

Hoyran Gölü (Isparta Büklümü) Dolayının Tektoniği

Tectonics of the Hoyran Lake (Isparta Bend) region

ALİ KOÇYİĞİT, Orta Doğu Teknik Üniversitesi, Jeoloji Müh. Bölümü.

ÖZ : Hoyran gölü dolayının tektonik gelişiminde duraylı, çekme ve sıkışma türü tektonik evreler, yinelenecek bir-birini izlemiştir. Başlıca evreler aşağıdaki gibi özetlenebilir : (1) Liyas-Maestrihtiyen aralığında duraylı uzun bir dönem ve Hoyran karbonat platformunun gelişimi; (2) Maestrihtiyen - Lütésiyen aralığında, yeğlinliği gittikçe artan çekme tektoniği evresi : Bu sırada karbonat platformu parçalanmaya başlar; (3) Üst Lütésiyen sonunda sıkışma tektoniği egemen duruma geçer ve bunun sonucu olarak İç Toros ofiyolitli karışığı napı platform üzerine yerleşir. Buraya değin geçen olay ve bunlara bağlı yapıları kapsayan dönem Eski tektonik dönem olarak adlandırılmıştır; (4) Sıkışma tektoniğine bağlı yükselme, çekme tektoniğinin egemen duruma geçmesi, yerel suüstü olma, aşınım ve molas oluşumu, (5) Orta Oligosen sonunda daha az yeğlinlikte ikinci bir sıkışma tektoniği evresi: Bu sırada, ekaylanmalarla, karbonat platformu görelî ilksel konumlu özelliğe bürünürken, molas da yeni ilksel konumlu birim olur ve bölge tümüyle karasallaşır. Ayrıca, sıkışma tektoniği rejimi çekme tektoniği rejimine dönüşmeye başlar. Eski tektonik dönemin sona erdiği Üst Lütésiyen sonu ile, ortamın tümüyle karasallaştığı Orta Oligosen arasındaki dönem de Geçiş dönemi olarak adlandırılmıştır; (6) Orta Oligosen sonundan günümüze değin egemen olan çekme tektoniği dönemi: Yeni Tektonik dönem «Neotektonik dönem» olarak adlanan bu dönemde bölgesel kabarma, blok faylanma, alkalin volkanizma gerçekleşir ve bölge günümüzdeki görünümünü kazanır.

ABSTRACT : In the tectonical evolution of the Hoyran Lake region, stable, tensional and compressional phases have followed each other recurringly. Main tectonical phases can be summarized as follows : (1) During the interval of Liassic - Maestrichtian, a long stable phase and the development of Hoyran carbonate platform; (2) During the interval of Maestrichtian to Lutetian, tensional tectonism phase of gradually increasing intensity: During this phase, carbonate platform starts to be fragmented; (3) At the end of Upper Lutetian, compressional tectonics become dominant, and as a result of this, Internal Taurus ophiolitic melange nappe is emplaced on Hoyran carbonate platform. The period including the geologic events occurred up to here, and structures caused by these events has been called as Paleotectonic period; (4) Uplifting, local emergence, erosion, formation of molasse as a result of compressional tectonism, and dominant tensional tectonism; (5) A second compressional tectonism phase of lesser intensity at the end of Middle Oligocene: During this phase, by thrusting, the carbonate platform acts as a para - autochthonous unit while the molasse takes a new autochthonous position, and the region becomes completely terrestrial. In addition to this, the regime of compressional tectonism begins changing to a character of tensional tectonism. The period between the Paleotectonic period, which ceased at the end of Upper Lutetian, and the end of Middle Oligocene, during which the region becomes entirely terrestrial, has also been called as Transition period; (6) Tensional tectonism period, which has been dominating from the end of Middle Oligocene to present : During this period named as Neotectonic period, regional swelling, block - faulting, alkaline volcanism take place and the region acquires its present appearance.

GİRİŞ

Antalya körfezi kuzeyinde, Toros kuşağının, genel D - B gidişindeki değişimle oluşan, yaklaşık ters «V» biçimli kesimi, Blumenthal (1963) tarafından Isparta Büklümü «Co-urbure d'Isparta» olarak adlandırılmıştır. Kuzey kesimi (yaklaşık Denizli - Ahırılı çizgisinin kuzeyinde kalan alan) «Göller Bölgesi» olarak da anılan Isparta Büklümü, kabaca Denizli, Fethiye, Antalya, Alanya, Akseki, Ahırılı, Seydişehir, Beyşehir, Akşehir, Çay, Afyon, Sandıklı ve Çivril ile sınır-

lanır

lanır (Şekil 1). Diğer taraftan yazar, Toros karbonat platformunun kuzey kesimini İç Toros, güney kesimini Dış Toros kuşağı olarak benimsemiş olup, günümüzde, kuzey kökenli napların İç Toros kuşağında, güney kökenli napların ise Dış Toros kuşağında yüzelediğini ve her iki nap grubu arasındaki varsayımsal çizginin de, İç ve Dış Toros kuşakları arasındaki sınırı oluşturduğunu düşünmektedir (Şekil 1). Bu arada, tüm İç Toros kuşağı boyunca (kabaca Munzur dağları, Şarkışla güneyi, Pınarbaşı dolayı, Yahyalı - Karsan-

tı - Pozantı arası, Ulukışla havzası, Bolkar dağları ve güneyi, Ayrancı havzası, Karaman - Ermenek - Bozkır dolayı, Isparta Büklümü kuzey kesimi, Köyceğiz - Marmaris dolayı) yer yer değişik boyutlarda yüzeyleyen, benzer bileşenlerden oluşmuş, aynı tektonik yapıyı sergileyen, kuzey kökenli ofiyolitli karışık yüzlekleri «Klipler», kuşağın değişik yörelerinde ayrı ayrı adlandırıldığından bir terimler kargaşası söz konusudur. Bu nedenle yazar, yerleşim yaşına bakmaksızın, dağılımı ve tanımını yukarıda kısaca belirtilmiş olan ilksel konumsuz kaya topluluğu için İç Toros ofiyolitli karışığı napı adını kullanmayı yeğlemiştir.

Önemli sorun, Toroslar'da yüzeyleyen ilksel konumsuz birimlerin (Beyşehir - Hoyran Napı, Hadım Napı, Antalya Napları, Teke Napları) köken ve yerleşim yaşlarıyla ilgili dir. Özellikle, büklümün güney yarısında yüzeyleyen Antalya napları (Lefevre, 1967) ile, kuzey kesiminde yüzeyleyen Hadım Napı (Blumenthal, 1944), Beyşehir - Hoyran Napı (Gutnic ve diğerleri, 1968) Likya (Teke) Napları'nın (Graciansky, 1967) aynı ya da farklı kökenli olduğu sorunu çözüme kavuşturulamamıştır. Bazı yer bilimciler (Brunn ve diğerleri, 1971; Monod, 1977; Marcoux, 1979; Ricou, 1980; Güvenç, 1981) tüm napların kuzey kökenli olduğunu savunurlarken, diğer bazıları da (Dumont, 1976; Biju-Duval ve diğerleri, 1977; Uysal ve diğerleri, 1980; Yılmaz ve diğerleri, 1981; Şengör ve Yılmaz, 1981) Antalya Napları'nın güney, diğerlerinin ise kuzey kökenli olduğunu belirtmektedirler.

Diğer taraftan önemli bir sorun da, son yıllarda güncellik kazanan «Türkiye'nin yeni tektoniği» konusudur. Bu açıdan, yörede hemen hemen yok denecek kadar az çalışma vardır (Dumont ve diğerleri, 1979).

Yazar, Hoyran gölü dolayının, Liyas'tan günümüze değin geçirdiği tektonizma evrelerini, onların neden olduğu yapıları ve yörenin yeni tektoniğini açıklamayı ve yukarıda sözü edilen iki soruna katkıda bulunmayı amaçlar.

