

1. GİRİŞ

1.1 Giriş

Permien Devri sonunda gerçekleşen kitlesel yokoluş Kambriyen'den bu yana yaşanan en büyük kitlesel yokoluş olarak görülmektedir (Raup, 1979; Sepkoski, 1997; Erwin, 1993; Hallam ve Wignall, 1997). Bu yokoluş sonucu denizel faunaya ait türlerin %5'inden, karada ise büyük cüsseli hayvanların üçte birinden daha azı hayatta kalmayı başarırken, ağaçların neredeyse tümü yokolmuştur (Hallam ve Wignall, 1997). Ortaya çıkan çevresel baskı öylesine şiddetli olmuştur ki, yaşam Orta Triyas'a kadar gerçek bir iyileşme göstermeyi başaramamış ve meydana gelen kitlesel yokoluştan daha önce sahip olduğu tür çeşitlilik düzeyine, Kretase Devrine kadar ulaşamamıştır (Benton, 1995).

Yokoluşun, gerçekleştiği tarih, etki süresi ve zamanlaması bakımından bölgesel farklılıklar gösterip göstermediği, karada ve denizde bir eşzamanlılığın söz konusu olup olamayacağı Permien yokoluşu üzerindeki tartışmalı konulardan bazılarıdır. Bugün, Permien'de farklı zamanlarda gerçekleşmiş iki yaşam krizinin varlığı kabul edilmektedir (Stanley ve Yang, 1996). Bunlardan ilki Orta Permien sonunda, ikincisi Geç Permien sonunda yaşanmıştır.

Permien sonu büyük yokoluşuna neden olarak çok çeşitli hipotezler üretilmiştir. Bunlar arasında atmosferde artan CO₂ ya da CH₄' bağlı iklim değişikliği (Hallam ve Wignall, 1997; Berner, 2002; Krull ve Retallack, 2000; Krull ve diğ., 2000), yeryüzüne asteroid veya komet çarpması (Rampino ve Haggarti, 1996; Becker ve diğ., 2001; Basu ve diğ., 2003; Becker ve diğ., 2004), Sibiry'a da Permo-Triyas sınırına yakın, ~1 My süren Tunguska volkanik aktivitesinin yokoluş dönemi ile çakışması (Campbell, 1992; Kamo ve diğ., 2003), anoksik derin suların alt-üst olması (Wignall ve Hallam, 1992; Wignall ve Twitchett, 1996; Isozaki, 1997; Hotinski ve diğ., 2001; Wignall ve diğ., 2005); yüksek konsantrasyonda CO₂'in yolaçtığı hiperkapniya (boğulma) (Knoll ve diğ., 1996); metan ya da H₂S gibi diğer zehirli gaz patlamaları (Ryskin, 2003; Kaiho ve diğ., 2001; Nielsen & Shen, 2004; Grice ve

diğ., 2005; Kump ve diğ., 2005; Benton & Twitchett, 2003) son dönemde tartışılan hipotezlerdendir.

Permo-Triyas kesitlerinin incelenmesi Geç Permiyen’de çökeltmenin büyük ölçüde oksijensiz ya da az oksijenli koşullarda gerçekleştiğini gösteren siyah şeyl ve pirit oluşumları tesbit edilmesine neden olmuştur. Isozaki (1997), anoksiyanın Permiyen’de, Guadalupiyen sonu-Wuchiapingiyen başında *Folliculuc scholasticus* zonu ile başlayıp, Orta Aniziyen’de *Eptingium manfredi* grup zonu ile son bulduğunu ve ~20 My sürdüğünü iddia etmiştir. Jeolojik kayıtlardaki diğer anoksiya olayları ~2 My sürmektedir. İyi bilinen Senomaniyen – Turaniyen anoksik koşulları 1-2 My’den daha uzun sürmezken; diğerleri daha da kısa süreler boyunca varolur (Jenkyns, 1980, 1988).

Bütün bu veriler ışığında anoksiyanın, Permiyen sonu büyük yokoluşu için ortaya atılan diğer hipotezler arasındaki yerini, yakın zamanda tartışılanlar arasında tuttuğunu söyleyebiliriz. Geç Permiyen boyunca gelişen anoksik koşullar denizel yaşamı etkilerken, Permo-Triyas sınırında bir şekilde alt- üst olan anoksik suların atmosfere ani olarak kattığı zehirli gazların da karasal ekosistemleri olumsuz yönde etkilemiş olabileceği düşünülmektedir.

Bugüne kadar ortaya atılan bütün hipotezler Permo- Triyas sınırında Paleo-Tetis’in Panthalassa’nın yalnızca dev ve doğuya açık bir körfezini oluşturduğu tek okyanuslu bir dünya coğrafi modeli kullanılarak üretilmiştir. Başlarda, denizel kayıtların daha iyi veriler sunması nedeniyle yokoluşun karalarda hemen hemen hiç hissedilmemiş olduğu düşünülse de bugün karasal ekosistemlerin de neredeyse denizlerde yaşanan kadar şiddetli bir yokoluş olayına maruz kaldığı kabul edilmektedir.

Bu tezde, anoksik koşulların belirli ve gelişim öykülerinin, Permo – Triyas sınırında Paleo-Tetis ve Panthalassa’nın birbiriyle ilişkilerinin olmadığı iki okyanuslu bir coğrafi model temel alınarak tekrar değerlendirilmeleri yoluyla, hipotezin karasal ekosistemlere etkisi tekrardan yorumlanmaya çalışılmıştır. Burada bu iki izole okyanustan oluşan coğrafyaya, MS ikinci yüzyılda yaşamış olan büyük İskenderiye’li astronom ve coğrafyacı Klaudios Ptolemaios’un Hint ve Atlas Oyanuslarını birbirleriyle teması olmayan iki dev göl olarak yorumlayan coğrafyasına atfen «Ptolemaik Dünya modeli» denmiştir. Tezin, ilk bölümü

içerisinde öncelikle ekolojik bir kavram olarak yokoluş üzerinde yoğunlaşarak, doğada türü soy tükenmesi olayı ile karşı karşıya getiren faktörler ve büyük yokoluş çalışmalarının tarihsel gelişimi, tanımlanması ve bugüne değin oluşmuş terminolojisi genel hatları ile verilmiştir. İkinci bölümde, Permo-Triyas sınırında dünyanın genel görünümü coğrafyası, stratigrafisi ve yaşamıyla ortaya konmuştur. Üçüncü bölümde, Permiyen sonu büyük yokoluşu ve bu yokoluş için ortaya atılan anoksiya hipotezi anlatılmaktadır. Dördüncü bölümde, anoksiya hipotezinin karasal ekosistemlere etkisi Ptolemaik dünya coğrafi modeli ışığında yorumlanmaya çalışılmıştır. Beşinci bölümle literatürden derlenen Paleo-Tetis ve Panthalassa'dan, çeşitli sığ ve derin denizel Permo-Triyas kesitleri sunulmaktadır.

Tezde adı geçen Rus yazarların isimlerinin çeviri yazısı, kullanılan kaynakların çeviri yazılarını yansıtmaktadır. Aynı şekilde tez içerisinde adı geçen tüm Çin mahallî isimleri için *Zonghoi Renmin Gongheguo Fen Sheng Dituji*' de kullanılan Pin Yin çeviri yazısı temel alınmıştır.

Ayrıca kesitler bölümünde çizimlerin yan taraflarında kullanılan simgeler, fosil, pirit, ve bazı çökel kayaçlarını temsil etmektedir. Eğer stratigrafik birim içerisinde dağınık olarak bulunuyorsa ya da kaynak metinde kesin yeri belirtilmiyorsa kesitin sol tarafında yerleştirilmiştir.

1.2 Doğada Türün Yokoluş Biçimleri ve Büyük Yokoluşlar

1.2.1 Yokoluş nedir ?

Doğada yokoluş, türün mahallî, ekolojik ve global olarak kaybolması şeklinde üç farklı tanımla ifade edilebilir. Bir türün, daha önce bulunduğu bir alanda artık varolmaması, buna karşın yeryüzünde başka yerlerde varlığını sürdürmesi türün mahallî yokoluşu olarak tanımlanır. Bir türü temsil eden birey sayısının azalması sonucu türün ekolojik rolünü yerine getirememesi türün ekolojik yokoluşu olarak tanımlanır. Bir türün, yeryüzünde yayılım gösterdiği alan içinde kendini temsil eden son bireyin de ortadan kalkması ile meydana gelen olay, türün global ve biyolojik, bir diğer ifadeyle nihaî, yani geri dönüşsüz olarak yokoluşu diye tanımlanır. Bugün IUCN (Uluslararası Doğa ve Doğal Kaynakların Koruma Birliği) kategorileri arasında, evcilleştirme yoluyla insan kontrolunda yaşatılan, buna karşılık vahşi

doğada yokolmuş olan türlerin başına geleni dile getiren, türün vahşi doğada yok olduğunu ifade eden yeni bir yokoluş türü daha kabul edilir. Bu yokoluş türünden Charles Darwin, daha önce *On the Origin of the Species* (Türlerin Kökeni Üzerine)'de, bahsetmiştir.

Bugün, doğada gözlemlenen tür yokoluşları ile fosil kayıtlarından derlenen bilgiler ışığında tanımlanan yokoluşlar arasında bazı farklar vardır. Fosil kayıtlarında tür, morfolojik temele bağlı olarak tayin edilir. Paleontolojik tür, biyolojik tür tanımından farklı olarak, kalıtsal karakterlerdeki (morfolojik ve davranışsal karakterler gibi) süreksizlikler ile birbirlerinden kalıcı olarak ayrılmış en küçük doğal popülasyonlar olarak tanımlanır (Gaston ve Spicer, 2004). *Paläontologie und Abstammungslehre* (Paleontoloji ve Evrim Öğretisi) adlı eserinde, Eduard Suess'ün öğrencisi büyük Avusturyalı paleontolog Karl Diener (1910, s. 16, 17), paleontolojik tür tanımının, biyolojide kullanılan tür tanımından farkına değinmiştir. Diener burada biyolojik tür kavramının fizyolojik bir kavram olmasına karşın paleontolojide türün hemen tamamen morfolojiye dayanan bir tasvirden ibaret olduğunu ve bu tanımın hem Linné'nin hem de Darwin'in tür tanımlarından oldukça farklı olduğunu altını çizer. Linné, türü tamamen iyi sınırlandırılmış ve dünya tarihi boyunca değişmeyen bir birlik olarak tanımlarken, Darwin, türün varlığını canlılar âlemi hakkındaki bilgi eksikliğimize bağlamaktadır. Diener, her iki tanımın da paleontolojik açıdan kabul edilemez, dedüktif yoldan giderek kurulmuş tanımlar olduğunu, buna karşın paleontolojide sadece tasvir üzerinden gidilerek uzun zamanlar boyunca değişmeden kalan birlikleri gördüğümüzü ifade ederken, bu birliklerin mevcudiyetinin sadece bizim bilgi eksikliğimizle açıklanamayacağını söyleyerek de Darwin'in tanımını eleştirir.

Fosil kayıtlarının ilk kez Sir Charles Lyell'in işaret ettiği ve Darwin'in de vurguladığı gibi (Darwin, 1859, IX. bölüm) kaçınılmaz bir şekilde, özellikle tür düzeyinde (Kemp, 1999) eksik olması, bir taksonun yokoluşunun ilanı için kullandığımız «son» fosil bireyin, gerçekte o taksonu temsil eden en son birey olmayabileceği sonucunu doğurabilir (Signor ve Lipps Etkisi, 1982). Fosil kayıtlarının eksikliği yokoluşun zamanı ya da düzeyi üzerine değerlendirmelerimizi etkilerken, tür miktarı ya da tanımlamalarındaki değişimler de biyoçeşitlilik ve yokoluşun büyüklüğü üzerine olan değerlendirmelerimize etki edebilir. Ayrıca tür olarak kabul edilen bir grubun, gerçekte bir türe tekabül etmeme olasılığı fosil

kayıtlarında tür düzeyinde değişikliklere neden olur. Bu durumda fosil kayıtlarının eksikliği yokoluşun zamanı ya da düzeyi üzerine yorumlarımıza, tür miktarı ya da tanımlamalarındaki değişimler de biyoçeşitlilik ve yokoluşun büyüklüğü üzerine yorumlarımıza etki edebilir. Biyoçeşitlilikteki değişiminin gözlemlenmesi için temel alınan kategorinin içerdiği alt taksonların ne yoğunlukta oldukları da, değerlendirmeleri yakından ilgilendirir. Az sayıda tür içeren çeşitliliği az taksonlar ile çok sayıda türle temsil edilen taksonun biyoçeşitlilik yönünden değerlendirilmeleri, ya da taşıdıkları yokolma riski birbirlerinden farklı olacaktır. Burada da sorun alt taksonların hangi doğrulukta saptanabileceğidir ki, bu da bizi gene paleontolojik tür tesbitindeki sorunlarla karşı karşıya getirir. Signor (1985), çeşitli sistematik düzeylerde ne kadar takson tanımlanmış olduğunu hesaplayıp karşılaştırdığında birbirleri ile çok az uyum gösterdiklerini farketmiştir. Stratigrafik kategoriler (biyozonlar) yaratılmasında kullanılan biyolojik taksonlar arasında çeşitliliği en hızlı değişen takson türdür (Kemp, 1999).

Büyük yokoluşlarda gerçekleşen tür yokoluşları ile bugün doğada gözlemlediğimiz tür yokoluşlarının, meydana geliş mekanizması açısından, aralarında temelde bir farklılık taşımadıkları söylenebilir. Türün mahallî, ekolojik ya da global olarak yokoluşu, dahil olduğu topluluğu etkileyen âni ya da uzun süreli bir (veya birçok) çevresel baskı etkenine karşı verdiği cevap olarak yorumlanabilir. Üç yokoluş tanımında da ortak olan, türün birey sayısında meydana gelen değişikliklerdir. Bu değişiklikler türün belli bir yerde, ya da her yerde, yokolmasına, ya da üstlendiği ekolojik rolünü yerine getirememesine neden olur. Tür doğada, belirli bir habitatta (yaşam ortamında), çevresi ile ilişkili olarak belirli bir ekolojik rolü yerine getirerek doğal birimler, yani popülasyonlar (nüfuslar; bir diğer deyişle, yaşam yükünü paylaşan birey kümeleri) halinde bulunur. Dolayısıyla türün yokoluşunu, oluşturdukları popülasyon ve içinde bulundukları komünite (topluluk) ilişkileri ile birlikte ele almak gereklidir. Bir anlamda türün yokoluşu, türün oluşturduğu popülasyonun yokoluşunun bir sonucu olarak da ifade edilebilir. Türe ait birey sayısını etkileyecek durumları değerlendirebilmek için, öncelikle türün oluşturduğu popülasyonun genel olarak yapısına değinmek gereklidir. Bir popülasyon ya da alt-popülasyonların oluşturduğu bir meta-popülasyonun büyüklüğü, doğum - ölüm ve iç - dış göç oranları gibi faktörlere bağlı olarak değişim gösterir. Doğada, popülasyonun büyümesini sınırlandıracak bir faktörün varolmadığı ideal ortamlarda geometrik [1.1]

ve üstsel [1.2] olmak üzere iki türlü artışı görülür. Popülasyon ekolojisinde, bu büyüme türleri iki ayrı denklemle ifade edilir:

$$N_t = N_0 e^{rt} \quad [1.1]$$

$$dN/dt = rN \quad r = b - d \quad (b; \text{doğum}, d; \text{ölüm}) \quad [1.2]$$

Denklemlerde, “N” popülasyonun büyüklüğünü, “t” zamanı, “N_t” t zamanında popülasyonun sahip olduğu büyüklüğü, N₀ popülasyonun başlangıç büyüklüğünü ve “r” popülasyonun büyüklüğüne etki eden iç faktörü temsil eder (+r: büyüme, -r: küçülme). Popülasyonun yoğunluğu ise popülasyonun büyüklüğünden farklı olarak, birim alan başına düşen birey sayısını gösterir. Doğada popülasyonlar, genellikle yoğunluklarına bağlı olarak değişim gösterir. Bu nedenle, doğum-ölüm oranlarını etkileyerek, popülasyonların büyüklüğüne tek başına iç faktörün değişikliğinin etkisinden ziyade, yoğunluğun kontrolündeki iç faktörün etkisi dikkate alınır. Bu durumda “r”deki değişimin pozitiften negatife geçtiği nokta, bize popülasyonun büyümeden küçülmeye geçtiği noktayı verir. “r” değeri popülasyon yoğunluğuna bağlı olarak değişim göstermeyen herhangi bir popülasyon ya eksponansiyel olarak büyüyecek (r>0) , ya da eksponansiyel olarak küçülecektir (r<0).

