir sonucudur ve bunun güncel bir örneği Ege Denizinde görülmektedir (McKenzie, 1978; Jackson ve McKenzie sözlü görüşme, 1982).

TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Pontidlerdeki Liyas çökelleri üzerinde yapılan sedimantolojik çalışmalar bunların yer ve zamanda hızlı değişiklikler gösteren fasiyeslerde çökdiklerini ortaya koymuştur, özellikle iki ana fasiyes grubu ayırt edilebilmektedir. Birincisi, genellikle ince ve merceksi geometriye sahip, bol fosilli, sığdenizel, yer yer kondanse kireçtaşlarından, ikincisi ise kalın terijen malzemeli, sıklık volkanik arakatkılı, yer yer kalsitürbiditler halinde birinci fasiyesin malzemesini içeren türbiditlerden oluşur. Her iki fasiyes düzensiz bir topoğrafya üzerinde çökelmiş kömürlü, sığdenizel ve/veya karasal en erken Liyas yaşlı kırıntılılar («Gresten Fasiyesi») üzerinde gelişmiştir.

Bu makalede, Pontidlerde Liyas içerisindeki yukarıda sözü edilen iki değişik fasiyes grubunun Akdeniz Alpidlerinde benzer yaş ve konumdaki fasiyeslerle yapılan karşılaştırmaları sonucunda birinci tip (sığdenizel kireçtaşları) fasiyesin listrik normal faylarla sınırlandırılmış denizaltı tepeleri, türbiditik olan ikinci tip fasiyesin ise bu tepeler arasındaki havzalarda depolandığı görüşüne varılmıştır. Eldeki sınırlı verilere göre yapılmış olan bu sentezde belirtilen denizaltı tepesi ve çukuru dağılımının bundan sonra toplanacak verilerle çok daha ayrıntılı olarak şekillendirilebileceği ortadadır.

Varılan bu sentez büyük ölçekli tektonik çalışmalardan çıkan, Pontidlerin güneyinde Neo-Tetis'in kuzey kolunun Liyas'ta açılmaya başladığı görüşüyle uyumluluk içerisindedir ve bu açılmaya neden olan normal faylanma rejiminin Hettangiyen'de başlamış olduğunu gösterir. Bu başlangıç tarihi Neo-Tetis'in kuzey kolunun diğer bölgelerdeki açılma başlangıç tarihiyle şaşılacak bir benzerlik gösterir (Bernoulli ve Jenkyns, 1974). Bu bakımdan Şengör ve diğerleri'nin (baskıda) Neo-Tetis'in kuzey kolunun açılmasını Karpatların batısında Atlantik açılması, Karpatlardan doğuya doğru da Paleo-Tetis'in kapanması gibi iki ayrı nedene bağlamak istemeleri düşündürücüdür. Burada belgelenen veriler Neo-Tetis'in kuzey kolu boyunca açılma tarihlerinin sundukları teze hiçbir destek sağlamadıklarını göstermektedirler. Ancak Karpatlar batısında ve Karpatlardan doğuya doğru açılmanın birbirlerinden bütünüyle değişik ortamlarda geliştikleri de, basen fasiyesini oluşturan kayaların batı bölgelerde tamamen kalsitürbiditik ve pelajik karbonat, doğu bölgelerde ise egemen terijen malzeme olmalarından anlaşılmaktadır. Zamanlamada her iki bölge arasındaki şaşılacak benzerlik rastlantıya veya eldeki sedimantolojik ve paleontolojik verilerin yeterince ayrıntılı olmamalarına bağlanabilir. Bundan sonra Pontidlerde yapılacak arazi çalışmalarında Liyas fasiyeslerinin dikkatle incelenmeleri, sedimenter yapı, petrografi ve fasiyes ilişkilerinin ayrıntılarıyla ortaya konmaları gerekir. Paleontolog ve sedimantologların özellikle dikkat etmeleri gereken husus; inceledikleri fosilli Liyas mostralalarının yerli olup olmadıkları, diğer bir deyişle denizaltı tepelerinden taşınıp taşınmadıklarıdır. Bundan sonraki çalışmalar bu ayrıntıda yapılmadıkça, Türkiye'nin tektonik evrimine ilişkin modellere etkin bir katkıda bulunamayacakları açıktır.

KATKI BELİRTME

Bu araştırmada geniş bilgi ve deneyimlerinden faydalandığımız İhsan Ketin ve İhsan Seymen'e teşekkürü bir borç biliriz.

Fazlı Y. Oktay'da metni okuyup eleştirerek yararlı katkılarda bulunmuştur.

DEĞİNİLEN BELGELER

Alkaya, F., 1982, Kuzey Anadolu Alt Jura (Liyas) Phyllocetatiflerinin taksonomik revizyonu (I. bölüm) : Türkiye Jeol. Kur. Bült., 25,31 - 40.

Alp, D., 1972, Amasya yöresinin Jeolojisi :İst. Üniv. Fen Fak. Monog. (Tabii ilimler kısmı), 22,101 s.

Altınlı, İ.E., 1973, Bilecik Jurasijı :M.T.A., Ankara. Cumhuriyetin 50. yıl yer bilimleri kongresi, tebliğler. 112-113.

Aubouin, J., 1964, Reflexions sur le facies «Ammonitico Rosso» : Bull. Soc. géol. France, sér. 7, 6, 475-501.

Baykal, F., 1952, Recherches géologiques dans la region de Kelkit - Şiran :Rev. Fac. Sci. Univ. Istanbul, Ser. B, XVII, Fasc. 4.

Bergougnan, H. ve Fourqum, C, 1982, Remnants of a pre - Late Jurassic ocean in northern Turkey : Fragments of Permian - Triassic Paleo - Tethys? : Discussion: Geol. Soc. America Bull., 93, 929 - 932.

Bernoulli, D., 1964, Zur Geologie des Monte Generoso (Lombardische Alpen) : Beitr. Geol. Karte Schweiz, N.F., 118 -134.

Bernoulli, D., 1971, Redeposited pelagic sediments in the Jurassic of the Central Mediterranean Area; Vegh-Neubrandt, E. ed. Colloque du Jurassique méditerranéen de : Inst. Geol. Pub. Hungarici Ann., 54/2, 71-90.

Bernoulli, D., 1972, North Atlantic and Mediterranean Mesozoic facies; a comparison, Hollister, CD. Ewing, J.I. ve diğerleri, ed. D.S.D.P., Initial Reports, 11 de : Washington, D.C., 801 - 871

Bernoulli, D ve Jenkyns, H.C., 1974, Alpine Mediterranean, and Central Atlantic Mesozoic facies in relation to the early evolution of the Tethys : S.E.P.M. Spec. Pub., 19,129 -160.

Bossellini, A., 1967, Torbiditi carbonatiche nel Giurassico delle Giudicarie e loro significato geologico : Ann. Univ. Ferrara, Sez. IX, Sci. geol. e paleont., 4, 101 - 115.

Bremer, H., 1965, Zur Ammonitenfauna und Stratigraphie des unteren Lias (Sinemurium bis Carixium) in der Umgebung von Ankara (Türkei) : N. Jb. Geol. Palaont, Abh., 122,127 - 221.

Brinkmann, R., 1976, Geology of Turkey : Ferdinand Encke Verlag, Stuttgart, 158 s.

Castellarin, A., 1972, Evoluzione paleotettonica sinsedimentaria del limite tra «piattaforma veneta» e «bacino

lombardo» a nord di Riva del Garda : Gior. Geologia, ser. 2, 33, 527 - 546.

D'Argenio, B. ve Alvarez, W., 1980, Stratigraphic evidence for crustal thickness changes on the southern Tethyan margin the Alpine cycle : Geol. Soc. America Bull., 91, 681 - 689.

Dewey, J.F., Pitman, W.C., Ryan, W.B.F. ve Bonnin, J., 1973, Plate tectonics and the evolution of the Alpine system : Geol. Soc. America Bull. 84, 3137-3180.

Garrison, R.E. ve Fischer, A.G., 1969, Deep-water limestones and radiolarites of the Alpine Jurassic; Friedman, G.M. ed. Depositional environments in carbonate rocks, a symposium da : S.E.P.M. Spec. Pub. 14, 20 - 56.

Germann, K., 1971, Mangan - Eisen - führende Knollen und Krusten in jurassischen Rotkalden der Nördlichen Kalkalpen : Neues Jahrb. Geologie und Palaontologie, Monatsh, 133 -156..

Gözübol, A.M., 1978, Mudurnu - Dokurcun - Abant (Bolu ili) alanının jeoloji incelemesi ve Kuzey Anadolu yarılımının yapısal özellikleri : İst. Üniv. Fen. Falc., Doktora tezi, yayınlanmamış.

Hollmann, R., 1962, Über subsolution und die «Knollenkalk» des Calcare Ammonitico Rosso Supeiore im Monte Baldo : Neues Jahrb. Geologie und Palaontologie, Monatsh., 163 -179.

Jenkyns, H.C., 1970, Fossil manganese nodules from the west Sicilian Jurassic : Eclogae Geol. Helvetiae, 63, 741 - 774.

Jenkyns, H.C., 1971, The genesis of condensed sequences in the Tethyan Jurassic : Lethaia, 4, 327-352.

Jenkyns, H.C., 1972, Pelagic «oolites» from the Tethyan Jurassic : Jour. Geology, 80, 21 - 33.

Ketin, İ., 1951, Über die geologie der Gegend von Bayburt in Nordost Anatolien : Rev. Fac. Sci. Üniv. İstanbul, 16,113 -127.

Ketin, İ., 1969, Über die nordanatolische Horizontalverschiebung : Bull. Mineral Res. Explor. Inst. Turkey, 72 1 - 28.

Maucher, A., Schultze - Westrum, H. H., ve Zankl, H., 1962 Geologische Lagerstättenkundliche Untersuchungen im Ostpontischen Gebirge : Bayerische Akademie der Wissenschaften Math.-Natur. Klas., Abhandlungen, Neue Folge, Heft 109, München, 91 s.

McKenzie, D.P., 1978, Active tectonics of the Alpine - Himalayan belt : the Aegean Sea and surrounding regions : Geophys. Jour. Roy. Astron. Soc, 55, 217-254.

M.T.A., 1975, Türkiye Jeolojij haritası, Ankara paftası açılması, 1/500.000 : M.T.A. Ankara, 111 s.

Öztürk, A., 1973, Havza - Lâdik - Taşova bölgesinde yer alan Kuzey Anadolu Fay Zonunun sistematik etüdü : Doktora tezi, Ankara Üniv., 99 s.

- Pelin, S., 1977, Alucra (Giresun) güney doğu yöresinin petrol olanakları bakımından jeolojik incelenmesi : Karadeniz Tek. Üniv. Yay. 87,103 s.
- Saner, S., 1980, Mudurnu - Göynük havzasının Jura ve sonrası çökelim nitelikleriyle paleocoğrafya yorumlaması : Türkiye Jeol. Kur. Bült., 23, 39 - 52.
- Sclater, J.G., Hellinger, S. ve Tanscott, C, 1977, Paleobathymetry of the Atlantic Ocean : J. Geology, 85, 509 - 552.
- Schultze - Westrum, H.H., 1961, Das geologische Profil des Aksu-Dere bei Giresun - Ein Beitrag zur geologie und Lagerstättenkunde der ostpontischen Erz. und Mineral provens. NE Anatolien : Bull. Mineral Res. Explor. Inst. Turkey, 57,65 - 74.
- Seymen, t., 1975, Kelkit Vadisi kesiminde Kuzey Anadolu Fay Zonunun tektonik özelliği : t.T.Ü. Maden Fak. Yay., İstanbul, 198 s.
- Smith, A.G., 1971, Alpme deformation and the oceanic areas of the Tethys, Mediterranean and Atlantic : Geol. Soc. America Bull., 82,2039 - 2070.
- Sturani, C, 1964, La successione delle faune ad ammoniti nelle formazioni mediogiurassiche delle Prealpi venete occidentali : Univ. Padova, 1st. Geologia e Mineralogia Mem., 24,1 - 63.
- Şengör, A.M.C., 1979, Mid-Mesozoic closure of Permo - Triassic: Tethys and its implications : Nature, 279, 590 - 593.
- Şengör, A.M.C. ve Yılmaz, Y., 1981, Tethyan evolution of Turkey : A plate tectonic approach : Tectonophysics, 75,181 - 241.
- Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y. ve Ketin, İ., 1980, Remnants of pre-late Jurassic ocean in northern Turkey : Fragments of Permian - Triassic Paleo-Tethys : Geol. Soc. America Bull., 91, 599 - 609.
- Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y. ve Ketin, İ., 1982 Remnants of a pre-late Jurassic ocean in northern Turkey * Fragments of Permian - Triassic Paleo - Tethys? Reply : Geol. Soc. America Bull., 93,932 - 936.
- Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y. ve Sungurlu, O., Baskıda, Tectonics of the Mediterranean Cimmerides : Nature and evolution of the western termination of Paleo - Tethys : Spec Pub. Geol. Soc. London.
- Tekeli, O., 1981, Subduction complex of pre-Jurassic age, northern Anatolia, Turkey : Geology, % 68-72.
- Trümpy, R., 1949, Der Lias der Glarner Alpen : Denkschr. Schweiz. Naturf. Gesell. 79,192 s.
- Trümpy, R., 1952, Der Nordrand der liasischen Tethys in den Schweizeralpen : Geol. Rdsch., 40, 239-242.
- Trümpy, R., 1955, Wechselbeziehungen zwischen Palaeogeographie und Deckenbau : Vjschr. natf. Ges. Zürich, 100, 217-231.
- Tucholke, B.E. ve Mountain, G.S., 1979, Seismic stratigraphy, lithostratigraphy and paleosedimentation patterns in the North America Basin; Talwani, M., Hay, W. ve Ryan, W.B.F., ed. Deep drilling results in the Atlantic Ocean da : Continental margins and paleoenvironment, A.G.U. Maurice Ewing Series 3. 58 - 86.
- Van Hinte, J.E., 1976, A Jurassic time scale : Bull. American Assoc. Petrol. Geol., 60,489 - 497.
- Wedding, H., 1963, Beitrage zur Geologie der Kelkit - Linie und zur Stratigraphie der Jura im Gebiet Kelkit - Bayburt : Bull. Miner. Res. Expl. Inst., Turkey, 61, 31-37.
- Wendt, J., 1970, Stratigraphische Kondensation in triassischen und jurassischen Cephalopodenkalken der Tethys : Neues Jahrb. Geologie und Palaontologie, Mh., 433-448.
- Yılmaz, Y., 1972, Petrology and structure of the Gümüşhane Granite and the surrounding rocks, N.E. Anatolia : Ph. D. thesis, Univ. of London, 266 s, yayınlamamış.
- Yılmaz, Y., 1981 a, Sakarya Kıtası güney kenarının tektonik evrimi: 1st. Yerbilimleri, 1,35 - 52.
- Yılmaz, Y., 1981 b, Atlantik tip bir kıta kenarının Pasifik tip bir kıta kenarına dönüşümüne Türkiyeden örnek : Türkiye Jeol. Kur. Yay., 27 s.
- Yılmaz, Y., 1982, Çoruh Nehri Havzası Master Plân raporu, Jeoloji, Temelsu; E.İ.E., arşivi, 160 s.
- Yılmaz, Y., Tüysüz, O., Gözübol, A.M. ve Yiğitbaş, E., 1981, Abant (Bolu) - Dokurcan (Sakarya) arasındaki Kuzey Anadolu Fay Zonunun kuzey ve güneyinde kalan tektonik birliklerin jeolojik evrimi : 1st. Yerbilimleri, 1, 239 - 261.
- Zankl, H., 1961, Magmatismus und Bauplan des Ostpontischen Gebirges im Querprofil des Harsit - tale;, NE-Anatolien : Geol. Rundsch., 51/2, 218-240.

Yazının geliş tarihi: Şubat 1983

Yayıma verildiği tarih : Temmuz 1983