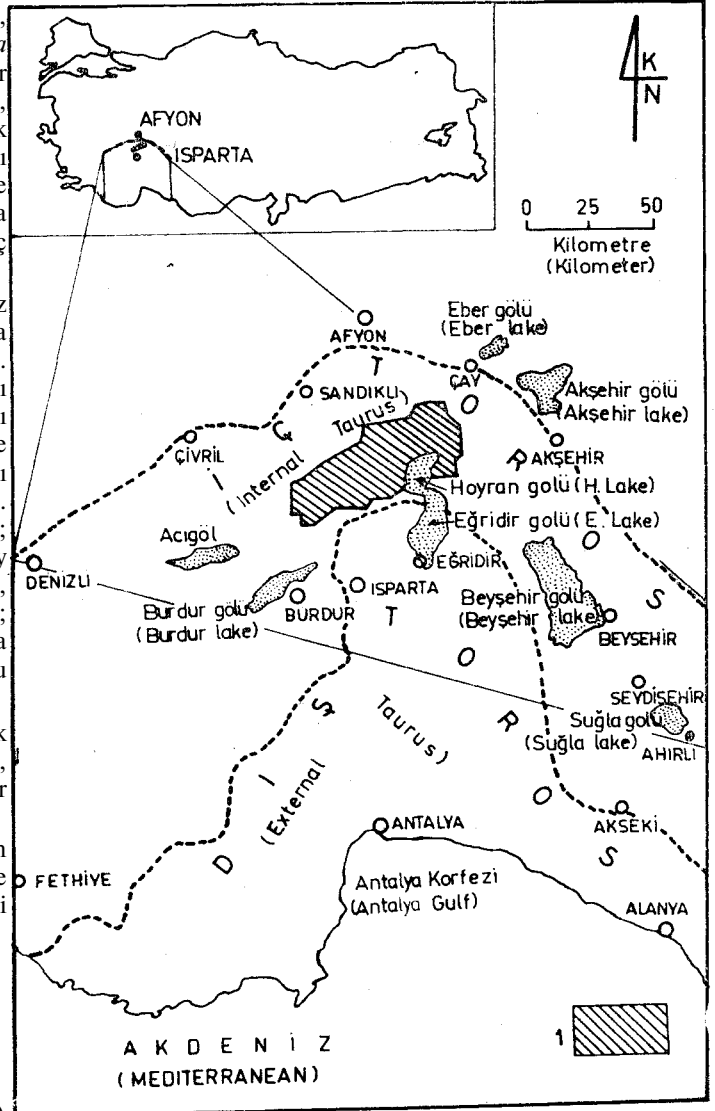
TEKTONİZMA

Çalışma alanı Orta ve Üst Alpin devinimlerden etkilenmiş olup, ortamı etkileyen egemen gerilim (stress) türü ve onların neden olduğu yapısal ve sedimanter oluşumlara göre, çok yalın olarak üç tektonizma dönemi ayırtlanmıştır (Şekil 2). Bunlar (1) Eski tektonik dönem, (2) Geçiş dönemi ve (3) Yeni tektonik dönem olarak adlandırılmıştır.

Eski Tektonik Dönem

Hoyran karbonat platformunun (Toros karbonat platformunun Isparta Büklümü kuzeyinde kalan kesimi) gelişmeye başladığı Liyas'dan, İç Toros ofiyolitli karışığı napının platform üzerine yerleştiği Üst Lütasiyen sonuna değin olan süre içinde, ortama egemen olan çekme ve sıkışma tektoniği olay ve yapılarını kapsayan dönemdir (Şekil 2).

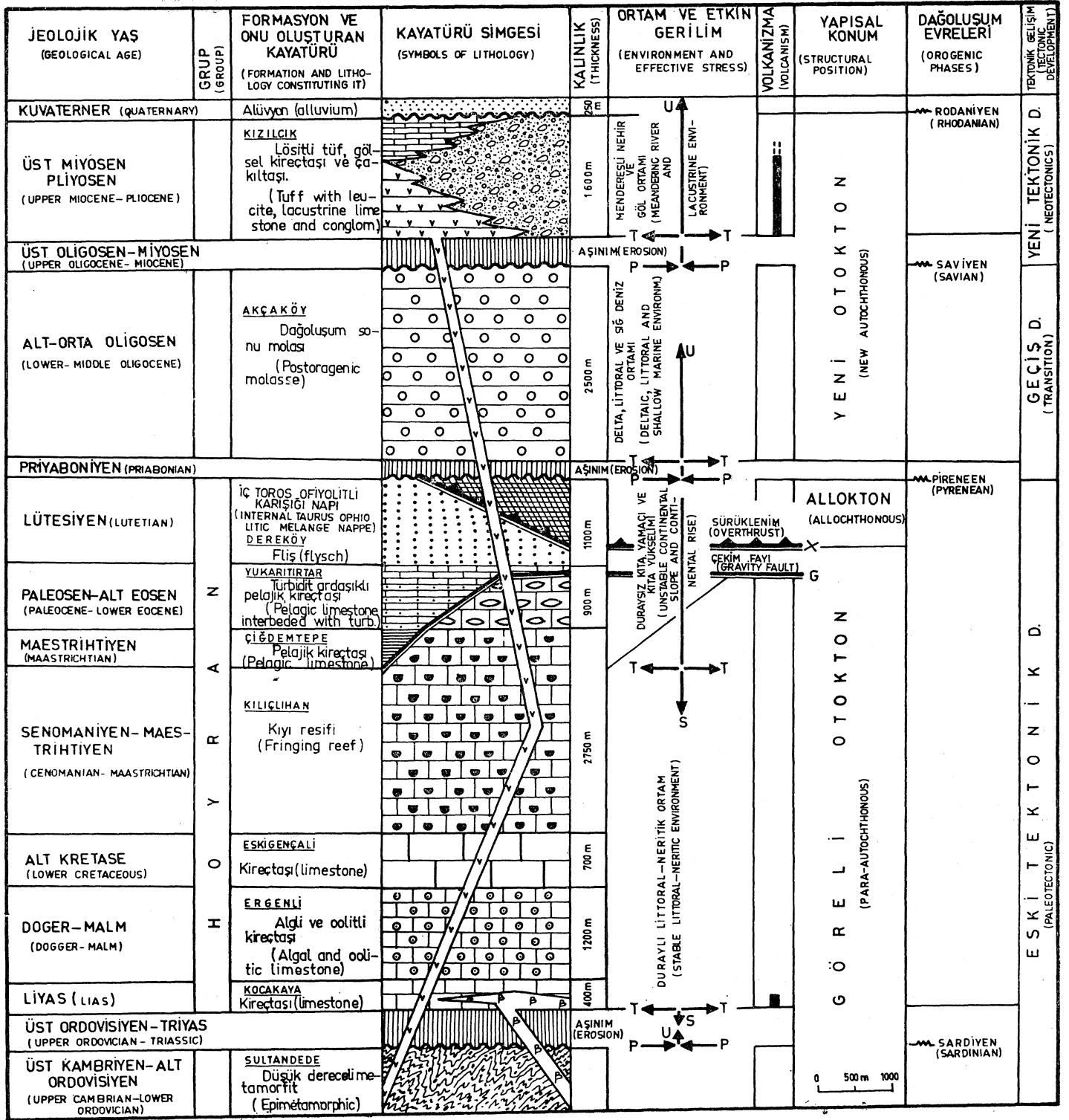
Hoyran grubu, güney - güneybatıdan kuzey - kuzeydoğuya doğru aşmalı bir deniz ilerlemesiyle Liyas'da çökmeye başlamış ve deniz ilerlemesiyle yaşıt, yaklaşık D-B doğrultulu bir çekim fayının oluşumuyla da Hoyran karbonat platformu belirginleşmiştir (Koçyiğit, 1980). Çekme tektoniğinin (Tensiyonel tectonism) neden olduğu bu kırık boyunca çıkan bazik akıntılar (diyabaz), platform tortullarının alt düzeylerinde siller oluşturmuştur (Haude, 1968; Desprairies ve Gutnic, 1970; Gutnic, 1977; Acar ve Biliyul, 1974; Monod, 1977; Demirkol ve diğerleri, 1977; Koçyiğit, 1980; Öztürk, 1981). Sözü edilen çekim fayı (Hoyran - Beyşehir fayı), Yeni tektonik dönemde yeniden etkinlik kazanmış ve Beyşehir grabeninin gelişimine neden olmuştur.



Şekil 1 : Isparta Büklümü ve çalışma alanının (1) konumu.

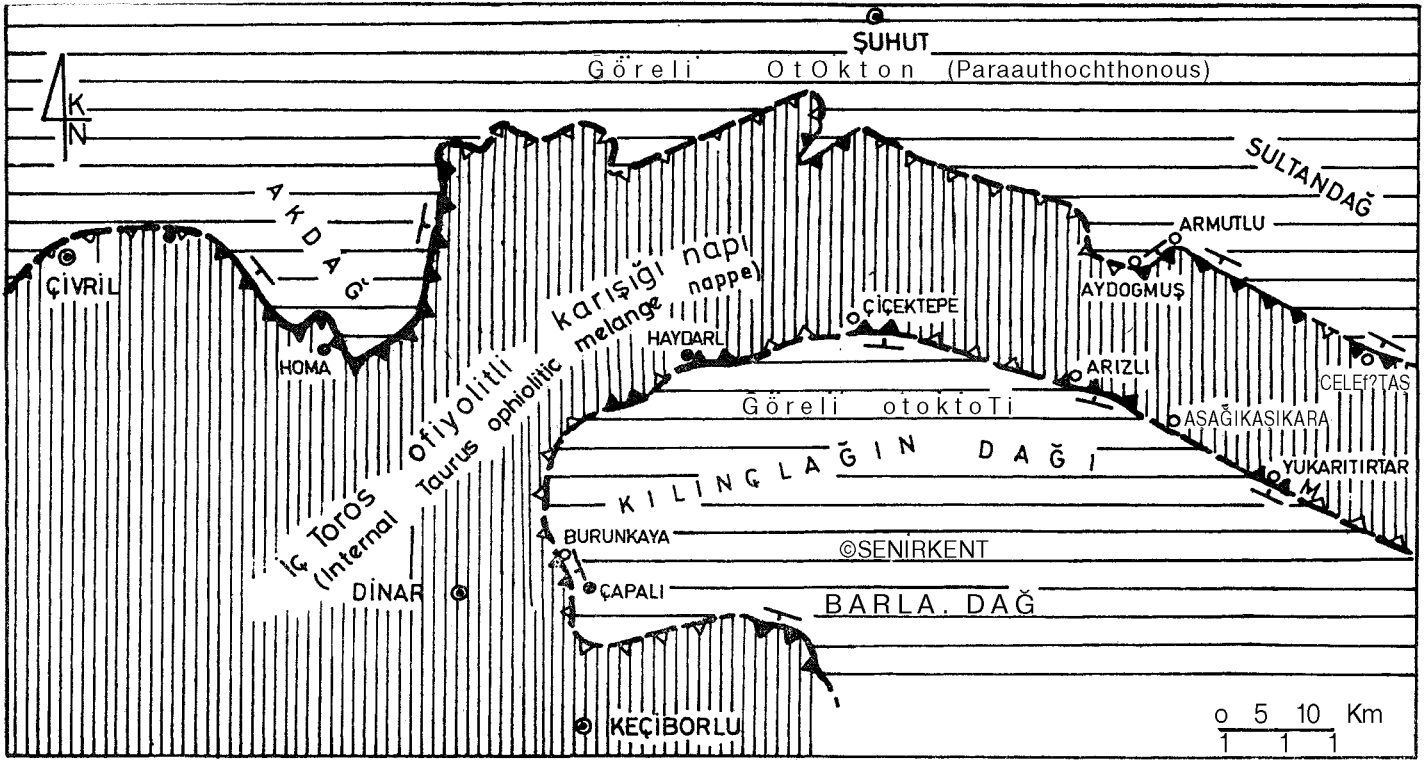
Figure 1 : Location of Isparta Bend and study area (I)