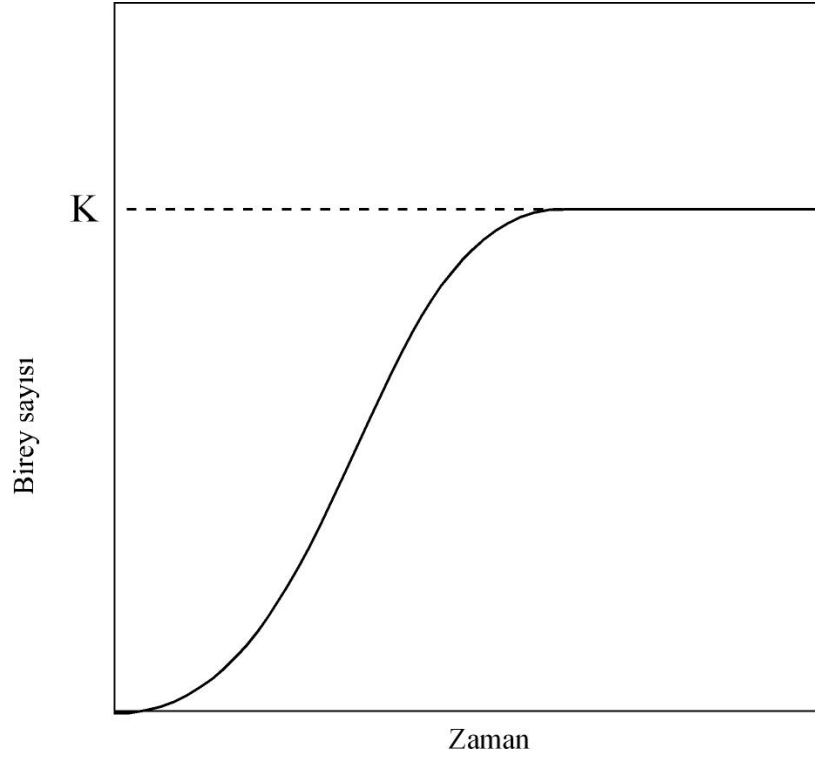
Bir popülasyonun sonsuza kadar eksponansiyel olarak büyümesi mümkün değildir (Malthus, 1826 [1986]). Ancak popülasyonun, kaynakların yeterli olduğu koşullarda kısa süreler için eksponansiyel büyümelerinden söz edilebilir (Molles, 2005). Kaynakların sınırlı olması, tür içi ve türler arası rekabet, popülasyonun sürekli olarak büyümesini sınırlandıran etkenlerdendir. Bu durum, her popülasyonun bir taşıma kapasitesi olduğunu ortaya koyar [1.3].

$$dN/dt = rN \left(\frac{K-N}{K} \right) \quad [1.3]$$

$$dN/dt = rN (1 - N/K)$$

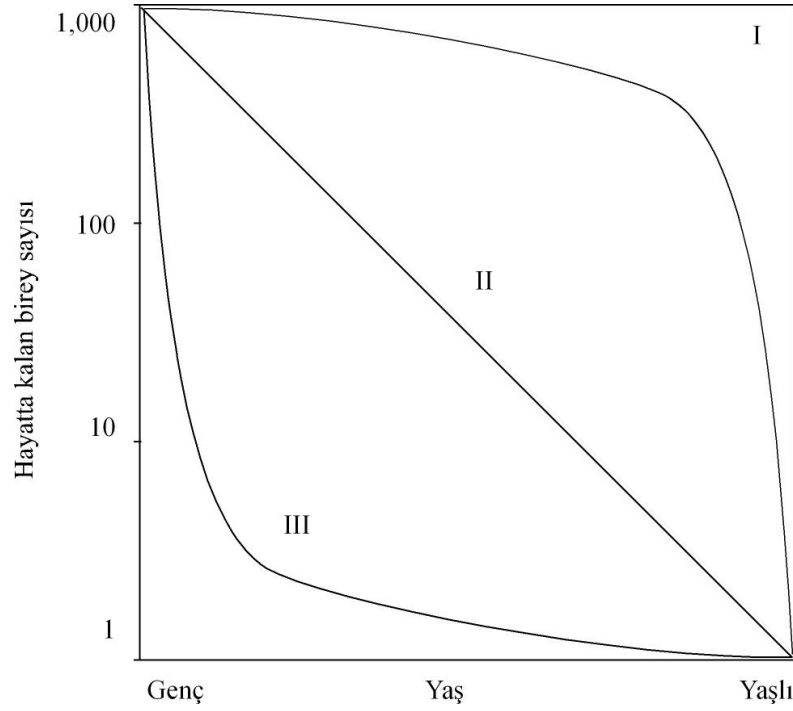
Burada “K” değişkeni belirli bir ortamın sahip olduğu kaynaklara göre belirli bir türün ulaşabileceği maksimum popülasyon büyüklüğünü ifade eder. Denklem, popülasyonun büyüklüğünün, “r” ve “K” nın bir fonksiyonu olarak değişimini gösterir. “N/K” oranı, popülasyonun büyümesine karşı çevrenin gösterdiği direnç

olarak tanımlanır. Popülasyon büyüklüğünün zamana bağlı olarak artışı, popülasyon büyüklüğü taşıma kapasitesiyle eşitlenene kadar, $(1 - N/K)$ değerinin küçülmesine neden olur. Popülasyon büyüklüğü taşıma kapasitesiyle eşitlendiğinde popülasyon büyümesi durur. Popülasyon bu eşitlikle maksimum büyüklüğe ulaşmış kabul edilir (bkz. Şekil 1.1).



Şekil1.1 Ortamın kaynakları sınırlandırıldığında popülasyonun ulaşabileceği maksimum büyüklüğünü gösteren popülasyon gelişim eğrisi (Molles, 2005, s.282).

Popülasyon ekologları, popülasyonu oluşturan bireylerin doğum, ölüm ve hayat sürelerine dair verileri temel alarak üç farklı hayatta kalma eğrisinin varlığını tespit etmişlerdir (bkz. Şekil 1.3). Grafikte görülen birinci tip eğri, genç ve orta yaşlı bireylerin hayatta kalma başarısının yüksek, yaşlı bireylerin ise düşük olduğu popülasyonları; ikinci tip eğri, bireylerde yaşa bağlı olmaksızın eşit oranda ölümün gözlendiği popülasyonları; üçüncü tip eğri ise genç bireylerin hayatta kalma oranının düşük, ergin bireylerin ise hayatta kalma oranının yüksek olduğu popülasyonları gösterir.



Şekil 1.2 Popülasyonlarda tespit edilen hayatta kalma eğri çeşitleri (Molles 2005, s.286).

Üçüncü tipte popülasyonlar oluşturan türler, çok düşük hayatta kalma oranlarını arttırmak için çok sayıda döl üretmeleri gereklidir. Bu da yüksek “ r ” değerlerine ulaşacaklarını gösterir. MacArthur ve Wilson (1967), türlerin iç artış faktörünün arttığı, popülasyonun büyüdüğü bu tarzdaki yaşamı “ r seçimli” olarak adlandırmışlardır. Buna nazaran, birinci tipteki gibi kaynakların (besin vd.) en verimli şekilde kullanıldığı tarz yaşamı “ K seçimli” olarak adlandırmışlardır. Birinci tip ya da ikinci tipte popülasyonlar oluşturan türler üreme potansiyellerinin ya da kaynaklarının büyük bir kısmını sadece bir ya da birkaç döl desteklemek için kullanırlar. Pianka (1970,1972), birçok organizmanın yaşamları boyunca bu iki ekstrem arasında değişen bir seçim ortaya koyduklarını göstermişlerdir. Pianka, “ r seçimli” popülasyonların, değişken ya da önceden tahmin edilemeyecek çevrelerin, “ K seçimli” yaşam tarzının ise oldukça durağan/sabit ya da tahmin edilebilir çevresel koşulların zorladığı bir seçim olması gerektiğini belirtirler. Buna göre, “ r seçimli” bir popülasyon, iç büyüme faktörü yüksek, rekabet yeteneği çok güçlü olmayan, hızlı gelişim gösteren, çok sayıda döl veren, küçük bireyler ile karakterize edilirken, “ K seçimli” bir popülasyon bu özelliklerin tersi ile karakterize edilir (Molles, 2005). İlerde değineceğim gibi, Karbonifer'deki atmosferik oksijen artımına paralel bir

gelişim ile “*r* seçimli” balık ve amfibi faunasından (milyonlarcadan onbinlerceye yumurtaya), Karbonifer ortalarında ulaşılan maksimum atmosferik oksijen ile ortaya çıkan “*K* seçimli” sürüngen faunasına (en çok yüzlerce yumurtaya, genellikle çok daha az) geçilir. Permian sonunda atmosferik oksijenin Fanerozoynun en düşük düzeylerine indiği zaman diliminde “*K* seçimli” sürüngen faunasından memeli benzeri sürüngen faunasına ve nihayet Triyas’da embriyonik gelişmesi en az oksijen gerektiren memelilere (birkaç yavru [viviparlarda] veya yalnızca birkaç yumurta [oviparlarda]) geçilir.

Popülasyonun iç artış faktörü “*r*”, popülasyonun ulaştığı değerin “*K*” sınır değerine yakınlığını kontrol eder. İç artış faktörünü ise kontrol eden ve stokastik, yani önceden kesin belirlenmesi mümkün olmayan, karmaşık rastlantılara bağlı olaylar olarak adlandırılan değişkenler vardır. Bu olaylar popülasyon içi doğum/ölüm oranları yoluyla demografik kaynaklı (demografik rastlantılık) ya da çevrede meydana gelen değişiklikler yoluyla çevresel kaynaklı (çevresel rastlantılık) olabilir. Bu tezin ağırlığı, doğal olarak çevresel rastlantılar üzerindedir.

Popülasyonun büyüme hızını etkileyen her etken, o türün oluşturduğu popülasyonu yokoluşa sürükleyebilir. Bazen yırtıcılık ve rekabet gibi büyüme hızını etkileyen ilişkiler de buna neden olabilir (Rosenzweig, 1995).

Küçük popülasyonlar oluşturan türler, ya da bu popülasyonlara ait bireyler daha büyük bir yokolma tehdidi altındadırlar. Bu popülasyonlar çevrede meydana gelen değişiklikler, hastalık, besin kaynaklarındaki değişiklikler, düzensiz aralıklarla gerçekleşen doğal afetler ve rekabet ilişkilerinden daha büyük popülasyonlara nazaran daha güçlü olarak etkilenir. Bu çeşit popülasyonlarda meydana gelecek doğum oranı ve genetik çeşitliliğin azalması şeklindeki değişiklikler, popülasyonu yokoluşa sürükleyen önemli etkenlerdendir. Doğum oranı düşük, küçük ya da daralan popülasyonların demografik rastlantılık adı verilen ve şansa bağlı olarak gerçekleşen yokoluş sürecine maruz kalmaları çok muhtemeldir. Az ve küçük boyutlu bireylerle temsil edilen popülasyonların, allel frekanslarının rastgele olaylara bağlı olarak değişme olasılığının yüksek olması (genetik kayma) sonucu, gen havuzlarındaki allel sayısının ve genetik çeşitliliğin azalması, bu popülasyonları, yokoluşa neden olabilecek çevresel baskılara karşı hassas hale getirir. Çünkü genetik kayma, popülasyon içerisinde zamanla genetik çeşitliliği azaltarak bazı allellerin

frekansını arttırırken bazılarını azaltır ya da tamamen yok eder (Molles, 2005). Frankham ve Ralls (1998), bu tür popülasyonlarda yüksek yokoluş olaylarına katkıda bulunan bir faktör olarak aile içi bireylerin çiftleşmesini gösterir. Zaten azalmış olan genetik çeşitliliğe bir de bu akrabalar arası çiftleşme eklendiğinde, popülasyonda, verimliliğin azalması, genç bireylerde düşük hayatta kalma şansı ve kısa ömür gibi bazı olumsuzlukların yüksek oranda görüldüğü belirtilmiştir. Saccheri ve diğerlerinin (1998) yaptıkları çalışmalar akrabalar arası çiftleşmenin maksimum değerlere ulaştığı (ya da heterozigisitenin minimum değerlerde seyrettiği) popülasyonların yokolma olasılıklarının çok yüksek olduğunu ortaya koymaktadır. Yaşam ortamının tahribi veya parçalanması gibi çeşitli sebeplerden dolayı büyük popülasyonlar da yokoluş tehlikesi ile karşı karşıya kalabilir; ancak, genel olarak bu popülasyonlar, meydana gelen değişikliklere karşı daha dirençlidir.

Popülasyonun içinde barındığı ortamın tahrip olması bir diğer önemli yokoluş nedenidir. Bütün türler, belirli bir besin ve habitat bağılılığı gösterirler. Türün ihtiyaçları ne kadar dar bir kapsamda belirlenirse ve belirli bir yaşam ortamı içine ne kadar hapsolür ve burada ne derece tecrit edilirse yaşam ortamında meydana gelecek tahribatın olumsuz etkisi o kadar artacaktır (Primack, 2002). Yaşam ortamı tahribatına dayalı yokoluş tahminlerinde tür-alan ilişkisinden faydalanılır. Büyük alanlar genellikle daha çok birey barındırır, daha çok yaşam ortamına sahiptir ve daha fazla biyocoğrafi bölge içerir (Rosenzweig, 1995). Bununla birlikte, MacArthur ve Wilson'ın ada biyocoğrafyası teorisinde (1967), belirli bir alanın maksimum taşıma kapasitesine kadar bireyle dolacağı ve bu maksimum değer aşıldıktan sonra yeni yerlerin istimlâkının, yokoluş ile dengesini kurup koruyacağını belirtmiştir. Teoriye göre alan kaybı, yokoluşa neden olur ve tür zenginliğini azaltır. Yaşam ortamının ilksel alanında alt parçalara ayrılması ya da muhtelif jeolojik veya klimatolojik nedenlerle parçalanması, küçük popülasyonlarda yokoluş riskini arttırır.

Yaşam ortamı içinde meydana gelen, popülasyonu yokoluşa sürükleyen olumsuz değişiklikler, popülasyonu oluşturan türün içinde bulunduğu ekosistemdeki işlevini yerine getirememesine, besin zinciri içerisinde işgal ettiği yeri (trofik düzeyi) kaybetmesine neden olarak besin zincirini etkileyebilir. Bu durum pek tabii, türün dahil olduğu ekosistemi ve bu ekosisteme dahil diğer türler arasındaki ilişkileri de olumsuz yönde etkileyerek başka yokoluşlara yol açabilir. Yokolma riski altındaki belirli bir tür ve bunun sonucu meydana gelebilecek ikincil nitelikteki yokoluşlar ve

bunun ekosistemin işleyişi üzerine etkisi farklı ekosistemlerde farklı olacaktır. Böylelikle bir yerde yokoluşu topluluk dinamikleri üzerinde büyük etki gösterebilecek bir türün, başka bir yerde yokoluşu çok az önem taşıyabilir (Rulter ve diğ., 2005).

Organizmanın, yani bireyin ortalama büyüklüğü ile soy yokolması arasında bir ilişki olup olmadığı da tartışılan konulardandır. Büyük organizma boyutları popülasyonun yoğunluğunu düşürür. Organizmanın büyüklüğü yaşam ortamının tahammülüne bağlı olarak popülasyonun alan içindeki dağılımını etkiler. Genel olarak, küçük organizmaların popülasyonlarının daha yüksek iç artış faktörüne (r) sahip oldukları ve daha değişken popülasyonlar oluşturdukları, büyük organizmaların ise daha düşük iç artış faktörü ile daha az değişken popülasyonlar oluşturdukları kabul edilir (Molles, 2005). Büyük boyutlu, besin zincirinin üst sıralarından, yaşam ortamı tahammülü düşük ve yayılımı sınırlı türler çoğunlukla yokolmaya eğilimlidirler (McKinney, 1990).

Araştırmalar, organizmanın boyutu ve yokoluşu arasında, olumlu veya olumsuz hiçbir ilişkinin kurulamadığını örneklerle ortaya koymuştur (Blackburn and Gaston 1994). Yokoluş riskini arttıran diğer etkenlerden ayrı olarak düşünüldüğünde, organizma boyutunun tek başına bir yokoluş öngörüsünde bulunmamıza yetecek genel bir neden olarak kabul edilemeyeceği görülür (McKinney, 1990). Bu tezde varılan sonuçlardan biri de organizmanın r faktörünü öncelikle etkileyen şeyin organizmanın ait olduğu sınıf (*pisces*, *amphibia*, *reptilia* [dinozorlar ve pterozorlar hariç], *dinosauria* [kuşlar dahil] ve *mammalia*) olduğudur.

Türün doğada bulunuş şekilleri ile bağlantılı olarak doğacak yokoluş riskinden de sözedilebilir. Düşük yoğunluklu popülasyonlar oluşturan, dar yayılım gösteren, belirli bir dar alana lokalize olmuş türlerin yok olma riski yüksektir. Öte yandan, geniş yayılıma sahip türlerin de yokolduğu bir çok istisnai örnek de vardır. Geniş yayılım gösteren türler, lokal olarak yoğun popülasyonlar oluşturabilirler. Bunun nedeni, geniş alanlara yaygın olarak uyabilen türlerin, hem dar mahallerde, hem de benzer türdeki dar alanların dağılabileceği geniş bir coğrafyadaki kaynakları kullanabilmeleridir.

1.2.2 Büyük yokoluşlar: Tarihsel arkaplan, tanım ve terminoloji

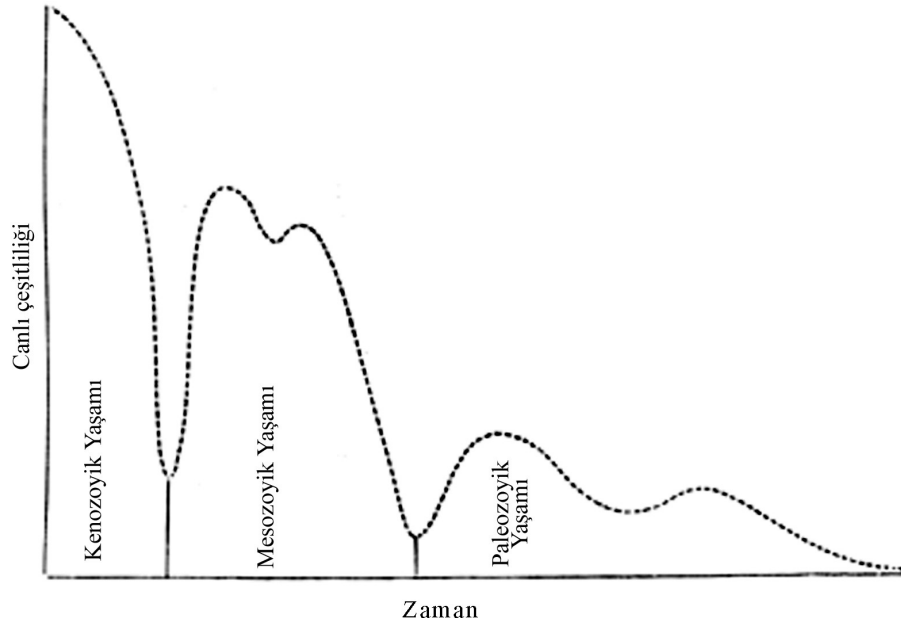
1.2.2.1 Tarihsel Arkaplan

Nesli tükenmiş türlere ait fosillerin bulunması ile tür yokoluşu üzerine düşünceler 18. yy.ın sonlarında Georges-Louis Leclerc, Comte de Buffon (1707-1788) ve 19. yy'da Jean Baptiste Pierre Antoine de Monet, Chevalier de Lamarck (1744- 1829) ve Baron Georges Léopold Chrétien Frédéric Dagobert Cuvier (1769-1832) gibi büyük doğabilimciler tarafından ifade edilmeye başlanmıştır. Buffon yokoluştan dev ammonitler, mamutlar ve mastodonlar gibi filler ve diğer bazı ilkel ve büyük, karmaşık organizma fosillerinin mevcudiyetini açıklarken bahseder. Buffon'a göre bu organizmalar dünyanın ilk soğuk noktası olarak kabul ettiği kuzeydoğu Sibirya'daki "yaradılış merkezinde" organik moleküllerden doğruca meydana gelmişlerdi. Daha sonra dünya soğumaya devam edince bu hayvanlar güneye göç etmiş ve ısı düşmeye devam edince de nesilleri tükenmişti. Buffon, her ne kadar nesil tükenmesinden bahsetmiş olsa da, bu düşüncesi kendisinin türlerin sabit ve değişmez oldukları iddiasını etkilememiştir. Fikirleri Lamarck ve Cuvier gibi iki büyük doğa bilimciyi değişik şekillerde etkilemiştir. Lamarck, Buffon'dan farklı olarak türlerin değişim geçirdiklerini düşünmekte ve soylarının tükenebildiği fikrine sıcak bakmamaktaydı. Bu konuda Buffon'un göç fikri de kendisini tatmin etmemiştir. Lamarck yok olduğu iddia edilen türlerin aslında kendi deyimiyle «transfome oldukları» yani değiştileri fikrindeydi. Lamarck'ın türlerin değiştiği fikrine şiddetle muhalefet eden Cuvier, dört ayaklılar üzerine uzun süren araştırmaları sonucu anatomik yapılarındaki farklılıklarından yola çıkarak Asya fili (*Elephas maximus*) ve Afrika filinin (*Loxodonta africana*) birbirinden farklı iki tür olduğunu göstermiş, Kuzey Avrupa'da ve Sibirya'da bulunan 'tüylü fil' mamutun bunlardan ayrı olarak soyu tükenmiş bir başka fil türü olduğu fikrini ileri sürmüştür. Cuvier, 1799 yılında Lena deltasında permafrosttan donmuş olarak çıkartılan mamut fosilinin etinin mamut leşini bulan kürk avcısı Roman Boltunof'un kızak köpekleri tarafından yenilebilecek durumda korunmuş olarak bulunmasının, hayvanın ölümü ve donmasının çok hızlı ceyeran ettiğinin göstergesi olduğunu düşünmüştür. Stratigrafik olarak mamut fosillerinin ortadan kalktığı düzeyden hemen sonra insan fosillerinin belirmesi gibi tespitleri Cuvier'yi, türlerin zaman içinde değişimlerinin yavaş olamayacağını, yokoluşların âni âfetler sonucu gerçekleşmesi gerektiğine ikna

etmiştir. Dönemin saygın jeologlarından Sir Charles Lyell da ünlü eseri *Principles of Geology* (Jeolojinin Prensipleri, II. Cilt, 1832)'de soy-tükenmesinin seçici doğası gibi yeni bir tartışma konusuna değinerek, soğuğa toleranssız bitkilerin, iklimsel soğuma zamanlarında ya da dar coğrafi alanlardaki vejetasyonun yüksek yokolma riski ile karşı karşıya olduklarından bahsetmiştir. Ancak Lyell, James Hutton'ın popülerleştirdiği (1726-1796) tekdüzecilik fikri ile yeryüzünün ani değil uzun zaman içinde, yavaş gerçekleşen süreçler sonucu şekillendiğini savunmaktaydı. Bu nedenle Cuvier'nin afet teorisine sıcak bakmamıştır. Cuvier bir türden diğerine geçişin yavaşça gerçekleştiğini gösteren bir örnek olmadığını düşünüyordu. Bilim dünyası bu tartışmalar ışığında afetli ya da afetsiz cansız çevrenin canlı yapı üzerisine olan etkisi konusunda hemfikir olarak ondokuzuncu yüzyıla başlar. Lyell'in fikirlerinden derin bir şekilde etkilenen, büyük doğa bilimci Charles Robert Darwin (1809-1882), *On the Origin of the Species* (Türlerin Kökeni Üzerine, 1859) adlı eserinde, Cuvier'e atıfta bulunarak canlıların ardışık dönemlerde afetlerle yeryüzünden silindiği fikrinin popülerliğini büyük ölçüde kaybettiğini, aksine Paul Deshayes ve Charles Lyell'in gösterdikleri gibi Tersiyer zamanı fosil kayıtlarının türlerin ve tür gruplarının aşamalı ve yavaş gerçekleşen bir süreç sonucu ortadan kalktığı şeklinde fikir belirtmiştir (Darwin, 1859, sf.317). Darwin, türlerin doğal seçim ve varolma savaşı sonucu uygun olmayanların elenmesi sonucu yokolması fikriyle Cuvier'nin afetler sonucu birbiri ile değişen fauna fikrine karşı olmuştur. Böylelikle yerbilimleri dünyası, 18. yy'ı, afetli ya da afetsiz cansız çevrenin canlı yapı üzerisine olan etkisi konusunda hemfikir olarak kapatmış; 19. yy boyunca da Lyell'in etkisi altında, yaşamda meydana gelen değişikliklerin açıklaması olarak, yavaş gerçekleşen jeolojik/klimatolojik süreçler eşliğinde, türlerin doğal seçim ve rekabet ilişkileri ile değiştikleri ve/veya yokoldukları fikirlerini tartışırken, stratigrafik kayıtlardaki dramatik faunal alt-üst oluşlara dair ekseri paleontolog tarafından öne sürülen fikirleri görmezden gelmiş, Darwin'den sonra da çoğunlukla bu tür ani değişiklikleri stratigrafik diziler içinde varsayılan büyük boşluklarla açıklamaya çalışmıştır¹. Öte yandan İngiliz jeolog John Phillips'in (1800-1874), Darwin'in kitabını yayımlamasından tam ondokuz yıl önce *Penny Cyclopædia* (1840)'da yayımladığı bir maddede, ilk olarak Paleozoyik, Mesozoyik ve Kenozoyik olarak faunal

¹ bkz. Türlerin Kökeni Üzerine; 9. Bölüm.

farklılıkları ile yaptığı ayırmadan bahsetmesi dahi pek ilgi görmemiştir² (bkz. Şekil 1.3).



Şekil 1.3. John Phillips'in, fosil verilerine dayanarak Paleozoyik, Mesozoyik ve Kenozoyik faunaları arasındaki dikkat çekici kesikliği gösterdiği grafik. (Phillips,1860; s. 66, şekil 4)

Anthony Hallam ve Paul B. Wignall, *Mass extinction and their Aftermath*, (Büyük Yokoluşlar ve Sonrası, 1997) adlı eserlerinde yerbilimleri dünyasının global yokoluşlar konusuna tekrar dönüşü olarak, Amerikalı jeolog Thomas Chrowder Chamberlin'in (1843-1928) 20.yy'ın başında yayımlanmış olan bu konuyla ilgili makalesini göstermektedir. Hallam ve Wignall, Chamberlin'in (1909) bu makalelerde esas olarak stratigrafik deneştirmelere temel oluşturan büyük faunal değişikliklerin kıta ve okyanusların epirojenik hareketlerinin kontrolü altında gerçekleştiği fikrini ortaya atmış olmalarını tartışmaları tekrar gündeme taşıyan önemli bir olay olarak değerlendirmektedirler³. Ancak, Phillips'in jeolojik zaman içindeki dramatik faunal değişiklikleri gösterdiği grafiği ile Chamberlin'in 1909 yılı

² Paleozoyik ve Kenozoyik terimleri, Türk Dil Kurumu'nun Biyoloji Terimleri Sözlüğü'nde (1998) "Paleozoik" olarak geçmektedir. Ancak ben burada Volkan Ediger'in Jeolojik Zaman Tablosunu (1992) kullanmayı tercih ediyorum.

³ Burada "kıta ve okyanusların epirojenik hareketleri"nden kastettikleri kıtaların epirojenik ve okyanusların östatik hareketleri olmalıdır.

makalesi arasında bu konuda pek çok tartışma olmuş, fikirler ileri sürülmüştür. Bu böyle olmasaydı, Darwin'e karşı, onun fosil kayıtlarındaki sıçramaları açıklayabilmek için stratigrafik serilerin tüm dünyada büyük boşluklar içermeleri gerektiği fikrine itirazlar yükselmemiş olurdu. Darwin faunal yapıdaki ani değişiklikleri jeolojik kayıtların eksikliğine bağlarken, ondört yıl sonra Eduard Suess (1831- 1914) anıtsal eseri *Das Antlitz der Erde*'nin (Yerin Çehresi) ilk bölümünde bunların gerçek olduğunu ve Darwin'in getirdiği açıklamanın yetersiz olduğunu ima etmiştir. Daha önce, 1880 yılında, Suess bir çok deniz seviyesi değişiminin bütün dünyada senkronik olarak gerçekleştiğini⁴, büyük faunal değişikliklerle bu global regresyonların ilişkili olduğunu ve bu hareketlerin okyanus tabanının ısıl büzülmenin radyal bileşeninin bir ifadesi olarak çökmesi sonucu meydana geldiğini ileri sürmüştür. Bu durum, epirojenik hareketler ve yokoluş ilişkisinin Chamberlin'den çok daha önce Suess tarafından dile getirildiğini (1880, 1888) ve Chamberlin'in rolünün 20. yy'da tartışmaları yeniden yerbilimleri gündemine sokmaktan öteye gitmemiş olduğunu göstermektedir. Dolayısıyla Hallam ve Wignall'ın Chamberlin'e verdikleri kredi Suess'ün katkısını bilmemekten kaynaklanmaktadır. Chamberlin'in ardından, gene bir ara verilmiş ve gerçek anlamda Amerikalı paleontolog Norman Newell (1909- 2005) ile birlikte modern anlamdaki büyük yokoluş çalışmaları bir süreklilik kazanmaya başlamıştır. 1950 ve 1960'lı yıllar öncelikle Permien sonu olayına odaklanmış bir dizi makalenin yayınlandığı yıllar olmuştur. Newell, Paleozoyik ve Mesozoyik Zamanları sonunda meydana gelen büyük yokoluş olaylarından ayrı olarak denizel familyalarda dramatik azalma tespit ettiği dört ayrı yokoluş daha tanımlamıştır. Böylece Kambriyen, Ordovisiyen, Permien, Triyas, Kretase sonlarında ve Devoniyen periyodunun da sonuna yakın bir zaman aralığında meydana gelmiş altı yokoluşun varlığı ortaya çıkartılmıştır (Hallam ve Wignall, 1997). Yokoluş olaylarında meydana gelen faunal alt üst oluşa dair ilk istatistiksel çalışma, J. John Sepkoski (1948-1999) tarafından 1982 yılında, Fanerozoik boyunca denizel omurgasız familyalarına ait literatürün taranması yoluyla bir veri bankası oluşturulması sonucu gerçekleştirilmiştir. Bu tarzda daha sonra başka derlemeler de yapılmıştır fakat, Sepkoski'nin derleyerek oluşturduğu veri bankası en fazla alıntılanan olmuştur. Sepkoski, bu derlemesinde literatürden ~4000 familyaya ait 30.000'den fazla denizel omurgasız cinsine ait organizmaların fosil kayıtlarında ilk

⁴ Suess, bu hareketleri 1888'de 'östatik hareketler' olarak adlandırmıştır

belirdikleri düzey ile en son göründükleri düzeyleri göstermiştir. Bu tür istatistiki çalışmalarda, denizel ortamda fosilin daha iyi korunmuş olması ve omurgalılarından çok daha fazla çeşitlilik sunmasından dolayı denizel omurgasızlar kullanılmıştır (Newman, 2001).

Sepkoski'nin familya ve cins düzeyinde yaptığı derlemeler beş büyük yokoluşun, tür düzeyindeki yokoluşun etkilediği biyosfer hacminin hesaplanmasına yardım etti. Fakat Sepkoski'nin oluşturduğu veri tabanının taksonun sadece ilk ve son görüldüğü yer dışında, örneğin nerelerde ne kadar yoğunlukta bulunduğu dair bir bilgi içermemesi çok geniş yayılıma sahip olan bir takson ile nadir görülen dar yayılıma sahip taksonların aynı kategori içinde tutulmasına neden olmuştur. Sepkoski ayrıca, fosil kayıtları ve biyoçeşitlilik üzerine çalışmış, aynı bölümden meslekdaşı David Raup ile birlikte 26 milyon yıllık bir periyotla tekrarlanan büyük yokoluşlar hipotezini ortaya atmıştır (Raup ve Sepkoski, 1984). Ancak Nemesis adı verilen tamamen hipotetik bir yıldızın dünya üzerindeki farazî etkilerine de bağlanmak istenen bu varsayım kabul görmemiştir. Sepkoski, fosil kayıtlarından derlediği verilere dayanarak, Fanerozoik boyunca gerçekleşmiş en az 27 küçük ve büyük yokoluş tespit etmiştir (Sepkoski, 1986). Fosiller genç kayaçlarda daha bol ve iyi korunmuş oldukları için⁵, buralarda daha çeşitli olmakta ve daha bol bulunmaktadır. Benton (1989), özellikle dört ayaklılara ait kayıtların eksikliğinden dolayı oluşan problemi giderebilmek için basit bir eksiksizlik ölçütü (SCM) kullanmayı önermiştir. Bu, bugün bilinen familya sayısı ile bugüne kadar olması gereken familya sayısının karşılaştırılmasıyla elde edilmektedir. Benton, bu şekilde karasal dört ayaklı kayıtlarını kullanarak dört büyük yokoluş ile iki tane Kenozoik'de gerçekleşmiş küçük yokoluşun varlığını tespit etmiştir.

1.2.2.2 Tanım

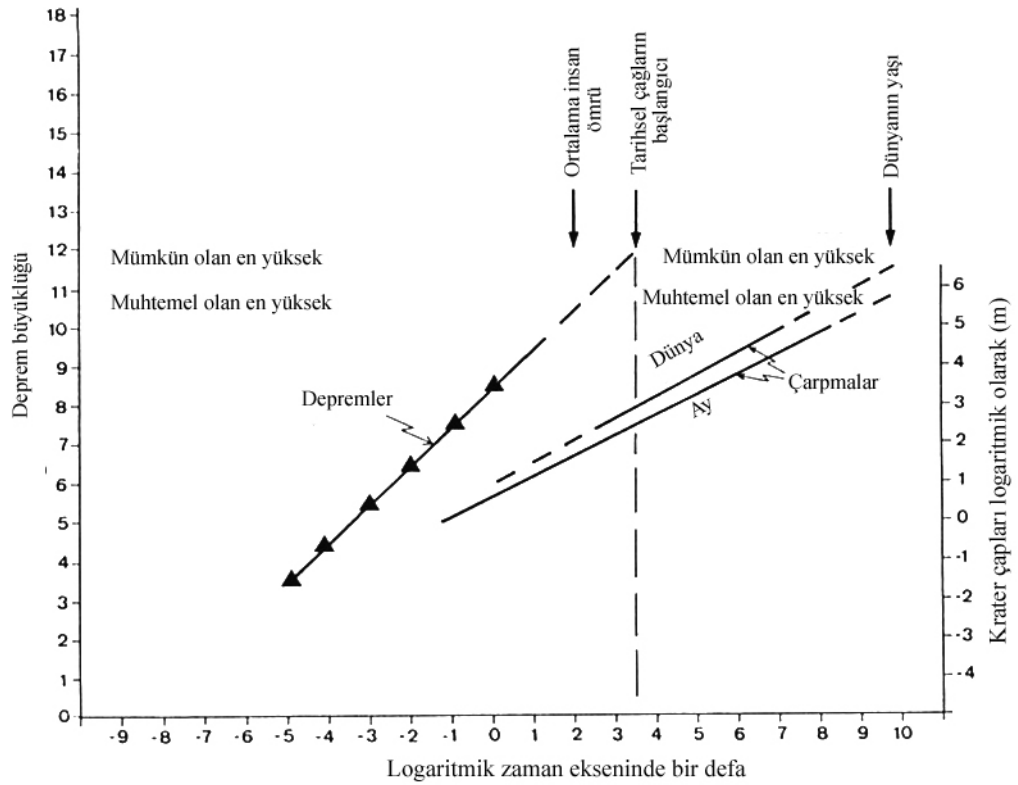
Yokoluşlarla ifade edilen, fauna ve floradaki ani ve kapsamlı değişiklikler çeşitli şekillerde tanımlanmıştır. Bunlar arasında John Sepkoski (1986, s. 278), tarafından yapılan büyük yokoluş tanımı en çok tercih edilendir. Sepkoski, büyük yokoluşu

⁵ Genç kayaçlar aynı sürede oluşmuş daha yaşlı kayaçlardan daha iyi korunmuş oldukları için fosil içerikleri daha fazladır. Buna ayrıca yokoluş etkilerini düşünmezsek ta John Phillips zamanından beri bilinen zaman içinde biyo çeşitliliğin artmış olmasını da eklersek, genç kayaçlardan yaşlılara nazaran niçin daha çok fosil derlenmiş olduğunu anlayabiliriz

‘coğrafi olarak yaygın, birden fazla yüksek taksonda, jeolojik olarak kısa kabul edilebilecek bir zaman aralığı içerisinde, yokoluş miktarının (soy tükenmesinin) takson-içi çeşitlilikte en azından geçici bir azalmaya yol açacak oranda önemli bir artış gösterdiği bir olay’ olarak tanımlamıştır. Tanımda bir yokoluş olayını, büyük kitlesel yokoluşlar sınıfına sokacak üç hususa dikkat çekilmektedir: jeolojik olarak kısa süreler içerisinde, geniş coğrafi dağılıma sahip yüksek taksonlarda, soy tükenme oranında görülecek önemli artışlar. Ancak kesin olarak ne kadarlık bir zaman aralığının ‘*jeolojik olarak yeterli kısalıkta*’ olacağı ya da yokoluş miktarındaki artışın hangi düzeyden sonra ‘*önemli bir artış*’ olarak nitelendirilebileceği, sınırları üzerine kesin bir mütabakata varılmış konular değildir.

Yokoluş olaylarının etkili olduğu süre, yokoluşun aşağıda tanımlayacağım hem büyüklüğü, hem de şiddeti ve hem de yokoluşa neden olan olay ya da olayların niteliği hakkında bize fikir vermektedir. Geçmişte, kullanılan zaman diliminin kısalığı ve uzunluğu ya da hakkında düşünülen olayın büyüklüğü ve küçüklüğü üzerine yargılarımızı, kişinin yaşam süresi içinde tanık olduğu olayların sıklığı ve çeşitliliği ile içinde yaşadığımız dönemin ölçme-değerlendirme kriterleri etkilemiştir. Bu jeolojik zamanın sayısal olarak ölçülemediği zamanlarda oldukça anlaşılır bir durumu sergiler. Suess, doğal olayları kavrayışımız ve uzun-kısa zaman anlayışımız üzerine *Das Antlitz der Erde*’nin birinci cildinde (1904, I. bölüm, sf.17) şöyle bir değerlendirme yapmıştır: “Sıklıkla dağların yüksekliğini ayakla ölçer, uzun ya da kısa zaman periyodlarını ortalama bir insan ömrünün uzunluğunu, yani fiziksel varlığımızın zayıf ve naif yapısını temel alarak ayırt eder ve bu davranış şekli ile “şiddetli” ya da “daha az şiddetli” terimlerine standart olarak farkında olmadan kendi kişisel deneyimlerimizi alırız. Böylece, olaylar üzerindeki yargılarımız bizim fiziksel yapımız tarafından biçimlendirilir ve gezegenin insan tarafından belki, ama insana göre ölçülmesinin mümkün olmayacağını hep unuturuz.”. İnsanın yaşadığı süre içinde kısa ya da uzun olarak değerlendirdiği süreç ya da olayların ima ettikleri uzunluk/kısalık kavramları ile jeolojik olayların kısalık ve uzunluk kavramları birbirinden çok farklıdır. Bu, jeolojik olarak kapsamlı değişikliklerin gerçekleştiği olaylar için telâffuz edilen kısa zaman aralıklarının, bir insanın yaşadığı süre içerisinde gözlemleyemeyeceği kadar çok uzun süreleri kapsadığı anlamına gelmektedir. Hsü (1989), dev meteor çarpması gibi âfet (katastrof) etkisi yaratacak nadir olayların, nadir olmalarının nedeninin, açığa çıkardıkları olağanüstü

düzeylerdeki enerji olduğunu belirtmektedir. Çünkü, jeolojik kayıtlarda global bir olay olarak yorumlanacak izlerin, ancak açığa çıkardıkları yüksek enerji nedeniyle geniş alanlarda kaydedilmesi mümkün olabilmiştir. Örneğin Kretase-Tersiyer sınırında gerçekleşen çarpmanın varlığı, global olarak tespit edilen jeokimyasal anomaliler vasıtası ile ortaya konmaktadır. Sınırdaki kil tabakasında yapılan jeokimyasal analizler hem dünya dışı hem de dünyaya ait nadir elementlerin zenginleştiği göstermektedir (Hsü, 1983). Hsü (1989), bazı nadir olayları ve olası tekrarlanma aralıklarını insan ömrü ile karşılaştırdığında, en yüksek enerjili depremlerin bir insan ömrü içerisinde bir defa ya da yazılı tarih içerisinde (son beşbin yıl) birkaç defa gerçekleşebileceğine, ancak en yüksek enerjili bir çarpma olayının ise son bir milyar yıl içerisinde ancak bir kaç defa gerçekleşebileceğini belirtmektedir (bkz. Şekil 1.4).



Şekil 1.4. Doğal olayların meydana gelme sıklığı ile olayların şiddeti arasındaki ilişkiyi gösteren grafik. (Hsü, 1989, şekil 1)

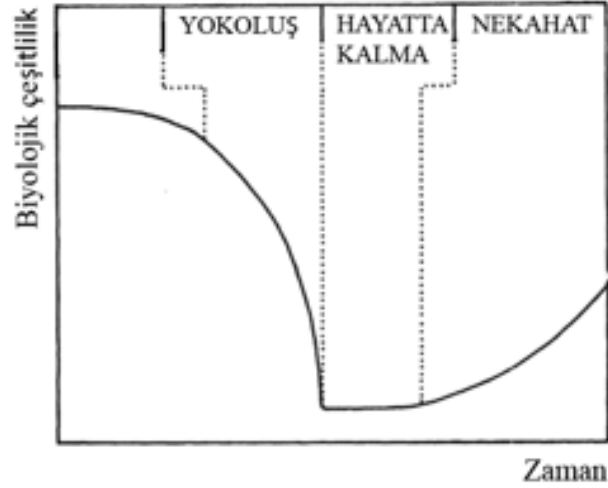
Büyük yokoluşlar için ortaya atılan jeolojik olarak kısa süreler 1000 yıllardan, 100 bin yıllara ya da bir kaç milyonyıla değişen süreler arasında olmaktadır.

Kemp'in (1999), yokoluş olayları sonucu çeşitliliği en hızlı etkilenen taksonomik düzeyin tür olduğunu belirttiğine daha önce değinmiştik. Daha yüksek olan taksonların çeşitliliğinde nispeten daha yavaş bir değişim görülmektedir. Aynı ilişki çok daha önce Alphonse de Candolle (1855) tarafından farkedilmiştir⁶. Bugün doğada, soy tükenmesinde normal kabul edebileceğimiz sürekli bir çizginin («background extinction trend») varlığı kabul edilmektedir. Bu şekilde seyreden bir çizginin üzerindeki her artış, çeşitliliği etkileyen, normal olmayan gelişmeler olarak kabul edilebileceği için, Sepkoski'nin tanımında bahsi geçen “önemli artış” değerlendirmesine temel oluşturmaktadır. Fosil kayıtları yaşam tarihi boyunca, büyük yokoluş dönemlerindeki sapmalar dışında, soy tükenmesi olaylarının daha düşük düzeylerde ve sürekli olarak ifade edebileceğimiz bir tempoda gerçekleşmeye devam ettiği, «arkaplan yokoluşu» olarak tanımlanan bir trendin varlığını ortaya koymaktadır. Fosil kayıtlarına göre yeryüzünün arkaplan yokoluş oranı Raup ve Sepkoski tarafından (1982) her milyon yıl için ~2-5 taksonomik familya olarak hesaplanmıştır.

1.2.2.3 Terminoloji

Büyük yokoluş çalışmaları, bu çalışma alanı içerisinde bir çok terim ve analiz yönteminin keşfedilmesine yol açmıştır. Burada bunlardan bu tezin konusu açısından önemli bazılarına genel olarak değinilecektir. Tipik bir yokoluş olayında üç farklı evre ayırt edilmektedir (Hallam ve Wignall, 1997, bkz. Şekil 1.5). Bunlar, soy tükenme olayları sonucu çeşitliliğin hızla düştüğü ilk evre, “Yokoluş Evresi”, minimal tür çeşitliliği ile temsil edilen ikinci evre, “Hayatta Kalanların Evresi” ve son olarak da artık olayın etkilerinin giderildiği ekosistemlerin kendilerine geldiği faz ya da “Nekahat Evresi”.

⁶ «İrklar, türler, cinsler, aileler sınırsız bir yaşam süresine sahiptirler, yani kendi içlerinde herhangi bir zamanda sonlanmalarını gerektirecek bir neden taşımazlar. Bunlar dış herhangi bir etki altında yok olana kadar sürerler. Bu etkiler, ırklar için sık sık, türler için daha az sıklıkta, hattâ nadiren, cinsler ve bilhassa aileler için çok nadiren yavaş veya hızlı olarak cereyan ederler.» Alphonse de Candolle, 1855, *Géographie Botanique Raisonnée* (Bd. II, s. 1125)



Şekil 1.5. Tipik bir büyük yokoluşta ya da büyük bir ekolojik krizde gözlemlenen üç evre (Hallam ve Wignall, 1997, şekil 1.6, s. 13).

Soy tükenmeleri daha düşük düzeyde ikinci evrede de devam edebilir. Yokoluşun ilk evresinde yokolmaktan kurtulabilmiş ve geçici olarak daha uzun süre hayatta kalmayı başarmış bu şekildeki taksonlar «Kalıntı Taksonlar» olarak adlandırılmıştır (Hallam ve Wignall, 1997). Öte yandan yokoluşun şiddetinin yüksek olduğu ilk dönem ve sonraki evre boyunca boşalan nişleri dolduracak yeni taksonlar belirir ve Nekahat dönemi boyunca hızla yayılır. İyileşme döneminde yayılacak olan flora ya da fauna için bir nevi tohum görevi gören bu taksonlara «Ata Taksonlar» adı verilir (Hallam ve Wignall, 1997). Kauffman ve Harries (1996), kendine gelme döneminde ortaya çıkan “yeni” taksonların aslında, yokoluş döneminin küçük, nispeten nadir Ata Taksonları olduğunu belirtmektedir. İkinci evrede, gerçekleşen çevresel ya da ekosistem tahribatının teşvik ettiği, «Felaket Taksonları» ile fırsatçıların bir nevi istilası görülür (Hallam ve Wignall, 1997). Fosil kayıtlarının ortaya koyduğu bir başka olay da bazı taksonların ilk fazda yokolmuş izlenimini verip, bir kaç milyon yıl sonra tekrardan ortaya çıkmasıdır. Kutsal Kitap’ta, İsa’nın Lazarus’u diriltmesi öyküsüne benzerliğine atıfta bulunularak bu tür taksonlar Sepkoski (1986) tarafından «Lazarus Taksonlar» olarak adlandırılmıştır. Wignall ve Benton (1999), fosil kayıtlarında görülen Lazarus etkisine açıklama olarak 3 alternatifi tartışmışlardır.

Bunlar bir taksonun meydana gelen ekolojik kriz nedeniyle elverişsiz hale gelen bir yerden daha uygun koşullardaki başka bir yere göçü, fosil kayıtlarının yetersizliği ve son olarak organizmanın oluşturduğu popülasyonun ekolojik baskı nedeniyle küçülmesi ve bu nedenle fosil olarak korunma şansının azalması.

Tipik bir yokoluşun gerçekleşme evrelerinin yanısıra yokoluşların meydana geliş mekanizmaları arasında belirli bir birliktelik olup olmadığı da bir diğer merak konusu olmuştur. Kauffman (1986, 1988), âfetsel (katastrofik), basamaklı ve dereceli büyük yokoluşlar olmak üzere üç farklı mekanizma tanımlamıştır. Âfetsel yokoluş mekanizması ile olağandışı bir nedenle (yeryüzüne bir komet ya da asteroidin çarpması gibi), ekolojik ve genetik olarak çeşitlilik gösteren taksonları etkileyen, günler ya da yıllarla telafuz edilebilecek süreler içerisinde meydana gelmiş tek bir yokoluş olayı tarif edilir (Kauffman, 1988). Basamaklı yokoluş mekanizması ile kısa dönemli basamaklardan (100 bin yıl ya daha az) katastrofik basamaklara doğru ilerleyen, ve her basamakta global biyotanın ekolojik olarak birbirleriyle ilişkili önemli bir kısmını eleyen (önce dar alanlarda dağılım gösteren, yani stenotopik türleri, sonra geniş alanlara yayılmış bulunan, yani eurytopik türleri) bir yokoluş tarif edilir (Kauffman, 1988). Dereceli yokoluş mekanizması ile arkaplan yokoluş değerlerinin, artan çevresel baskıyla orantılı olarak yükselmesi tarif edilir. Bu modelde, yokoluşun etkilediği organizma grupları en hassas olanlardan (tropik, sığ denizel ve stenotopik gruplar), adaptasyon yeteneği daha yüksek olan gruplara (eurytopik, ılıman, derin denizel gruplar) doğru ilerler (Kauffman, 1988).

Bu noktada, tartışmanın bundan sonraki seyrine açıklık getirmek amacıyla, iki yeni kavram teklifi yararlı olacaktır, zira bugüne kadar yapılan «önemli yokoluş» tanımları yukarıda Sepkoski örneğinde değindiğim gibi muğlak, bu konudaki tartışmalar açıklıktan uzaktır:

İlk kez bu tezde deprem sismolojisinden esinlenilerek teklif edilen tanımlara göre:

- 1) Bir yokoluşun *büyüklüğü* (=magnitude), yokoluşun etkilediği *biyosfer hacmini* belirtir.
- 2) Bir yokoluşun *şiddeti* (=intensity), yokoluşun *süresini* belirtir.

Önemli yokoluşlar büyüklüğü ve şiddeti fazla olan (büyük bir biyosfer hacmini kısa sürede etkileyen) yokoluşlardır. Büyük şiddette küçük yokoluşlar genellikle münferit nişlerin kaybolmasına bağlıdır. Fazla büyüklükte fakat küçük şiddetteki yokoluşlar genel küresel ortamın yavaş değişmesine bağlı, âdeta «Lyellvârî» (Şengör, 2004) yokoluşlardır. Biyosferin gerçek kriz anları büyük şiddette ve aşırı büyüklükte yokoluşlardır («Cuviervârî» yokoluşlar). Biyosferin kriz anlarıyla diğer üç cansız kürenin kriz anları arasında belirli ilişkiler vardır. Hidrosfer ve atmosfer, tüm yer tarihi süresince belirli, yeri ve zamanı iyi tanımlamış krizler atlatmışlardır. Buna karşılık çok büyük meteor çarpmaları dışında (yalnızca Hadeen’de ve belki Erken Arkeen’de) litosferde kriz dönemi olarak tanımlanabilecek dönemler yoktur. Ancak gerek atmosferin, gerekse de hidrosferin krizleri litosferin hareketleri sonucu tetiklenebilirler (burada yavaş litosfer hareketlerinin atmosfer ve litosferde bazı eşik değerlerin aşılmasına yardımcı olmaları kastedilmektedir) ve bu olayların kayıtları litosfer tarafından büyük çoğunlukla çökel kayalar içinde tutulur. Dolayısıyla, yokoluşun şiddeti, denebilir ki yokoluştan etkilenen biyosfer hacmiyle doğru, süresi ile ters orantılıdır.

2. PERMO-TRİYAS SINIRINDA DÜNYA

2.1 Coğrafya

Permiyen, kıta kabuğunun bir-iki küçük istisna dışında tek bir «süperkıta» halinde toplanmış olduğu bir devirdir. Pangea (Yun. ‘Πανγαια’ dan türetilmiştir ve ‘bütün yer’ anlamına gelir) adı verilen bu süperkıta; güneyde Güney Amerika, Afrika, Sri Lanka (Seylân) ile birlikte Hindistan, Madagaskar, Seychelles adaları, Tasmanya ile birlikte Avustralya, Tasman Denizi içerisindeki Lord Howe Yükselimi, Yeni Zelanda ve Antartika’yı içeren Gondwana Kıtası (Suess, 1885, s.768) ile kuzeyde Kuzey Amerika, Grönland, Avrupa ve Asya’nın Verkhoyansk sıradağlarına kadar olan kuzeyi’ni kapsayan Lavrasya (Staub, 1928) kıtalarının biraraya gelmesi ile oluşmuştur. Gondwana Kıtası ~600 milyon yıl önce oluşmuştur. İsmi Hindistan’da 18. yy’a kadar yaşayan “Gond”lardan alan bu kıta, Eduard Suess tarafından *Das Antlitz der Erde* adlı eserinde “Gondwana-Land” (c.1, 2. kısım, 1885, s. 768) olarak adlandırılmıştır (Şengör, 1983). Kıtanın oluşumunun tamamlanması yaklaşık olarak 550 My ile 500 My önce Pan Afrikan orojenik hareketlerinin son bulmasıyla gerçekleşmiştir. Pangea oluşumuna tek bir kıta olarak katılan Gondwana Kıtasının aksine Lavrasya Kıtası’nın oluşması ve Gondwana Kıtası ile temas gelerek birleşmeye başlaması Orta-Karbonifer’de gerçekleşmiştir. Pangea süperkıtasının etrafını çevreleyen okyanusa Panthalassa (Yun. ‘bütün denizler’) adı verilmiştir. Pangea (Yun. ‘bütün yer’) oluşurken, Gondwana Kıtası ve Laurussia’nın (Laurentia+Eski Kırmızılar Kıtası+Rus Platformu: Stille, 1940), Appalaşid-Hersinid çarpışma zonları boyunca, batıda biraraya gelmeleri⁷ ve Uralların ve Altaidlerin çarpışma sonucu oluşmalarıyla (Şengör ve Natal’in, 1996), doğuda geniş bir okyanusal alan, doğuya açılan üçgen şekilli büyük bir körfez olarak kalmıştır. Süperkıtanın oluşumu sırasında Teik ve Pleonik okyanusların (McKerrow ve Ziegler, 1972) kapanması sonucu ortaya çıkan bu büyük körfezin kapladığı alana Tetis alanı

(«Tethyan domain»: Şengör, 1984) adı verilmiştir (Tetis, Yunan mitolojisinde okyanus tanrısı Okeanos'un hem kız kardeşi hem de eşi olan tanrıçanın adıdır). Tetis, ilk olarak Eduard Suess'ün, 1893 yılında *Natural Science* dergisinde “*Are great ocean depths permanent?*” adlı makalesinde kullanılmıştır. 1979 yılında Tetis alanı içerisinde iki okyanus olduğu anlaşılmıştır (Şengör, 1979, 1984). Paleo-Tetis'in doğusunda Pangea'ya dahil olmadıkları düşünülen en az beş küçük kıta parçası vardı. Bu kıtacıkların Permien sonunda birbirleri ile temasa gelerek Paleo-Tetis'in doğusunda, Gondwana Kıtası ve Lavrasya arasında bir yer köprüsü oluşturmuş olmaları kuvvetle muhtemeldir.

Bu köprünün varlığı bu tezde rapor edilen çalışma yapılana kadar farkedilmemiştir. Halbuki, kuzeyde Tuva-Mongol kıtasının güney kanadı geç Permien'de güneybatıya doğru uzanan dev bir yarımada biçimindeydi. Bu yarımadanın güneyindeki Solonker kenedinin geç Permien'de kapanarak Mançuridleri, dolayısıyla tüm Kuzey Çin Bloku'nu Lavrasya'ya ilişirmiştir (bkz. Şengör ve Natal'in, 1996). Kuzey Çin Bloku'nun, Güney Çin Bloku'yla çarpışmasını tartışmadan önce, Güney Çin Bloku'nun tek bir parçadan oluşan tektonik bir birlik olmadığı vurgulanmalıdır. Şengör ve diğerleri (1988) Güney Çin'in Shaoxing-Pingxiang ve Tianyang kenetleri boyunca birbirinden ayrılan ve Yangtze Platformu ve Huanan Bloku adı verilen iki kısımdan oluşur. Bu iki kısım geç Permien'de bir araya gelerek buradaki orojenez Triyas'ta bitmiştir. Bu kenetler boyunca Permien'den daha genç denizel çökeller yalnızca en güney kesimdeki flişlerden ibarettir. Hsü ve diğerleri (1990) Huanan Bloku'nun da aslında iki parçadan oluşmuş olabileceği tezini geliştirmişlerdir. Bu tezde geliştirilen argüman için önemli olmayan bu iddia doğru ise, tezimi yalnızca daha da güçlendirmiş olacaktır. Güneyde Huanan Bloku Permien sonunda Annamia ile çarpışmıştır. Burada da aynen Çin'deki gibi çarpışma orta Triyas'a kadar sürmüştür (Şengör ve Hsü, 1984). Annamia ve Sibumasu blokları ise gene en geç Permien içerisinde çarpışmışlardır. Burada fliş çökelimi erken Triyas içerisinde de sürmüş, ancak Orta Triyas'tan itibaren tüm denizel çökelme kesilmiştir.

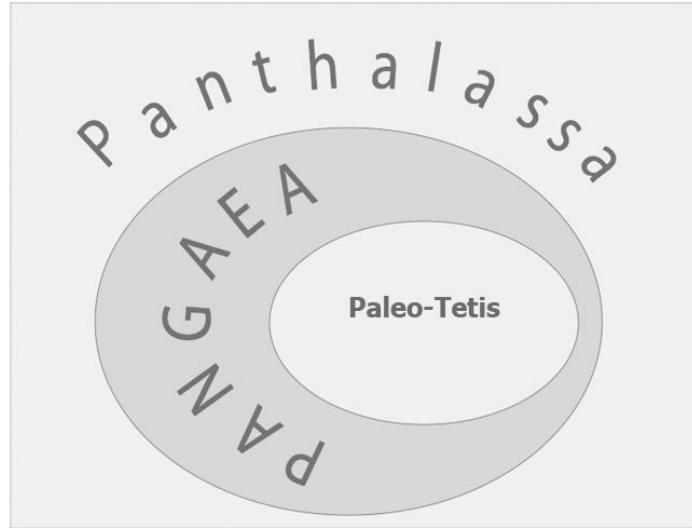
⁷ Appalaşid'ler, Appalaşlar-Ouachita, Marathon-Glass Mountains ve Meksika'daki Huasteca orojenik alanlarının tamamına verilen isimdir (kısmen Stille, 1940'dan).

Sibumasu ile temas yerköprüsünü tamamlamaktadır (Görür ve Şengör, 1992, şekil 5). Paleo-Tetis'i Pantalasaa'ya bağlayan tek açık kapı batı Tayland'da Chiang Mai-Ciang-
Dao-Pai hattı boyunca Triyas'ta da süren derin deniz şartları tarafından oluşturulmaktadır. Ancak bu daracık boğaz Tetis içi sirkülasyonu etkileyebilecek genişlikte değildi. Ayrıca Malezya'daki Semengol flişleriyle olan ilişki açık değildir.

Bu durumda Paleo-Tetis tamamen izole olmuş dev bir iç okyanus halini almış olabilir. Birbirleri ile derin su alışverişi yapamayan, tamamen izole okyanusların bulunduğu coğrafya şartlarının *Ptolemaik Dünya* terimi ile betimlenmesi önerilmektedir (Şengör and Güven, 2007 ve bkz. Şekil 2.1 ve 2.2). Paleo-Tetis kıyıları tektonik olarak deforme olduğu için Paleo-Tetis okyanusunun kesin pozisyonu bilinmemekle birlikte 40° kuzey ve güney enlemleri arasında olduğu varsayılmaktadır (Ziegler ve diğ., 2003).



Şekil 2.1. Ptolemaios'un dünya haritası (Ptolemaeus, 1482).



Şekil 2.2. Ptolemaik Permo-Triyas Dünyası basitleştirilmiş model.

Gondwana Kıtasının oluşması, yukarıda değindiğim gibi, Pan-Afrikan (Kennedy, 1964)-Brasiliano çarpışma orojenezlerinin (Güney Amerika’da tespit edilen çarpışma kuşakları önce Pan-Afrikan’dan ayrı olarak hatta daha genç olarak düşünülmüştür) eseridir. Çalışmalar Pan-Afrikan ya da Brasiliano olarak kabul ettiğimiz tektonik faaliyetin yaklaşık olarak 1000 My’dan 500 My’a kadar neredeyse bütün Neoproterozoyiği ve Erken Kambriyen’i kapsadığını göstermektedir. Pan-Afrikan orojenik olayları Gondwana Kıtası içindeki kıta çekirdeklerini bir araya getirmek üzere geniş alanlarda gerçekleşmiştir.

Erken ve Orta Karbonifer boyunca, Laurussia ve Gondwana Kıtası, Pangea süperkıtasını oluşturmak üzere birleşmeye başlamıştır ve bunun sonucu Merkezi Avrupa’daki Varisk (Hersiniyen) orojenik kuşağı (Devon-Permiyen) ile Appalaş’lar şekillenmiştir (Matte, 1991, 2002; Stampfli ve diğ., 2002; McKerrow ve diğ., 2000). Geç Permiyen’de, Paleo-Tetis’in güney kıyısından riftleşme ile Gondwana Kıtasından bağıl olarak kuzeye doğru hareket ederek ayrılmaya başlayan Kimmer Kıtası, Paleo-Tetis’i kapatırken, arkasında Neo-Tetis okyanusunu açmıştır (Şengör, 1979, 1984). Paleo-Tetis’in tamamen kapanması Jura’da gerçekleşmiştir. Kimmer Kıtası’nın parçaları bugün Doğu Pontidler (Türkiye), İran’ın Zagros Dağları’nın dışında kalan kısmı, Paropamisus’un (Bend-i Türkistan) güneyinde kalan Afganistan, Orta Pamirler, Batı Qang-Tang ve Lhasa Bloku (Tibet), Sibumasu (Tayland’ın batısı, Malaya yarımadasının batısı, Sumatra’nın batısı), Mount Victoria Land blokları

(Birmanya) gibi kıtasal blokları oluşturur. Ancak bu blokların Kimmer Kıtasının tüm evrimi süresince hep tek bir kıta halinde bulunup bulunmadıkları konusu kesinlik kazanmamıştır. Şengör (1990), Banggong Nu Jiang okyanusunun, Waşer ve Seistan okyanusları üzerinden Neo-Tetis'in Umman kesimi ile bağlı olması gerektiğini ileri sürmüştür. Bu bağlantı, bu tezde ileri sürülen gelişme modeli açısından önemlidir.

Geç Permiyen'de Pangea üzerinde gelişen rift oluşumları sayesinde Panthalassa ile Paleo-Tetis arasında Grönland üzerinden sığ denizel, Tayland üzerinden ise çok dar bir geçişle bu dönemde varolan tek derin denizel ilişki kurulmuştur. Grönland üzerinden kurulan ilişki, geç Karbonifer- Permiyen boyunca oluşan Norveç-Grönland Riftinin açılması ile kuzey-batı ve merkezi Avrupa içlerine ilerleyen Arktik suların, Polonya-Dobruca Rifti boyunca Paleo-Tetisle geçici bir bağlantı oluşturması sonucu gerçekleşir. Gondwana buzullarının kaybolması ile yükselen deniz seviyelerinin de etkisini güçlendirdiği Norveç-Grönland riftleşmesiyle Arktik suları güneye doğru ilerleme imkanı bulmuştur. Kunguriyen – Ufimiyen geçişi sırasında Norveç-Grönland Rifti ile Avrupa'nın kuzey ve güney Permiyen havzaları arasındaki bariyerlerin yıkılması ile Arktik sular buraları katastrofik bir şekilde doldurarak büyük Zechstein iç denizini oluştururlar (Ziegler, 1988, ss.38-42). Ziegler (1988), Peryt ve Peryt (1977)'nin fosil verileriyle, Zechstein denizi ile Paleo-Tetis arasında Polonya-Dobruca Rifti üzerinden Ufimiyen boyunca geçici bir ilişkinin gerçekleştiğini belirtmektedir. Bu tezde çözülmesi gereken en zor sorun, Paleo-Tetis ile Grönland-Norveç riftlerinin geç Permiyen'deki deniz suyu alış-verişini isbat etmek olmuştur. Dobruca'daki veri eksikliği ve Dobruca ile güneydoğu Polonya'daki Kutsal Haç Dağları (Góry Świętokrzyskie) arasındaki ilişkinin Karpatların napları altında gömülü olması kesin bir isbata imkan vermemiştir. Ancak aşağıdaki gözlemler, Paleo-Tetis ile Alman Zechstein Havzasının geç Permiyen'de temas halinde olduklarını göstermektedir. Herşeyden önce, Ziegler (1988), Peryt ve Peryt'in (1977) verilerini kullanarak, Ufimiyen'de (en geç erken Permiyen) Paleo-Tetis ile Alman Zechstein havzası arasında bir bağlantıdan, aradaki zaman tutarsızlığı hakkında bir yorum yapmadan bahsetmiştir. Eldeki tüm veriler Polonya Rifti boyunca Zechstein denizel çökellerinin ta Karpat napları altında kaybolana kadar devam ettiklerini göstermiştir (Pozaryski ve Brochwicz-Lewinski (1978). Buradaki Üst Permiyen dört gayriresmi diziye ayrılmıştır. Bunların Z₁'den Z₄'e kadar numaralanmış ve Werta (Z₁), Strasfurt (Z₂), Leine (Z₃) ve Aller (Z₄) serileri

adını almışlardır. Bunlardan Leine dizisi içinde bulunan koyu gri renkli, bitüm kokulu kireçtaşları ve bunları üzerleyen gri renkli killi miltaşları seri içerisindeki yegâne anoksik istif temsil etmektedirler (Pawlowska, 1970, s. 560). Leine (Z₃) dizisi içinde Wuchipingiyen yaşlı (260,4±0,7 My – 253,8±0,7 My) brakiyopod *Strophalosia* ile geç Permien yaşlı (299±0,8 My – 252,6±0,2 My: sınır yaşı Ovtcharova ve diğ., 2006'ya göre) brakiyopod *Horridona horrida* tespit edilmiştir (Pawlowska, 1970, s. 549).

Karpatların güneyinde, Kuzey Dobruca'da, yalnızca Carapelit flişinin üst üyeleri içerisinde Permien yaşlı kayaçlar olma ihtimali vardır (İanovici ve diğ., 1961, s. 11-12). Ancak burada fosil yokluğu kesin bir stratigrafik yaşlandırma yapılmasına imkân vermemektedir. Fakat Romen jeologların Carapelit'i Culm fasiyesiyle karşılaştırmaları doğru değildir, zira ona en yakın benzer fasiyesler Kutsal Haç Dağlarında Permien yaşındadır. Bu gözlemler bize Paleo-Tetis ile Grönland/Norveç riftlerinin geç Permien'de denizel bir temas içinde olduklarını ve bu teması sağlayan denizin zaman zaman anoksik şartları olduğunu göstermektedir.

Paleo-Tetis'in güney kesimindeki diğer bir riftleşme sistemi de yukarıda bahsettiğim üzere Neo-Tetis'dir. Geç Permien'de yeni açılmaya başlayan Neo-tetis'in bu dönemde Paleo-Tetis'le derin denizel bağlantısı sadece Uman- Seistan ve Waşer okyanusları ve Pamirler üzerinden kurulmuş olduğu düşünülmektedir (Şengör, 1990).

Özetle, Orta Karbonifer'de oluşmaya başlayan Pangea süperkıtası, Gondwana Kıtası'nın batısında ve Lavrasya Kıtası'nın çevresinde çarpışma ile gelişen orojenez olayları sonucu oluşmuştur ve bu çarpışmalarla Kuzey Amerika'nın doğu kenarı ile Afrika Kıtası'nın kuzeybatısında bulunan Appalaş ve Moritenid dağ kuşakları; Kuzey Amerika ile Güney Amerika arasında Ouachita ve Marathon dağ kuşakları ve Rusya ile Doğu Sibirya Platformu arasında Altaid ve Ural dağ kuşakları şekillenmiştir. Süper kıta, bütün olarak kaldığı sürenin büyük bir kısmında büyük dalma-batma sistemleri ile çevrilidir.

Süper kıta oluşumu sırasında biraraya gelen kıtalar ile orojenez kuşakları boyunca yükselme hareketine harcanan kıtasal hacim, okyanusal alanı genişletirken, yoğun regresyon sığ şelf alanlarının azalmasına neden olur. Permien'in geçmiş 600 milyon

yılın, sıg denizel çökelme alanlarının en az indirgendiği dönemini temsil ettiği düşünülmektedir. Sıg denizler Pangea'nın parçası olmayan kıtalarla ve büyük ölçüde Paleo-Tetis'in güney kıta sahanlıklarıyla (özellikle Güney Çin üzerinde) sınırlıydı.

Permien sonunda dünyada olan önemli olaylardan bir tanesi de Perm-Triyas sınırında meydana gelen Sibiry (Tunguska) plato bazalt püskürmeleridir. Yaklaşık A.B.D'nin bugün kapladığı alan kadar bir alanı kaplayan bu plato bazaltlarının püskürme süreleri tartışmalıdır. En yeni izotopik verilere göre en çok bir milyon yıl içerisinde oluştuğu iddia edilen bu bazalt katmanları arasında bulunan ammonoid zonlarının daha uzun bir süreyi işaret ettikleri belirtilmektedir (Arnaud Brayard, sözlü görüşme 11 Temmuz 2007).

2.2 Permien ve Erken Triyas Stratigrafisi

2.2.1 Permien kavramının ve teriminin tarihçesi

Paleozoyik'in en üst ve dolayısıyla en genç sistemi olan Permien Sistemi en son izotopik yaş kalibrasyonuna göre 299 my (Wardlaw ve diğ., 2004) ile 252 my (Ovtcharova ve diğ., 2006)⁸ arasında oluşmuş kayalar ve bunların fosil içeriklerini kapsar Permo-Triyas, karaların Pangea kıtası altında birleşerek en büyük genişliğe ulaştığı bir devirdir ve bu devir bu dev kıtanın iç kısımlarına tesadüf eden bir çok ülkede ve bu arada Avrupa'da Alplerin kuzeyinde ve batısında genellikle kırmızı renkli olan büyük bir kıtasal çökel örtüsünün gelişmesi ile temsil edilir (Sherlock, 1948). Bu örtü, önce kayalarının egemen karakterinden ötürü *New Red Sandstone* (Yeni Kırmızı Kumtaşı) olarak adlandırılmıştır ve jeolojik sistemler içerisindeki yeri, Karbonifer'den önce gelen ve *Old Red Sandstone* (Eski Kırmızı Kumtaşı) olarak anılan Devonien çökellerinin tersine *Coal Measures* (Kömür Yatakları) olarak anılan Karbonifer'in üstü olarak belirlenmiştir.

Permien Sistemi'nin tesbiti ve kabûlü konusunda ondozuncu yüzyılın ilk yarısında çeşitli fikirler ortaya atılarak tartışılmıştır: Bazı jeologlar Permien'i oluşturan kayaları, üstlerine gelen ve bugün Triyas olarak sınıfladığımız kayalarla bir arada

⁸ Gradstein ve diğerleri, jeolojik zaman skalasının 2006 yılı güncelleştirmesinde Perm-Triyas sınırını gene eski 2004'teki kitaplarında olduğu gibi bırakmışlardır. Ben bu tezde daha yeni veri içeren Ovtcharova ve diğerlerinin makalesindeki sınır tarihlemesini kabul ettim.

tek bir sistem olarak sınıflamak isterken, bazı diğer jeologlar altındaki sistem Karbonifer'e dahil etmek istemiştir. Sistem olarak kabul edildiğinde dahi diğer sistemlere nazaran süre sınırları belirsiz kalmıştır. *Coal Measures* ile yakın ilişkili olarak dereceli bir şekilde bu sisteme geçtiği bölgelerde Permiyen *post-Carboniferous* (Karbonifer sonrası) ya da Permo-Karbonifer olarak anılırken (Haug, 1921); Karbonifer'le uyumsuz ama Triyas'la benzerlik taşıdığı başka yerlerde de *Poikilitik Sistem* başlığı altında değerlendirilmesi önerilmiştir (Jukes-Browne, 1902). 1891 yılında Wilhelm Waagen Permo-Karbonifer yerine Antrakolitik ismini önermiştir (Waagen, 1898-1891). Aslında, Permiyen ve Triyas formasyonları ondokuzuncu yüzyılın ilk yarısındaki çalışmalarda bu çalışmaların yapıldığı Avrupa ve Kuzey Amerika'nın doğusu gibi alanlarda az fosilli olmalarından dolayı ihmal edilmişlerdi (Sherlock, 1948).

Permiyen çökelleri, Kuzey-batı Almanya'da, özellikle Thüringen'de, madenciler tarafından *Red Underlyer* (önceki kullanımı ile kırmızı ölü tabakalar *Rothe-todte-Liegende* anlamına gelen *Rotligendes*) üzerine gelen ve bakır cevheri içeren Zechstein kayaçları olarak çok iyi tanınıyordu. İngiltere'de ise Conybeare ve Phillips *Coal Measures* (Karbonifer kömür yatakları) üzerinde *New Red Sandstone* adı ile tek bir formasyon altında toplanan kırmızı kumtaşları, konglomeralar, breş ve marnlar ile bunlar üzerine gelen *Magnesian Limestone*'u (Magnezyumlu Kireçtaşlarını), Almanya'da *Rotliegendes* ve *Zechstein* formasyonlarının karşılığı olarak tanımlamışlardı (Conybeare ve Phillips, 1822, ss. 300-319). Bu iki tabaka topluluğunun fosil içeriği bakımından fakir olmaları denestirilmelerini güçleştirerek Batı Avrupa'da yeni bir sistemin ortaya konmasını olanaksız, hattâ gereksiz kılıyordu (Wardlaw ve diğ., 2004).

Sir Roderick Impey Murchison 1841 yılında Rusya'da, *Red Underlyer* ve *Zechstein*'la ilişkilendirebileceği kırmızı renkli kayaç mostraları bularak Ural Dağları'nın hemen batısında Karbonifer Sistem'inin üzerine çökelmiş olan bu kalın kırmızı marl, şist, kireçtaşı, kumtaşı ve konglomera istifini Permiyen Sistemi olarak

adlandırmıştır⁹. İsim, Ural Dağları'nın eteklerindeki Perm (eski Perm Krallığı'ndan adını alan) şehrinden esinlenerek verilmiştir. Murchison, Rusya'da incelediği bitki ve sürüngen fosillerinin orta ve kuzey Batı Avrupa'daki Karbonifer ve Triyas'dakilerden farklı olduğunun farkına varmıştı. A. J. Jukes-Browne, *The Student's Handbook of Stratigraphical Geology* (1902) adlı kitabında, 1841'de Muschison'ın o zamana dek Karbonifer ve Jura sistemleri arasında *New Red Sandstone* olarak adlandırılan ve Mesozoyik'e dahil edilen kayaç tabakalarını iki kısma ayırarak Karbonifer'le ilişkileri bulunan alt tabakalar topluluğunu Permiyen Sistemi adı altında Paleozoyik içinde bırakırken üstünde uzanan topluluğu Mesozoyik'in tabanı olarak gösterdiğini belirtiyor.

Ancak aynı konumdaki kayalar daha önce farklı bir isim altında tanımlanmıştı. D'Omalus d'Hallooy 1808'de, *Red Underlyer* ile *Muschelkalk* (Kavkılı Kireçtaşı) arasında kısmen Murchison'ın Permiyen'ine karşılık gelen kayaçları *Terrain Penéen* (az fosilli kayalar) olarak adlandırmış fakat daha sonra bu ismi *Red Underlyer*, *Copper Slates* ve *Zechstein*'in üçü için birden kullanarak, Bunter, *Muschelkalk* ve *Keuper* gruplarını von Alberti'nin 1834'te teklif ettiği şekilde Triyas içinde bırakmıştır (von Alberti, 1834). Böylelikle Murchison'ın Permiyen'i hızla d'Hallooy'un *Terrain Penéen*'inin yerini almıştır.

Geinitz ve A. von Gutbier Alman Zechstein ve Red Underlyer fosilleri hakkındaki monograflarında (1848-49) "Permiyen Sistemi" tanımını şiddetle tavsiye etmişlerdir (von Zittel, 1901). Buna rağmen Permiyen terimi Almanya'da İngiltere ve Rusya için olduğu kadar hızla kabul görmemiştir. J. Marcou, Almanya'da Permiyen yaşlı kayaların birbirinden çok iyi ayrılan iki bölümden oluşmasının, tıpkı üzerlerine gelen ve üç bölümden oluştuğu için Triyas (üçlü) olarak adlandırılan istifler gibi değerlendirilerek Dyas (ikili) olarak adlandırılması gerektiğini (1859) belirtmiş ve Murchison'ın Permiyen önerisine karşı çıkmıştır (Jukes-Browne, 1902). Marcou'nun Permiyen sistemi için önerdiği Dyas ismi H.B. Geinitz tarafından (1861-1862) kullanılmıştır (Zittel, 1901, Jukes-Browne, 1902). Marcou, ayrıca Rusya'daki bir

⁹ Murchison Rusya'da kesintisiz ve iyi görüldüğünü öğrendiği Paleozoyik serilerini incelemek için Rusya'ya gitmişti. Bugün bizim Kambriyen, Ordovisyen olarak kabul ettiğimiz sistemlerin hepsini içeren bir Siluriyen Sistemi kabul ediyordu. (Gignoux' nun 1950 basımlı kitabında dahi Ordovizyen'den bahsedilmez.) Dolayısıyla Murchison için en eski sistem Siluriyen'di.

çok jeolojik kesitin hatalı yorumlanmış olduğunu iddia ederek Permian olarak adlandırılan kayaçların bir kısmının Alt Triyas olduğu itirazında da bulunmuştur (von Zittel, 1901, Sherlock, 1948). 1853 yılında orta-güney A.B.D’de geniş bir alana yayılmış kırmızı kayaçlar ile Alman *Red Underlyer* ve *Zechstein*’i denestiren Marcou, Kuzey Amerika’da Mississippi’den Grand Canyon’u oluşturmuş olan batıdaki Rio Colorado’ya kadar geniş bir alanı kaplayan Permian yaşlı dolomitik kireçtaşı, marn, şeyl, konglomera istifleri tespit etmiştir. Amerika’daki istiflerin iyi ayırdedilen iki bölümünün Batı Avrupa’daki Dyas’a benzer olduğunu düşünerek (1888) *Dyassic* isminin Permian yerine kullanılmasının daha uygun olacağı fikrini önermiştir¹⁰. Dyas, bugün dahi Almanya’da *Rotligendes* ve *Zechstein* için ortak bir betimleme olarak kullanılmaktadır. (Alman Stratigrafi Komisyonu, 2002. <http://www.stratigraphie.de/perm-trias>, 10 Şubat 2007, 21:14).

2.2.2 Günümüzde global Permian stratigrafisi

Permian Sistemi, Permian Devri içerisinde dünya üzerinde oluşmuş tüm kayaçları kapsar. Bu adla adlandırdığımız zaman boyunca çökelmiş ya da başka yollarla oluşmuş kayaçların mekân ilişkilerinden zamansal ilişkiler yaratarak bunların ortamlararası korelasyonunu sağlayacak, bize bu dönemin yerbilimsel tarihini kurmada ve anlamada yardımcı olacak araçlara ihtiyaç vardır. Permian’e ait kayaçları konodontlar, fusulinler ve ammonoidlere ait kılavuz olarak tespit edilen türler vasıtasıyla biyostratigrafik, izotopik yaş tayinleri ile jeokronolojik, paleomanyetik terslenmeler, kemostratigrafik ve manyetostratigrafik yöntemlerle yorumlayarak bir stratigrafik zaman tablosu oluştururuz. Permian’ın alt katlarının tabanları belirlenen tip yerlerine ait açık adı Global Stratotip Kesiti (Global Stratotype Section) ve Noktası (and Point) olan GSSP bilgileri ile Uluslararası Stratigrafi Komisyonuna öneri olarak sunulur. Bu şekilde yapılan önerilerle Sakmariyen, Artinskiyen ve Kunguriyen tabanları dışında kalan Permian alt katlarına ait GSSP’ler onaylanmıştır (Henderson, 2005).

¹⁰ Aynı kompleksin varlığı daha sonra Shumard (1858) tarafından New Mexico’da; Meek, Swallow, ve Hawn tarafından Kansas’da; Worthen tarafından Illinois, Missouri ve Nebraska; Cope ve White tarafından Texas’da tanımlandı.

Bugün dünyada değişik mekânlardaki üç istif grubu Permiyen Sistemi'nin üç serisinin başvuru kesitlerini içermektedir (bkz. Tablo 2.2 ve Tablo 2.3): Bunlar Cisuralian (Uralberisi, Kazakistan) Guadalupiyen (Güneydoğu A. B. D.) ve Lopingiyen'dir (Güney Çin) (Jin ve diğ., 1997).

Alt Permiyen'i temsil eden Uralberisi serileri Asseliyen, Sakmariyen, Artinskiyen, Kunguriyen katlarına ayrılır. Murchison'ın 1841'de tanımladığı Permiyen Sistemi, bugün Kunguriyen, Kazaniyen ve Tatariyen adlarıyla anılan katları içermekteydi. Permiyen'in alt sınırı Ural Dağlarında Murchison tarafından tanımlanmıştır. Murchison'ın belirlediği sınır bugün Uralberisi'nin en üst katı olan Kunguriyen'in tabanı olarak kabul edilir. Murchison'ın Karbonifer-Permiyen sınırı olarak tanımladığı kat zamanla aşağıya doğru çekilmiştir. İlk olarak büyük Rus jeoloğu ve Rus Jeoloji Servisinin (Geolojiçeski Komitet) ilk direktörü Aleksandr Petroviç Karpinski, önceden Karbonifer-Permiyen arasında geçiş kayaçları olarak tanımladığı Artinskiyen Serilerini (1874) daha sonra (1889) Permiyen'e dahil etmiştir. Ruzhencev (1936) tarafından Sakmariyen Katı Artinskiyen'den bağımsız olarak onun hemen altında tanımlanmıştır (Davydov ve diğ., 1998). Aseliyen, Sakmariyen ve Artinskiyen katlarının hepsini içeren terim Uralberisi Serisi (=Cisuralian Series) ise büyük brakiyopod uzmanı J. Bruce Waterhouse (1982) tarafından önerilmiştir. Rusya'da tanımlanmış olan Kunguriyen katı bugün Uralberisi Serisi'ne dahil edilir (Jin ve diğ., 1997).

Gerasimov (1937) Lapparent'ın « Uraliyen Serileri» ismini tekrardan yorumlayarak kullanımını önerdiyse de bu terim karışıklığa yol açtığından kullanılması önerilmemektedir (Wardlaw ve diğ., 2004). *Ouralian*, Munier-Chalmas ve de Lapparent (1893, ss. 449-450) tarafından Stephanian (Üst Karbonifer) Katının açık denizel karşılığı olarak önerilmiştir.

Bugün mekânsal olarak kayaç paketleri ve bunlar içerisindeki biyozonlar vasıtasıyla tanımlanan Permiyen Sistemi'nin—ve dolayısıyla Asseliyen Katının—alt sınırı tanım gereği Permiyen kayaç paketine karşılık gelen zamansal Permiyen Devri'nin ve Asseliyen Çağı'nın başlangıcını temsil eder. Bu başlangıç en son izotopik yaş kalibrasyonuna göre 299 My öncesi olarak tarihlendirilmiştir ve bu katın kapsadığı zaman süresi 4,4 My olarak belirlenmiştir (Wardlaw ve diğ., 2004). Ancak bu kayaç sınırı geçmişteki bir zamanı temsil etmekteyse de bu zamanın dünyanın evriminde

“mutlak Permian Devri” diyebileceğimiz belirli bir dilimin başlangıç ânına karşılık geldiğini sanmak yanlış olur, zira Karbonifer'in üst sınırını da Permian'in bu alt sınırı tanım gereği belirlemektedir. Bir başka yerde, biraz daha alt seviyelerden gene en alt Permian fosillerinin derlendiği varsayımsal bir durum düşününüz. Bu takdirde Permian, Karbonifer aleyhine geçmişe doğru uzatılmış olacaktır. Bir başka yerde bahis konusu seviyeden daha yukarı bir konumda Karbonifer fosilleri çıkarsa ne yapacağız? Bu durumda kaçınılmaz olarak itibarî bir sınır çekilir ki bu da bize, bizlerin zaman olarak ayırdığımız Permian ve Karbonifer kavramlarının ne kadar ele gelmez, bir başka açıdan (Uluslararası Stratigrafi Komisyonunun iddiası tersine) resmîleştirilemez zaman dilimleri olduğunu gösterir. Yapabileceğimiz, en iyi şey “yaklaşık” değerleri bulmaktır. Bu yaklaşıklık, “tipik Permian” ile “tipik Karbonifer”e mekânsal olarak en uzak noktanın zaman karşılığı olarak tanımlanabilir ki, istif içerisindeki mekânsal noktaların zamansal karşılıkları da ancak izotopik yaş tâyinleri ve/veya Milankoviç döngülerinin deneştirilmesiyle belirlenebilir (A.M.C. Şengör ile kişisel görüşme, Eylül 2006).

Permian Sistemi'nin alt sınırının tip bölgesi Kuzey Kazakistan'daki Aidaralash Deresi bölgesindeki konodont fosili *Streptognathodus isolatus* 'un ilk görüldüğü 19. tabakanın alt sınırının 27 m. üstü olarak kabul edilmiştir (Davydov,1998, bkz. Tablo 2.2). Bu düzey kafadanbacaklı ammonoid ve fusulinid foraminiferler kullanılarak belirlenen sınır seviyelerine de oldukça yakındır. Tipik Permian Ammonoid *Prouddenites-Uddenites* soyunun 19. tabakanın en üst sınırında yok olup, 20. tabakada *Svetlanocera primore* ve *Prostacheoceras principale*'nin görülmeye başladığı düzey konodontla belirlenen sınırın 26,8 m. üstündeyken; Fusulinid *Sphaeroschwagerina vulgaris*-*S. fusiformis* zonunun tabanı ile belirlenen düzey de konodont sınırının 6,3 m. üstündedir. Ammonoidler bu kesitte nadir ve mevcut olanların bir çoğu da Ural Dağları'na özgün (endemik) oldukları için stratigrafi açısından çok kullanışlı değildirler. *Streptognathodus*'un bir çok bölgede görülen çeşitli türleri kullanılarak Asseliyen'in kalan kısmının da deneştirmesi yapılabilir, fakat taksonomik problemler bunların kesin olmalarını güçleştirir (Henderson, 2005). Sedimantolojik olarak bu katmanlar Gzeliyen'den Sakmariyen'e kadar (1-39. katman) nadir olarak kum ve iri kum merceklerinin bulunduğu hemipelajik silt ve kilden oluşur (Davydov ve diğ.1998).

Sakmariyen Katı Ruzhentsev tarafından 1936 yılında önerilmiştir. Başlangıçta Sakmariyen, Orenburgiyen' in (En Üst Karbonifer) başından yaklaşık olarak Orta Artinskiyen'e kadar herşeyi kapsıyordu (Ruzhencev,1938). Daha sonra Sakmariyen iki alt bölüme ayrıldı: Asseliyen ve dar anlamda Sakmariyen (Ruzhencev, 1950) ve böylece iki birim de bağımsız iki kat haline geldi (Ruzhencev,1954) Sakmariyen için önerilen aralık Ruzhencev (1936) tarafından ilk olarak önerilen aralığa çok yakındır. Rusya'da Uralberisi alanın Orenburg bölgesinde Kondurosky kesidinin tabanının 115 m. üstünde, Konodont *Sweetognathus merilli*' nin ilk olarak görüldüğü düzey (11. katmanın en üstü) Chuvashov ve diğ. tarafından (2002a) Sakmariyen Katının tabanı olarak önerilmiş, fakat henüz onaylanmamıştır. Ruzhencev tarafından önerilen sınır 11. katmanın tabanında, fusulin faunasında meydana gelen değişim temel alınarak önerilmişti. Ruzhencev'in Sakmariyen tanımı ammonoid ve fusulinidlerin evrimi ve bu evrimin paleontolojik verilerinin içinde görüldüğü tabakaların kayaç özelliklerine dayanıyordu (Chuvashov ve diğ., 2002a). Rus literatüründe fusulinid *Schwagerina* (*Pseudofusulina*) *moelleri* Sakmariyen tabanı için kılavuz fosil olarak kullanılmıştır (Rauser-Chernusova,1940,1949 ve 1965'e göre Wardlaw ve diğ., 2004'den). Ancak bu tanımın geniş ölçüde kabul görmesine rağmen, Chuvashov ve diğerlerinin elde ettikleri veriler, *Schwagerina moelleri*'nin görüldüğü yerin (12. katman), *S. merilli*'nin ilk belirlediği katmanın bir kaç metre üstünde olduğunu gösteriyor (Wardlaw ve diğ., 2004; Chuvashov ve diğ., 2002a). Bu sınır ile ilişkilendirilmiş konodont cinsleri *Mesogondolella* and *Streptognathodus*'dır. Bunlardan *Mesogondolella*, Uralberisi ön çukurlarındaki derin su fasiyesleri ve transgresyon yüzeyleri için tipiktir ama başka yerlerde bu seviyede çok nadir görülürler (Henderson, 2005). Sakmariyen'in tabanı en son izotopik yaş kalibrasyonuna göre 294,6 My öncesi olarak tarihlendirilmiştir ve bu katın kapsadığı zaman süresi 10,2 My olarak belirlenmiştir (Wardlaw ve diğ., 2004, bkz. Tablo 2.2).

Artinskiyen Katı, Ufa Nehri'nin sağ tarafında, Arti Köyü yakınlarındaki Kaşkabaş Dağı'nda bulunan kumtaşı tip kesit kabul edilerek Karpinski tarafından 1874'te önerilmişti. Rusya'da Sterlitamak yakınlarında Dal'ny Tulkus Kesiti Sakmariyen-Artinskiyen sınır çökellerinin en iyi temsil edildiği yer olduğundan, bugün Artinskiyen taban GSSP'si için en uygun bölgenin de burası olduğu düşünülmektedir. Ancak, Artinskiyen Katının tabanı için yapılan öneri henüz kabul edilmemiştir (Henderson, 2005). Artinskiyen biostratigrafik zonlaması

Sweetognathodus, *Streptognathodus* ve *Neostreptognathodus* (konodont) türlerine dayanır. Bununla birlikte *Sweetognathus whitei*'nin (bu tür evrimsel olarak *S. binodus*'tan bir kronomorfoklin içinde türemiştir) istifte ilk belirlediği yer şimdilik taban olarak kullanılmaktadır. *S. binodus*'dan *S. whitei*'ye geçiş ayrıca Grönland'ın hemen kuzeybatısındaki Ellesmere Adası'nın güneybatısında bulunan "Lower Great Bear Cape Formasyonu" ve A.B.D.'nin Kansas eyâletindeki Chase Grubu içerisinde bulunan Schroyer-Florence Kireçtaşları içerisinde de görülmüştür (Wardlaw ve diğ., 2004). *Sweetognathus* genellikle sığ su çökellerinde yaygın görülür ama buna rağmen uzak bölgelerle denestirilebilir, yani endemizm göstermez. Ammonoid *Mesogondolella* ise daha derin su litofasiyeslerinde bol görülür (Henderson, 2005). Artinskiyen Katının tabanı en son izotopik yaş kalibrasyonuna göre 284,4 My öncesi olarak tarihlendirilmiştir ve bu katın kapsadığı zaman süresi 8,8 My olarak belirlenmiştir (Wardlaw ve diğ., 2004, bkz. Tablo 2.2).

Artinskiyen'in üstüne gelen Kunguriyen Katı teklif edildiğinde bir stratotip tayin edilmemişti (Stuckenber, 1890). Daha sonra Rusya'da Sylva Nehri boyunca Kungur Kasabasına doğru açığa çıkmış olan karbonatlı-sülfatlı kayaçlar içeren kesit keyfi bir şekilde stratotip olarak seçildi (Chuvassov ve diğ., 2002b). Kunguriyen'in tabanı henüz resmî olarak tâyin edilmemiştir. Rusya'da Metçetlino kesitinde bu taban *Neostreptognathodus pnevi*'nin (*Neostreptognathodus pnevi*'nin, daha gelişmiş bir form olan *Neostreptognathodus pequopensis*'den bir kronomorfoklin sonra ilk görüldüğü düzey) ilk olarak görüldüğü düzey olarak düşünölmektedir. Bu belirleyici kronomorfoklin ayrıca Kanada'nın Arktik bölgesinde bulunan Sverdrup Havzası'ndan A.B.D.'nin Idaho eyâletinin güneyindeki Phosphoria Havzası'na kadar görülür. Fakat Güney Çin ve diğör bazı bölgelerde görülmez (Henderson, 2005). Uralberisi tipik aralığı içerisindeki karasal çökeller arasında denestirme maksadı için çok kullanışlı olan çok sayıda volkanik tuf tabakası vardır. Kunguriyen Katının tabanı en son izotopik yaş kalibrasyonuna göre 275,6 My olarak tarihlendirilmiş ve bu katın kapsadığı zaman süresi 5 My olarak belirlenmiştir (Wardlaw ve diğ., 2004, bkz. Tablo 2.2).

Bugün kullandığımız Orta Permiyen'e karşılık gelen Guadalupiyen terimi ilk olarak G. H. Girty tarafından Batı Teksas'da Guadalupe ve Glass Dağlarında bulunan fosillerin belirlediğı aralık için önerilmiştir (Girty, 1902). Guadalupe Dağları, Orta Permiyen'in tüm fasiyesleriyle birlikte iyi korunmuş olarak karşımıza çıktığı nadir

alanlardandır: Bu dağlarda sahil çizgisinden derin deniz ortamlarına kadar aynı yaş içerisinde eksiksiz stratigrafik istifler bulabiliyoruz. Batı Teksas çökel havzaları, Asya ve Avrupa'nın tipik tropikal Tetis faunasından ayrı bir tropikal Kuzey Amerika faunası ile temsil edilir. Orta Permiyen, bölgeden bölgeye, Pangea içi karasal çökellerin kapladığı geniş alanlarla birbirinden ayrılmış, büyük farklılıkların görüldüğü bir zaman olduğu için bazı denestirme sorunları arzeder. Guadalupian ve katlarının tanımlanması bir konodont cinsi olan *Jinogondolella*'nın evrimine dayandırılarak yapılmıştır. Bu cins sınırlı bir yayılıma sahip olsa da Kordiyera'da, Batı Teksas ve Güney Çin'de yaygındır. Orta Permiyen katları A.B.D.'nin Teksas eyaletinde Delaware Havzası'ndaki Guadalupe Doğal Parkı'nda tanımlanır. GSSP tanımı için Rusya'daki tip alanından A.B.D.'ye alınmasının nedeni, Rusya'da Ural orojenezinin neden olduğu denizel alan kaybı, dolayısıyla burada bulunan Orta Permiyen kayaçlarının ve fosil içeriklerinin kıtalararası denestirmeler için uygun olmamasıdır.

Orta Permiyen'in ilk katı Roadiyen'in tabanını gösteren stratotip Guadalupe Dağları Doğal Parkı Stratotype Kanyonu'ndadır. Batı Teksas'taki Guadalupiyen Serilerinin tabanı, konodont türü *Jinogondolella nankingensis*'nin ilk görüldüğü düzey olarak kabul edilir. Roadiyen için önerilen GSSP 2001 yılında onaylanmıştır. Roadiyen çökelleri ters manyetik kutuplanma gösterir ve büyük bir olasılıkla Kiaman ters süperkronu içine düşerler (Wardlaw ve diğ., 2004). Roadiyen Katının tabanı, en son izotopik yaş kalibrasyonuna göre 270,6 My olarak tarihlendirilmiştir ve bu katın kapsadığı zaman süresi 2,5 My olarak belirlenmiştir (Wardlaw ve diğ., 2004).

Wordiyen Katının başlangıcı Guadalupe Geçidinde (Teksas Eyaleti) tanımlanmıştır. Bu kat için teklif edilen kılavuz seviye, *Jinogondolella aserrata*'nın atası *Jinogondolella nankingensis*' den 7,6 m. daha yukarıda belirlediği düzeydir. Roadian çökelleri gibi bu tip bölgesinde Wordiyen Katı kireçtaşları da polarite terslenmesi gösterir ve aynı ters süperkron içine düşer. Wordiyen için önerilen GSSP 2001 yılında onaylanmıştır (Wardlaw ve diğ., 2004). Wordiyen Katının tabanı en son izotopik yaş kalibrasyonuna göre 268 My olarak tarihlendirilmiştir ve 2,2 My sürmüştür (Wardlaw ve diğ., 2004).

Kapitanien Katı için tanımlanan GSSP de Guadalupe Parkı içindedir. Kapitanien Katının tabanı *Jinogondolella postserrata*'nın evrimsel olarak belirlediği ilk

seviyedir ve burası en son izotopik yaş kalibrasyonuna göre 265,8 My olarak tarihlendirilmiştir ve bu kat 5,4 My sürmüştür (Wardlaw ve diğ., 2004). Permiyen boyunca Kapitaniyen'e kadar uzun süren Kiaman ters manyetik kutuplanma süperzonunu, Kapitaniyen'in tabanından itibaren daha düzenli bir manyetik terslenme silsilesi ile birlikte görülen Illawara karışık kutuplanma süperzonu takip eder. Karasal çökellerin deneştirilmesi ve Kapitaniyen'in tabanının belirlenmesi açısından önemli olan Illawara karışık kutuplanma süperkronunun başladığını gösteren jeomanyetik terslenme, Rusya'da Volga Bölgesinde (Gialanella ve diğ.,1997), Pakistan'da Salt-Range'de (Haag ve Heller, 1991), Batı Teksas ve New Mexico'da (Peterson ve Nairn,1971, Menning, 2000) tespit edilmiştir (Wardlaw ve diğ., 2004). Batı Teksas'da bu terslenme *J. aserrata* Zonu'nun üstüne yakinken, Salt Range'de *Merillina praedivergens* Zonu'nun üst kısmına yakındır. *Jinogondolella* cinsi birçok bölgede yoktur. Guadalupiyen'in tabanı Phosphoria Havzası'ndan Sverdrup Havzası'na Pangea'nın batı kıyıları boyunca *Jinogondolella nankingensis nankingensis*'den *J. nankingensis gracilis*'e doğru gerçek bir coğrafi tederrüc¹¹ ile görülür. Bu kat için GSSP 2001 yılında onaylanmıştır. Bölgesel deneştirmede Tatariyen (Rus Platformu), Zechstein 1 (Alman Havzası), Wargal (Salt Range) kabaca Kapitaniyen'in eşleniği olarak kabul edilir (Wardlaw ve diğ., 2004).

Lopingiyen (Huang,1932), en-Üst Permiyen serileri için önerilmiş kesitlerden (Culfa [Furnish,1973], Kafkas-ötesi ya da Trans-Kafkasya ve Çin Halk Cumhuriyeti Hubei Eyaleti Yichang bölgesi [Waterhouse,1982]) oldukça eksiksiz sayılabilecek denizel istiflere dayanan ilk resmi terimdir (Wardlaw ve diğ., 2004).

Guadalupiyen serileri ile Lopingiyen serileri arasındaki sınır ya da Wuchiapingiyen Katının tabanı, global bir regresyon ve bir yokoluşla örtüşecek şekilde belirlenmiştir. Denizel kesitler üzerinde bugüne kadar yapılan çalışmalar Guadalupian – Lopingian sınırı boyunca süreklilik arzeden çok az kesitin olduğunu gösteriyor. Zagros Silsilesi içindeki Abadeh ve Kafkasötesi bölgedeki Culfa ile İran, Salt-Range ile Pakistan, Laibin Senklinali ile Çin ve Güney-batı A.B.D. sürekli istiflerin tespit edildiği ülkelerden bazılarıdır. Bunlar arasında Güney Çin'de, Guangxi Eyaletindeki Laibin

¹¹ Sözlük anlamı derece derece ya da adım adım ilerlemek. (Devellioğlu,1986). Jeolojik betimlemelerde sık sık gereksinim duyulan ve kullandığımız Türkçe'de karşılığını bulamadığım bir kavramın ismi olan bu kelime, Osmanlıca'nın günümüzde artık kullanılmayan sözcüklerindendir.

Senklinali'nin içerdği kesitin eksiksiz olduğu kabul edilir. Üstelik bu kesit deneştirmeye uygun Permien fosillerine de sahiptir. Wuchiapingiyen Katının tabanı için önerilen GSSP, konodont *Clarkina postbitteri postbitteri*'nin stratigrafik kesitte ilk olarak belirlediği ara yüzeydir (Jin ve diğ., 2001). Burası en son izotopik yaş kalibrasyonuna göre 260,4 My olarak tarihlendirilmiştir ve bu katın kapsadığı zaman süresi 6,6 My olarak belirlenmiştir (Wardlaw ve diğ., 2004).

Çin'in Zhejiang Eyaleti, Changxing ili, Meishan kasabasında bulunan geniş bir alana yayılmış seriler batıdan doğuya A'dan Z'ye doğru alfabetik harflerle isimlendirilmek suretiyle tasnif edilmiştir. Bunlardan "D" kesiti Changxingiyen Katı için tip kesit yeri olarak kabul edilmiştir. Bu katın tabanını betimleyen GSSP ilk olarak D Kesiti'nde, Changxing Kireçtaşı formasyonunun tabanında 2. yatak içinde *Clarkina orientalis* ile *Clarkina subcraniata* zonları arasındaki arayüz olarak önerilmiştir (Zhao ve diğ., 1981'e göre Wardlaw ve diğ., 2004'den). Daha sonraki çalışmalar sonucu bir diğer GSSP, konodont türü *Clarkina wangi* 'nin D kesiti'nde Changxing Kireçtaşı'nın 88 cm. üstünde 4. yatak içinde belirlediği düzey olarak önerilmiştir. Changxing Kireçtaşı'nın tabanını ya da Wuchiapingiyen-Changxingiyen sınırını belirlemek için ayrıca *Palaeofusulina*'nın daha gelişmiş formları ve ammonoid familyaları *Tapashanitidae* ve *Pseudotirolitidae* kullanılmıştır. Changxingiyen Katının tabanı en son izotopik yaş kalibrasyonuna göre 253,8 My olarak tarihlendirilmiştir ve bu katın kapsadığı zaman süresi 2,8 My olarak belirlenmiştir (Wardlaw ve diğ., 2004). Kafkasötesi bölgesinin Culfiyen (Dzhulfian) Katı, Wuchiapingian Katı'na, Doraşamiyen (Dorashamian) Katı ise Changhsingiyen Katı'na karşılık gelir (bkz. Tablo2.3). Bununla birlikte, İran-Çin Araştırma Grubu (1995) verilerine göre Culfiyen katının tabanı ile Doraşamiyen Katının tavanını oluşturan istifler kendi tip alanlarında, yani Güney Çin'de karşılığı kabul ettiğimiz aralıktaki standart istifler kadar gelişmiş değildirler (Wardlaw ve diğ., 2004).

Isozaki ve diğerleri (2004) Kuzey Sichuan'da yaptıkları stratigrafik analizler sonucu Guadalupian-Lopingian ve Permien-Triyas sınırlarında biyoçeşitliliğin dramatik bir şekilde azaldığı çok iyi iki yokoluş ara zonu gözlemlediklerini bildirmişlerdir. Sınır kesitlerinin incelenmesi sonucu, yokoluşların zamanlaması, hızı, süresi, bu yokoluşların jeolojik olarak ani kabul edebileceğimiz bir zaman süresi içinde mi, yoksa tedricen mi gerçekleştikleri; zaman aşmalı bir karakter taşıyıp taşımadıkları gibi sorulara cevap verebilme imkânına sahip oluruz. Elde edilen jeolojik ve

jeokimyasal kayıtları yorumlayarak yokoluşun kapsadığı dönemi, ekolojik koşullarını belirleyen olaylar ile birlikte yeniden canlandırabiliriz. Mevcut sınır kesitlerinde öncelikli olarak sorgulanan en önemli konular kesitin sınırı gerçekten içerip içermediği, kesit içinde kesin yerinin belirlenip belirlenemediği ya da kesitin süreklilik arz edip etmediğidir.

Permiyen sonunda, Paleozoyik Zamanı gerçekleşen büyük bir yokoluşla son bulurken, sonraki Mezozoik Zamanının ilk sistemi olan Triyas ile yeryüzünün yaşadığı büyük yokoluşun yaralarını sarmaya çalışan bir dünyaya girilir. Permo-Triyas sınırındaki yokoluşun varlığı ilk olarak, fosil kayıtlarından yola çıkarak, jeolojik zaman tablosunu üç ayrı evreye ayırarak incelemeyi öneren, meşhur William Smith'in (1769-1836) yeğeni John Phillips (1840-1841) tarafından farkedilmiştir. Phillips (1860), bu evrelerin sınırlarını, canlı çeşitliliğinde görülen iki dramatik azalış ile örtüştürmüştür. Bu üç evreyi bugün kullandığımız üç büyük zamana karşılık gelecek olan, Paleozoyik (eski yaşam), Mesozoyik (orta yaşam) ve Kenozoyik (yeni yaşam) sistemleri olarak tanımlayarak hepsini birden *System of life* (Yaşam sistemi) başlığı altında toplamıştır. Phillips'in burada kullandığı system terimi, bugün stratigrafik olarak karşılık geldiği kavramdan farklı olarak yaşam sistemlerinden birine işaret edecek şekilde kullanılmıştır.

2.2.3 Triyas kavramının ve teriminin tarihçesi

Triyas, Friedrich von Alberti tarafından 1834 yılında Almanya'da üç kayaç grubu Buntsandstein, Muschelkalk ve Keuper'i kapsayan bir sistem olarak tanımlanmıştır. Bu sistemin tanımlanması yönündeki ilk adımlar von Alberti'den daha önce F. Hausmann (1824) ve A. Hoffmann (1830, sf. 113-114)'ın, Almanya'da *Rothliegendes*'in (kelime anlamıyla «alttaki kırmızı») üstündeki diziler üzerine çalışmaları ile atılmıştır (aslında bu çalışmalar onsekizinci yüzyıl ortasında Georg Christian Füchsel'in (1722-1773) 1762'de yayımlanmış olan *Historia terræ et maris ex historia Thuringiæ per montium descriptionem erecta* [Thüringen'in geçmişinde dağların betimlenmesine göre karalar ve denizler] adlı eserine kadar iner). Friedrich Hoffmann *Uebersicht der orographischen und geognostischen Verhältnisse vom nordwestlichen Deutschland* [Kuzeybatı Almanya'nın Orografik ve Jeognostik Şartları'na Genel bir Bakış] adlı eserinin ikinci cildinde (1830, sf. 468) kendisinin 1821'de *Keuper*'i (Keuper: Bir Almanca şivesi içinde *Kupfer*=«bakır» anlamında)

Buntsandstein (Almanca alacalı kumtaşı) ve *Muschelkalk* (Almanca kavkılı kireçtaşı) ile birarada düşündüğünü; buna mukabil Hausmann'ın bu birimi üstteki Jura kayaçları ile birlikte düşündüğünü, ayrıca bazı yerlerde Keuper'in alacalı taşları ile *Buntsandstein*'i da karıştırdığını belirtir. Almanca'da bakır anlamına gelen 'Kupfer'den bozma *Keuper* ismi, *Muschelkalk* üzerindeki renkli killer ve kumtaşları için önce Leopold von Buch tarafından İsviçreli jeolog Peter Merian'a (1795-1883) yazdığı bir mektupta Almanya'da Bavyera/Thüringen sınırına yakın olan Coburg şehri civarındaki Almanca şivesinin kullanım temel alınarak önerilmiş ve ilk olarak Carl August Ludwig von Oeynhaus (1795-1865) ve Ernst Heinrich Carl von Dechen (1800-1889) tarafından 1825'te kullanılmıştır (Hoffmann, 1830, s. 468, dipnot*; von Zittel, 1901, s. 460). Von Alberti'nin 1834 yılında Triyas olarak tanımladığı *Buntsandstein*'in tabanı karasal tabakalar içerisinde zaman aşmalı bir sınırı temsil etmektedir ve bugün Üst Permian'e dahil edilmiştir. Bu karasal ve sığ denizel fosasyonların Almanya dışında başka yerlerle denştirilmesi zordu ve bu nedenle sistemin katlarının bir çoğu (Aniziyen, Ladinien, Karnien, Norien, Rhaetien) Avustralya'nın kalkerçe zengin Kuzey Alpler bölgesindeki bol ammonoid içeren istifleri kullanılarak adlandırılmıştır (Ogg ve diğ., 2004). Ancak, Avusturya'daki istifler GSSP'lerin belirlenebilmesi için uygun bulunmamıştır (Tozer, 1984'e göre Ogg ve diğ., 2004'dan). Bugün, genel olarak Alman (veya Cermen) Tipi Triyas ile kıtasal-sığ denizel Triyas çökelleri, Alp Tipi Triyas ile ise neritik-pelajik çökeller ifade edilmektedir. Günümüzde Alp tipi Triyas ayrıca kıta kenarı fasiyes grubu ve okyanus abisal fasiyes grubu (*Hallstätter-Fazies*) olarak iki değişik fasiyes grubuna bölünmüştür.

2.2.4 Günümüzde global Erken Triyas stratigrafisi

Bugün Triyas Sistemi'nin serilerinin başvuru kesitleri üç istif grubu içinde temsil edildiğı kabul edilmektedir (bkz. Tablo 2.1): bunlar Alt, Orta ve Üst Triyas serilerinden oluşur. Triyas Sistemi'nin, dolayısıyla erken Triyas'ın tabanı konodont *Hindeodus parvus*' un ilk olarak belirlediğı düzey olarak kabul edilmiştir (Yin ve diğ., 1996, Triyas alt komisyonu, 2000). Bunun yanı sıra, karalarda memeli benzeri sürüngen *Lystrosaurus*'un stratigrafik kolonda belirlediğı düzey de Erken Triyas'ın tabanını temsil etmektedir. Ancak bazı doğu Afrika kesitlerinde *Lystrosaurus*'un geç Permian'e atfedilen çökeller içinde de bulunmuş olması bu tanımlı tartışmalı hale

getirmektedir (Dr. Bernard Battail, Muséum National d'Histoire Naturelle, Paris, sözlü görüşme, 18 Ocak 2007) . Kuzey Amerikan ammonoid kayıtlarına göre Alt Triyas, Tozer (1967) ve Silberling ve Tozer (1968) tarafından, alttan üste doğru Griesbachiyen, Dieneriyen, Smithiyen, Spathiyen katlarına bölünmüştür (Ovtcharova ve diğ., 2006). 1992'de Triyas Stratigrafisi Altkomitesi bu dört katı, Rusların, Induan ve Olenekiyen katlarından oluşan iki katlı Alt Triyas şemasına uygun hale getirmiştir. Bu katlar, ilk olarak 1956 yılında Kiparisova ve Popov tarafından tanımlanmıştır (Ogg ve diğ., 2004).

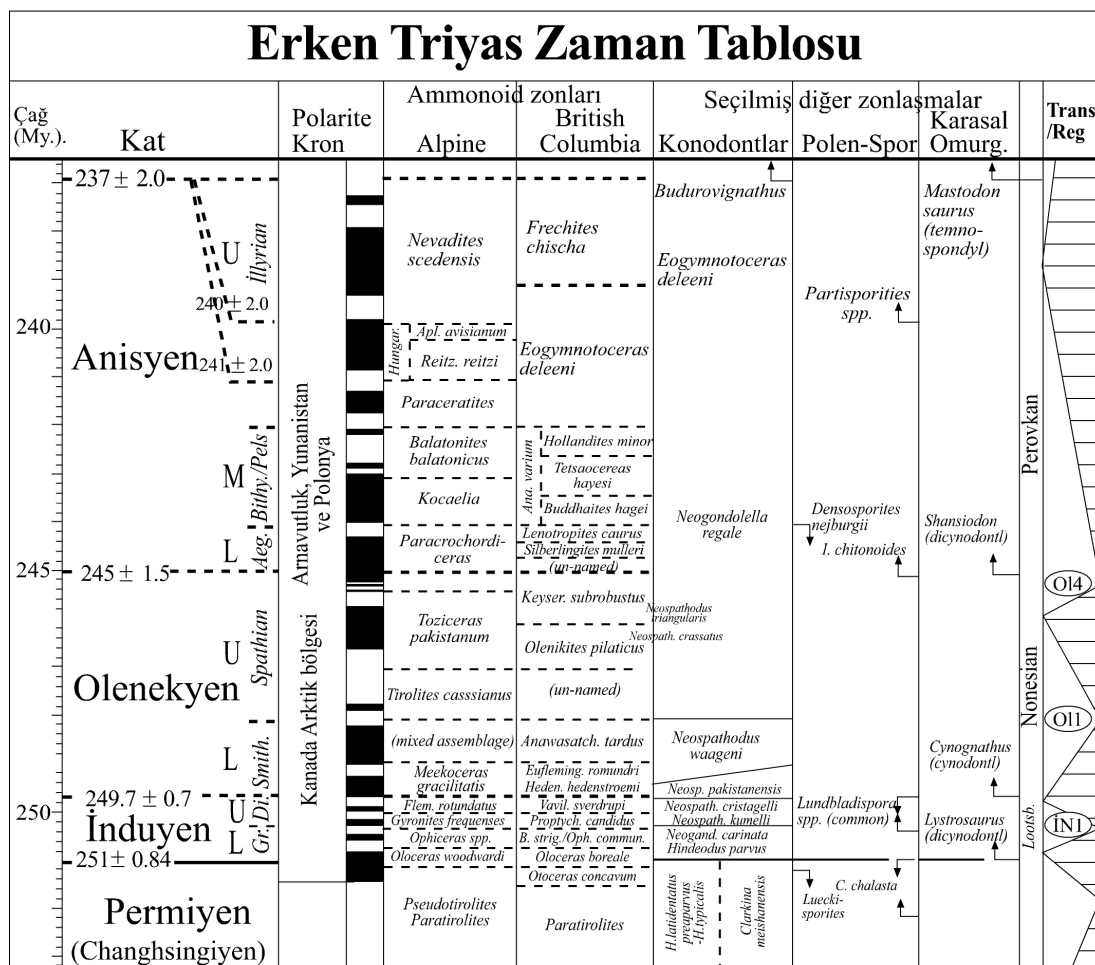
Induan Katı için belirlenen stratotip kesiti, Salt Range'de, İndus Nehri civarındaki mostralara dayanılarak tanımlanmıştır ve Jeolojik Zaman Skalası 2004'de ~1,3 My sürdüğü belirtilmiştir. Ancak Ovtcharova ve diğerlerinin Çin Halk Cumhuriyeti'nin Guangxi Eyaletinin kuzeybatısındaki kesitlerden elde ettikleri, ammonoid bakımından zengin Alt Triyas serileri ile kalibre edilmiş U-Pb yaşlarından yola çıkarak, Erken Triyas katlarının sürelerinin daha önce belirlenenden daha kısa olması gerektiğini sonucuna varmışlardır. Bu çalışmada Erken-Orta Triyas sınırı $248,1 \pm 0,4$ Mö ile $247, 8 \pm 0,2$ Mö arasında belirlenmiş ve P-Tr sınırı $252, 6 \pm 0,2$ Mö (Mundil ve diğ., 2004) olarak kabul edildiği takdirde, Erken Triyas'ın süresinin $4,5 \pm 0,6$ My ve Spathiyen Katının süresinin ise en fazla 3 My olması gerektiği ortaya konmuştur. Bu durumda Spathiyen Katının süresi, Erken Triyas'ın süresinin neredeyse yarısını geçmektedir (Ovtcharova ve diğ., 2006).

İnduan Katı, resmi olmayan Griesbachiyen ve Dieneriyen altkatlarına ayrılır. Griesbachiyen Katı adını, arktik okyanusta Kanada'ya bağlı Axel Heillberg Adası'ndaki Griesbach Creek'den alırken, Dieneriyen Katı ise gene arktik okyanusta ve Kanada'ya bağlı olan Ellesmere adasındaki Diener Creek'den alır¹².

Olenekiyen Katının, tabanının jeokronolojik sayısal değeri, Jeolojik Zaman Skalası 2004'de $249 \pm 0,7$ olarak belirtilmiş ve süresi de ~1 My olarak belirtilmiştir. Olenekiyen Katının alt sınırı için önerilen biyostratigrafik tanım, ammonoid *Gyronites subdharmus* türünün en fazla, *Meekoceras* ve *Hedenstroemia* cinslerini

¹² Bu her iki isim de aslında Triyas strtatigrafisine Alp-Himalaya dağ kuşağı boyunca bizzat yaptıkları arazi çalışmaları ve sentez denemeleriyle çok büyük katkılar yapmış iki büyük Avusturyalı jeologun adıdır: Karl Diener ve Carl Ludolf Griesbach'ın (1847-1907) adları Arktik Kanada'daki dereciklere bu iki jeologun adlarının ölümsüzleştirilmesi amacıyla verilmiştir (Tozer, 1965, 1984).

temsil eden bireylerin ise en az bulunduğu (Zakharov ve diğ., 2000 ve 2002'e göre Ogg ve diğ., 2004'dan) ya da konodont *Neospathodus waageni*'nin en az bulunduğu düzey olarak yapılmıştır (Ogg ve diğ., 2004). GSSP için Sibirya'nın güneydoğusundan iki ve Güney Çin'den bir kesit teklif edilmiştir (Ogg ve diğ., 2004). Olenekiye Katı informal olarak, adlarını Ellesmere Adası'nda bulunan Smith Deresi ve Spath Deresinden alan Smithiye ve Spathiye altkatlarına ayrılır. Bu dereler de Amerikalı Triyas stratigrafi James Perrin Smith (1864-1931) ve daha sonra İngiliz vatandaşlığına geçmiş olan Alman stratigraf Leonard Frank Spath'a (1888-1957) atfen isimlendirilmişlerdir (Tozer, 1965, 1984). Smithiye-Spathiye sınırı ammonoid *Olenekites pilaticus* zonuna dayandırılmıştır, ancak tip yerinde biyostratigrafik olarak bir boşluk ara dönemi bulunduğu tespit edilmiştir (Ogg ve diğ., 2004).



Permian Time Scale							
Age (My)	Epoch/Stage	Polarite Kron	Konodonts	Fusulinids	Ammonoids	Reptiles	Trans Reg
250	Trias		<i>Hindeodus parvus</i>		Otoceras		
251,0 ± 0,4			<i>meishanensis</i>		<i>Pseudotirolites</i>		
	Changhsingiyen		<i>changhsingensis</i> <i>subcarinata</i> <i>wangi</i>	<i>Paleofusulina</i>	<i>Paratirolites</i> <i>Iranites</i>		
253,8 ± 0,4			<i>orientalis</i>	<i>Colaniella</i>	<i>Araxoceras</i> <i>Anderssonoceras</i>		
255	Lopingiyen		<i>transcaucasica</i> <i>guangyuanensis</i>				
	Wuchiapingiyen		<i>leveni</i> <i>asymetrica</i> <i>dukouensis</i> <i>postbitteri</i>		<i>Roadoceras</i> <i>Doulingoceras</i>		
260,4 ± 0,7			<i>altudaensis</i>	<i>Lepidolina</i> <i>Yabeina</i>			
	Kapitaniyen		<i>postserrata</i>	<i>Polydiexodina</i>	<i>Timorites</i>		
265,8 ± 0,7			<i>aseratta</i>	<i>Neoschwagerina</i> <i>magaritae</i>			
268 ± 0,7			<i>nankingensis</i>	<i>Cancellina</i> <i>cutalensis</i>	<i>Waagenoceras</i>		
270,6 ± 0,7			<i>Neosreptognathodus</i> <i>sulcopicatus</i> <i>prayi</i>	<i>Misellina</i>	<i>Demareizites</i> <i>Pseudovidrioceras</i>		
	Kunguriyen				<i>Propinacocareas</i>		

Tablo 2.1: Permiyen Stratigrafik Zaman Tablosu, magnetik polarite, konodont, fusulinid, ammonoid, omurgalı zonlaşması ve genel olarak transgresif/regresif evreler.(Devam)

Permiyen Zaman Tablosu							
Çağ (My)	Epok/Kat	Polarity Kron	Konodontlar	Fusulinidler	Ammonoidler	Omur- galılar	Trans. /Reg
	—275.6±0.7—		<i>Neostraptognathodus</i> <i>pequopensis</i>				
280	Artinskiyen		<i>whitei</i>	<i>Chalaraschwagerina</i> <i>Pamirina</i> <i>Parafusulina</i>	<i>Uraloceras</i> <i>Aktubinskia-</i> <i>Artinskia</i>		
285	—284.4±0.7—		<i>binodosus</i>		<i>Sakmarites</i>		
290	Sakmariyen		<i>merrilli</i>	<i>Pseudofusulina</i>			
295	—294.6±0.8—		<i>barskovi</i>	<i>Schwagerina</i> <i>vernueili</i> <i>Schwagerina</i> <i>moelleri</i>	<i>Svetlanoceras</i>		
	Asseliyen		<i>postfusus</i> <i>fusus</i> <i>constrictus</i> <i>isolatus</i>	<i>Sphaeroschwagerina</i> <i>gigas</i> <i>Pseudoschwagerina</i> <i>robusta</i> <i>Schwagerina nux</i> <i>Sphaeroschwagerina</i> <i>fusiiformis</i> <i>Sphaeroschwagerina</i> <i>vulgaris</i>			
300	299±0.8 Karbonifer		<i>binodosus</i>	<i>Ultradaixina</i> <i>bosbytauensis</i>	<i>Shumardites-</i> <i>Emilites</i>		

Tablo 2.2: Permian bölgesel karşılaştırma (Menning ve diğ.,2006).

Küresel Statigrafik Tablo					Bölgesel Statigrafik Tablo																										
Devir/ Sistem	Epok/Seri	Kat/Çağ	Süre /My	Zaman / My	Merkezi ve Orta Avrupa STD 2002					Doğu Avrupa					Tetis Donets			Güney Çin Tetis'in doğusu			Kuzey Amerika				Zaman/My.						
					(Az		değiştirilmiş)		Seriler	Kat	Alt kat	Seriler	Kat	Alt sistem	Seriler	Kat	Leven	Kat	Seriler	Alt seriler	Kat	Formasyon	Delaware havzası								
					Zechstein= Üst Dyas Grubu		("Thuringian")		Kurey Almanyası		Cüzmürülük, 1965-90		Tatariyen		Tatariyen		Cüzh.		Lopnıygen		Lopnıygen		Wahpington		Ochoar (Regional) Series		1960	2005	1960		
PERMIYEN	ERKEN PERMIYEN GUADALUPİYEN	İNDÜSİYEN <i>Hindocodus parvus</i>	2.0	250	Bunsenkist		Valpurgienium Inf.		Bernburg İstifleri																		Glass Dag		250		
		CHANG-HSINGİYEN <i>Clarkina wandi</i>	4.0	251																									251		
		WUCHIA-PINGİYEN <i>Clarkina postbitteri postbitteri</i>	5.5	254																									254		
		CAPİTANİYEN <i>Jingondelella posterrata</i>	4.5	256																									256		
		WORDİYEN <i>Jingondelella aserrata</i>	3.0	258																									258		
		ROADİYEN <i>Jingondelella nankingensis</i>	4.5	260																									260		
		KUNGURİYEN <i>Mesogondolella intermedia</i> <i>Neostreptognathodus exculptus</i> <i>Neostreptognathodus pnevi</i>	7.0	262																									262		
		ARTİNSKİYEN <i>Mesogondolella bicellii</i> <i>Sweetognathus whitei</i>	4.5	264																									264		
		SAKMARİYEN <i>Mesogondolella uralensis</i> <i>Sweetognathus merilli</i>	6.0	266																									266		
		ASSELİYEN <i>Streptognathodus isolatus</i>	6.0	268																									268		
		CARBON. PENNSYLV.	GZHELİYEN (Gzheliyen s.str.) <i>Idiognathodus simulator s.s.</i> <i>Rausserites rossicus</i>	ASSELİYEN <i>Streptognathodus isolatus</i>	6.0	270																									270
				ASSELİYEN <i>Streptognathodus isolatus</i>	6.0	272																									272
				ASSELİYEN <i>Streptognathodus isolatus</i>	6.0	274																									274
ASSELİYEN <i>Streptognathodus isolatus</i>	6.0			276																									276		
ASSELİYEN <i>Streptognathodus isolatus</i>	6.0			278																									278		
ASSELİYEN <i>Streptognathodus isolatus</i>	6.0			280																									280		
ASSELİYEN <i>Streptognathodus isolatus</i>	6.0			282																									282		
ASSELİYEN <i>Streptognathodus isolatus</i>	6.0			284																									284		
ASSELİYEN <i>Streptognathodus isolatus</i>	6.0			286																									286		
ASSELİYEN <i>Streptognathodus isolatus</i>	6.0			288																									288		
ASSELİYEN <i>Streptognathodus isolatus</i>	6.0			290																									290		
ASSELİYEN <i>Streptognathodus isolatus</i>	6.0			294																									294		
ASSELİYEN <i>Streptognathodus isolatus</i>	6.0			296																									296		
ASSELİYEN <i>Streptognathodus isolatus</i>	6.0	300																									300				
ASSELİYEN <i>Streptognathodus isolatus</i>	6.0	302																									302				

kabaca Bundsandstein-Zechstein’la denestirilebileceği kabul edilmiş ve bu bölgeden sınır olarak gösterilmiştir. 1870’lerde Griesbach, Himalayalar’daki çalışmaları sırasında Permiyen yaşlı tabakaların üstünde ve Triyas fosillerinin aşağısında, ammonoid *Otoceras*’ın *Claria* ile birlikte bulunduklarını tespit etmiştir. *Claria*’nın buradaki varlığını Alplerdeki Werfen Formasyonu ile denestirmek için dayanak olarak kullanan Griesbach, bu fosil topluluğunun en-erken Triyas’ı temsil ettiğini iddia ederek, bölgeyi Tetis bölgesinden bir sınır-kesit olarak göstermiştir. *Otoceras* cinsine ait, ama Griesbach’ın Himlayalar’da kullandıklarından morfolojik olarak farklı olan türler Ermenistan’daki Permiyen kesitinden biliniyordu. Bu durum Oteceras cinsinin yaşı ile ilgili tartışmalara yol açmış, bazı araştırmacılar Permiyen yaşlı olduğunu, bazıları da Triyas yaşlı olduğunu düşünmüşlerdir. Zamanla *Otoceras*’ın her iki tabaka grubunda da bulunduğu fakat, Ermenistan’daki örneklerin morfolojik olarak Himalayalar’daki örneklerden farklı (daha yaşlı) olduğunun farkedilmes türlerin ayırdedilebilmesini kolaylaştırmıştı (Erwin, 1993, ss. 49-50). Böylelikle, *Oteceras*’ın ilk olarak görüldüğü düzey Permiyen ile Triyas arasında sınır olarak kullanılmaya başlandı. Permo-Triyas sınır kesitleri ile ilgili çalışmalara 1960’lara değin sürecek bir durgunluk döneminden sonra tekrar dönülür. 1961 yılında Curt Teichert ve Bernhard Kummel Permiyen sonunda gerçekleşen yokoluşu daha iyi kavrayabilmek için kendilerinden önce sınır kesitleri üzerine yapılmış çalışmaları yeniden gözden geçirerek dikkatleri tekrar sınır kesitleri üzerine çekmişlerdir. Daha önce belirlenen sınır kesitlerini ziyaret etmek amacıyla (1966, 1970) Çin’in güneyi, Kaşmir, Pakistan’ın kuzeyi (Salt-Range ve Trans-Indus veya Industesi Range), İran–Azerbaycan-Ermenistan sınırının kuzeyinde çalışmalara başlayan Teichert ve Kummel, buralarda ve Grönland’ın kuzeybatısında daha önce çalışılmış olan alanlardayeni mostralar keşfettiklerini ilan etmişlerdir.

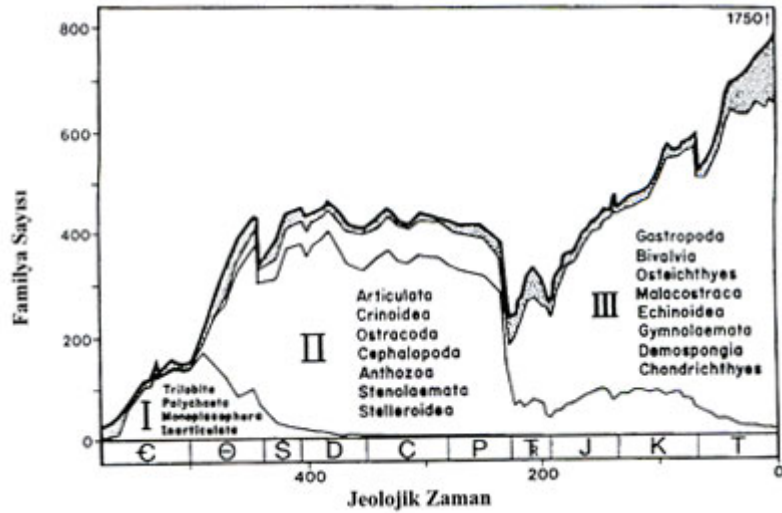
Uluslararası Stratigrafi Komisyonu (ICS) tarafından 1984 yılında oluşturulan T.Tozer liderliğindeki Permo-Triyas Sınırı alışma Grubu (PTBWG) ile sınırı belirlemek için klavuz olarak kabul edilen *Otoceras*, yerini 1986’da konodont türü *Hindeodus parvus*’a bırakmıştır. Geç Permiyen-erken Triyas kronostratigrafik zaman skalasının konodont biyozonları temel alınarak oluşturulmasının tercih nedeni, konodontların global ve eş zamanlı bir dağılıma sahip olup, fasiyese bağlı olarak önemli bir değişiklik göstermemesidir (Ogg ve diğ., 2004, Bowring,1998). 1993’de Calgary’de toplanan *Annual Convention of the Canadian Society of Petroleum*

Geology'de Zhejiang bölgesinde Meishan kesiti, Kashmir bölgesinde Guryul Deresi kesiti, Sichuan bölgesinde Shangsi kesiti ve Tibet'de Selong kesiti olmak üzere dört stratotip önerilmiştir. Selong'da yapılan çalışmalar (ör. Jin ve diğ., 1996) kesitin, P-Tr sınırının aşağısında bariz boşluklar (=hiatuslar) içerdiğini ve Changhsingian Katının bu kesitteki varlığının belirsiz olduğunu ortaya çıkartmıştır. Çin'de, Zhejiang bölgesi Meishan Kesiti'nde 27. yatağın tabanında *Hindeodus latidentatus*-*Hindeodus parvus*-*Isarcicella isarcica* evrimsel soyunda *Hindeodus parvus* 'un ilk olarak belirlediği düzey Triyas Sistemi'nin tabanını ya da Changhsingian Katının üst sınırı olarak kabul edilmiştir (Yin ve diğ., 1996, Triyas alt komisyonu, 2000). Ammonoid cinsi *Otoceras* uzun süre ilk Triyas formu olarak kabul edilmiş ve bu nedenle de Griesbach (1880) tarafından daha önce Triyas'ın tabanını tanımlamak için kullanılmıştır. Griesbach'ın Himalayalar'da Triyas'ın tabanını tanımlamak için kullandığı *Otoceras woodwardi* zonudur; ancak bu tür bugün sadece Gondwana kıtasının çevresinde ve Tetis'in güney kısmında çökelmiş kayalardan bilinmektedir (Ogg ve diğ., 2004). Ama global deneştirmelerde, deniz ve karalarda yaşam şartlarının asgari koşullarda sürdüğünün göstergesi olarak kabul edilen minimum karbon izotop değerlerinin ve denizel mantarlarda görülen büyük artışın hemen arkasından istifte beliren *Hindeodus parvus*, yokoluştan iyileşme dönemine geçişi göstermek için çok daha iyi bir klavuz oluşturur. Bu seviye Himalayalar'daki *Otoceras woodwardi* ammonoid zonunun da biraz üzerindedir (Ogg ve diğ., 2004). Bu durumda Triyas'ın tabanı için konodontun öncelikli klavuz seçilmesi, daha önce Permo-Triyas sınırını tanımlayan olaylar olarak kabul edilen tipik Permiyen denizel faunasının kaybolması, hızlı fasiyes değişiklikleri, geniş alanlara yayılmış volkanizma ve izotop anomalileri gibi olayları En-Üst Permiyen içine dahil eder (Ogg ve diğ., 2004). Bowring ve diğ. (1998) paleontolojik ve jeokimyasal verilerin yokoluşun grafiksel olarak doruk noktasına ulaştığı zamanı, Changhsingiyen içinde göstererek yokoluşun bu kat içerisinde gerçekleşmiş olduğuna ve böylece Permo-Triyas biyostratigrafik sınırına yaklaşıldığına işaret ettiğini belirtmişlerdir. Permo-Triyas sınırı için ortaya 253 My (Mundil ve diğ., 2001) ile 251 My (Bowring ve diğ., 1998) arasında değişen yaşlar önerilmiştir. Jeolojik Zaman Skalası 2004'de sınır, U-Pb radyometrik yöntemi ile 251,2±3.4 My olarak tesbit edilmişse de, Ovtcharova ve diğerlerinin (2006) Güney Çin'de elde ettikleri yeni U-Pb verileri, sınırı 252,6±0,2 My olarak göstermektedir.

2.3 Permo-Triyas sınırında hayat

2.3.1 Permo-Triyas sınırında denizlerde hayat

Yerin jeolojik tarihi boyunca üç farklı evrimsel faunanın varlığı, J. Phillips'in ardından, Sepkoski'nin (1981) fosil kayıtlarından derlediği verilerle de (familya düzeyindeki bu veriler faktör analizi ile değerlendirilmiştir) tekrar ortaya konmuştur. Ancak bu üçlü ayırım birbirinin aynı değildir: Phillips, faunaları Paleozoyik (eski yaşam), Mesozoyik (orta yaşam) ve Kenozoyik (yeni yaşam) olarak ayırmışken, Sepkoski, Kambriyen, Paleozoik ve Mezozoik (Modern) faunaları ayırmıştır (bkz. