

## Gondvana kuzeyi Anadolu Mikrokıtası Erken Paleozoyik evrim modeli

*An evolutionary model on Early Paleozoic of Anatolian microcontinent, northern margin of Gondwana land*

A. Ümit TOLLUOĞLU  
Engin Ö. SÜMER

Hacettepe Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Ankara  
Hacettepe Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Ankara

### Öz

Türkiye'nin jeolojik evriminde Gondvana Karası (Süperkıta) kuzeyindeki adayayı oluşumu (800-625 my.) başlangıç evresi olarak kabul edilmiştir. Süperkıta'nın riftleşmesi, riftleşme sonucu parçalanması (625-555 my.) Gondvana Karası kuzeyinden, Anadolu Mikrokıtası'nın çekirdeği olarak kabul edilen, Pan-Afrikan Temel'e ait fragmentin ayrılması ile sonuçlanmıştır. Kenar Havza (yay-ardı havza) birimlerinde sin-orojenik çökelme (550-500 my.), Orojenik Metamorfizma (-500 my.), Anadolu Mikrokıtası'nın yükselimi (500-470 my.) ve çarpışma granitoidlerinin sokulumu (470-450 my.) jeolojik evrimin en önemli süreçleridir. Gondvana Karası'nda buzullanma (450 my.), Toridya yükselimi (440 my.), buzul konglomeralarının oluşum ve buzul sonrası transgresyon (440-420 my.) ve Anadolu Karbonat Platformuna geçiş (400 my.) Erken Paleozoyik sonundaki diğer önemli jeolojik olaylardır.

**Anahtar Sözcükler:** Gondwana Karası, Anadolu Mikrokıtası, Erken Paleozoyik

### Abstract

*The formation of island arc (800-625 Ma.) on the northern part of the Gondwana land (Supercontinent) is accepted to be the beginning phase in the geological evolution of Turkey. The rifting of the supercontinent and its breaking apart (625-555 Ma.) gave rise to the separation of the basement of the Pan African fragment-accepted to be the naclous of the Anatolian microcontinent-from the northern part of the Gondwana land. Synorogenic sedimentation in the marginal basins (back-arc basin) (550-500 Ma.), orogenic met amorphism (-500 Ma.), rise of the Anatolian microcontinent (500-470 Ma.) and intrusion of the collisional granitoids (470-450 Ma.) are the most important phases in the geological evolution. Other important events at the end of Early Paleozoic can be cited as glaciation of the Gondwana land (450 Ma.). Toridya rise (440 Ma.), formation of glacial conglomerates and post glacial transgression (440-420 Ma.) and passage to the Anatolian carbonate platform (400 Ma.).*

**Key Words:** Gondwana land, Anatolian microcontinent, Early Paleozoic.

### GİRİŞ

Önerilen Erken Paleozoyik (620 - 400 my.) evrim modelinde, Paleo-Tetis okyanusunun (genel anlamda Tetis) Gondvana Karası ile Lavrasya ( Lavrentiya - Baltık) arasında tüketilmesini konu alan belli başlı jeolojik olaylar tartışılmıştır. Erken Paleozoyik dönemde gelişen ve Türkiye'de değişik lokalitelerde çarpıcı örneklerine rastlanılan jeolojik verilerin kronolojik modellemesi yapılmıştır. Bu modelleme yapılırken levha tektoniği kuramı çerçevesinde sedimantasyon (transgresyon /regresyon), magmatik etkinlik ve orojenik metamorfizma vb. temel jeolojik süreçlerin, global ölçekte Erken Paleozoyik paleocoğrafyası ile uyum içinde olmasına özen gösterilmiştir. Anadolu'da Erken Paleozoyik serileri etkileyen orojenik fazlar Erken Kaledoniyen (Geç Kambriyen - Erken Ordovisiyen) ve Geç Kaledoniyen (Üst Silüriyen - Alt Devoniyen) orojenezleri ile yaşıt deformasyonların ürünü yapılarıdır.

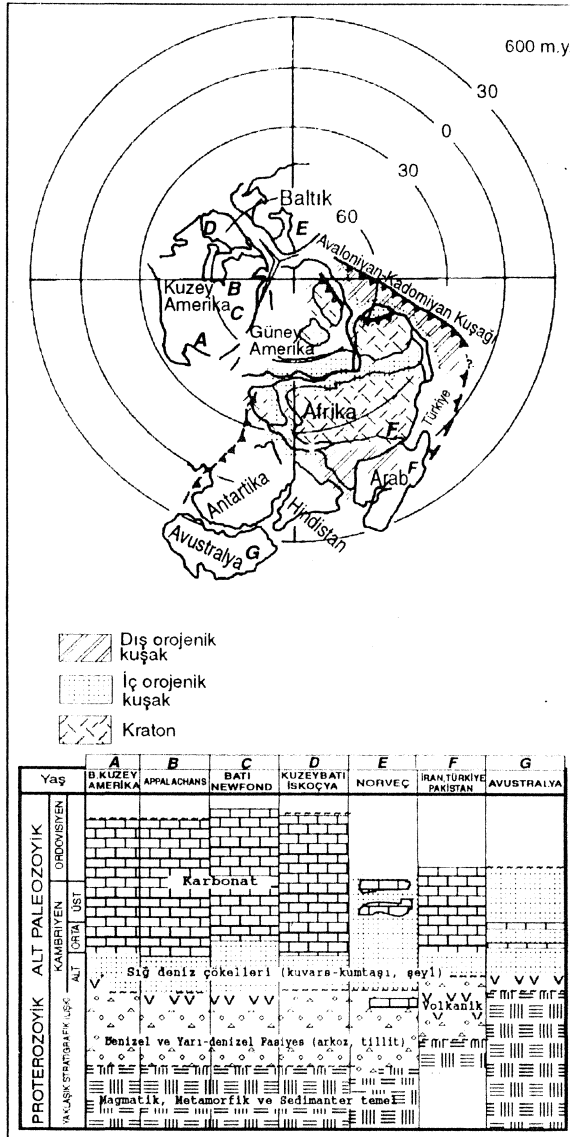
Türkiye'de muhtemelen Kambriyen - Ordovisiyen

sınırında (-500 my.) Orojenik metamorfizma geçirmiş, asit intrüzifler tarafından kesilmiş (470-420 my.), orta-yüksek dereceli bölgesel metamorfik kayaların oluşturduğu kristalin kütle Anadolu Mikrokıtası olarak adlandırılmıştır. Erken Paleozoyik süresince Arabistan yarımadasının kuzey uzantısı konumunda jeolojik evrim geçiren Anadolu Mikrokıtası Menderes, Bolu, Bitlis, Daday (?) ve Orta Anadolu Masifleri (?) gibi metamorfik masiflerde tabanda Pan-Afrikan Temel'e ait kütleleri içeren, çekirdek seri olarak tanımlanan kayaç toplulukları ile temsil edilir. Tabanda yüksek dereceli bölgesel metamorfik ve magmatik kayaç topluluklarının yüzeylendiği, Devoniyen'den Permiyen sonuna karbonatların egemen olduğu, platform şeklinde jeolojik evrim geçiren ve Toridya yükseltisi (Güvenç, ve diğ., 1994) kuzeyindeki bölgesel alan Anadolu Platformu'nu oluşturur. Paleozoyik boyunca Anadolu Platformu'nun en kuzey kenarını sınırlayan hattın güneyi, Gondvana Karası'nın kuzey kenarına ait konumda jeolojik evrim geçirmiştir.

## GEÇ PROTEROZOYİK (800-625 M.Y.)

## Süperkıta

Prekambriyen sonunda Kuzey Amerika - İskandinavya, Güney Amerika ve Avustralya-Hindistan-Antartika birlikteliğinden oluşan büyük tek bir kıtasal



Şekil 1. Süperkıta (yaklaşık 600 my. öncesi) orojenik kuşaklar (Murphy ve Nance, 1991) ve Erken Paleozoyik istiflerin stratigrafisi (Bond, ve diğ., 1984'den basitleştirilmiştir).

Figure 1. Supercortimerit (before 600 Ma.) Orogenic belts (Murphy and Nance, 1991) and stratigraphy of Early Palaeozoic sections (Simplified after Bond, et alJ984).

alanın (Süperkıta) varlığı kabul edilmektedir (Morel ve Irving, 1978; Scotese, ve diğ., 1979; Piper, 1982; Bond, ve diğ., 1984; Bozhko, 1986; Condie, 1989; Murphy ve Nance, 1991). Süperkıta'nın Erken Kambriyen öncesi (Eo/İnfrakabriyen) parçalandığı ve Geç Silüriyen sonunda tekrar bir araya geldiği (Kaledoniyen Orojenezi) kabul edilmektedir.

## Adayayı Oluşumu

• Geç Proterozoyik'de Süperkıta'nın birleşmesi ve parçalanması farklı orojenik kuşakları geliştirmiştir (Murphy ve Nance, 1991). İç Orojenik Kuşak (Trans-Sahra kıvrım serisi) Süperkıta içindeki birleşmenin bir sonucudur (Şekil 1). Orojenik aktivite iki yönlü dalma-batma/gömülme süreci ile başlamakta (850-800 my.) ve kıta-kıta çarpışması (650-600 my.) ile son bulmaktadır (Afrika-Brezilya kıtası). Süperkıta'nın dış kenar zonunda ise dış orojenik bir kuşak yer almaktadır (Avaloniyen-Kadomiyan kıvrım serisi, Arap Kalkanı oluşumu). Orojenik aktivite dış zonda okyanus için dalma-batma (adayayı oluşumu) ile başlamıştır (820-740 my.) Okyanusai alanların geliştiği (Şekil 2) adayayı ve yay-ardı basenlerin oluştuğu ifade edilir (Murphy ve Nance, 1991). Gömülmeye bağlı olarak adayayı volkanitleri ve volkano-sedimenter çökellerin oluştuğu (800-650 my.) kabul edilir. Mısır kuzeydoğusunda, 640-600 my. arasında yenilenen tektonotermal aktivite sonunda deforme olmamış silisik volkanitlerin, sıg denizel sedimenter kayaların ve kalkalkali plütonitlerin oluştuğu literatürde yer almaktadır (Stern ve diğ., 1984). Süperkıta'nın dış kenarı boyunca meydana gelen bu süreçleri iç orojenik kuşakta kaynaşma izlemiştir. Dış orojenik kuşak aynı zamanda sin-orojenik deformasyonlara ve kıta içi rift gelişmesine neden olmuştur.

Geç Proterozoyik'te Süperkıta'nın biraraya gelmesi (amalgamizasyon) ve dağılması gibi progresif süreçlerin özellikle Gondvanp Karası'nı etkileyen Pan-Afrikan Orojenezi ile ilişkili olduğu kabul edilmektedir (Kroner, 1979, 1985; McKerrow ve diğ., 1992). Dış orojenik kuşağa ait serilerde, Geç Proterozoyik seriler üzerinde Post orojenik Erken Kambriyen dizilerin uyumsuz olarak yer aldığı bilinmektedir (Bond ve diğ., 1984) (Şekil 1). Deniz seviyesi Süperkıta'nın parçalanmasını takip eden bir evrede yükselme göstermiş ve Erken Paleozoyik şelf sedimanları çökelmeye başlamıştır.

## İNFRAKAMBRIYEN (625-555 M.Y.)

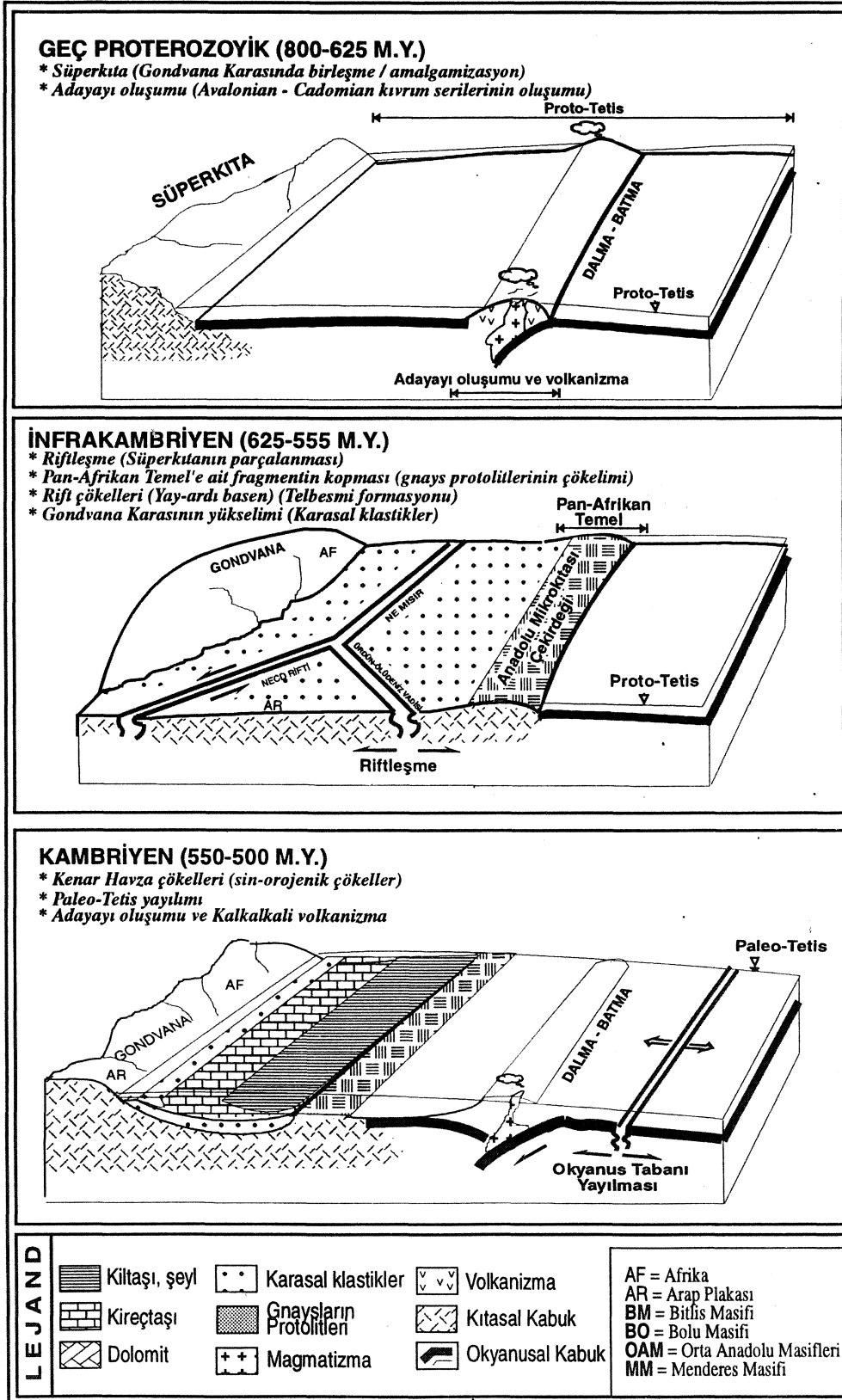
## Riftleşme

Süperkıta'nın aktif parçalanma ve dağılma süreci

Şekil 2. Gondvana Karası kuzeyinde Geç Proterozoyik, İnfra Kambriyen ve Kambriyen'e ait şematik evrim modelleri.

Figure 2. Schematic evolutionary models on the northern Gondvana Land from Late Proterozoic, Infracambrian and Cambrian.

GONDAVANA KUZEYİ ANADOLU MİKROKITASI



625-555 my. arasında gelişmiştir (Bond ve diğ., 1984). Üç büyük kıtanın kenarında, Lavrasya'nın güneydoğusu (Kuzey Amerika), Baltık Kalkanı'nın kuzey batısı (Kuzey Avrupa) ve Gondvana Kıtasının kuzeyi (Arabistan) riftleşme'nin tipik örneklerini sergiler (Zcigler ve diğ., 1979).

Gondvana kıtasında Afrika Plakası'nın kuzeydoğu kenarı boyunca kıtasal yenilmenin yaklaşık 620-580 my. öncesinde başladığı, kıta içi gerilmelerin 600-550 my. arasındaki dönemde geliştiği kabul edilmektedir. İnfrakambriyen'de gelişen gerilme süreci Sina yarımadasında üçlü riftleşme (Husseini 1989) (Ölü Deniz Rift Kolu, Kuzey Mısır Rift Kolu ve Need Yırtılma Zonu) ile sonuçlanmıştır (Şekil 2). Gondvana Karası'nın kuzeybatısında bir diğer rift oluşumu için (Moldanubian rift zonu) Erken Ordovisiyen (480 my.) yaşı önerilmektedir (Oliver ve diğ., 1993). Kuzey Mısır Rift Kolu ile Moldanubian Rift zonunun jeolojik tarihte Iapetus Okyanusu'nun gelişmesi aşamasında birbiriyle ilişkide olabilecekleri konusunda henüz kesin bir veri yoktur. Ancak Alpin serilerin (Avrupa) altında yer alan temelde rift oluşumunun Geç Proterozoyik olduğuna dair pek çok delil olduğu belirtilmektedir (Von Raumer ve diğ., 1991).

Kambriyen başında riftleşme sonucu parçalanmış Gondvana Karası ile Kuzey Amerika kıtasal alanı arasında Iapetus okyanusal alanının geliştiği kabul edilir (Scotese ve diğ., 1979; Condie 1989; Paris ve Robardet 1990; McKerrow ve diğ., 1991). Fanerozoik başındaki pek çok paleocoğrafik veri, bugünkü konumuyla Gondvana Karası kuzey ve kuzeydoğusunda Iapetus Okyanusu ile bağlantılı daha küçük okyanusal alanların varlığına işaret etmektedir. Kambriyen başında genişlemeye başlayan ve Türkiye'nin Erken Paleozoyik evriminde önemli rol oynayan bu okyanusal alan Paleo-Tetis olarak adlandırılmıştır (Kanasewich ve diğ., 1978; Havlicek 1981; Adamia ve diğ., 1981; Belov ve diğ., 1986). Buna karşın, Kambriyen başlarında Baltık ve Kuzey Gondvana Karası arasında okyanusal bir alanın varlığı kanıtlanmış, Orta Avrupa Okyanusu (Rheic Ocean) olarak tanımlanan bu okyanusun Kambriyenden Devoniyen'e kadar olan jeolojik tarihte progresif olarak tüketildiği saptanmıştır (Paris ve Robardet, 1990).

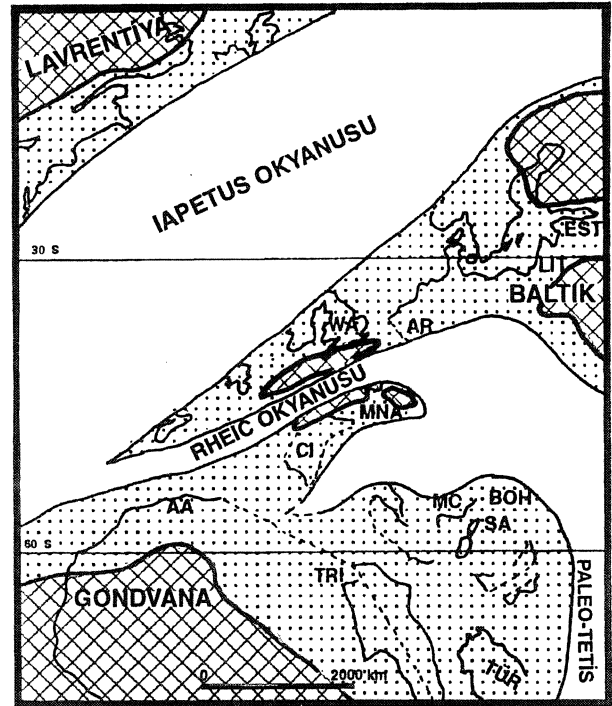
Erken Paleozoyik süresince Türkiye, Batı İran (Sannandaj-Sirjan) ve Merkezi İran'ın Gondvana Karası'nın kuzey şelf sahillerine ait olduğu ve bu şelfin kuzeyinde Atlantik Tipi kıta kenarının gelişmiş olduğu çeşitli araştırmacılar tarafından da belirtilmiştir (Kanasewich, ve diğ., 1978; Adamia ve diğ., 1981; Berberian ve King, 1981; Belov ve diğ., 1986; Husseini, 1992). Kuzey Afrika (Fas, Cezayir, Tunus, Libya, Nijerya ve Mısır), Orta Doğu (Türkiye, Suriye, Ürdün, Irak ve Suudi Arabistan), Güneybatı Avrupa (İtalya, İspanya, Portekiz ve

Merkezi-Güney Fransa) ve Merkezi Avrupa (Güney Almanya, Avusturya, Çekoslovakya, Polonya ve Romanya) Paleozoyik başında Gondvana Karası'nın kuzey kesiminin kapladığı alanlardır. Dolayısıyla, Türkiye'nin bugünkü alanı Kambriyen'de Gondvana'nın kuzeye bakan kesimine aittir (Şekil 3).

Süperkıta'nın riftleşme sonucu parçalanması, Gondvana Karası kuzeyinden Anadolu Mikrokıtası'nın çekirdeği olarak kabul edilen Pan-Afrika Temele ait fragmanın ayrılması ile sonuçlanmıştır (Şekil 2).

Rift Çekelleri (Yay-ardı basen)

Arap Plakası'nın kuzeyinde yer alan Güneydoğu Anadolu bölgesi Alt Paleozoyik istiflerin stratigrafisi açısından önemli veriler sergilemektedir. Türkiye'nin



Şekil 3. Erken Ordovisiyen paleocoğrafyası ve Paleo-Tetis okyanusal alanı; AA=Anti Atlas, AR=Ardenler, BOH=Bohemya, CI = Merkezi İberya, EST = Estonya, LIT = Litvanya, MC = Fransa Masif-Santral, MNA = Orta - Kuzey Armorika, SA = Sardinya, TRI = Tripolitane, TÜR = Türkiye, WA = Galler (Paris ve Robardet, 1990'dan basitleştirilmiştir).

Figure 3. Early Ordovician paleogeography and Palaeo-Tetis ocean; AA = Anli Atlas, AR = Ardens, BOH = Bohemia, CI = Central Iberia Domain, EST = Estonia, LIT = Lithuania, MC = French Massive-Central, MNA = Mid-North Armorican Domain, SA = Sardinia, TRI = Tripolitaine, TÜR = Türkiye, WA = Wales (Simplified after, Paris and Robardet, 1990).

## GONDAVANA KUZEYİ ANADOLU MİKROKITASI

güneydoğusunda en yaşlı litostratigrafi birimleri (Telbesmi formasyonu) yüzeyleyir (Ketin 1966, 1983; Bozdoğan, 1982). Telbesmi formasyonu yastık lav, volkano-klastik, şeyi ve kumtaşlarından oluşan litolojiye sahip olup, Kambriyen yaşlı Derik Grubu tarafından uyumsuz olarak örtülür (Çizelge 1) (Perinçek ve diğ., 1991). Telbesmi formasyonuna ait birimlerin Ölü Deniz Rift koluna ait riftleşme ile eş yaşlı çökeller olabileceği kabul edilmektedir (Husseini, 1989). Kambriyen başında, Arabistan Plakası ile Güneydoğu Anadolu çökeltme alanlarının paleocoğrafik ortak karakteri bu olasılığı mümkün kılmaktadır.

### Gondvana Karasunda bölgesel yükselim

Türkiye, kuzeydoğu Afrika, Arabistan, İran ve yakın çevresindeki Geç Prekambriyen yaşlı magmalik (granit) ve metamorfik yüksek kıtasal bölgelerden taşınan klastiklerin çökeltme alanını oluşturmaktadır. Gondvana Karası'nın yükselmesini takip eden evrede oluşan bu klastik litolojiler, Türkiye'de muhtemelen Kambriyen-Ordovisiyen sınırında gelişecek Orojenik Metamorfizma ürünü litolojilerin protolitleri olarak kabul edilmiştir.

Önceki yıllarda yapılan ayrıntılı çalışmalardan, Doğu Alplerde Prekambriyen yaşlı kristalin kayaların gözlenmediği, Alplerde paragnaylara ait örneklerin sedimantasyon yaşlarının 600-500 my. arasında olduğu ve 1500 my. yaş veren zirkon mineralini içeren sedimenter kökenli gnaylar için çökeltme yaşı olarak 550 my. civarında bir yaşın önerildiği bilinmektedir (Satır, 1979).

### KAMBRİYEN (550-500 M.Y.)

#### Kenar Havza çökelleri

İnfrakambriyen sonunda Mısır, Arabistan, İran ve Türkiye güneyi, Gondvana Karası kuzey ve kuzeydoğusunda başlıca klastik çökellerin egemen olduğu duraylı kıta platformunu temsil etmektedir (Şekil 2). Magmatizma ve kıvamlanmanın gözlenmediği kıta kenarında Erken Kambriyen başında kırıntılı fasiyes çökellerinin (kuvarsit) egemen olduğu bilinmektedir (Çizelge 1) (Dean ve diğ., 1986; Husseini, 1989, 1990; Dean ve diğ., 1991a). Arabistan Plakası ve uzantısı Türkiye alanının, Kambriyen süresince Paleo-Tetis Okyanusu'nun Baltık Kalkanına yakın kesiminde yer alması gerektiği ifade edilir (Husseini, 1989).

Orta Kambriyen'den Ordovisiyen'e kadar Gondvana duraylı şelfin bir bölümünü oluşturmakta ve Türkiye'nin güney bölümü şelf ortamını karakterize eden yaygın kireçtaşı çökellerinden oluşmaktadır (Husseini, 1989). Türkiye güneyinde doğu-batı uzanan Toridler'de Erken Paleozoyik seriler içinde fosille yaş verilen eski birim Erken-Orta Kambriyen'e ait trilobit fosilli karbonatlı fasiyestir ve Çaltepe formasyonu olarak bilinmektedir (Çizelge 1) (Dean, 1975; Dean ve diğ.,

1986; Dean ve diğ., 1991a). Orta Kambriyen başında Türkiye güneyinde global deniz seviyesi çok yavaş yükselmiştir (Vail ve diğ., 1977). Bu yükselmeye bağlı olarak Geç Kambriyen'de transgresif kilitaşı-şeyl çökelleri yaygındır (Çizelge 1).

Tipik stratigrafik kesit veren Güneydoğu Anadolu'da tanımlanan Kambriyen yaşlı Derik grubuna ait litolojilerin alt seviyeleri kıtasal ile geçiş tipi klastiklerden oluşur. Orta Kambriyen yaşlı birim orta seviyeyi oluşturan şelf karbonatları olarak tanımlanır. Üst seviyelerde ise denizel şeyi ve kumtaşı ardalanmasının yaygın olduğu saptanmıştır (Perinçek ve diğ., 1991). Benzer serilere Amanos Dağlarında da rastlanılmakta ancak Geç Kambriyen'de gelişen regresyon sonucu Ordovisiyen serileri ile arasında yerel bir uyumsuzluk gözlenmektedir (Dean ve diğ., 1986).

### Adayayı oluşumu ve kalkalkali volkanizma

Türkiye kuzeydoğusunda Paleo-Tetis olarak adlandırılan okyanusa! bir alanın varlığı ve bu okyanusun 600-500 my. arasında güneye kendi içinde dilimlenip dalması adayayı gelişimini başlatan süreç olmuştur (Kanasewich ve diğ., 1978). Sunulan Erken Paleozoyik evrim modelinde Türkiye jeolojisi için oldukça önemli husus, Ordovisiyen öncesi dönemde gelişmiş adayayı oluşumudur (Şekil 2) (Murphy ve Nance, 1991).

Alplerde tortul kökenli kayalarla bağımlı ve asitten bazik kökene kadar değişiklik gösteren bir volkanizmanın yaklaşık 500 my. öncesinde var olduğu savunulmaktadır (Satır, 1979). Avusturya Alplerinde killi, kumlu serilerle arakatlı volkanik litolojilerin 550 my. dolayında bir çökeltme yaşı gösterdikleri ifade edilmektedir (Frisch ve diğ., 1984). Aynı araştırmacı grubu Kaledoniyen çökeltme alanının bu bölgede yaklaşık 620-480 my. arasında gerçekleşmiş olabileceğini ifade etmektedir. Yöredeki gömülme ve adayayı oluşumu içinde Orta Kambriyen yaşı verilmektedir.

Türkiye'de değişik lokalitelerde tanımlanan Erken Paleozoyik kalkalkali volkanizma adayayı evriminin tipik örneklerini oluşturmaktadır. Menderes Masifinde tanımlanan metavolkanitler (leptitler) 500 my. öncesi geliştiği varsayılan adayayına ait yay volkanitleri olarak kabul edilir (Dora ve diğ., 1992). Kalkalkali bileşimli, sialik kökenli adayayı volkanitlerinin derinlik türevleri olarak tanımlanan metagranodiyoritlerde ise  $471 \pm 9$  my'lik radyometrik yaş jeolojik verimle uyumluluk gösterir (Satır ve Friedrichsen, 1986).

Türkiye'den bir diğer örnek, Bitlis Masifi'nin Avnik bölgesinde tanımlanan manyetit-apatit cevherleşmesiyle ara katmanlı bazikten felsiğe değişen kalkalkalin metavolkanitlerdir. Bu litoloji grubunda yapılan radyometrik çalışmalar  $454 \pm 13$  my'lik bir yaşa işaret etmektedir (Helvacı, 1983).

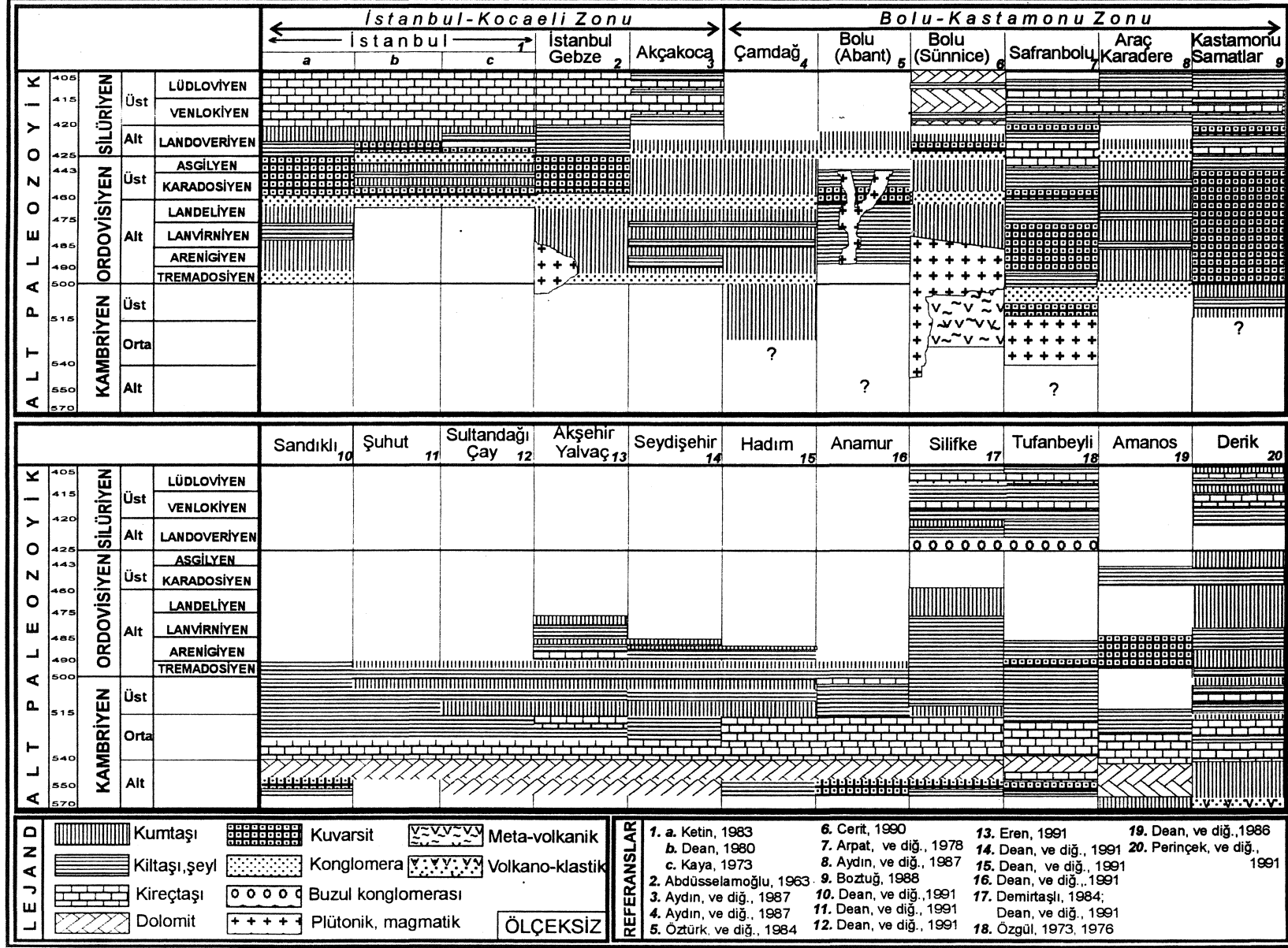


Table 1. The comparative characteristic of Early Paleozoic lithostratigraphic sections correlation of northern (1-9) and southern (10-20) Turkey

Çizelge 1. Türkiye kuzey (1-9) ve güneyinde (10-20) Erken Paleozoik yaşlı istiflerin karşılaştırılması genel karakterleri

## GONDAVANA KUZEYİ ANADOLU MİKROKITASI

Menderes ve Bitlis masiflerinde gnays, şist ve amfibolit türü kayalarla birlikte yüzeylenen metavolkanitlerin temel jeokimyasal özellikleri, yüksek SiO<sub>2</sub> içeriğine sahip ortaç-asidik bileşimli, kalkalkali, riyolit-dasit karakterli kayalar olduklarına işaret etmekte ve adayayı volkanizması ürünü litolojileri temsil ettikleri kabul edilmektedir (Helvacı, 1983; Kun ve diğ., 1988; Toluoğlu, 1995). Benzer litolojilere Bolu (Sünnicedağ) yöresinde de rastlanılmakta ve meta-riyolit olarak tanımlandıkları ifade edilmektedir (Cerh, 1990) (Çizelge 1).

### ERKEN ORDOVİSİYEN (500-470 M.Y.)

#### Orojenik Metamorfizma

Erken Ordovisiyen'de Gondvana Karası'nın güney kutba doğru hareket ettiği, bunun sonucu Afrika'nın bu zullarla kaplandığı bilinmektedir (Zeigler ve diğ., 1979). Bu jeolojik süreçle beraber İapetus Okyanusu kapanmaya (Erken Kaledoniyen) başlamıştır (Scotese ve diğ., 1979; Cocks ve Fortey, 1988; Conde, 1989).

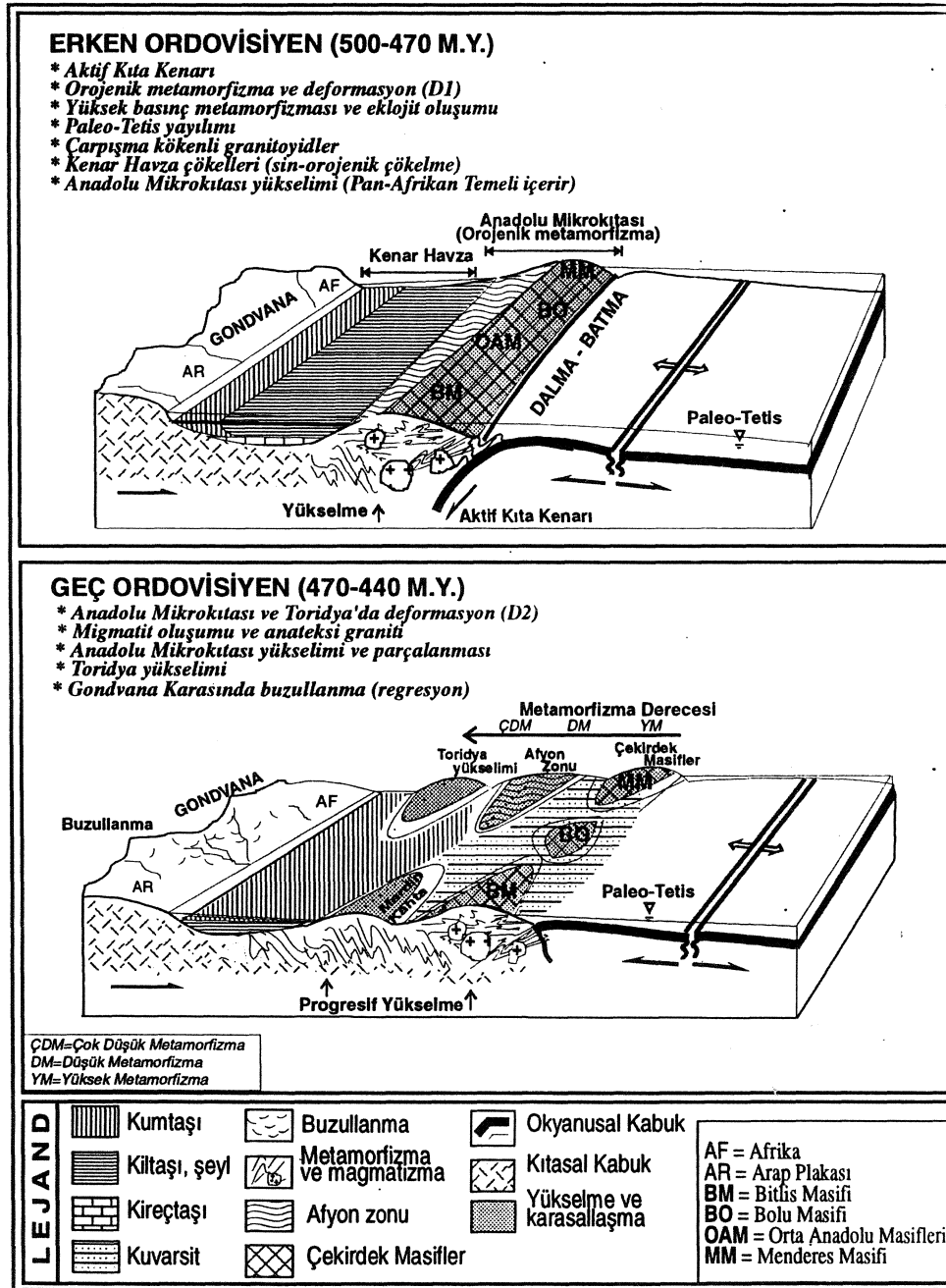
500-440 my. arasında etkili olan bölgesel metamorfizmanın, Kaledoniyen Orojenezi ile yaşıt ve erken evresine ait jeolojik olayları geliştirdiği, özellikle Türkiye'de Erken Paleozoyik yaşlı serilerde önemli bir işlevi olduğu kanısındayız. Çünkü, gerek sedimantolojik veriler gerekse metamorfizma ve magmatizma ile ilgili radyometrik sonuçlar, Türkiye Erken Paleozoyiğinden 500 my. civarında gelişen pek çok jeolojik sürecin varlığına işaret etmektedir. Diğer taraftan. Erken Paleozoyik yaşlı metamorfizmanın (Orta-Yüksek Basınç/Yüksek Sıcaklık) ürünü asidik magmatizma yaygın olarak gözlenmektedir (Şekil 4) (Toluoğlu, 1995).

#### Orta basınç/Yüksek sıcaklık metamorfizması (çekirdek seri)

Menderes Masifi temeli gözlü gnays, granitik gnays, bantlı gnays ve migmatitten oluşan çekirdek seri ile karakteristiktir. Gnays bilimini yapısal uyumlu olarak metavolkanitlerin (leptit) üzerlediği gözlenir. Temeli oluşturan gnaysların Geç Proterozoyik-Kambriyen döneminde kıta kenarında çökclmiş kırıntılarının (grovak, arkoz vb.) metamorfizması sonucu oluştuğları önceki araştırmacılar tarafından vurgulanmıştır (Konak, 1982; Dora ve diğ., 1992). Menderes Masifi çekirdek seriye ait metasedimanların ve metavolkanitlerin yaklaşık 500 my. önce (Kambriyen-Ordoviyen sınırında) yüksek dereceli metamorfizma geçirdikleri hususu son yıllarda kabul gören yaygın bir görüştür/Masifin gözlü gnayslarında Rb/Sr yöntemiyle 529, 520 ve 490 my. dolayında toplam yaşlar saptanmıştır (Dora, 1975). Duraylı izotrop değerleri gnaysların ilksel kayalarının (protolit) sedimenter kökenli olduğuna işaret etmektedir (Satır ve Friedrichsen, 1986). Bu sonucun saha verileriyle de desteklendiği vurgulanmaktadır. Gnaysların sedimantasyon yaşı için yaklaşık 680 my. dolayında ola-

sı bir yaş önerilmektedir (Dora ve diğ., 1992). Son yıllarda yapılan ayrıntılı saha gözlemleri, Menderes Masifinde üç farklı yaş ve düzeyi temsil eden şistlerin varlığına işaret etmektedir. Prekambriyen yaşlı şistlerin gözlü/granitik gnayslarla aralanmalı düzeylerden oluştuğu yer yer ince mermer. Asidik metavolkanik, metagabro ve amfibolit mercekleri içerdiği, buna karşılık Ordovisiyen-Permiyen yaşlı örtü serisine alt birimlerin alt seviyelerinde siyah mermer, fillit ve kuvarsitlerle aralanmalı örtü şistlerinin yüzeylendiği vurgulanmaktadır (Kun, ve diğ., 1993). Aynı araştırmacılar, bir üçüncü seviye olarak Triyas-Üst Kretase yaşlı zımpara içerikli mermerlerle birlikte aralanmalı şistlerden söz etmektedir. Menderes Masifi çekirdek gnaysların protolitlerinin çökmesi ile eş oluşum koşulları gösteren volkanik birimlerin derinlik türevleri olarak kabul edilen metagranodiyoritlerde (asit magmatitler) 471±9 my. radyometrik yaşlar elde edilmiştir (Satır ve Friedrichsen, 1986). Tonalitik-granitik sokulumları metamorfizma ile eş zamanlı veya onu izleyen evrede yükselmiş oldukları kabul edilmektedir. Menderes Masifi Gördes As Masifinde (Borlu-Demirci) gerçekleştirilen bir başka çalışmada metamorfik istifin tabanında sillimanit-granat-gnaysların yüzeylendiği ve bu litolojilerin uyumlu olarak üste doğru sillimanit-granat-disten-şistlere, sillimanit-stavrolit-granat-disten-şistlere, daha üstte ise stavrolit-granat-şistlere geçtiği ve en üst kesimde çekirdek seriye ait granat-mika-şistlere ulaşıldığı saptanmıştır (Dora ve Candan, 1989).

Bitlis Masifinde eski temel olarak tanımlanan Alt Birlik gnays, Amfibolit, metagranit (anateksitik), mika-şist, metabazit ve ince mermer bantlarından oluşur. Çekirdek seri olarak kabul edilen bu litoloji topluluğunun Devoniyen öncesi dönemde (pre-Devoniyen) bölgesel metamorfizma geçirdiği yaygın bir görüştür (Boray, 1975; Yılmaz, 1971, 1975; Erdoğan, 1982; Toluoğlu, 1981, 1988; Toluoğlu ve Erkan, 1982; Helvacı, 1983; Göncüoğlu ve Turhan, 1983; Şengün, 1984). Çekirdek seri üzerinde açısız uyumsuzlukla yer alan Üst Birliğe ait örtü kayaları başlıca fillit, şist, kuvarsit ve Permiyen yaşlı mermerlerden oluşur. Kuvarsitlerin alt kesimlerinin metakonglomera özelliği gösterdiği ve Alt Birliğe ait çakılları içerdiği vurgulanır (Helvacı, 1983). Bitlis Masifinde yapılmış ayrıntılı çalışmalarda Devoniyen öncesi metamorfik temel üzerinde platform karbonatlarından (Orta Devoniyen) oluşan litolojilerin geldiği ve Geç Triyas'a değin süreklilik gösterdiğine işaret edilmektedir. Mutki (Bitlis) kuzeyinde Alt Birlik üzerinde kireçtaşı mikrokonglomerasının yer aldığı bilinmektedir. Hizan (Bitlis) kuzeyinde ise Üst Birliğe ait Orta-Geç Devoniyen şelf karbonatlarının varlığından sözedilmektedir. Daha üst seviyedeki karbonatlı seriden alınan örneklerde Geç Devoniyen yaşlı fosillerin bulunduğu saptanmıştır (Göncüoğlu ve Turhan, 1983).



Şekil 4. Gondvana Karası kuzeyinde Erken ve Geç Ordovisiyen'e ait şematik evrim modelleri.

Merkezi ve Doğu Avrupa'da (Doğu Pireneler, Tauern Penceresi, Austro-Alpin Temci, Masif Central, Gottshard Masif, Saxothuringian Zonu, Bohemia Masifi, Güneybatı Polonya) yapılmış jeolojik çalışmaların sonuçları, AH Paleozoyik'de Avrupa ile Türkiye'nin pek çok yönden ortak jeolojik bir evrim geçirdiğine, dolayısıyla benzer jeolojik tarihe sahip olduğuna işaret etmektedir. Kaledoniyen Orojenezinin Avusturya Alpe-

Figure 4. Schematic evolutionary models of the northern Gondwana Land from Early and Late Ordovician.

rinde 480-460 my. arasında geliştiği ve yüksek basınç/yüksek sıcaklık metamorfizması gözlemlendiği ileri sürülmektedir. Avusturya Alpleri (Austroalpine) temelinde 530, 518, 500 my., Bohemia Masifinde 525 my. Masif Central'de 480 my. radyometrik yaşlar bantlı amfibolitleri başkalaşıma uğralan metamorfizma yaşlarıdır (Frisch ve diğ., 1984). K-D Bavaria'da 494-485 my. arasında değişen gabroyik inürüzyon yaşları elde edilmiş-



## GONDAVANA KUZEYİ ANADOLU MİKROKITASI

tir (Von Quadt, 1991). Polonya güneybatısında yapılan bir başka çalışmada Trcmadosiyen-Arenigiyen sürecinde ofiyolit oluşumu, adayayı gelişimi, volkanik malzemenin sedimantasyonu ve yay granitlerinin oluşumunun gözlemlendiği, gömülmenin ise yaklaşık 480 my. civarında gerçekleştiği belirtilmektedir. Bölgesel metamorfizma için 460 my. dolayında bir yaş ileri sürülmektedir (Oliver ve diğ., 1993).

Orta basınç/Düşük sıcaklık metanı örfi zması (Afyon Zonu)

Afyon Zonu olarak tanımlanan düşük metamorfik kuşağın, batıda Çine As Masifi (Menderes Masifi) güneybatısı Muğla'dan (Selimiye) başlayıp, doğuda Denizli kuzeyini izleyerek Uşak (Karahallı) güneydoğusundan ve Sandıklı üzerinden Afyon'a bağlanan bir hat boyunca yüzeylendiği, Afyon doğusunda ise Sultandağları (Toridya) kuzeyinden Orta Anadolu Masiflerine bağlandığı kabul edilmektedir (Şekil 4).

Afyon ili çevresinde (Afyon Zonu) yüzeylenen Afyon metamorfizminde tarafımızdan yürütülen ve halen devam eden araştırma projesi (TÜBİTAK) ile ilgili saha bulguları oldukça ilginçtir. Afyon Zonundan yüzeylenen düşük mertebeli metamorfizma kalın metasedimenter bir istif karakteri sergilemektedir. İstif tabanında yer alan albit-granat-mika-şistler çok evreli deformasyon sürecinden etkilenmiş birden fazla kıvrım evresi geçirmiş en yaşlı litolojileri oluşturmaktadır. Bu birim üstte doğru benzer deformasyon sürecinden etkilenmiş mika şistler tarafından üzerlenmektedir. Bu litolojiler üzerinde kuvarsitler ve kuvarsit çakıllı metakonglomeralar yer almaktadır. İki birim zaman zaman birbirine geçiş gösterir. Metakonglomeralar üzerinde organik malzemece zengin mcta-kumtaşı, fillit, karbonatlı-kuvars-şist, kalkışist ve mermer litolojileri yer alır. Organik malzemece zengin birimlerin Erken Silüriyen yaşlı oldukları düşünülmektedir. Çünkü, daha üst seviyelerde mercan fosilli (*Disphyllum* sp.) Orta-Geç Devoniyen yaşlı metakarbonatlar yer almaktadır. Organik malzemece zengin fillitik litolojiler altında yer alan metakonglomeraların paleocoğrafik evrim içinde Ordovisiyen sonunda gelişen buzul konglomeraları olmaları kuvvetle muhtemeldir (Condie, 1989). Kuvarsit çakıllı metakonglomeraların en belirgin özelliği derecelenme göstermeyen yığılımlar halinde yüzey içilmeleridir. Gerek litolojik özellikleri gerekse bölgesel stratigrafik istiflerle karşılaştırılmaları (Çizelge 1) kuvars çakıllı bu konglomeraların buzullarıma ile ilişkili kaba klastikler olma ihtimalini kuvvetlendiren verilerdir.

Orta Anadolu masiflerinin batı bölümünü oluşturan Kırşehir çevresindeki bölgesel metamorfizmin litostratigrafik tanımı, yayılımı ve petrokimyasal özellikleri (Tolluoğlu, 1986, 1987, 1994) mesozkopik tektonik özellikleri ve deformasyon geometrisi (Tolluoğlu, 1992)

ayrıca petrolojik özellikleri (Tolluoğlu ve Erkan, 1993) ayrıntılı incelenmiştir. Kırşehir Metasedimenter Grubu adı altında tanımlanan metamorfizmin ilksel kayaları bazik, pelitik, psammitik, kuvarsitik ve karbonatlı litolojilerden oluşmaktadır. İstif içinde orto kökenli metabazitler (amfibolit) ve metapelitler (mika - şist / gnays vb.) tabanda yer alır. Üste doğru yarı metapelitik, metapsammitik (mika-kuvars-şist v.b.) litolojilere geçilir. Tüm bu litolojiler kalın kuvarsit serisi tarafından örtülür. Kuvarsitler üzerinde başlangıçta kırıntılı üstte doğru saf karbonatlardan türemiş kalın metakarbonat bir istif yüzeylenir.

Kırşehir Masifinde düşük-orta mertebeli ilerleyen metamorfizma geçirmiş çökel karakteri baskın bir istifin yüzeylendiği ortaya konulmuştur. Petrolojik bulgular yeşilşist fasiyesinden yüksek amfibolit fasiyesine değişen metamorfizmaya işaret etmektedir (Tolluoğlu ve Erkan, 1993).

Kırşehir yöresindeki çalışma sonuçları, Afyon zonu na ait metamorfik serilerden elde edilen bulgularla denştirildiğinde, her iki bölgedeki metamorfizmin ortak çökel karakteri sergilediği ortaya çıkmaktadır. Özellikle çoğu yönden benzerlik sunan metasedimenter bir istifin varlığı söz konusudur. Genelleştirildi istiflerin ortak karakteri, alt kesimde polifaz deformasyonlardan etkilenmiş (buruşma deformasyonu gelişimi ayırtman özellik) ağırlıklı olarak metapelitlerin varlığı, orta kesimde ilksel kayaları plaj kumu çökellerine işaret eden iyi yıkanmış masif kuvarsitlerin yer alması ve üst kesimde ise metakarbonatların egemen olduğu litoloji grubunun varlığıdır. Yaşı konusunda verilerin elde edilemediği Kırşehir Masifinde metapelitler ile metakarbonatlar arası stratigrafik konuma sahip kuvarsitlere Afyon zonunda da rastlanılmaktadır. Stratigrafik konumu ve çökel kaya türü bakımından çarpıcı benzerlik gösteren Afyon ve Kırşehir istiflerindeki kuvarsitlerin birbirleri ile eş yaşlı olabilecekleri düşünülmektedir. Aynı şekilde benzer kayalara Akdağmadeni yöresinde de rastlanılmaktadır (Alpaslan ve diğ., 1994).

### Bolu-Kastamonu Zonu

İstanbul'dan Kastamonu yöresine uzanan kuşak önceki çalışmalarda İstanbul Napı (Şengör ve diğ., 1980; Şengör, 1984), İstanbul Zonu (Okay, 1989), Avranadolu (Güvenç ve diğ., 1994) adı altında tek bir tektonik birlik olarak tanımlanmış ve bu kuşakta yüzeylenen Erken Paleozoyik serilerin benzer jeolojik evrim geçirmiş oldukları kabul edilmiştir. Kambriyen-Ordovisiyen'de birbirinden ayrı jeolojik evrim geçirmiş ve farklı istif karakteri sunan litoloji toplulukları bu makalede İstanbul-Kocaeli ve Bolu-Kastamonu Zonu olmak üzere iki ayrı zona ayrılmıştır (Çizelge 1).

Gondvana Karası en kuzey kenarına ait olduğu ka-

bui edilen Bolu-Kastamonu zonunda altta bölgesel metamorfik bir temel üzerinde gelişmiş ağırlıklı olarak Erken Paleozoyik kırıntılı sedimanlardan oluşan, üstte doğru karbonatların egemen olduğu bir istif bulunmaktadır. Temeli oluşturan kristalin külle şist, gnays, amfibolit, kuvarsit, mermer, metabazik ve metaasidik kayalardan oluşur (Bingöl, 1978; Arpat ve diğ., 1978; Öztürk ve diğ., 1984; Aydın ve diğ., 1986, 1987; Yılmaz ve Boztuğ, 1986; Boztuğ, 1988, Cerit, 1990, 1992). Bolu (Sünnice) Masifinde temel kayaların kuvarsfeldspat-gnays, amfibol-gnays, kuvarsit ve mermerlerden oluştuğu ve Erken Kaledoniyen Orojenezinden etkilenmiş oldukları saptanmıştır. Ayrıca Kambriyen-Ordovisiyen'de gelişmiş yaygın bir volkanizmadan (meta-riyolit) söz edilmektedir (Cerit, 1990). Aynı araştırmacı, temel kayalar üzerinde uyumsuz konumda kuvarsit-metakumtaşı-metakonglomeraların yer aldığına ve birimin Kambriyen yaşlı olması gerektiğine işaret etmektedir. Tüm istifin Geç Ordovisiyen'de granitler tarafından kesilmiş olduğu ayrıca vurgulanmıştır (Çizelge 1). Daha üst kesimlerde granit çakıllarını içeren meta-konglomeraların yer aldığı, üstte doğru kaba taneli düşük metamorfik Geç Ordovisiyen-Silüriyen çökellerine geçtiği saptanmıştır. Orta Devoniyen karbonatlarının ankimetamorfik olduğu ve alttaki birimleri uyumsuz konumda üzerlediği belirtilmiştir (Yalçın ve Cerit, 1991). Bolu Masifinde (Abant-Yeniçağ) gerçekleştirilen başka bir çalışmada da benzer şekilde şist, gnays, amfibolit, kuvarsit, kalkışit ve meta-gabroların yüzeylendiği temel bir serinin varlığı belirtilmiştir. Temele ait kayaları granodiyoritlerin kestiği ve meta-kumtaşı, meta-çakıltaşlarından oluşan kaba klastiklerin (Silüriyen?) alttaki birimleri uyumsuz olarak üzerlediği ifade edilmiştir (Öztürk ve diğ., 1984).

Bolu-Kastamonu zonunda yer alan bir diğer kristalin topluluk Daday-Devrekani Masifi olarak adlandırılır (Yılmaz, 1979). Bölgede temeli oluşturan bu kütle Daday-Devrekani metasedimanter grubu ve Çangal metaofiyoliti olarak adlandırılan iki tektono-stratigrafik birlikten meydana gelmektedir. Metasedimanter grup içinde mika-gnays, amfibol gnays ve amfibolitten oluşan litolojiler altta, mermer, kalsilikatik gnayslar üstte yer almaktadır (Yılmaz ve Boztuğ, 1986). Lias öncesi yaşlı olduğu kabul edilen metaofiyolit ise iyi korunmuş Paleo-Tetis okyanus kabuğuna ait bir dilim olarak tanımlanmaktadır (Şengör ve diğ., 1980; Yılmaz, 1983; Yılmaz ve Boztuğ, 1986). Daday-Devrekani Masifi progresif olarak deforme olmuş kıtasal kabuk ve ofiyolit diliminden oluşan tektonik bir birim olarak kabul edilir (Şengün ve diğ., 1990). Merkezi Pontitlerin jeolojik bir mozayikden oluştuğu kabul edilmektedir. Genelde doğu batı yönlü tektono-stratigrafik birimlerden oluşan Kastamonu çevresindeki istiflerin en belirgin karakteri Ordovisiyen öncesi metamorfik kayaların

egemen olduğu çekirdek bir serinin varlığıdır. Temele ait litolojiler üzerinde düşük metamorfik metakırıntılının yaygın olduğu bir örtü serisi gözlenir (Arpat ve diğ., 1978; Öztürk ve diğ., 1984; Aydın ve diğ., 1986, 1987; Boztuğ, 1988; Cerit, 1990) (Çizelge 1).

Türkiye'nin Erken Paleozoyik yaşlı istifleri içindeki stratigrafik konumu açısından benzer kuvarsit depolanmalarına kuzeyde Bolu-Kastamonu Zonu güneyinde Amanos kesitlerinde de rastlanılmakta (Çizelge 1) ve genelde Orta-Geç Ordovisiyen yaşı verilmektedir (Öztürk ve diğ., 1984; Dean ve diğ., 1986; Arpat ve diğ., 1978; Boztuğ, 1988). Masif kuvarsit çökellerinin Asgiiyen regresyonu ürünü gelişmiş olabilecekleri önerilmektedir. Afyon Zonundaki masif kuvarsitlerin Ordovisiyen sonu buzullarına ürünü meta-kuvarsit-konglomeralarla geçişli olmaları ise paleocoğrafik açıdan bu görüşü destekleyen bir veri olarak yorumlanabilir.

Kırşehir Masifi'nde ilerleyen metamorfizmaya bağlı gelişen üsteleme kırınlanma dört plastik deformasyon fazına ayrılmıştır (Tolluoglu, 1992). Ancak Kırşehir Masifi'ne ait serilerdeki yoğun deformasyonların ve kırınlanmanın temel ve örtü şeklinde bir ayrımı net bir biçimde ortaya çıkarmayı engellediği, hatla örtü serisini etkileyen süreçlerin önceki yapısal unsurları silmiş olabileceği düşünülmektedir.

Yüksek basınç metamorfizması ve eklojit oluşumu

Erken Paleozoyik evrim modelinde, Türkiye'de yüksek dereceli metamorfik kayaları birlikte deformasyon ve metamorfik evrim geçirmiş meta - bazit, meta - ultramafit ve eklojitler; Paleo - Tetis okyanusuna ait litolojilerin metamorfik türevleri olarak düşünülmektedir (Şekil 4). Merkezi Pontitlerde Elekdağı-Saraycık masifinde kuzeyden güneye prehnit-pumpellyit, glokofanşist, yeşilşist, albit-epidot-amfibolit ve eklojit fasiyesinde beş progresif metamorfik zon ayırt edilmiştir (Eren, 1979). Erken Paleozoyik yaşlı adayayı evrimine önemli bir kanıt olarak düşünülen metamorfik serilerin üç evreli bir deformasyon sürecinden geçtiği ifade edilmektedir.

Bitlis Masifinde kyanit-eklojitler mercekler veya bantlar şeklinde yüzeylenmektedir. Yüksek mertebeli metamorfik alanlarda yer alan eklojitlere büyük benzerlik gösterdikleri saptanmış olup çekirdek seriye ait gnayslar arasında gözlenen bu litolojinin  $T=625\pm 35^{\circ}\text{C}$  ve  $P= 16\pm 3$  kb. basınç koşullarında metamorfizmaya uğradığı ifade edilmektedir (Okay ve diğ., 1985). Benzer şekilde Menderes Masifi'ndeki çalışmalarda da gnays ve metavolkaniklere ait çekirdek seri içinde gözlenen gnaysların, korona yapılarında gözlenen özelliklerine dayanarak yüksek dereceli metamorfizma ürünü oldukları ve masif gabro çekirdeklerinin amfibolitler tarafından kuşatılmaları vurgulanır (Dora ve diğ., 1994).

Metagabroların üst manto derinliklerinde eklojit fasiyesinde metamorfizma sürecinden etkilenmiş olmalarının kuvvetle muhtemel olduğu aynı araştırmacı grubunca ifade edilmektedir. Sonuçta gerek Menderes ve Bitlis masiflerinde, gerekse Elekdag kesitinde tanımlanan ve yüksek dereceli metamorfik türevlerle benzer deformatasyon ve metamorfizma tarihçesi gösteren eklojit oluşumlarının Paleo-Tectis'e ait okyanusal kabuk malzemesinden türemiş olabilecekları düşünülmektedir (Şekil 4).

Protolitleri, Ordovisiyen'de varlığını sürdüren Palco - Tectis okyanusunun bazı malzemesi olabileceği kabul edilen eklojitlere Avrupa'da benzer jeolojik tarihçeyle değişik lokalitelerde de rastlanılmaktadır. Alpin temelde saptanan yaşlı ofiyolitler Erken Paleozoyik yaşlı okyanusal bir alana işaret etmektedir. Amfibol itlerin protolitleri toleyitik birimlerde 596 my. yaş elde edilmiştir (Von Quadt, 1991). Varistik serilerdeki eski okyanusal kabuk malzemesinin köken ve yaşlarının incelendiği bir diğer çalışmada (Downs ve Wilson, 1991), Chamrousse ofiyolitleri (Fransa) için 500 my., KB İspanya'da yüzeylenen ofiyolitlerde 500-480 my., Armorica'daki metagabrolarda 480 my., Masif Central'de amfibolitlerde 480 my. ve Batı Alplerdeki yaşlı eklojitlerde ise 450-475 my. arasında radyometrik yaşlar tespit edilmiştir.

Yaşı konusunda henüz kesin verilerin elde edilemediği Orta Anadolu Masifi'ne ait metamorfizma, birlikte deformasyon ve metamorfizma geçirmiş ofiyolitik kayaların varlığından son yıllarda söz edilmektedir. Bu grupta yer alan meta-serpantin, meta-gabro/amfibolit, meta-diyahaz ve meta-piroksenit türü kayaların masifte yaygın olan metasedimanterler içinde süreksiz mostralar halinde yüzeylendikleri ifade edilir (Göncüoğlu ve diğ., 1993). Orta Anadolu masiflerinin doğu kesimini oluşturan Akdağmadeni yöresinde de benzer metalümatik/mafik kayaların varlığından söz edilmektedir (B. Şahin, sözlü görüşme). Diğer taraftan, çalışmaların halen devam ettiği Akdağmadeni Masifi'nde stavrilit-disten; sillimanit-granat-biyotit birlikteliğinden oluşan yüksek mertebeli metamorfizma ürünü metasedimanter mineral parajenezlerine (Şahin, 1991) ve migmatit oluşumlarına rastlanılmıştır. Orta Anadolu Masiflerinin batısında yer alan Kırşehir Metasedimanter Grubu'na ait serilerde yapılan bir diğer çalışmada ise, istifin tabanında amfibolitlerin yüzeylendiği ve kimyasal analiz verilerine göre orto kökenli oldukları belirtilmektedir (Tolluoğlu, 1994).

Kenar Havza çökelleri (sin-orojenik çökeltme)

Kambriyen sonu-Ordovisiyen başında Türkiye güneyi transgresif serilerle örtülmüştür. Pasif Kıta kenarı karakterindeki Kenar Havza'da alt seviyede yer alan karbonatlı fasiyesin üzerinde yaygın kumtaşı-şeyl çökelleri gözlenmektedir. Çökellerin taşınması Gondvana

Karası kuzeyinden olmuştur (Şekil 4). Arap Plakası karasal kumtaşı çökellerinden oluşan Peneplen Basen niteliğindedir. Türkiye güneydoğusunda yer alan Arap Plakası'nın kısmi yükselimi başlamıştır (Husseini, 1990).

Tremadosiyen'de Toridlerde şeyi ve ince kumtaşı ardalanmasından oluşan litolojiler (Seydişehir formasyonu) egemendir (Dean ve diğ., 1986; Dean ve diğ., 1991a). Erken Ordovisiyen sonu (Landeliyen) gelişen regresyonu tüm Arap Plakası ve Türkiye güneyini aynı zamanda etkilemiş ve kumtaşları çökelmiştir (Çizelge 1). Geç Ordovisiyen'de (Karadosiyen) deniz seviyesi global olarak yükselmiştir. Türkiye güneydoğusu, Arap plakası ve Gondvana Karası kuzeyindeki kumtaşı-kiltaşı çökelleri ikinci transgresyonu oluşturur (Çizelge 1) (Husseini, 1990). Güneydoğu Anadolu'da tanımlanan Habur Grubuna ait sedimanter birimler Erken Ordovisiyen'de Seydişehir ve Geç Ordovisiyen'de Bedinan formasyonuna ayrılmıştır (Perinçek ve diğ., 1991). Erken Ordovisiyen sonu (Aşgliylen) deniz seviyesindeki ani düşüş regresyona neden olmuştur. Bu regresyon Gondvana Karası'nın Güney Kutupa yaklaşması ve buzullanma ile ilişkilidir. Altındaki Derik Grubundan, Habur Grubuna geçiş kıyı ortamı ile sığ denizel koşulları karakterize eden çökeller ile temsil edilmektedir. Habur Grubu'nun genel litoloji karakteri şeyl-kumtaşı ardalanmasından oluşan bir istif olmasıdır. Türkiye güneyinde (Toridya) Geç Ordovisiyen'de yükselime bağlı olarak çökeltme gözlenmemektedir.

Çarpışma kökenli granitoidler

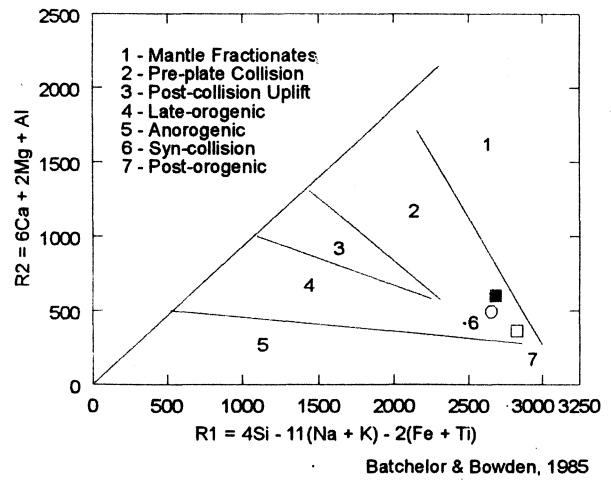
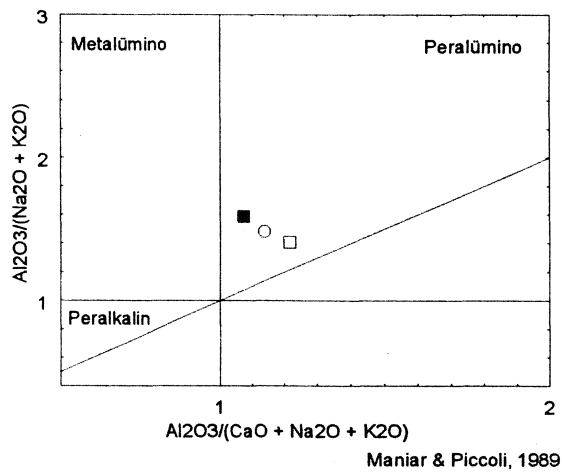
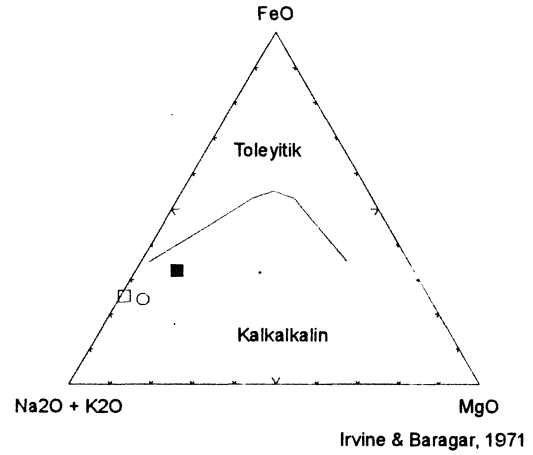
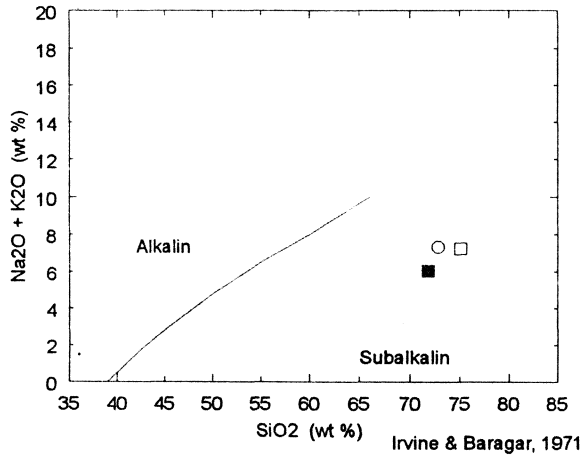
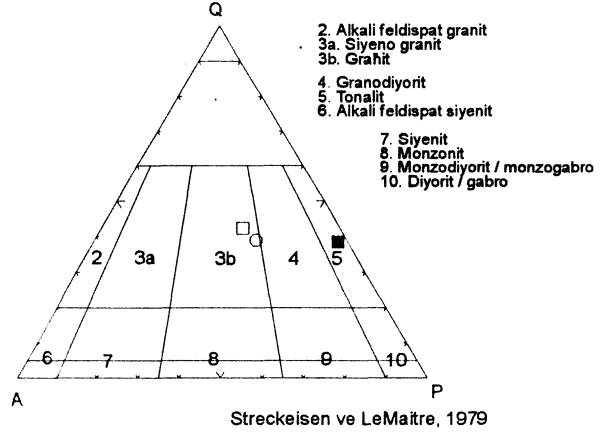
Türkiye kuzeyinde stratigrafik korelasyon (jeolojik veri) ile Ordovisiyen yaşı verilen asit magmatik kütle Bolu (Sünnice) Masifi'nde tanımlanan Dirgine Granitoidi'dir (Cerit, 1990). Dirgine granitoidine ait jeokimyasal analizlerin ortalaması (n=23) tonalit bileşiminde, kalkalkali, peralümino karakterli (A/CNK=1.73) ve S-tipi magmatik kayalar olduğuna işaret eder (Tolluoğlu, 1995). Ordovisiyen yaşlı magmatik kütle çarpışma kökenli granitoidleri temsil etmektedir (Şekil 5).

Bitlis (Mutki) yöresinde kuvars-feldispat-gnays olarak adlandırılan lökokratik kayalar, Bitlis Masifi'ne ait çekirdek seri (amfibolit, paragnays, mikaşist vb.) içine sokulum yapmış anateksi graniti olarak tanımlanır. Granitik kütlelerin daha sonraki evrede metamorfizma geçirdiği ve gnaysik foliasyon kazandığı saptanmıştır (Tolluoğlu, 1988, 1995). Jeokimyasal analizlerin ortalaması (n=9) monzogranit bileşiminde, kalkalkali, peralümina karakterli (A/CNK=1.58) ve S-tipi kökene sahip asidik kayalar olduğuna işaret etmektedir. Mutki metagraniti olarak da adlandırılan magmatik kütle çarpışma kökenli granitoidleri temsil etmektedir (Şekil 5).

İsviçre Alplerinde 450 my. yaş veren granit ve gra-

Simge	1	2	3
Örnek sayısı	n=23	n=9	n=41
SiO <sub>2</sub>	70.40	74.11	71.83
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.36	13.42	14.35
TiO <sub>2</sub>	0.24	0.56	0.23
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.16	0.84	0.44
FeO	2.32	1.69	2.13
MnO	0.07	0.02	0.04
MgO	1.03	0.09	0.61
CaO	2.38	0.82	1.62
Na <sub>2</sub> O	4.73	3.19	3.27
K <sub>2</sub> O	1.18	3.97	3.97
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.10	---	0.17
A.K.	0.79	0.30	1.18
Toplam	98.76	99.51	99.84

1. Dirgene (Bolu) Granitoyidi (Cerit, 1990)
2. Mutki (Bitlis) Granitoyidi (Tolluğlu, 1988)
3. Doğu Alplerdeki Ordovisiyen Granitoyidi (Peccerillo, ve diğ., 1979)



## GONDAVANA KUZEYİ ANADOLU MİKROKİTASI

nodiyoritlerin varlığı (Maggetli ve Flisch, 1991) Doğu Pireneler'de 446 my. olarak saptanan manyetitizma (De-laperriere ve Autran, 1991) Polonya güneybatısındaki volkanik yay granitlerindeki 460 my. yaşlar (Oliver ve diğ., 1993) benzer jeolojik olayların varlığına işaret eder. Doğu Alplerde Geç Ordovisiyen (440-430 my.) yaşlı granitoidlerde gerçekleştirilen bir çalışmaya ait jeokimyasal analizlerin ortalaması (n=41) ise, oldukça çarpıcı veriler sunar (Pccerillo ve diğ., 1979). Bu granitoidler monzogranit bileşimleri, kalkalkali, peralü-mino karakterleri (A/CNK=1.61) ve S-tipi kökenleri ayrıca çarpışma kökenli granitoidleri karakterize etmeleri açısından yukarıda verilen asit magmatik kayalara çarpıcı bir benzerlik göstermektedir (Şekil 5).

Yukarıda adı geçen asit magmatik kayaların hemen hepsi yüksek silisyum içeriğine sahip olmaları, normatif korund içerikleri, bölgesel metamorfik alanlarda gnays türü kayalarla iç içe mostra sunmaları ve çarpışma kökenli olmaları açısından ortak özellikler göstermektedir (Tolluğlu, 1995).

Anadolu İvlikrokıtasi'nın yükselimi

Kambriyen-Ordovisiyen sınırında Orojenik Metamorfizma geçirmiş, asit intrüzyonlarından kesilmiş Menderes, Bolu, Bitlis vb. Masiflerde çekirdek seri olarak tanımlanan litolojilerin olduğu kütle Anadolu Mikrokıtasi olarak adlandırılmaktadır. Çok evreli plastik deformasyonlardan etkilenmiş bu kristalin kayaların topluluğu, Erken Ordovisiyen'de kara halini almış ve Geç Silüriyen'e kadar büyük ölçüde kara halini (Afyon Zonu hariç) korumuştur.

Erken Paleozoyik dönemde adayayı oluşumu ve volkanizmayı takip eden evrede yaygın bir orojenik metamorfizmanın etkili olduğu aşikardır. Bu metamorfizmanın progresif olduğu üstelleyen de formasyonları geliştirdiği kabul edilmektedir. Menderes, Bitlis, Bolu, Orta Anadolu Masiflerinde (?) orta-yüksek mertebeli metamorfizma ile eş yaşlı gelişen sin-orojenik deformasyonların göreceli olarak Dİ-evresinde etkili olduğu düşünülmektedir. Önceki çalışmalardan bu evreye ait deformasyonların birden fazla kıvrım fazı şeklinde etkili olduğu bilinmektedir (Boray, 1975; Akdeniz ve Konak, 1979; Akkök, 1981; Göncüoğlu, 1981; Öztürk ve Koçyiğit, 1983; Şengün, 1984; Cerit, 1990; Tolluğlu, 1986, 1992).

Önceki çalışmalarda. Geç Proterozoyik'deki kılanın günümüz Afrika'sının yerindeki Ebürnian Kratonunun KD kenarına ait olduğu ve Menderes Masifi gnayslarının Pan Afrikan orojenik metasedimanlarıyla eşleştiril-

Şekil 5. Ordovisiyen yaşlı bazı çarpışma granitoidlerinin jeokimyasal karakteristikleri.

Figure 5. Geochemical characteristics of some syn-collisional granitoids of Ordovician age.

mesi gerektiği ifade edilmiştir (Şengör ve diğ., 1984; Dora ve diğ., 1992). Ancak Türkiye'de 500 my. dolayında yüksek mertebeli bölgesel metamorfizma geçirmiş ve asidik magmatikler tarafından kesilmiş çekirdek masiflerin (Menderes, Bitlis, Bolu, Daday ?, Orta Anadolu masifleri ?) metamorfizma ve deformasyon süreçlerini, Gondvana Karasında 960-600 my. arasında gelişen Pan-Afrikan Orojenezine (Burke ve diğ., 1977; Kroner, 1979; Bond ve diğ., 1984; HusseinC 1989; Condie, 1989; Murphy ve Nance, 1991; McKerrow ve diğ., 1992) bağlamak yukarıdaki jeolojik verilere göre kanımızca yanlış olup, Alt Paleozoyik'de gelişen olayları gözardı etmemize neden olmaktadır.

Kambriyen Ordovisiyen sınırında (Erken Kaledoniyen) bölgesel metamorfizma geçirmiş ve asit intrüzyonları ile kesilmiş Menderes, Bolu ve Bitlis masiflerinde çekirdek seri olarak tanımlanan litolojilerin birlikteliği Anadolu Mikrokıtasi'nı oluşturur. Çok evreli plastik deformasyonlardan etkilenmiş bu kütlelerin muhtemelen Erken Ordovisiyen'de kara halini aldığı ve Geç Silüriyen'e kadar bu halini koruduğu düşünülmektedir (Şekil 4). Sonuç olarak, Silüriyen öncesi dönemde (500-400 my.) yüksek dereceli metamorfizma geçirmiş asidik magmatik kütleler tarafından kesilmiş şist, gnays, amfibolü, meta-bazitlerden oluşan çekirdek serinin birden fazla deformasyon evresi geçirmiş olduğu, özellikle Avrupa'da pre-Hersiniyen serilerinin temelinde yer alan masiflerle benzer jeolojik evrim geçirdiği ve pek çok yönden ortak karakterler sergilediği anlaşılmaktadır.

### GEÇ ORDOVİSİYEN (470-440 MY)

#### İstanbul-Kocaeli Zonu

İstanbul-Kocaeli Zonu'nda yer alan istiflerin genel karakteri, Ordovisiyen'den Karbonifer'e kadar süreklilik gösteren ve çok az deforme olmuş platform tipi çökeltilerden oluşmalarıdır. Çevrelerinde yer alan tektonik birliklere kıyasla deformasyon ve metamorfizmadan yoksun olmaları önemli bir farklılıktır (Kelin, 1983). İstanbul-Kocaeli Zonu'nda fosil bulgusuyla kesin Kambriyen yaşı verilen serilere rastlanılmadığı önceki çalışmalardan bilinmekte ve literatürde en yaşlı serinin Ordovisiyen olduğu ifade edilmektedir (Çizelge 1) (Abdüsselamoğlu, 1963; Kaya, 1973, 1978; Sayar, 1979, 1984; Dean, 1980).

İstanbul'dan Kocaeli'ne geniş bir alan kaplayan Erken Paleozoyik çökelleri Ordovisiyen yaşlı kaba klastiklerden oluşur. Konglomera, arkoz, kuvarsit, yarılımlı şist türü klastikler arkoz serisi olarak adlandırılır (Şekil 4) (Sayar, 1979, 1984). Zaman zaman 3000 m. kalınlığa ulaşan seri içinde fosil bulunamamış ancak üzerinde yer alan grovaklar içinde bulunan brakiyopod faunasına (Alt. Landoveriyen) dayanılarak Ordovisiyen yaşlı oldukları ileri sürülmüştür. Ordovisiyen sonu-Silüriyen

yaşlı kırıntılı çökellerin dokusal, bileşim, yanal süreklilik ve çökeltme özellikleri, İstanbul-Bolu hattı güneyinde yer alan bir bölgeden beslendiklerine işaret etmektedir (Kaya, 1978). Özellikle arkoz birliği olarak en altta yer alan Ordovisiyen yaşlı litoloji topluluğunun hızlı çöken bir basende granitoidlerden malzeme almış bir istif karakteri sergilediği vurgulanmaktadır. Bu jeolojik veri ise Bolu-Kastamonu Zonu'nda yer alan Ordovisiyen öncesi yaşlı kayaların varlığı ile desteklenebilir. İstanbul ve çevresinde yüzeylenen Erken Paleozoyik istif içinde alt seviyelerde kalın sedimanter bir paketin yer aldığı ve kesin fosil bulgusu göstermeyen kilitaşı-kumtaşı-şçyl ardalanmasından oluşan bir istif için Kambriyen (?) yaşı önerildiği (Haas, 1968) ayrıca bu birimin üzerinde klastik litolojisi ve *Tetragraptus* sp. ile Ordovisiyen çökellerin yer aldığı, denizel şeyi ve kumtaşlarından oluşan *Monograpius* sp. ile Actizrcha'lı çökellerin Silüriyen yaşlı olduğu, uyumsuz konumda alttaki birimleri örttüğü belirtilmektedir (Güvenç ve diğ., 1994).

#### Bolu-Kastamonu Zonu

Bolu-Kastamonu Zonu'nda Karadere (Safranbolu) yöresinde Geç Kambriyen-Erken Ordovisiyen yaşlı birimlerin altında açısız uyumsuzlukla aplit daykları ile kesilmiş metabazik, amfibolü ve meta-granitlerin yer aldığı bilinmektedir (Aydın ve diğ., 1986). Kambriyen'den Geç Karbonifer'e kadar iki regresif istifin gözlemlendiği vurgulanır. İlk regresif istif Geç Ordovisiyen'de gözlenir (Şekil 4). Erken Silüriyen açısız uyumsuzlukla gelir. Silüriyen başlarındaki transgresyon Karbonifer sonunda karasal çökellerle ikinci regresif istifini oluşturur. Silüriyen'de denizel çökeller yaygındır.

Çamdağ ve Sünnicedağ (Sakarya-Bolu) yörelerinde temelde yer alan amfibolü, gnays ve metabazik kayaların muhtemelen Geç Kambriyen-Erken Ordovisiyen yaşlı birimler tarafından açısız uyumsuzlukla örtüldüğü ifade edilmektedir (Aydın ve diğ., 1987). Araştırmacı grubu, Kambriyen'de gelişen sedimanter ortamın denizel, Ordovisiyen başlarında sığ denizel-geçiş ve Silüriyen başlarında ise karasal-geçiş ortamına dönüştüğünü vurgulamaktadır.

#### Anadolu Mikrokıtası'nda üsteleyen deformasyon

Menderes Masifi güneybatısında migmatit ve gnayslardan oluşan temel serinin mika-şist, mermer, kuvarsit, kloritoid-şist ve kalkışist ardalanmasından oluşan örtü serisi tarafından üzerlendiği belirtilmektedir (Öztürk ve Koçyiğit, 1983). Araştırmacılar özellikle temel örtü serileri masında açısız bir uyumsuzluğun gözlemlendiğini vurgulamaktadır. Diğer taraftan temele ait bilimlerin Kambriyen öncesi, örtü serilerinin ise Silüriyen-Triyas aralığında geliştiği kabul edilmektedir (Öztürk ve Koçyiğit, 1982). Benzer bir görüşle temel serinin Erken Pa-

leozoyik'de başkalaşıma uğradığı (Başarı, 1970; İzdar, 1971; Akdeniz ve Konak, 1979). Geç Paleozoyik'de örtü serinin, temelle birlikte tekrar bölgesel başkalaşıma uğradıkları belirtilmektedir (Dora, 1981). Örtü serisi içinde, temele ait gnays çakıllarının varlığı ilişkiliyi net bir biçimde ortaya koymaktadır (Çağlayan ve diğ., 1980).

Menderes Masifi (Gördes As Masifi) çekirdek serinin en üst seviyelerini oluşturan granat-mika-şistlerde tanımlanan (Dora ve Candan, 1989) albit-mika-granat parajenezi Afyon Zonu'nda stratigrafik olarak tabanda, metaklomeraller altında yüzeylenen albit-granat-mika-şistlerdeki mineral parajenezi ile büyük benzerlik göstermektedir. Ayrıca her iki kayaç türünde de gözlenen granatların kloritleşme süreci ve dokusal özellikleri ikinci bir deformasyona (örtü serisinin metamorfizması) işaret etmesi açısından önemli bir veri olarak kabul edilebilir.

#### Toridya'da deformasyon ve yükselim

Toridya yükseliminin Ordovisiyen'de başladığı ve Devoniyen öncesinde ortaya çıktığı ve bu yükseltiye bağlı olarak güneyde Toros Oluğu'nun geliştiği saptanmıştır (Güvenç ve diğ., 1994). Toridya yükselimi gelişimini kanaatimizce Geç Ordovisiyen'de tamamlamıştır (Şekil 4). Toridya yükselisinin Türkiye sınırları içinde Sandıklı, Sultandağları, Seydişehir, Kasımlar, Dipoyraz dağı, Hacılıyas, Kartoz, Egiste penceresi (Hadin) ve Mansurlar boyunca gözlemlendiği ve Devoniyen'den itibaren kuzeyden Tetisi sınırladığı ifade edilmektedir (Güvenç ve diğ., 1994). Toridya yükselisinin doğuda Mardin-Kahta-Tut ve Derik yükseltileri ile ilişkili olabileceği düşünülmektedir. Çünkü Güneydoğu Anadolu'da Erken Silüriyen'de belirgin bir sedimantolojik kesiklik gözlenmektedir. Mardin-Kahta-Tut yükseltilerinde erozyonal yüzeyle tanımlanan bu boşluk Ordovisiyen-Silüriyen sınırındaki buzullarıma ile de eşzamanlıdır (Perinçek ve diğ., 1991; Cater ve Tunbridge, 1992).

Sultandağları'nda temel seri olarak tanımlanan birimi, Erken-Orta Kambriyen yaşlı karbonatlı fasiyes (Çaltepe formasyonu) ve bu birimi dereceli geçişle üzerleyen Geç Kambriyen-Erken Ordovisiyen yaşlı klastik ağırlıklı çökellerin (Sultandede formasyonu) oluşturduğu, Devoniyen'in bu birimler üzerinde açısız uyumsuz konumda bulunduğu ortaya konulmuştur (Eren, 1991). Toridya yükseliminin batı kesimini temsil eden Sultandağları'nda en az üç plastik deformasyon fazı (D2) geçirmiş ve Kambriyen-Erken Ordovisiyen yaş aralığında çökelmiş bir litoloji topluluğunun varlığı araştırmacılar tarafından belirtilmektedir (Eren, 1990; Dean ve diğ., 1991a). Sultandağları zirvesinde (Sultandede Tepe) yatık izoklinal kıvrımlanma gösteren Erken-Orta Kambriyen yaşlı karbonatlı fasiyesin jeolojik ko-

## GONDAVANA KUZEYİ ANADOLU MİKROKITASI

numu Türkiye jeolojisinde Erken Kalcdoniycn Orojenezi'nin tipik bir kanıtıdır.

Sonuçta, Toridya yükseltisi Anadolu Platformu güneyinde yer almaktadır. Türkiye sınırları içinde batıda Sandıklı-Sultandağları'ndan, doğuda Mardin-Kahta-Derik bölgesine bir kuşak boyunca uzandığı ve yükseltilinin kuzeyinde çekirdek masiflerin ana metamorfik ekseninin yer aldığı kabul edilmiştir. Anadolu Platformu temelinde yer alan metamorfik çekirdek serilerden (metamorfik eksen) güneye Afyon Zonu ve Toridya yükseltisine doğru metamorfizmanın progresif azaldığı gözlenir (Şekil 4). Gerek Sultandağları ve gerekse Derik antiformlarında Erken Paleozoyik serilerin kıvrımlı, ancak düşük metamorfik veya metamorfik olmaması metamorfizmanın progresif azaldığının kanıtı olarak kabul edilmektedir.

Toros Erken Paleozoyiği'nde Karacahisar Kocaosman kesitinde (Dean ve diğ., 1991b) Erken Kambriyen Çal Tepe formasyonu altında yer alan Sarıççek yeşilşistli Afyon Zonu'na ait düşük metamorfik litolojilerle denestirmek olasıdır. Afyon Zonu'nda en alt kesiminde yer alan albit-granal-mika-şistler, Menderes Masifi çekirdek serisi granat-mika-şistleri ile korle edilebilmektedir. Menderes Masifi'nde yaklaşık 500 my. önce gelişen bölgesel metamorfizma ile sinorjenik deformasyonların D1 fazında gerçekleştiği kabul edilmiştir. Bu plastik deformasyonların çekirdek seriyeye ait şistleri de etkilemiş olduğu kuvvetle muhtemeldir. Buna karşın Toridya yükseltisini gerçekleştiren deformasyonların D2 olması gerekmekte ve Geç Ordovisiyen'de geliştiği kabul edilmektedir. Bu kabulle, Karacahisar kesitindeki Sarıççek şistleri D1 evresinde deforme olurken, Toridya yükseltisinin Erken Paleozoyik istifine benzerlik gösteren Kocaosman kesitinde Çal Tepe formasyonunun D2 evresinde deforme olması söz konusudur. Bölgedeki Sarıççek şistleri ile üzerinde yer alan Çal Tepe karbonatlı serilerinin muhtemelen sonraki evrelerde tektonik olarak birliktelik kazanmış oldukları düşünülebilir. Sandıklı porfiroyidlerinin gözlemlendiği Hüdai kesitinde de benzer jeolojik bir evrimin geliştiği düşünülmektedir.

### Gondvana Karasunda buzullanma (Regresyon)

Global buzullanmanın deniz seviyesinin alçalmasına (100 m) neden olduğu, genci bir regresyonun geliştiği, dolayısıyla denizel alanların küçüldüğü ve çoğu yerde Geç Ordovisiyen'e (Aşgıliyen) ait faunaların yok olduğu ifade edilmektedir (Cocks ve Forley, 1988). Üst Aşgıliyen'de deniz seviyesi en düşük seviyeye inmiştir (Sayer, 1994).

### ERKEN SILÜRIYEN (440-420 MY)

#### Buzulların Ekvator'a doğru ilerlemesi

Geç Ordovisiyen sonunda, güney kutbundan Gondvana Karası'na yayılan global buzullanma nedeniyle buzulların güney kutbundan kuzeye 40° enlemine kadar ilerlemiş oldukları bilinmektedir (Şekil 6) (Zcigler ve diğ., 1979; Husscini, 1991).

#### Buzul konglomeraların oluşumu

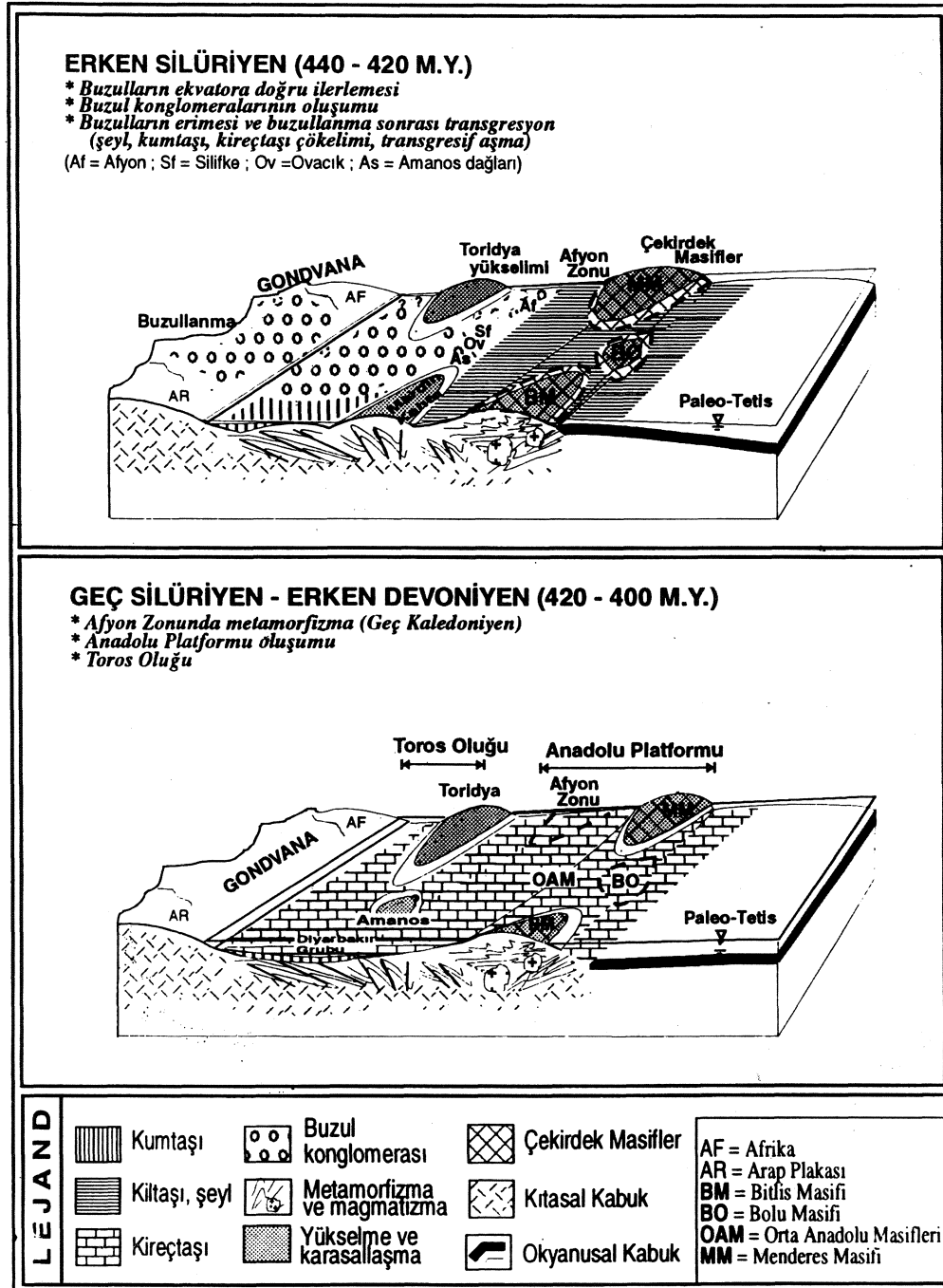
Geç Ordovisiyen sonu-Erken Silüriyen başında Gondvana Karası güney kutbundan kopup gelen buzulların Geç Aşgıliyen'deki sığ denizel (-100 m) ortamda aniden erimesi sonucu, irili ufaklı değişik büyüklükteki çakıl ve blokların killi kumlu ince klastik sığ deniz dibine aniden düşmesi ve gömülmesi sonucu (N. Bozdoğan, sözlü görüşme) derecelenme göstermeyen konglomeratik yığılımlar oluşmuştur. Bu çökellerin yaygın ve tipik örneklerine Afyon Zonu'ndaki kuvarsit-çakıllı konglomeralar (meta-konglomera) gösterilebilir. Diğer taraftan. Batı Toros kesitinde de (Dean ve diğ., 1991b) Ovacık ve Işıklı istiflerinde Karadosiyen-Aşgıliyen şeylleri üzerinde konglomeraük oluşumlara rastlanılmaktadır (Şekil 6). Belirgin bir uyumsuzluk yüzeyinin varlığı ifade edilmektedir (Çizelge 1).

Geç Ordovisiyen buzullanması ile ilgili tipik mostralara Gondvana Karası kuzeyinde Fas, Cezayir, Libya, Sierra Leone ve Güney Afrika'da rastlandığı belirtilmektedir. Ayrıca İspanya'da Normandiya'da ve de Türingen'da benzer buzullanma süreçlerine ait litolojilerin yüzeylendiği belirtilmektedir (Havlicek, 1981).

#### Buzulların erimesi ve buzul sonrası transgresyon

Erken Silüriyen deniz seviyesinin yükselmesi ile başlar. Bu yükselmeye, Gondvana Karasında yer alan Afrika ve Güney Amerika'daki mevcut kıtasal buzul kütlelerinin erimesi neden olmuştur (Shechan, 1973; Zcigler ve diğ., 1979). Geç Ordovisiyen sonundaki buzullanma yerini Erken Silüriyen başlarında (Landoveriyen) buzulların hızla erimesi sonucu kısmi deniz seviyesi yükselmesine (transgresyon) bırakır. Bu kısmi transgresyon sonucu, buzul konglomeraların stratigrafik olarak üzerinde, özellikle organik malzeme bakımından zengin koyu renkli şeyllere ve üste doğru şeylerle aralanmalı kumtaşı-karbonatlı litolojilere geçiş gözlenir (Şekil 6).

Güneydoğu Anadolu'daki Erken Paleozoyik istiflerinde Erken Silüriyen başında belirgin bir sedimantolojik kesiklik gözlenir. Havza kenarında bu kesiklik Geç Devoniyen'e kadar sürerken, havza ortasında Geç Silüriyen-Geç Devoniyen yaş aralığında çöklenmiş Diyarbakır grubu tanımlanır (Perinçek ve diğ., 1991). Diyarbakır grubunda en alttaki birimlerin organikçe zengin koyu renkli şeyllere ile arakatlı kireçtaşı ve kumtaşı-



Şekil 6. Erken Silüriyen ve Geç Silüriyen-Erken Devoniyen'e ait şematik evrim modelleri.

larından oluştuğu (Dadaş formasyonu) aynı araştırmacı grubu tarafından belirtilir. Diyarbakır grubu çökelleri sığ denizel ortamda çökelmiştir. Havza kenarını çekirdek masiflerin (Menderes, Bolu, Bitlis) ve Toridya yükseltilsinin oluşturduğu, havza ortasında ise Afyon Zonu örtü çökellerinin yer aldığı palcocoğrafik evrim modeli

Figure 6. Schematic evolutionary models of the northern Gondwana Land from Early Silurian and Late Silurian-Early Devonian.

yukarıda verilen sedimentolojik evrime oldukça uyumluluk gösterir.

Diğer taraftan, Lavrasya ve Gondvana arasında kalan istiflerde Paleozoyik stratigrafisinin karşılaştırıldığı kesitler (Güvenç ve diğ., 1994), benzer şekilde gerek



## GONDAVANA KUZEYİ ANADOLU MİKROKITASI

Lavrasya gerekse Gondvana üzerinde Ordovisiyen sonu-Silüriyen başındaki straligrafik boşluğa işaret etmektedir. Sedimantolojik kesiklik İskit Platformunda, Avranadolu kesitinde, Torıdya, Toros Oluğu, Hazro-Hakkari ve Kuzey Irak kesitlerinde belirgin olarak gözlenmektedir. Türıdya'da Triyas'a kadar, Toros Oluğu'nda Geç Silüriyen-Erken Devoniyen'e kadar belirgin çökeltme boşlukları olduğu anlaşılmaktadır. Aynı araştırmacı grubu, Anadolu Platformu altında Silüriyen'de veri eksikliği olarak yorumladığı bilinmezliği, Devoniyen'de karbonat çökeltimi ile devam ettirmektedir. Türkiye güneyinde Toros kuşağında (Torıdler) Silüriyen başında, Orta Devoniyen'de, Geç Karbonifer'de ve Geç Permiyen'de değişik uyumsuzluk yüzeyleri tanımlanır.

### GEÇ SİLURİYEN-ERKEN DEVONİYEN (420-400 MY)

#### Anadolu Platformu

İstanbul-Kocaeli Zonu'na ait Erken Paleozoyik çökellerin jeolojik tarihte Gondvana Karası en kuzey ucunda Baltık kıyısına yakın ve Paleo-Tetis gelişiminde aktif tipi pasif kıta kenarında oluşmuş filiz fasiyesinde istif oldukları kabul edilir (Çizelge 1). İstanbul yöresinde Silüriyen-Alt Karbonifer aralığında çökeltmiş istifin Ordovisiyen üzerinde transgresif aşmalı bir kolumda yüzeylendikleri belirtilmektedir (Kaya, 1991). Bolu (Abant-Ycniçağ) yöresinde yüzeylenen Silüriyen ile Erken Devoniyen yaşlı seriler arasında açılmalı uyumsuzluk gözlenir (Öztürk ve diğ., 1984). Kastamonu (Ballıdağ-Çangalıdağı) yöresinde yüzeylenen Silüriyen derin denizel ortamı karakterize ederken, Devoniyen'den sığlaşmanın gözlendiği ve ani sığlaşmanın yersel uyumsuzluklara karşılık geldiği düşünölmektedir (Aydın ve diğ., 1986).

Bolu (Sünnicedağ) yöresinde tanımlanan Ordovisiyen-Silüriyen istifinin önce klastiklerle başlayıp üste doğru karbonatlara geçtiği ve Orta Devoniyen'den itibaren kesikliğe uğradığı belirtilir (Ccrit, 1992). Sakarya (Çamdağı) ve Bolu (Sünnicedağ) yöresinde yüzeylenen Erken Paleozoyik serilerin Silüriyen başlarında regresif serilere dönüştüğü ve Silüriyen'de (Venlokiyen) tekrar belirgin bir transgresyonun geliştıği ifade edilmektedir (Aydın, ve diğ., 1987). Bu transgresyon Karbonifer sonu regresyonu ile son bulmaktadır. Araştırmacı grubu, Çamdağı yöresinde Devoniyen yaşlı serilerin alttaki Ordovisiyen-Silüriyen yaşlı istifi uyumsuzlukla üzerlendiğini belirtmektedir.

Anadolu Platformunun en azından Devoniyen'den Triyas'a kadar sürekli tortullaşma gösteren bir ortam olduğu kabul edilir. Erken Paleozoyik (Ordovisiyen) yaşlı çekirdek masifleri içeren bu platform içinde baskın karbonat çökeltimi muhtemelen Geç Silüriyen'den itibaren başlamıştır (Şekil 6). Geç Silüriyen'in erken evrele-

rinde Torıdya yükselimi, Menderes ve Bitlis Masiflerinin kara halini korudukları, Afyon Zonu, Orta Anadolu masifleri (5) ve Bolu - Kastamonu zonlarının platform çökelleri tarafından örtölmüş oldukları kabul edilmektedir. Menderes Masifi'nde Kambriyen-Ordovisiyen sınırında gelişen ilk metamorfizmadan sonra kalın klastik bir istifin çökeldiği, özellikle güneyden Çine As Masifinde Permo - Karbonifer yaşlı bitümlü kalker katkılı killi şistlerin "Göktöpe formasyonu" olarak tanımladığı ve üst kesimlerinin *Fusulına* içerdiği ifade edilmektedir (Dora, ve diğ., 1992).

Ordovisiyen sonu - Orta Devoniyen öncesi dönemde kara halini koruyan Torıdya yükseltisi güneyinde yer alan sedimanler basen (Toros Oluğu) Kemer, Gazipaşa, Kozan, Saimbeyli, Tufanbeyli, Sarız yöresinde karasal ve denizel Devoniyen çökelleri ile temsil edilir (Güvenç, ve diğ., 1994). Bu oluk içinde çökeltimin en erken Geç Silüriyen'den itibaren başladığı kabul edilmektedir. Alt seviyelerde kırıntılı çökeller üste doğru karbonatlar yaygındır (Çizelge 1).

#### SONUÇLAR

Son yıllarda levha tektoniği kuramı üzerine yapılan çalışmalar ve elde edilen jeolojik veriler, Türkiye'nin Erken Paleozoyik dönemde Gondvana Karası kuzeyinde jeolojik evrim geçirdiğine işaret eden veriler sunmaktadır. Sedimantasyon (transgresyon / regresyon), magmatik aktivite, orojenik metamorfizma gibi jeolojik süreçler ve Erken Paleozoyik paleogeografyası esas alınarak kronolojik sıra içinde Türkiye'nin evrim modeli oluşturulmuştur. Türkiye, Arap Plakası, İnan - Lut Bloğu, Mısır vb. alanlar Erken Paleozoyik dönemde Gondvana Karası kuzeyinde benzer jeolojik olaylardan etkilenmişlerdir. Gondavana kuzeyi Anadolu Mikrokıtası Erken Paleozoyik evrim modelinin kronolojik gelişimi, ana çizgileriyle aşağıda verilmiştir:

#### 1. Geç Protrozoyik (800 - 625 M.Y.)

a. *Siiperkıtta* (Kuzey Amerika - İskandinavya, Güney Güney Amerika ve Avustralya - Hindistan - Antartika).

b. *Adayayı oluşumu* (Gondvana Karasında birleşme / amalgamizasyon, Avolaniyan - Kadomiyan kıvrım serileri ve Arap Kalkanı oluşumu).

#### 2. İnfrakambriyen (625 - 555 M.Y.)

a. *Riftleşme* (Süperkıtanın parçalanması, Lavrasya güneydoğusu, Baltık Kalkanı ve Gondvana Karası kuzeyi Arabistan; İapetus Okyanusu ve Paleo - Tetis Okyanusal alanının gelişimi).

b. *Fan - Afrikan Temel'e ait fragment in kopması*

c. *Rift çökelleri* (yay - ardı basen) (Ölü Deniz Rift kolu oluşumu eş yaşlı Telbesmi formasyonu).

d. *Gondvana Karasının bölgesel yükselimi* (eş yaşlı

karasal klastiklerin çöklimi).

### 3. Kambriyen (550 - 500 M.Y.)

a. *Kenar Havza çökelleri* (Mısır, Arabistan, İran ve Türkiye güneyinde duraylı kıta platformunu temsil eden sin - orojenik çökeller).

b. *Paleo - Telis yayılımı* (genişleyen okyanus tabanı ve yaygın şelf karbonatlarının çöklimi).

c. *Adayayı oluşumu ve Kalkalkali volkanizma* (Alplerde asidik ve bazik volkanizma; Menderes ve Bitlis Masiflerinde meta - volkanitlerin (leptit) protolleri; Bolu - Sünnice'de melariyolit).

### 4. Erken Ordovisiyen (500 - 470 M.Y.)

a. *Aktif Kıta Kenarı* (Iapetus Okyanusunun kapanması).

b. *Orojenik metamorfizma ve deformasyon* (Menderes ve Bitlis Masiflerinde gözlü gnayslarının oluşumu; Afyon Zonunda metamorfizma; Bolu - Kastamonu Zonunda metamorfizma).

c. *Gömülme metamorfizması ve eki ojit oluşumu* (Merkezi Pontitler Elekdağ - Saraycık Masifi meta - bazit vb.; Bitlis Masifi dişten eklojitler; Menderes Masifi meta - gabrolar).

d. *Paleo - Tetis okyanus tabanının yayılımı*.

e. *Kenar Havza çökelleri* (Transgresif istif; Seydişehir, Bedinan formasyonları sin - orojenik çökeller).

f. *Çarpışma kökenli granitoidler* (Bolu - Sünnice Masifinde Dirgine Granitoidi; Bitlis - Mutki graniti; İşçi Alplerinde granitoidler).

g. *Anadolu Mikrokıtası yükselimi* (Menderes, Bolu ve Bitlis Masiflerinin oluşturduğu çekirdek seri; Erken Kaledoniyen orojenezi ile yükselmiş ve Erken Ordovisiyen'de kara halini almıştır).

### 5. Geç Ordovisiyen (470 - 440 M.Y.)

a. *Anadolu Mikrokıtası ve Toridya'da deformasyon ve yükselim* (Sultandağlan, Sandıklı, Seydişehir, Dipoyraz Dağı Devoniyen öncesi yükselerek Toridya'yı oluşturmuştur; Mardin - Kahta - Lut ve Derik yükseltili ile ilişkili).

b. *Migmatit oluşumu ve anateksi graniti* (Menderes Masifindeki migmatizasyon).

c. *Anadolu Mikrokıtası yükselimi ve parçalanması*.

f. *Gondvana Karasında buzullanma - regresyon* (Gondvana Karası'nın güney kutba ilerlemesi, Arap Plakası ve Türkiye'nin buzullarla kaplanması ve fauna - floranın yok oluşu, straügrafik boşluk).

### 6. Erken Silüriyen (440 - 420 M.Y.)

a. *Buzulların ekvatora doğru ilerlemesi* (Gondvana Karası'nın kuzeye ilerlemesi).

b. *Buzul konglomeralarının oluşumu* (Arap, Plakası, Ölü Deniz, Silifke - Ovacık - Işıklı, Amanoslarda gözlenen konglomeralik seviye; Afyon Zonunda meta - konglomeralar).

c. *Buzulların erimesi ve buzullanma sonrası transgresyon* (Diyarbakır Grubu, Şililice, Derik'de şeyi, kumtaşı, kireçtaşı çöklimi, transgresif aşma; Sultandağları, Toros Oluğu, Hazro - Hakkari'de yükselmeye bağlı çökel boşlukları).

### 7. Geç Silüriyen - Erken Devoniyen (420 - 400 M.Y.)

a. *Afyon zonunda metamorfizma* (Silüriyen çökellerinin Geç Kaledoniyen'den melamorfizması).

b. *Anadolu Karbonat Platformu* (Devoniyen'den Triyas'a baskın kireçtaşı çöklimi).

c. *Toros Oluğu* (Toros Oluğu'nda karasal ve denizel Devoniyen çökelleri, Kemer, Gazipaşa, Kozan).

### DEĞİNİLEN BELGELER

- Abdüsselamoğlu, I., 1963, İstanbul Boğazı doğusunda mostra veren Paleozoyik arazide stratigrafik ve paleontolojik müşadeler: M.T.A. Ens. Derg., 60. s. 1-7.
- Adamia, S.H.A., Chkhotua, T., Kekelia, M., Lordkipanidze, S. I. ve Zakariadze, G., 1981. Tectonics of the Caucasus and adjoining regions; Implications for the evolution of the Tethys Ocean: J. Struc. Geol., 3/4, 437-477.
- Akdeniz, N. ve Konak, N., 1979, Menderes Masifinin Simav dolayındaki kaya birimleri ve metabazik, metatufamak kayaların konumu: T. J. K. Bült., 22, 175-178.
- Akkök, R., 1981, Menderes Masifinin gnayslarında ve şistlerinde metamorfizma koşulları, Alaşehir- Manisa: T. J. K. Bült., 24 / 1, 1 i-20.
- Alpaslan, M., Guezon, J. C., Bonhomme, M. ve Boztuğ, D., 1994, Yıldızeli Metasedimanter Grubu içindeki Fındıcak Metamorfizmasının metamorfizması ve yaşı: 47. T. J. Kurul. Bildiri Özleri, 152.
- Arpat, E., Tütüncü, K., ve Uysal, İ., 1978, Safranbolu yöresinde Kambriyen - Devoniyen istifi: T. J. K., 32. Bilimsel Teknik Kurultayı, Bildiri Özetleri Kitabı, 67.
- Aydın, M., Şahintürk, Ö., Serdar, H.S., Özçelik, Y., Akarsu, Ş., Üngör, A., Çokuğraş, R., Kaçar, S., 1986, Ballıdağ-Çangaldağı (Kastamonu) arasındaki bölgenin jeolojisi: T.J.K. Bült., 29, 1-16.
- Aydın, M., Serdar, H.S., Şahintürk, Ö., Yazman, M., Çokuğraş, R., Demir, O. ve Özçelik, Y., 1987, Çanı-

## GONDAVANA KUZEYİ ANADOLU MİKROKİTASI

- dağ (Sakarya) - Sünnicdağ (Bolu) yöresinin jeolojisi: T.J.K. Bült., 30, 1-14.
- Başarır, E., 1970, Bafa Gölü doğusunda kalan Menderes Masifi güney kanadının jeolojisi ve petrolojisi: Ege Üniv. Fen Fak. Jeoloji Kürsüsü İlimi Rapor Servisi, No. 102 (yayınlanmamış).
- Batchelor, R.A. ve Bowden, P., 1985, Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters: *Chemical Geology*, 48, 43-55.
- Beşov, A. A., Gatinsky, Yu. G. ve Mossakovsky, A. A., 1986, A precis on pre-Alpine tectonic history of Tethyan paleoceans: *Tectonophysics*, 127, 197-211.
- Berberian, M. ve King, G.C.P., 1981, Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran: *Can. J. Earth Sci.*, 18, 210-265.
- Bingöl, E., 1978, Explanatory notes to metamorphic map of Turkey, in Zwart, H. J., Sobolev, V. S. and Niggli, E., (Eds), *Metamorphic Map of Europe*; Leiden, Subcommission for the Cartography of the metamorphic belts of the world, scale 1:2.500.000.
- Bond, G.C., Nickeson, P.A. ve Kominz, M.A., 1984, Breakup of a supercontinent between 625 Ma and 55 Ma; new evidence and implications for continental histories: *Earth and Planetary Sci: Letters*, 70, 325-345.
- Boray, A., 1975, Bitlis dolayının yapısı ve metamorfizması: T.J.K. Bült., 18/1, 81-84.
- Bozdoğan, N., 1982, Güneydoğu Anadolu Mardin ve Adıyaman bölgeleri Kambriyen ve öncesi tortul istifinin stratigrafik ve sedimantolojik denestirilmesi: H.Ü. MESEF., Yüksek Müh. Tezi, 167 s. (yayınlanmamış).
- Bozhko, N.A., 1986, The evolution of the mobile zones of Gondwana and Laurasia in the Late Precambrian: *Tectonophysics*, 126, 125-135.
- Boztuğ, Ü., 1988, Daday-Devrekani Masifi güneybatı kesiminin mineralojik-petrografik ve jeokimyasal incelenmesi: H.Ü. Fen Bilimleri Enst., Doktora Tezi, 232 s. (yayınlanmamış).
- Burke, K., Dewey, J.F., ve Kidd, W.S.F., 1977, World distribution of sutures-The sites of former ocean: *Tectonophysics*, 40, 69-99.
- Cater, J.M.L. ve Tunbridge, I. P., 1992, Paleozoic tectonics history of SE Turkey: *J. Petrol. Geol.*, 15/1, 35-50.
- Cerit, O., 1990, Bolu Masifinin jeolojik ve tektonik incelenmesi: H.Ü. Fen Bilimleri Enst., Doktora Tezi, 217 s.
- Cerit, O., 1992, Bolu Masifi ve yakın yöresinin stratigrafisi: 45. T.J.K. Bildiri Özetleri, 20.
- Cocks, L.R.M. ve Fortey, R.A., 1988, Lower Paleozoic faunas around Gondwana: In Audley-Charles, M.G. ve Hallam, A. (eds), *Gondwana and Tethys*, Geol. Soc. Spe. Publ., 37, 183 - 200.
- Condie, K.C., 1989, Plate tectonics and Crustal evolution: Pergamon press, Oxford, 3 th Edi., 476 s.
- Çağlayan, M.A., Öztürk, E.M., Öztürk, Z., Sav, H. ve Akat, U., 1980, Menderes Masifi güneyinde ait bulgular ve yapısal yorum: *Jeoloji Mühendisliği*, 10, 9-17.
- Dean, W.T., 1975, Cambrian and Ordovician correlation and trilobite distribution in Turkey: *Fossils and strata*, 5, 353-373.
- Dean, W.T., 1980, The Ordovician System in the Near and Middle East: *International Union Geol. Sci.*, 2, 22.
- Dean, W.T., Monod, O., ve Günay, Y., 1986, Lower Paleozoic stratigraphy in the Southern and Central Amanous Mountains, South Central Turkey: *Geol. Mag.*, 123/3, 215-226.
- Dean, W.T., Martin, F., Monod, O., Bozdoğan, N., Gül, M.A. ve Özgül, N., 1991a, Early Palaeozoic evolution of the Gondwana Land Margin in the western and Central Taurids, Turkey: *Ozan Sungurlu Sempozyumu Bildirileri*, 262-273.
- Dean, W.T., Martin, F., Monod, O., 1991b, Reports on Cambrian and Ordovician Macro fossils from the Central and Western Taurus Mountains: TPAO raporu (yayınlanmamış).
- Delaperriere, E. ve Autran, A., 1991, Lower Palaeozoic magmatism in the eastern Pyrennes, France: *Terra Abstracts*, 3/1, 211.
- Demirtaşlı, E., 1984, Stratigraphy and tectonics of the area between Şililice and Anamur, Central Taurus Mountains: *Geology of the Taurus Belt*, I. International Symp., Ankara, 101-118.
- Dora, O.Ö., 1975, Menderes Masifindeki alkali feldispatların yapısal durumu ve bunların petrojenetik yorumlarında kullanılması: T.J.K. Bült., 18, 111-126.
- Dora, O.Ö., 1981, Menderes Masifinde petroloji ve feldispat incelemeleri: H.Ü. Yerbilimleri, 7, 54-63.
- Dora, O.Ö., ve Candan, O., 1989, Schreinmakers yönteminin Menderes Masifinin kuzey kanadında, Demirci-Borlu arasında kalan bir alana uygulanması: H.Ü. Yerbilimleri, 15, 105-114.
- Dora, O.Ö., Kun, N. ve Candan, O., 1992, Menderes

- Masifinin metamorfik tarihçesi ve jeotektonik konumu: T.J. Bült., 35, 1-14.
- Dora, O.Ö., Candan, O., Kun, N., Koralay, E. ve Akal, C., 1994, Ödemiş-Kiraz As Masifinde (Menderes Masifi) yeni jeolojik bulgular ve sorunlar: 47. T.J. Kurultayı Bildiri Özetleri, 32-33.
- Downes, H. ve Wilson, M., 1991, A review of age and origin of oceanic crustal fragments in the Variscan Belt: Terra Abstracts, 3/1, 202.
- Erdoğan, B., 1982, Bitlis Masifinin Avnik (Bingöl) yöresinin jeolojisi ve yapısal özellikleri: Doçentlik Tezi Ege Üni. Yerbilimleri Fak., izmir, 106 s. (yayınlanmamış).
- Eren, R.H., 1979, Kastamonu-Taşköprü bölgesi metamorfizminin jeolojik ve petrografik etüdü: I.T.Ü. Müh. Mim. Fak., Doktora Tezi, 143 s. (yayınlanmamış).
- Eren, Y., 1990, Engili (Akşehir) ve Bağkonak (Yalvaç) köyleri arasında Sultandağları Masifinin tektonik özellikleri: T.J. Bült., 33, 39-50.
- Eren, Y., 1990, Engili (Akşehir) ve Bağkonak (Yalvaç) arasında Sultandağları Masifi'nin stratigrafisi: Ahmet Acar Jeoloji Semp., 83-92.
- Frisch, W., Neubauer, F. ve Sattir, M., 1984, Concepts of the evolution of the Austroalpine basement complex (Eastern Alps) during the Caledonian-Variscan cycle: Geol. Rundsch., 73/1, 47-68.
- Göncüoğlu, M.C., 1981, Niğde Masifinin Jeolojisi: T.J.K. İç Anadolu'nun jeolojisi Sempozyumu, 16-19.
- Göncüoğlu, M.C. ve Turhan, N., 1983, New results on the age of Bitlis Metamorphics: Bull. Min. Research and Expl. Inst. Turkey, 95/96, 1-5.
- Göncüoğlu, M.C. Yalınz, K. ve Tekeli, O., 1993, Orta Anadolu Ofiyolitlerinin petrolojik özellikleri ve yapısal konumu: H.Ü. Yerbilimlerinin 25. Yılı Semp. Bildiri Özetleri, 17-18.
- Güvenç, T., Demirel, I.H. ve Tekinli, U.K., 1994, Lav rasya ve Gondvana arasında kalan Orta Doğunun Üst Paleozoyik paleocoğrafyası ve Paleozoyik stratigrafisi: Türkiye 10. Petrol. Kong. ve Sergisi, Bildiriler, 94-111.
- Haas, W., 1968, Das Alt-Palaeozoikum von Bithnien: N. Jb., Geol., Palaont. Abh., 131, 178-242.
- Havlicek, V., 1981, Some problems of the Ordovician in the Mediterranean region: Peter Sonnenfeld (Ed), Tethys the ancestral Mediterranean Benchmark Papers in Geology, 71-76.
- Helvacı, C., 1983, Bitlis Masifi Avnik (Bingöl) bölgesi metamorfik kayalarının petrojenezi: T.J.K. Bült., 26, 117-132.
- Husseini, M.I., 1989, Tectonic and deposition model of Late Precambrian-Cambrian Arabian and adjoining Plates: AAPG Bull., 73/9, 1117-1131.
- Husseini, M.I., 1990, The Cambro-Ordovician Arabian and adjoining plates; A Glacio-Eustatic Model: J. Petrol. Geol., 13/3, 267-288.
- Husseini, M.I., 1991, Tectonic and deposition model of the Arabian and adjoining plates during the Silurian-Devonian: AAPG Bull., 75/1, 108-120.
- Husseini, M.I., 1992, Upper Palaeozoic tectono-sedimentary evolution of the Arabian and adjoining plates: Jour. Geol. Soc. London, 149, 419-429.
- Irvine, T.N. ve Baragar, W.R.A., 1971, A guide to chemical classification of the common volcanic rocks: Canadian Journal of Earth Sci., 8, 523-548.
- Izdar, E., 1971, Introduction to geology and metamorphism of the Menderes Massif of Western Turkey: Petroleum Expl. Soc. Libya, Tripoli, 495-500.
- Kaya, O., 1973, Paleozoic of Istanbul: Ege Üniv. Fen Fak. Kitaplar serisi No. 49, 34 p.
- Kaya, O., 1978, İstanbul Ordovisiyen ve Silüriyen'i: Yerbilimleri, 4/1-2, 1-22.
- Kaya, O., 1991, İstanbul boğazı çevresinin jeolojik ana çizgileri: 44. T.J. Kurultayı Bildiri Özetleri, 1.
- Kanasevich, E.R., Havskov, J. ve Evans, M.E., 1978, Plate tectonics in the Phanerozoic: Can. J. Earth Sci., 15, 919-955.
- Ketin, I., 1966, Güneydoğu Anadolu'nun Kambriyen teşekkülleri ve bunların Doğu İran Kambriyen'i ile mukayesesi: MTA Der., 66.
- Ketin, I., 1983, Türkiye jeolojisine genel bir bakış: İTÜ. Kütüphanesi, 1259, 595 s.
- Kroner, A., 1979, Pan African Plate tectonics and its repercussions on the crust of northeast Africa: Geol. Rundschau, 68, 2, 565-583.
- Kroner, A., 1985, Ophiolites and the evolution of tectonic boundaries in the Late Proterozoic Arabian-Nubian Shield of northeast Africa and Arabia: Precambrian Research, 27, 277-300.
- Konak, N., 1982, Simav dolayının jeolojisi. İstanbul Univ., Doktora Tezi, 178 s. (yayınlanmamış).
- Kun, N., Candan, O. ve Dora, O. Ö., 1988, Kiraz-Birgi yöresinde (Ödemiş-Menderes Masifi) metavolkanitlerin (leptitlerin) varlığı: T.J. Bült., 31/2, 21-28.
- Kun, N., Candan, O. ve Dora, O. Ö., ve Koralay, O.E.,

## GONDAVANA KUZEYİ ANADOLU MİKROKITASI

- 1993, Menderes Masifi çekirdek serinin litostratigrafisine ilişkin yeni veriler: H.Ü. Yerbilimlerinin 25. Yılı Semp. Bildiri özetleri, 107-108.
- Maggetti, M. ve Flisch, M., 1991, Palaeozoic evolution of the Siluretta, Upper Austro-Alpine, Switzerland: Terra Abstracts, 3/1,210.
- Maniar, P.D. ve Piccoli, P.M., 1989, Tectonic discrimination of granitoids. Geological Society of America Bulletin, 101,635-643.
- McKerrow, W.S., Dewey, J.F. ve Scotese, C.F., 1991, The Ordovician and Silurian development of the Iapetus Ocean: Special Paper in palaeontology, 44, 165-178.
- McKerrow, W.S., Scotese, C.R. ve Brasier, M.D., 1992, Early Cambrian Continental reconstructions: J. Geol. Soc, London., 149, 599-606.
- Morel, P. ve Irving, E., 1978, Tentative paleocontinental maps for the early Phanerozoic and Proterozoic: J.GeoL, 86, 535-561.
- Murphy, J.B. ve Nance, R.D., 1991, Supcrcontinent model for the contrasting character of the Late Proterozoic orogenic belt: Geology, 19, 469-472.
- Okay, A.I., Arman, M.B. ve Göhcüoğlu, M.C., 1985, Petrology and phase relations of the kyanite eclogites from eastern Turkey: Contrib. Mineral Petrol., 91, 196-204.
- Okay, A.I., 1989, Tectonic units and sutures in the Pontides, Northern Turkey: Ed. A.M.C. Şengör, Tectonic Evolution of the Tethyan Region, 109-116.
- Oliver, G.J.H., Corfu, F. ve Krogh. T.E., 1993, U-Pb ages from SW Poland: evidence for a Caledonian suture zone between Baltica and Gondwana: J. Geol. Soc, London, 150, 355-369.
- Özgül, N., 1976, Toroslarm bazı temel jeoloji özellikleri: T.J.K. Bült., 19/1,65-78.
- Özgül, N., Metin, S., Göger, E., Bingöl. I., Baydar, O. ve Erdoğan, B., 1973, Tufanbeyli dolayının Kambriyen-Tersiyer kayaları: T.J.K. Bült., 20/2, 82-100.
- Öztürk, A. ve Koçyiğit, A., 1982, Selimiye-Bcşpamak yöresindeki (Muğla) Menderes Masifi kayalarının stratigrafisi: T.J.K. Bült., 25, 67-72.
- Öztürk, A. ve Koçyiğit, A., 1983, Menderes Grubu kayalarının temel-örtü ilişkisine yapısal bir yaklaşım (Selimiye-Muğla): T.J.K. Bült., 26, 99-106.
- Öztürk, A., İnan, S. ve Tutkun, S.Z., 1984, Abant-Yeniçağ (Bolu) yöresinin stratigrafisi: C.Ü. Müh. Fak. Yerbilimleri Derg., 1/1, 1-18.
- Paris, F. ve Robardet, M., 1990, Early Palaeozoic palaeobiography of the Variscan region: Tectonophysics, 177,193-213.
- Peccerillo, A., Poli, G., Sassi, F.P., Zirpoli, G. ve Mezzacasa, G., 1979, New data on the Upper Ordovician acid plutonism in the Eastern Alps: NJb. Miner. Abh., 137, 162-183.
- Perinçek, O., Duran, O., Bozdoğan, N. ve Çoruh, T., 1991, Güneydoğu Türkiye'de Otokton Sedimanter kayaların stratigrafisi ve paleocoğrafik evrimi: Ozan Sungurlu Semp. Bildirileri Kitabı, 274-305.
- Piper, J.D.A. 1982, The Precambrian palaeomagnetic record: case for the Precambrian supercontinent: Earth and Planetary Sci. Letters, 59, 61-69.
- Satır, M., 1979, Evolution of the Hercynian and Prehercynian events of the eastern Alps: İst. Üni.. Fen Fak.Mec. Seri B, 44, 169-178.
- Satır, M. ve Friedrichsen, H., 1986, The origin and evolution of the Menderes Massif, W-Turkey; A rubidium/ strontium and oxygen isotope study: Geol. Rund., 75/3,703-714.
- Sayar, C., 1979, İstanbul Boğazı ve çevresinde Ordovisiyen-Silüriyen sınırı: T. J. K. Bült., 22/2, 161-167.
- Sayar, C., 1984, İstanbul çevresinde Ordovisiyen Brakiyapodlan: T. J. K. Bült, 27, 99-109.
- Sayar, C., 1994, Ordovisiyen sonunda buzullaşma, fauna topluluğu ve İapetus Okyanusunda Türkiye'nin yeri: 47. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri, 38.
- Scotes, C.R., Bambach, R.K., Barton, C, Van der Voo, R. ve Zeigler, A.M., 1979, Paleozoic base maps: J. Geol., 87,217-277.
- Sheehan, P., 1973, The relation of late Ordovician glaciation to the Ordovician-Sillurian changeover in North American brachiopod faunas. Lethaia 6: 147-154.
- Stern, R.J., Gottfried, D.G. ve Hedge, C.E., 1984, Late Precambrian rifting and crustal evolution in the Northeastern Desert of Egypt: Geology, 12, 168-172.
- Streckeisen, A. ve Le Maitre R.W., 1979, A chemical approximation to the modal QAPF classification of the igneous rocks: N. Jb. Miner. Abh., 136, 169-206.
- Şahin, M.B., 1991, Başçatak köyü (Akdağmadeni-Yozgat) doğusunun jeolojik ve petrografik özelliklerinin incelenmesi: H.Ü. Fen Bilimleri Enst., Yüksek Müh. Tezi, 68 s. (yayınlanmamış).
- Şengör, A.M.C., 1984, The Cimmeride orogenic system and the tectonics of Eurasia: Geol. Soc. Amer., Special paper, 195, 1-82.

- Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y. ve Ketin, I., 1980, Remnants of Pre-Late Jurassic Ocean in Northern Turkey: Fragments of Permian-Triassic Paleo-Tethys?: Geol. Soc. Amc. Bull., 1/91, 599-609.
- Şengör, A.M.C., Satır, M., ve Akkök, R., 1984, Timing of tectonic events in the Menderes Massif, Western Turkey: Implications for tectonic evolution and evidence for Pan-African Basement in Turkey: Tectonics, 3/7, 693-707.
- Şengün, M., 1984, Tatvan güneyinin (Bitlis Masifi) jeolojik/ptrografik incelenmesi: H.Ü. Fen Bilimleri Enst., Doktora Tezi, 157 s. (yayınlanmamış).
- Şengün, M., Keskin, H., Akçören, F., Altın, I., Sevin, M., Akat, U., Armağan, F. ve Acar, I., 1990, Kastamonu yöresinin jeolojisi ve Paleotetis'in evrimine ilişkin jeolojik sınırlamalar: T.J. Bült., 33, 1-16.
- Tolluoğlu, A.Ü., 1981, Mutki (Bitlis) yöresi metamorfitlerinin petrografisi/petrolojisi: Yüksek Müh. Tezi, H.Ü. MESEF, 163 s. (yayınlanmamış).
- Tolluoğlu, A.Ü., 1986, Orta Anadolu Masifinin güney batısında (Kırşehir yöresinde) petrografik ve petrotektonik incelemeler: Doktora Tezi, H.Ü. Fen Bilimleri Enst., 237 s. (yayınlanmamış).
- Tolluoğlu, A.Ü., 1987, Orta Anadolu Masifi Kırşehir metamorfitlerinin (Kırşehir kuzeybatısı) petrografik özellikleri: Doğa, Müh. ve Çevre, 11/3, 344-361.
- Tolluoğlu, A.Ü., 1988, A geochemical approach to the origin of quartzofeldspathic-gneiss in the Mutki Area, Bitlis Massif, SE Turkey: METU Journal of Pure and Applied Sci., 21/1-3, 447-460.
- Tolluoğlu, A.Ü., 1992, Kırşehir Masifinde üsteleyen kıvrımlanmanın yapısal karakteri: Doğa-Türk Yerbilimleri, Derg., 1, 11-25.
- Tolluoğlu, A.Ü., 1994, Kırşehir Masif inde Kalkanlıdağ formasyonunun petrokimyasal özellikleri: C.Ü. Müh. Fak. Derg., Seri A-Yerbilimleri, 10/1. (Baskıda).
- Tolluoğlu, A.Ü., 1995, Alp-Himalayan Orojenez Kuşağında çarpışma kökenli Ordovisiyen asit magmatitlerin ortak jeokimyasal karakteri: Türkiye Jeol. Kur. Bült, sayı 10, 55-61.
- Tolluoğlu, A.Ü. ve Erkan, Y., 1982, Mutki (Bitlis) yöresindeki bölgesel metamorfik kayaların petrografik incelenmesi: Yerbilimleri, 9, 73-89.
- Tolluoğlu, A.Ü. ve Erkan, Y., 1993, Kırşehir Metasedimenter Grubunda progresif metamorfizmin petrolojik karakteri: A.Ü. Suat Erk Jeoloji Semp. Bildirileri, 329-334.
- Yalçın, H. ve Cerit, O., 1991, Bolu Masifi Örtü kayalarında diyajenetik ve çok düşük dereceli metamorfik kil minerallerinin mineralojisi ve jeokimyası: C.Ü. Müh. Fak. Derg., Seri A-Yerbilimleri, 8/1, 19-30.
- Yılmaz, O., 1971, Etude petrographique et geochronologique de la Region de Cacas (partie meridionale de massif de Bitlis, Turquie): These de Doct. 3e cycle, Université de Grenoble-France, 230 s.
- Yılmaz, O., 1975, Cacas bölgesi (Bitlis Masifi) kayalarının petrografik ve stratigrafik incelenmesi: T.J.K. Bült., 18/1,33-40.
- Yılmaz, O., 1979, Daday-Devrakani Masifi kuzeydoğu kesim metamorfitleri: H.Ü. Yerbilimleri Enst., Doçentlik Tezi, 234 s. (yayınlanmamış).
- Yılmaz, O., 1983, Çangal metaofiyolitinin mineralojik-petrografik incelenmesi ve metamorfizma koşulları: Yerbilimleri, 10, 45-58.
- Yılmaz, O. ve Boztuğ, D., 1986, Kastamonu granitoid belt of northern Turkey: First arc plutonism product related to the subduction of the Palco-Tethys: Geology, 14, 179-183.
- Vail, P. R., Mitchum, R.M.Jr. ve Thompson, S. III., 1977, Global cycles of relative changes of sealevel. In: C. E. P. Payton (Ed), seismic stratigraphy-applications to hydrocarbon exploration. AAPG mem., 26, 83-98.
- Von Raumer, J.V., Neubauer, F., Menot, R.P. ve Frisch, W., 1991, Paleozoic evolution of Alpine Basement: Terra Abstracts, 3/1, 208.
- Von Quadt, A., 1991, U-Pb Zircon and Sm-Nd analyses on basic rocks from the saxothuringian zone of the European Hercynides (EH): Terra Abstracts, 3/1, 207.
- Zeigler, A.M., Hansen, K.S., Johnson, M.E., Kelly, M.A., Scotese, C.R. and Von Der Voo, R., 1977, Silurian Continental distributions, paleogeography, - climatology and biogeography, Tectonophysics, 40, 13-51.