İçinde Hoyran grubunun çökeldiği Hoyran karbonat platformu, tortulların kayatürü ve biyofasiyes özelliklerinden de kolayca anlaşılacağı gibi, Liyas başında geçirdiği bu kısa süreli çekme tektoniği rejiminden sonra, çok sığ ve duraylı bir deniz olma özelliğini, Üst Liyas'dan Maestrihtiyen'e değin korumuştur (Şekil 2). Liyas başlangıcındaki çekme tektoniği ve bazik sillerin oluşumu, daha güneyde bir okyanus açılımla ilgili olabilir (Güney Tetis kolunun Triyas'ta başlayan açılımı) (Horstink, 1971; Dumont ve diğerleri, 1972; Biju-Duval ve diğerleri, 1977; Yılmaz ve diğerleri, 1981; Şengör ve Yılmaz, 1981). Ancak Maestrihtiyen'den başlayarak, çekme tektoniğinin yeniden etkinlik kazandığı görülür (Şekil 2). Bu durum, sığ platform tortullarının yanısıra çörtlü, planktonik fosilli kireçtaşı, radyolarit ve deniz altı akma ve kaymalarının egemen olduğu olistostromal - türbiditik özellikli flişlerle temsil edilen derin deniz faslyesinin gelişimiyle kanıtlanır. Özellikle pelajik tortullar arasındaki sığ karbonat breşlerinden oluşan olistostrom-



Şekil 2 : Kaya birimleri arasındaki ilişkileri gösterir tektonostratigrafik dikme kesit. P - Sıkışma gerilimi; T - Çekme gerilimi; U - Yükselme; S - Çökme.

Figure 2 : The tectono - stratigraphic columnar section illustrating the relations between rock units. P - Compressional stress; T - Tensional stress; U - Uplifting; S - Subsidence.



Şekil 3 : Isparta Büklümü kuzey kesiminde, İç Toros ofiyolitli karışığı napının konumu (Napın örtü kayaları gösterilmemiştir).

Figure 3 : The distribution of Internal Taurus ophiolitic melange nappe in the northern part of Isparta Bend (The cover of nappe has'nt been shown).

lar, tortullaşmayla yaşıt çekme tektoniğinin en iyi belirteçidir.

Blok faylanma başlangıcı olarak nitelenebilecek olan bu yeğın çekme tektoniğinin, Maestrihtiyen'de birden bire ortaya çıkması bir rastlantı olmayıp, bölgesel tektonizma ile yakından ilgilidir. Çünkü, kuzey kökenli ofiyolitli karışık naplarının, Toros platformunun kuzey kenarına, Kampaniyen - Maestrihtiyen aralığında yerleştiği bilinmektedir (Ricou ve diğerleri, 1975; Koçyiğit, 1976; Özgül ve diğerleri, 1978; Ricou, 1980; Altınır, 1981).

Maestrihtiyen - Paleosen ve Alt Eosen boyunca, sığ ve derin deniz fasiyesleri, çekme tektoniği denetiminde, birlikte oluşumlarını sürdürmüş, Lütesiyen'de ise, ortam tümüyle derin deniz özelliğine bürünmüştür (Şekil 2). Çünkü Lütesiyen sırasında, sığ karbonat platformundan ve ofiyolitli karışıkta türeyen karasal kırıntılıların egemen olduğu oturma/yıkılma yapıları flaksotürbidit, yakınsak türbidit, iraksak türbidit ve bunlarla ardaşıklı planktonik fosilli biyomikritlerle temsil edilen derin denizel özellikli bir fliš (Dereköy formasyonu) oluşmuştur. Tabanda, sığ ortamı sıralayan ne-ritik karbonat fasiyesinden, çoğun birkaç metre kalmıklık ve breşik yapıları derin deniz kireçtaşı düzeyiyle, birden bire derin denizel fliš geçilmesi, ilkin Maestrihtiyen'de başla yan duraysızlığın Lütesiyen'de iyice arttığını ve platformun blok faylanmaya uğradığını kanıtlar.

Üst Lütesiyen ise, duraysızlığın ve çekme tektoniğinin doruk noktasına eriştiği andır. Ayrıca fliš içinde ofiyolitli karışıkta türeyen bileşenlerin artması, ilerlemekte olan

ofiyolitli karışık napının iyice yaklaştığının bir belirteçidir Üst Lütesiyen sonunda, mekanik bakımdan, en büyük gerilim eksenini düşey konumdan yatay konuma değişirken, ortam tümüyle sıkışma tektoniğinin (compressional tectonism) denetimine girmiş ve bunun sonucu olarak, kuzey - kuzey-doğudan güney - güneybatıya doğru ilerlemekte olan İç Toros ofiyolitli karışığı napı, platform üzerine, yaklaşık bugünkü konumunda yerleşmiştir (Şekil 3 ve 4).

Gutnic ve diğerlerince (1968), bir kesimi Beyşehir - Hoyran Napı olarak adlanan İç Toros ofiyolitli karışığı napının, ilksel konumlu Hoyran karbonat platformu üzerine yerleşimi, onun oluşturduğu yapısal öğeler ve çökmenin sona ermesi, Üst Lütesiyen sonunda ortama egemen olan sıkışma tektoniğinin en belirgin kanıtlarıdır (Koçyiğit, 1982).

İç Toros ofiyolitli karışığı napı. Kısa tanımı yazının giriş bölümünde verilmiş olan İç Toros ofiyolitli karışığı napı, Isparta Büklümü kuzey kesiminde, bugünkü konumuyla, Hoyran grubunca oluşturulan değişik eksen konumlu bir senklinal yapı içinde, büklümün genel gidişine uygun büyük boyutlu bir klip olarak yer alır (Şekil 3). Bölgedeki Yeni tektonik dönemde, sıkışma tektoniğine bağlı yapılar, oldukça karışık bir konuma büründürülmüş ve yer yer de, Yeni tektonik dönemde çökelen karasal tortullarla örtülmüştür (Şekil 4).

İç Toros ofiyolitli karışığı napının kuzey dokanağı, çalışma alanı içinde, güneydoğuda Celeptaş köyü doğusundan başlayarak kuzeybatıya doğru Armutlu ve Aydoğmuş köylerine değin uzanır. Armutlu ve Aydoğmuş köyleri arasında,

Çayıryaka - Armutlu fayının taban bloğundaki bir tektonik pencerede son kez gözlemlendikten sonra, aynı fayın tavan bloğunda (Karadilli grabeni) alüvyon altında kalır (Şekil 4). İnceleme alanı dışında güneybatıya doğru izlenecek olursa, Şuhut ilçesinin 10 km kadar güneyinde yeniden yüzeyler (Şekil 3) fakat 4-5 km kadar bir uzanımdan sonra, Üst Miyosen - Pliyosen yaşlı lav ve tüflerin (Kızılıçık formasyonu) altında yeniden yiter. Daha batıda Dombayova grabeni içinde alüvyon altında kaldıktan sonra Dinar - Homa dolayında kuzeybatı doğrultusunda yeniden yüzeyler ve daha sonra güneybatıya dönerek Çivril grabeni içinde genç karasal çökel ve alüvyonlarla örtülür. Çalışma alanı içinde, çoğun Kızılıçık formasyonunca açılı uyumsuzlukla örtülmesine karşın, yaklaşık 200 km boyunca kolayca izlenir ve bu uzanım boyunca, özellikle Armutlu ve Celeptaş köyleri arasında, çok sayıda KD - KB gidişli çekim faylarıyla ötelenir (Şekil 4). İnceleme alanı dışında doğuya doğru gidildiğinde, Beyşehir grabeni içinde kalır fakat Beyşehir güneyinde yeniden yüzeyler.

Napın güney dokanağı ise, yine çalışma alanının güneydoğusunda Yukarıtirtar köyünün güneyinde KB-GD doğrultusunda 1 km kadar yüzyledikten sonra, Yukarıtirtar köyüne gelindiğinde KD - GB doğrultulu Tirtar çekim fayı tarafından kesilir ve fayın tavan bloğundaki Kızılıçık formasyonu tarafından örtülür (Şekil 4). Ancak kuzeybatıda Aşağıkaşıkara köyünün 2 km kadar kuzeybatısında yeniden yüzeyler ve Arızlı köyüne değin çok özgün bir şekilde izlenir. Arızlı köyü batısında alüvyonlarla örtülen sürüklenim düzlemi, Çiçektepe köyünün 3 km doğusunda yeniden gözlenir ve yaklaşık 3 km kadar izlendikten sonra alüvyon altında kalır (Şekil 4). Daha batıya doğru gidildiğinde Haydarlı bucağı batısında «çalışma alanı dışı» Üst Miyosen -Pliyosen yaşlı tuf ve aglomeralar ve Alt - Orta Oligosen yaşlı çakıltaşlarının (Akçaköy formasyonu) aşınımıyla oluşan aşınım pencerelerinde 0.5 ile 1 km arasında değişen süreklilikte birkaç kez daha yüzeyler. En batıda ise, Burunkaya köyünden Çapalı köyü batısına değin GB - KB doğrultusunda Dombayova grabeninin doğu kenarı boyunca 4 km kadar daha izlendikten sonra, aynı grabenin alüvyonları ve Akçaköy formasyonunu oluşturan molaslar tarafından uyumsuzlukla örtülür (Şekil 4). Ancak doğu - güneydoğuda Barladağ batısında yeniden yüzeyler. Napın güney dokanağının, çalışma alanı içinde gözlenebilen uzunluğu toplam 16 km olup, geri kalan kesimi ya alüvyonlarla, ya da Alt - Orta Oligosen yaşlı Akçaköy formasyonu ve Üst Miyosen - Pliyosen yaşlı Kızılıçık formasyonlarınca açılı uyumsuzlukla örtülür. Güney dokanağın gidişi, çalışma alanı doğusunda K60°B, orta kesiminde K85°B, batı kesiminde ise, Isparta Büklümü'ne uyarak G70°B dan G35°D ya değin değişir (Şekil 3). Böylece, Liyas - Üst Lütésiyan yaşlı ilksel konumlu Hoyran grubunun oluşturduğu senklinal içinde yer alan İç Toros ofiyolitli karışığı napı, ilksel konumlu temelle birlikte, eksenini yaklaşık KB-GD doğrultulu ve KB ya dalımlı fakat güneybatı kanat üzerine (Isparta Büklümü'nün batı kanadı : Yaklaşık Antalya - Eğridir - Afyon çizgisinin batısında kalan alan) devrik (?) ya da bakışimsız bir antiklinal oluşturur (Şekil 3).

Köken, Yaş ve Devnim yönü. Ofiyolitli karışığı oluşturan bileşenlerin büyük çoğunluğu (ofiyolit dilimleri, metamorfiterler, radyolaritler, yastık lavlarla ardaşıklı pelajik mikritler, çörtler, vb. gibi okyanusal havza kökenli kaya bi-

rimleri), Hoyran grubuna, özellikle ortam bakımından yabancısıdır. Bu nedenle ofiyolitli karışığın oluşum ortamının, Hoyran karbonat platformunun dışında aranması gerekir. Gerek Isparta Büklümü kuzey kesiminde, gerekse onun doğusunda kalan tüm Toros kuşağında, İç Toros ofiyolitli karışığının bileşenleri, çoğun okyanusal havza ve kıta kenarına özgü kayalar olup, napı içinde, doğudan batıya gelin-dikçe daha genç bileşenlere rastlanılmaktadır. Dolayısıyla napın yerleşim yaşı da değişken olup, birden çok evrede gerçekleşmiştir. Bu konuya, sonuçlar ve tartışma bölümünde ayrıntılı değinileceğinden, burada yinelenmeyecek, yalnızca çalışma alanımızdaki yerleşim evresi konu edilecektir.

Çalışma alanında, İç Toros ofiyolitli karışığı napı, tabanda, Üst Lütésiyan yaşlı flişle temsil edilen Dereköy formasyonu üzerinde tektonik dokanakla yer alırken, tavanda, Alt - Orta Oligosen yaşlı molasla temsil edilen Akçaköy formasyonu ile açılı uyumsuz olarak örtülür (Şekil 2). Bu nedenle napın, ilksel konumlu Hoyran karbonat platformu üzerine yerleşimi Üst Lütésiyan sonudur.

İlksel konumsuz kaya topluluklarının tektonik devinimi, devnim yönü ve kökeni ile ilgili bulgular çok eski olup, ilkin Blumenthal (1944), Toroslar'ın değişik yörelerinde yaptığı çalışmalarla, büyük boyutlu, ilksel konumsuz bir kaya topluluğunun varlığını saptayarak onu «Hadım Napı» olarak adlandırmış ve bu kaya topluluğunun kuzeydoğudan güneybatıya doğru 80 km kadar devinmiş olduğunu belirtmiştir. Ricou ve diğerleri (1975), Isparta Büklümü ve daha batıda kalan kesimlerde yüzeyleyen ilksel konumsuz kayaların, kuzeyde ortak bir kökenden türediğini önermişlerdir. Monod (1977) ise, Beyşehir - Hoyran Napı'nın, onun güneyindeki (Bademli - Seydişehir dolay) bir devrik kıvrıma dayanarak, kuzeydoğudan güneybatıya doğru devinerek yerleştiğini vurgulamıştır.

Isparta Büklümü kuzey kesiminde ise, İç Toros ofiyolitli karışığı napının devnim yönü doğu - kuzeydoğudan batı - güneybatıya doğrudur. Bunu kanıtlayan veriler arasında :(1) Ofiyolitli karışığın hamuru içinde yüzer konumlu kireçtaşı olistolit ve bloklarının uzun eksenlerinin yaklaşık doğuya dalımlı olmaları; (2) Dış kökenli ve bol ofiyolit gereçli olistostrom ve tektonik breşlerin napın güney dokanağı boyunca yoğunlaşmış bulunması; (3) Napın güney dokanağındaki ilksel konumlu kayaların, kuzey dokanağındakilere oranla çok daha yeğin tektonizmaya uğramış olmaları, örneğin, Yukarıtirtar köyü güneyi ile Arızlı köyü güneydoğusunda ve ona yakın yerlerde (30-40 m genişliğindeki bir kuşak içinde), ilksel konumlu fliş içindeki pelajik kireçtaşları tümüyle breşleşirken, türbiditler içindeki çakıllar da uzayıp yassılaşımlar ve sistemli biçimde makaslama kırıklarıyla bölünmüşlerdir. Çakıllardaki bu kesme kırıkları boyunca 2 -15 mm arasında değişen kayma ve bindirmeler gelişmiş olup, çakılların uzun eksenleri DKD dalımlıdır; (4) Napın kendi içindeki bindirimli yapının (imbricated structure) alın kesimi de doğu - kuzeydoğudan batı-güneybatıya;(5) Napın yerleşimi sırasında ilksel konumlu birimde gelişen ve ona görelî ilksel konum özelliği kazandıran ekaylanma da kuzeydoğudan güneybatıya doğrudur (Martin, 1969; Monod, 1977; Koçyiğit, 1980).

Yine bütün bu veriler, İç Toros ofiyolitli karışığı napının kuzeydeki bir kökenden, doğu - kuzeydoğudan batı-gü-

neybatıya doğru devinerek Hoyran karbonat platformu üzerine yerleşmiş olduğunu kanıtlamaktadır.

Hoyran Karbonat platformunun ekaylanması. Bu yapı biçiminin en güzel örnekleri, Isparta Büklümü'nün doğu kanadındaki (Yaklaşık Antalya Eğridir - Afyon çizgisinin doğusundaki alan) Akseki yöresinde Akseki ekayları (Martin, 1969); Senirkent kuzeyinde Uluğbey itki fayı (Şekil 4); daha kuzeybatıda ise Homa yöresinde Kocayayla ve Akdağ bindirmeleridir (Öztürk, 1981). Akseki dolayında, Mesozoyik-Alt Tersiyer yaşlı, ilksel konumlu platform kayaları, Paleozoyik yaşlı temelleriyle birlikte kuzeydoğudan güneybatıya doğru kendi içinde birkaç kez ekaylanmıştır (Martin, 1969). Senirkent dolayında, Liyas - Üst Lütésiyen yaşlı Hoyran grubunun, Jura yaşlı alt bölümü, Uluğbey itki fayı boyunca kuzey - kuzeydoğudan güney - güneybatıya doğru, grubun en üst birimi olan Lütésiyen yaşlı fliš üzerine bindirmiştir (Koçyiğit, 1980). Homa yöresinde ise, Kocayayla metamorfileri, Liyas yaşlı kırıntılılar üzerine; onlar da Üst Kretase yaşlı kireçtaşları üzerine yine aynı yönde ekaylanarak bindirmiştir (Öztürk, 1982).

Bu veriler, bir taraftan, Üst Lütésiyen sonundaki egemen sıkışma tektoniğinin ürünü ve kanıtı olurken, diğer taraftan da, dolaylı olarak, İç Toros ofiyolitli karışığı napının kuzey kökenli olduğunu göstermektedir. Çünkü ekaylanma, platform üzerine napın yerleşimiyle eş yaşlı ve aynı sıkışma tektoniğinin sonucudur.

Kıvrımlanma. Çalışma alanında yüzeyleyen kaya birimleri Kaledoniyen, Alpin Orta Yapısal katın alt ve üst askatı ve Üst Alpin devinimlerden etkilenerek kıvrımlanmıştır (Şekil 4 C, A₂, A₂, A₃). İç Toros ofiyolitli karışığı napının kuzey dokanağı altında yer alan Paleozoyik ve Mesozoyik - Alt Tersiyer yaşlı kayalarda gelişmiş egemen kıvrımlanma eksenini doğrultusu, bölgenin genel yapısına uygun olarak KB-GD gidişlidir (Şekil 4B₁). Napın güney dokanağı altında yer alan Hoyran grubunda gelişmiş kıvrımların eksen doğrultuları, yeni tektonik dönemde aşırı değişmiş olmasına karşın, saptanabilen ortalama değer K70°D gidişlidir (Şekil 4, B₂). İnceleme alanı dışında Homa yöresinde ise, yine Mesozoyik - Alt Tersiyer (Oligosen öncesi) yaşlı ilksel konumlu kayalarda gelişmiş ortalama kıvrım eksenini K74°B gidişlidir.

Ortalama kıvrım eksenini gidişlerine göre, Mesozoyik - Alt Tersiyer (Oligosen öncesi) yaşlı Hoyran platformu kayalarının, Üst Lütésiyen sonundaki sıkışma tektoniği sırasında, yaklaşık K20°B ile K16°D arasında değişen yatay bir sıkışma geriliminin (Şekil 4, P₂) etkisiyle kıvrımlandığı sonucuna varılır. Bu değer ise, Üst Lütésiyen sonunda, yaklaşık bir K - G sıkışmasının varlığını kanıtlamaktadır. Geçiş Dönemi

Sıkışma tektoniğinin yeğinliğini yitirdiği Üst Lütésiyen sonundan, Yeni tektonizma döneminin başladığı Orta Oligosen sonuna değin olan ve başlıca yükselme - aşınım ve molas oluşum olaylarını kapsayan süreç Geçiş dönemi olarak adlandırılmıştır.

Üst Lütésiyen sonundaki sıkışma tektoniği sonucu, İç Toros ofiyolitli karışığı napının Hoyran karbonat platformu üzerine yerleşmesiyle, Isparta Büklümü doğu kanadı ve batı kanadının güney kesimleri yavaş yavaş yükselerek su-

üstü olmuş ve aşınmaya başlamıştır. Aşınım ürünleri, batı - kuzeybatıda (Büklümün kuzeybatı kenarı) oluşan çukurda yığılarak, sıkışma tektoniği rejiminden çekme tektoniği rejimine geçişi temsil eden molasları oluşturmuştur (Penck, 1918; Parejas, 1942; Gutnic, 1977; Poisson, 1977; Koçyiğit, 1980; Öztürk, 1982).

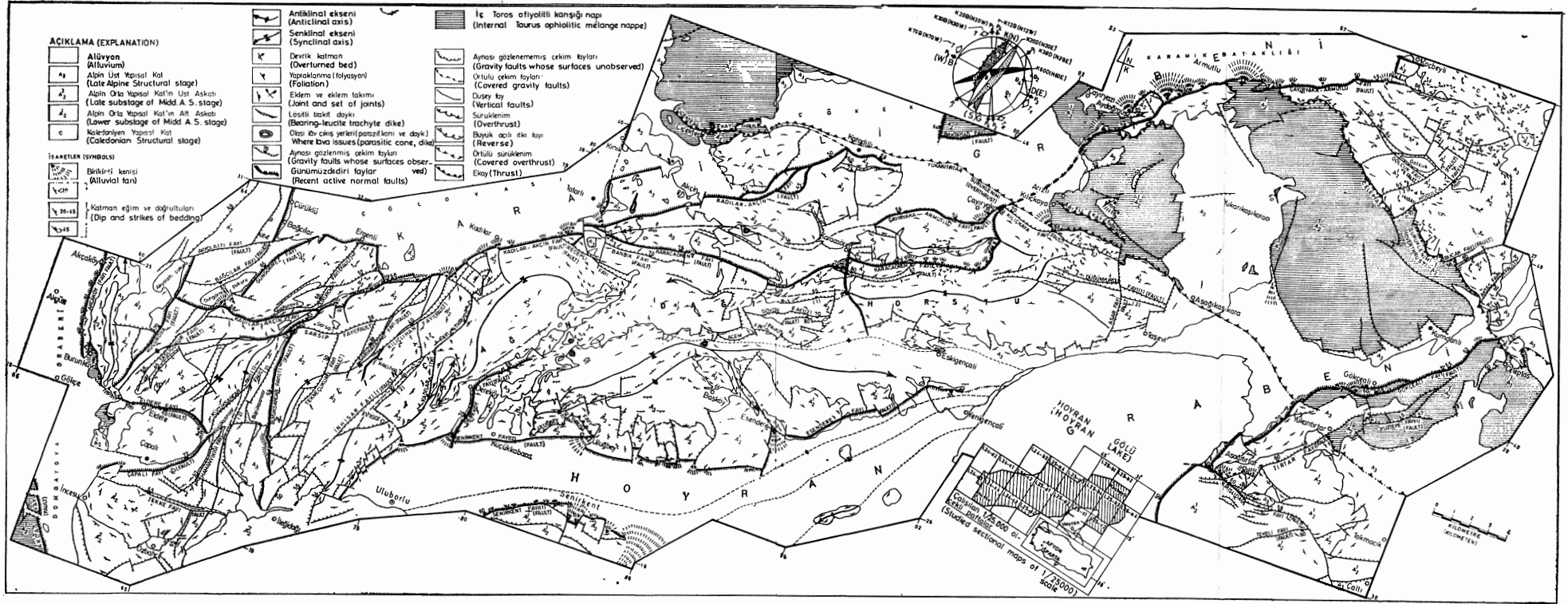
Lütésiyen sonunda, Büklümün doğu kanadı ile batı kanadının güney kesimleri (Beydağları - Fethiye dolayları) su üstüne çıkarak aşınırken, Büklümün yalnızca batı kanadının kuzey kenarında (Keçiborlu - Dinardan Denizli batısına değin olan kesim) gerileyen sığ bir denizde, Alt-Orta Oligosen boyunca molas oluşumu sürmüştür (Parejas, 1942; Blumenthal, 1960; Graciansky, 1968; Brunn ve diğerleri, 1971; Poisson, 1977; Koçyiğit, 1980; Öztürk, 1982). Tavas (Denizli) yöresinde, molas, yine ofiyolitli - bloklu bir seriyi uyumsuzlukla üstlenmiştir (Boray ve diğerleri, 1973). Bu durum, İç Toros ofiyolitli karışığı napının, Oligosen'den önce, Isparta Büklümü kuzeybatı kenarına da erişmiş olduğunu önemli bir kanıttır. Dolayısıyla, Alt-Orta Oligosen yaşlı molas, Isparta Büklümü'nün kuzey kesiminde, Lütésiyen sonunda ortaya çıkan sıkışma tektoniği ile Orta Oligosen sonunda başlayan Yeni tektonik dönemi birbirinden ayıran Geçiş döneminin en ayırtman belirtecidir.

Orta Oligosen sonuna doğru, Isparta Büklümü kuzey kesimi, Üst Lütésiyen sonundakine oranla, daha az yeğinlikte, ikinci bir sıkışma tektoniğinin denetimine girmiştir (Şekil 2). Bunun sonucu olarak, molaslar kıvrımlanmış ve bölge yükselerek suüstü olmuştur. Böylece, Üst Lütésiyen sonundaki en yeğin sıkışma tektoniği ile yükselerek suüstü olan alanlara ek olarak, Orta Oligosen sonunda, Isparta Büklümü batı kanadının kuzey kenarı da (Menderes Masifi yöresi) suüstü olmuştur. Orta Oligosen sonu, Toroslar'ın, doğuda Karaman'dan batıda Milas (Muğla) dolayına değin olan kuzey kenarında, Üst Lütésiyen'den sonra ikinci önemli yükselme ve aşınım evresidir. Diğer taraftan, Toroslar'ın kuzey kenarının bölgesel yükselmesine karşın, güney kenarında, Orta Oligosen sonundan başlayarak bir çökme alçalma başlamış ve Alt - Miyosen'de, güneyden kuzeye doğru bir deniz ilerlemesinin (transgresyonun) tetiğini çekmiştir (Graciansky, 1968; Brunn ve diğerleri, 1971; Poisson, 1977; Gökten, 1976; Koçyiğit, 1976; Akbulut, 1977; Gedik ve diğerleri, 1980). Deniz ilerlemesi Alt - Orta Miyosen boyunca sürmüş ve erişebildiği en kuzey çizgi, Isparta Büklümü kuzey kesiminin güneyinde kalmıştır. Bu durum, belirtilen yörede, Orta Oligosen sonu - Üst Miyosen aralığında denizel tortulların bulunmayışı ve Alt-Orta Oligosen yaşlı molasların, Üst Miyosen - Pliyosen yaşlı karasal tortullarla açılı uyumsuz olarak örtülmesiyle kanıtlanır.

Orta Oligosen sonundaki sıkışma tektoniğinin en belirgin izi, molasların aşırı kıvrımlanması ve yer yer, Liyas Üst Lütésiyen yaşlı Hoyran grubu kayalarının molaslar üzerine bindirmiş olmasıdır.

Kıvrımlanma ve Bindirme. Molaslarla temsil edilen Akçaköy formasyonundaki ortalama kıvrım eksenini gidişi K86° B/20° dir (Şekil 5B₃). önemli bindirme ise, yaklaşık K - G doğrultulu ve batıya eğimli Kadılar itki fayı boyunca gerçekleşmiştir (Şekil 4, A).

Gerek Kadılar itki fayı, gerekse molaslardaki kıvrımlar, yaklaşık D - B doğrultulu bir sıkışma tektoniğinin var-



Şekil 4 : Hoyran gölü dolayının 1/100.000 ölçekli yapı haritası ve kıvrım eksenleri ve fay takımlarının stereografik izdüşümleri. B₁, B₂, B₃ ve B₄ - Kıvrım eksenleri; A, B, C, D - Fay takımları; P₁, P₂, P₃ ve P₄ - Sıkışma yönleri; T₁ ve T₂ - Diri genişleme yönleri.

Figure 4 : The structural map of Hoyran lake region to 1/100,000 scale and the stereographic projections of fold axes and fault sets. B₁, B₂, B₃ ve B₄ are fold axes; A, B, C, and D are fault sets; P₁, P₂, P₃ and P₄ are compression directions; T₁ and T₂ are active tension directions.

liğini kanıtlamaktadır (Şekil 4, P₃). Orta Oligosen sonunda, ikinci kez ortama egemen olan sıkışma tektoniği rejimi, mekanik bakımdan en büyük gerilim eksenini (principal stress axis) yatay ve yaklaşık D - B yönelimli olan bir mekanizma ile denetlenmiştir (Şekil 4, P₃). Buna koşut olarak, D - B yönelimli gerilim eksenini boyunca, sıkıştırmanın batıdan doğuya doğru daha yeğin olması nedeniyle, molaslar yaklaşık K - G eksenleri boyunca kıvrılmış ve batı kanadı dik, bazan doğuya devrik ve yatık kıvrımlar oluşturmuştur. Sıkışmanın daha ileri aşamasında ise, Liyas - Üst Lütesiyen yaşlı Hoyran grubu kayaları, Kadılar itki fayı boyunca batıdan doğuya doğru molaslar üzerine bindirmiştir (Şekil 4). Bu olay, Isparta Büklümü kuzey kesiminde, Üst Lütesiyen sonundaki ilk sıkışma tektoniğinden sonra ikinci önemli olaydır. Isparta Büklümü, bugünkü geometrik biçiminin büyük bir bölümünü, D - B yönlü bu sıkışma - yaklaşma olayı sonucu kazanmıştır.

Yeni Tektonik Dönem

Yerel olarak, Isparta Büklümü kuzey kesiminde Orta Oligosen sonunda, tüm Orta ve Batı Anadolu'da ise Üst Miyosen sonu - Pliyosen başında ortaya çıkan ve çekme tektoniği denetiminde günümüze değin süregelen olay, yapı ve bunlara bağlı oluşukları kapsayan dönem Yeni tektonik dönem «Neotektonik dönem» olarak adlandırılmıştır (Şekil 2).

Akarsu yatağı, delta ve göl ortamlarında oluşmuş tortullar, bunlarla yanal-düşey geçişli ve eş yaşlı alkalin volkanizma ürünleriyle, bunları denetleyen blok - faylanma türündeki tektonik rejim, bu dönemin önemli öğeleridir.

Büklümün kuzey kesimi, bölgesel olarak KD - GB, KB - GD ve K - G gidişli çekim fayları arasında kalan değişik boyutlu çok sayıda bloktan oluşur. Bunlardan bazıları çöküntü, diğer bazıları ise yükselti alanlarını temsil eder. Çalışma alanı ile sınırlanan kesim ise, KD - GB gidişli fay takımı ile yaklaşık K - G gidişli fay takımlarının kesişme - silye biçimlenen iki büyük çöküntü alanı (Karadilli ve Hoyran grabenleri) ve bunlar arasında kalan bir yükselti ile (Kılınçlağın Dağı horstu) sıralanır (Şekil 4).

Üst Miyosen sonu - Alt Pliyosen, Pliyosen sonu ve Pleistosen sonunda olmak üzere, başlıca üç evrede yeğlilik kazanan blok - faylanma ile, çalışma alanı çok sayıda bloğa bölünmüştür. Blokları sınırlayan faylar çoğunlukla atımlı olup, batıdan doğuya doğru, önemli faylar arasında Akçaköy, Küçükova, Eldere, Çapalı, Büyüksancar, Kadılar - Akçin, Dereköy, Senirkent, Esendere, Karacaören, Çayıryaka - Armutlu, Gökçeali ve Hodulca fayları sayılabilir (Şekil 4). Sahada ölçülen 77 fay düzlemiyle hazırlanan kontur diyagramında iki fay takımı saptanmıştır. Bunlar K60°D/70°KB ve K20°D/70°KB durumlu fay takımlarıdır (Şekil 4, B, C, D). Bu takımları oluşturan faylardan bazıları (Akdağ, Çapalı, Eldere, Akçaköy, Kadılar - Akçin, Büyüksancar, Dereköy Senirkent, Esendere, Gökçeali, Karacaören, Çayıryaka - Armutlu fayları) günümüzde de diri olup, enbüyük çekme gerilimi yönleri K30°B ve K70°B dır (Şekil 4; T1, T2).

Faylar boyunca saptanan düşey devinim miktarı yaklaşık 500 m dolayında olup, düşey devinim günümüzde de sürmektedir. Gerek inceleme alanı, gerekse tüm Orta-Batı Anadolu'da, Üst Miyosen - günümüz aralığında egemen olan

tektonik rejim blok - faylanmadır. Bu tektonik rejimde, eş yaşlı fakat birbiriyle kesişebilen fay takımları gelişmiştir. Nitekim Batı Anadolu ve Isparta Büklümü'nde çok sayıda, eş yaşlı ve kesişen fay takımları gelişmiştir. Yine saha gözlemleri, günümüzde diri fakat değişik doğrultulu, başka bir deyişle birbirleriyle kesişen çekim faylarının varlığını ortaya koymuştur (Koçyiğit, 1980). Bu durum, blok faylanma olgusunun en özgün (örnek) özelliğidir. Bu özellik jeofizik verilerle de doğrulanmıştır (Mckenzie, 1978; Papazachos ve Comninakis, 1977).

Mekanik bakımdan, Üst Miyosen - günümüz arasında en büyük gerilim eksenini düşey ya da ona yakın konumda olmuş ve buna bağlı olarak eğim ve verev atımlı çekim fayları gelişmiştir. Anadolu-Ege Levhasının kenarları boyunca değişik doğrultuda yoğunlaşan sıkışma gerilimi, levha içi kabukta, yine değişik doğrultuda çekme gerilimi biçiminde serbestleyerek, yukarıda sözü edilen fayların oluşumuna yol açmıştır. Sonuç olarak, 34° doğu boylamının batısında kalan tüm Orta - Batı Anadolu ve Toroslar'da, Üst Miyosen'den günümüze değin süren çekme tektoniğinin mekanizması, levha kenarlarındaki sıkışma geriliminin, levha içinde yarattığı çekme gerilimine bağlı blok - faylanmadır.

SONUÇ VE TARTIŞMA

1. Çalışma alanının tektonik gelişiminde, yinelenerek birbirini izleyen duraylı, çekme tektoniği ve sıkışma tektoniğine bağlı olay ve jeolojik yapılar başlıca üç tektonizma dönemine ayrılmıştır. Bunlar sırayla, Liyas'da başlayıp Üst Lütesiyen sonuna değin süren ve platform üzerine, İç Toros ofiyolitli karışığı napının, tektonik olarak, üzerlemesiyle sona eren Eski tektonik dönem «Paleotektonik dönem»; Üst Lütesiyen sonu ile Orta Oligosen sonu aralığında gerçekleşen ve molas oluşumuyla ırılanan Geçiş dönemi; Orta Oligosen sonunda başlayıp günümüze değin süren ve çekme tektoniğiyle denetlenen Yeni tektonik dönemdir.

2. Kuzey Anadolu üzerleme kuşağında yer alan ofiyolitli karışık, özellikle Tokat güneyi, Suşehri - Refahiye ve Erzincan dolaylarında, oluşum ve ilk yerleşim yaşıyla ilgili iki özellik sunar. Bunlardan ilki, karışığın, Liyas - Valanjiniyen yaşlı sedimanter bir istifli tektonik dilimlere biçiminde içermesi; ikincisi ise, istifin lito - biyofasiyes özelliğidir. Söz konusu istif, Liyas yaşlı karasal-çok sığ denizel kırıntılılarla başlamakta, Valanjiniyen yaşlı çörtlü - pelajik biyomikritlerle birden bire sona ermektedir. Ayrıca, yer yer spilit ve serpantin olitostromları içeren kırıntılı düzeyler sergilemektedir. İstif, bu özellikleriyle, tektonik bakımdan duraysız bir ortamı ve çökelişi sırasında okyanusal kabuğun varlığını kanıtlar gözükmektedir. Diğer taraftan yine aynı bölgede, ofiyolitli karışık, Üst Kampaniyen - Alt Maestrihtiyen yaşlı ve bileşenleri çoğunlukla ofiyolitik gereç olan bir taban çakıltısıyla açılı uyumsuz olarak örtülmektedir (Koçyiğit, 1979). Bu gözlemler, ofiyolitli karışığın, Neotetis'in kuzey kolu içindeki bir yitim kuşağında, en azından Üst Kampaniyen'den önce oluşup yerleşmiş olduğunu göstermektedir. Ancak, karışım, Pliyosen sonuna değin değişik zamanlarda çekim kayması ya da diğer tektonik yollarla, başka havzalara yeniden aktarılmıştır.

Toros karbonat platformunun kuzey kenarında (İç Toroslar) yüzeyleyen ve İç Toros ofiyolitli karışığı napı ola-

arak adlanmış olan kaya topluluğu bileşen, tektonik yapı oluşum ortamı, köken ve yerleşim biçimi bakımından, Kuzey Anadolu üzerleme kuşağında yer alan ofiyolitli karışığa büyük benzerlik göstermektedir. Nitekim Toros kuşağının, doğuda Munzur dağlarından batıda Köyceğiz -Milas'a değin olan uzanımı içinde, İç Toros ofiyolitli karışığı napının bileşenleri doğudan batıya geldikçe gençleşmektedir, bir başka deyişle, napın yerleşimi birden çok evrede olmuş ya da ilk yerleşiminden sonra batıya doğru yeniden aktarılmıştır. Genel olarak Üst Kretase, Türkiye'de ilk ve yaygın ofiyolit - ofiyolitli karışık üzerleme ve Neotetis'in biçim değişimi (deformasyonu) başlangıcıdır (Ricou ve diğerleri, 1975; Dürr, 1975; Bergougnan, 1975; Özgül ve diğerleri, 1978; Koçyiğit, 1979; Altiner, 1981; Şengör ve Yılmaz, 1981). Örneğin, Toros platformu üzerine ya da onunun kuzey kenarına ilk ofiyolitli karışığın yerleşimi, Torosların doğu ve orta bölümlerinde Üst Maestrihtiyen öncesi (Demirtaşlı ve diğerleri, 1973; Yalçın, 1980; Tekeli, 1980; Ricou, 1980; Altiner, 1981); Karaman - Ermenek dolayında Maestrihtiyen sonu - Lütesiyen öncesi (Koçyiğit, 1976; Gökten., 1976; Gedik ve diğerleri, 1979); Isparta Büklümü'nün kuzey - kuzeydoğu kesimlerinde (Keçiborlu - Dinar - Hoyran - Bey şehir dolayları) Lütesiyen sonu (Gutnic ve diğerleri, 1968; Koçyiğit, 1980); Isparta Büklümü'nün batı güneybatı kesimlerinde ise Burdigaliyen sonu Tortoniyen öncesidir (Graciansky, 1967; Poisson, 1977). Karaman - Ermenek dolayında İç Toros ofiyolitli karışık napı, Maestrihtiyen yaşlı pelajik kireçtaşları üzerinde tektonik dokanakla yerilirken, Lütesiyen ve daha genç birimlerce açılı uyumsuzlukla örtülür. Isparta Büklümü'nün doğu kanadında, ilksel konumlu Hoyran karbonat platformunun en üst birimi olan Lütesiyen yaşlı fliši tektonik olarak üstleyen nap, Alt - Orta Oligosen yaşlı molas ve daha genç karasal birimlerle açılı uyumsuz olarak örtülür. Isparta Büklümü'nün batı kanadın da ise, alta Burdigaliyen yaşlı birimlerle tektonik ilişki sunan nap, Üste Tortoniyen yaşlı molasla açılı uyumsuz olarak örtülür. Ayrıca, özellikle çalışma alanımız ve yakın çevresinde, çökeltme, Üst Triyas'tan Üst Lütesiyen sonuna değin süreklidir. Diğer taraftan, Isparta Büklümü güney kesiminde (Yaklaşık Denizli - Ahırılı çizgisinin güneyinde kalan alan) Antalya napları Alt Paleosen sırasında yerleşmiş olup, daha genç birimlerle örtülür (Uysal ve diğerleri, 1980).

Buraya değin sözü edilen bölgesel gözlem ve bulgular, İç Toros ofiyolitli karışığı napının, Toros karbonat platformunun kuzeyindeki bir ortamda, Üst Kampaniyen öncesi bir zamanda oluşup yerleştiği; daha sonra Toros karbonat platformunun kuzey kenarına, doğudan batıya doğru gençleşen bir sırada (Maestrihtiyen - Tortoniyen aralığında fakat değişik yaş konaklarında) tektonik, çekim kayması ya da her iki yolla aktarıldığı sonucuna varılır.

3. İç Toros ofiyolitli karışığı napının, Isparta Büklümü'nün kuzey kesiminde, özellikle Keçiborlu - Dinar çizgisinin doğusunda ve Beyşehir'in batısında kalan alan içinde, Üst Lütesiyen sonunda yerleşmiş olduğu kanıtlanmış ve onun, Isparta Büklümü kuzey kesimindeki dağılımı haritalanmıştır. Daha önce birçok araştırmacı tarafından (Gutnic ve diğerleri, 1968; Brunn ve diğerleri, 1971; Gutnic, 1977; Monod, 1977; Poisson, 1977; Dumont, 1976; Gutnic ve diğerleri, 1979; Uysal ve diğerleri, 1980) İç Toros ofiyolitli karışığı napının, Isparta Büklümü kuzey kesimindeki uzanımı tam olarak çizilmediği gibi, yaklaşık Çiçektepe - Şuhut çiz-

gisinin batısında kalan kesimi de, Teke (Likya) Napları olarak gösterilmiş ve yerleşimi Burdigaliyen sonu olarak belirtilmiştir. Buradaki yanlışlık, Alt - Orta Oligosen yaşlı molasların, Miyosen olarak yaşlandırılması ve İç Toros ofiyolitli karışığı napının altında yer aldığı görüşünden kaynaklanmıştır. Buna karşın, molasların, zengin fosil içeriğiyle Alt - Orta Oligosen yaşlı olduğu, hem karbonat platformunun hem de İç Toros ofiyolitli karışığı napının üzerinde uyumsuzlukla bulunduğu kanıtlanmıştır (Koçyiğit, 1980).

4. Isparta Büklümü kuzey kesiminde, yerel olarak, Yeni tektonik dönemin Orta Oligosen sonunda başlayıp, günümüze değin, çekme tektoniği denetiminde sürdüğü ortaya konmuş; ayrıca günümüzde başlıca KD - GB, KB - GD ve K - G gidişli diri çekim faylarının varlığı ve bunlara bağlı olarak bölgenin genişleyip kabuğun incelmekte olduğu; bu olgunun da, Anadolu - Ege levhasının kenarlarında etkin olan sıkışma geriliminin, levha içinde yarattığı çekme gerilimine bağlı blok - faylanmayla ilişkili olduğu sonucuna varılmıştır.

DEĞİNİLEN BELGELER

Acar, A. ve Biliyul, H., 1974, Jeofizik anomalilere göre Ak-

şehir-Yalvaç yörelerinde kalker altında bazik formasyonun (doleritin) devamlılığının takip imkanı ve endülasyonları: Türkiye Jeol. Kur. 28. Bilimsel ve Teknik Kongresi Tebliğ - Konferans özetleri, 7.

Akbulut, A., 1977, Etude géologique d'une partie du Taurus Occidental au Sud d'Eğridir (Turquie) : Thésâ 3 eme cycle Univ. Paris - Sud Orsay, 203 s.

Altiner, D., 1981, Recherches stratigraphiques et micropaléontologiques au NW de Pınarbaşı (Taurus oriental, Turquie) : Univ. de Geneve, Thése, 450 s.

Bergougnan, H., 1975, Relations entre les édifice pontique et taurique dans le Nord-East de l'Anatolie • Bull. Soc. Géol. Fr., 7,17, 1045 -1057.

Biju-Duval, B., Dercourt, J. ve Le Pichon, X., 1977, From the Tethys Ocean to the Mediterranean seas; a plate tectonic model of the evolution of the Western Alpine System; Intern. Symp. Struct. Hist. Medit. basins de : Editions Technip, Paris, 143 -164.

Blumenthal, M., 1944, Bozkır güneyinde Toros sıradağlarının serisi ve yapısı :İstanbul Üniv. Fen Fak. Mec, Seri B, 9, 2, 95 -125.

Blumenthal, M., 1960-1963, Le systeme structural de Taurus Sud Anatolien : Livre a la Mém. P. Fallot, 11, 611-662.

Boray, A., Akat, U., Akdeniz, N., Akçaören, Z., Çağlayan, A., Günay, E., Korkmazer, B., Öztürk, E.M. ve Sav, H., 1973, Menderes masifinin güney kenarı boyunca bazı önemli sorunlar ve bunların muhtemel çözümleri : Cumhuriyetin 50. yılı Yerbilimleri Kongresi, 11-20.

Brunn, J.H., Dumont, J.F., Graciansky, P.C., Gutnic, M., Juteau, T., Marcoux, J., Monod, O. ve Poisson, A., 1971, Outline of the geology of the Western Taurids Campell, A.S., ed., Geology and History of Turkey de: Petroleum exploration Society of Libya, Tripoli, 225-255.

- Demirkol, C, Sipahi, H. ve Çiçek, S., 1977, Sultandağın stratigrafisi ve jeoloji evrimi : Maden Tetkik Arama Enst., Derleme Rap. No. 6305, Yayınlanmamış.
- Demirtaşlı, E., Bilgin, A. Z., Erenler, F., Işıklar, S., Dilaver, S.Y., Selim, M. ve Turhan, N., 1973, Bolkaradağların jeolojisi : Cumhuriyetin 50. yılı Yerbilimleri Kongresi, 42 - 57.
- Desprairies, A. ve Gutnic, M., 1970, Les grés rouges au sommet du Paleozoïque du massif du Sultandağ et les niveaux ferrallitiques de la couverture Mesozoïque (Nord - East du Taurus occidental, Turquie). Analyses chimiques et mineralogiques. Signification paleogeographique : Bull. Soc. Géol., France (7), XII, 505-514.
- Dumont, J.F., 1976, Isparta kıvrımı ve Antalya Napları'nın orijini : Toroslar'ın Üst Kretase tektonik oluşmuş düzeninin büyük bir dekreşman, transtorik arızayla ikiye ayrılması varsayımı : Maden Tetkik ve Arama Enst. Derg., 86, 56 - 57.
- Dumont, J.F., Gutnic, M. Marcoux, J., Monod, O., ve Poisson, A., 1972, Le Trias des Taurides occidentales (Turquie). Definition du bassin pamphylien : Un nouveau domaine a ophiolithes a la marge externe de la chaine Taurique : Z. dt. geol. Ges., 123, 385 - 409.
- Dumont, J.F., Uysal, Ş., Şimşek, Ş., Karamandersi, İ.H. ve Letouzey, J., 1979, Güneybatı Anadolu'daki grabenlerin oluşumu : Maden Tetkik ve Arama Enst. Derg., 92, 7 - 17.
- Dürr, S., 1975, Über Alter und geotektonische Stellung des Menderes Kristallins/SW - Anatolien und seine Aequivalente in der mittleren Aegaeis : Habitations - Schrift, Marburg - Lahn, 107 p.
- Gedik, A., Birgili, Ş., Yılmaz, H. ve Yoldaş, R., 1979, Mut - Ermenek Silifke yöresinin jeolojisi ve petrol olanakları : Türkiye Jeol. Kur. Bült., 22, 7 - 26.
- Gökten, E., 1976, Silifke yöresinin temel kaya birimleri ve Miyosen stratigrafisi : Türkiye Jeol. Kur. Bült., 19, 117-126.
- Graciansky, P.C. de., 1967, Existence d'une nappe ophiolitique a l'extrémité occidentale de la chaine Sud - Anatolienne : C.R. Acad. Sci., Paris, 264, 2876 - 2879.
- Graciansky, P.C. de., 1968, Teke yarımadası (Likya) Torosları'nın üst üste gelmiş ünitelerinin stratigrafisi ve Dinaro Torosları'daki yeri : Maden Tetkik ve Arama Enst. Derg., 71, 73-92.
- Gutnic, M., 1977, Géologie du Taurus Pisidien au nord d'Isparta, Turquie : Principaux résultats extraits des notes de M. Gutnic entre 1964 et 1971 par O. Monod, Univ. de Paris - Sud Orsay, 130 p.
- Gutnic, M., Keller, D. ve Monod, O., 1968, Decouverte de nappes de charriage dans le nord du Taurus occidental (Turquie méridionale) : C.R. Acad. ScL, Paris, 226, 988-901.
- Güvenç, T., 1981, Tetisin Permien ve Triyas stratigrafisi ve paleocoğrafyası : Hacettepe Üniv., Yerbilimleri, 7, 27-42.
- Haude, H., 1968, Zur Geologie des Mittleren Sultandağ Südwestlich von Akşehir (Turkei) : Dissertation Münster 146 s, yayınlanmamış.
- Horstink, J., 1971, The Late Cretaceous and Tertiary Geological evolution of Eastern Turkey; Keskin, C. ve Demirmen, F., eds., Türkiye Birinci Petrol Kongresi'nde : Türkiye Petrol Jeologları Cemiyeti, 25-41.
- Koçyiğit, A., 1976, Karaman - Ermenek (Konya) bölgesinde ofiyolitli melanj ve diğer oluşuklar : Türkiye Jeol. Kur. Bült., 22, 103-115.
- Koçyiğit, A., 1979, Tekneli (Tokat güneyi) bölgesinin tektonik özellikleri: Türkiye Bilimsel ve Teknik Araştırma Kurumu Matematik, Fizik ve Biyoloji Bilimler Araştırma Grubu, TBAG-262, 63 s, yayınlanmamış.
- Koçyiğit, A., 1980, Hoyran gölü yöresinin (Afyon -Isparta) stratigrafik ve tektonik özellikleri : Ankara Üniv. Fen Fakültesi, Genel Jeol. Kurs., Doçentlik tezi, 172 s. (Yayınlanmamış).
- Koçyiğit, A., 1982, Isparta Büklümü'nde (Batı Toroslar) Toros Karbonat Platformu'nun evrimi : Türkiye Jeol. Kur. Bült., 24, 15-23.
- Lefèvre, R., 1967, Un nouvel élément dans la géologie du Taurus Lycien : Les nappes d'Antalya (Turquie) : C.R. Acad. Sci., Paris, 265, 1365 - 1368.
- Marcoux, J., 1979, Antalya Naplarının genel yapısı ve Tetis güney kenarı paleocoğrafyasındaki yeri : Türkiye Jeol. Kur. Bült., 22, 1 - 6.
- Martin, C., 1969, Akseki kuzeyindeki bir kısım Toroslar'ın stratigrafik ve tektonik incelemesi : Maden Tetkik ve Arama Enst. Derg., 72, 158 - 175.
- Mc Kenzie, D., 1978, Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt : The Aegean Sea and surrounding regions : Geophys. J.R. Astr. Soc., 55, 217 - 254.
- Monod, O., 1977, Recherches géologiques dans le Taurus occidental au sud de Beyşehir (Turquie) : Thèse d'état., Univ. de Paris - Sud Orsay, 442 s.
- Özgül, N., Turşucu, A., Özyardımcı, N., Bingöl, I., Şenol, M. ve Uysal, Ş., 1978, Munzurların temel jeoloji özellikleri : Türkiye Jeol. Kur. 32. Bilimsel ve Teknik Kurultayı, Bildiri özetleri, 10 - 11.
- Öztürk, A., 1981, Işıklı (Çivril) - Akdağ yöresinin stratigrafisi : Türkiye Bilimsel ve Teknik Araştırma Kurumu Matematik, Fizik ve Biyoloji Bilimler Araştırma Grubu, TBAG - 272, 27 s.
- Papazachos, B.C. ve Cominakakis, P.E., 1977, Modes of Lithospheric interaction in the Aegean Sea; Biju-Duval, B. ve Montadert, L., eds., International symposium on the structural history of the mediterranean basins, Split, 1976 da : Editions Technip, Paris. 319-332.
- Parejas, E., 1942, Sandıklı, Dinar, Burdur, Isparta ve Eğridir bölgesinde yapılan jeolojik löveler hakkında Rapor: Maden Tetkik ve Arama Enst. Der. Rap. No. 1390 yayınlanmamış.

- Penck, N., 1918, Die tektonischen Grundzüge westklimasi-
ens : Engelhorn Nacif., Stuttgart.
- Poisson, A., 1977, Recherches géologiques dans les Taurides
occidentales (Turquie) : Thèse d'état., Univ. de
Paris - Sud Orsay, 795 s.
- Ricou, L.E., Argyriadis, I. ve Marcoux, J., 1975, L'arc cal-
caire du Taurus. Un alignement de fenêtres Arabo -
Africaines Sous les nappes radiolaritiques, ophioliti-
ques et métamorphiques : Bull. Soc. géol. France, (7),
XVIII, 1024 -1044.
- Ricou, L.E., 1980, Toroslar'm Helenidler ve Zagridler arasın-
daki yapısal rolü : Türkiye Jeol. Kur. Bült., 23, 2,
101-118.
- Şengör, A.M.C. ve Yılmaz, Y., 1981, Tethyan evolution of
Turkey : A plate tectonic approach : Tectonophysics,
75,181-241.
- Tekeli, O., 1980, Toroslar'da Aladağların yapısal evrimi :
Türkiye Jeol. Kur. Bült., 23,11 -14.
- Uysal, Ş., Dumont, J.F. ve Poisson, A., 1980, Batı Toros plat-
formları : Maden Tetkik ve Arama Enst., Rap. No.
80/4 -13, 227 s, yayımlanmamış.
- Yalçın, N., 1980, Amonosların litolojik karakterleri ve Gü-
neydoğu Anadolu'nun tektonik evrimindeki anlamı :
Türkiye Jeol. Kur. Bült, 23, 21 - 30.
- Yılmaz, P.O., Maxwell, J.C. ve Muehlberger, W.R., 1981 An-
talya kompleksinin yapısal evrimi ve Doğu Akdeniz deki
yeri : Hacettepe Üniv., Yerbilimleri, 7, 119-127.
- Yazının geliş tarihi: Haziran 1982
Yayıma verildiği tarih : Temmuz 1983,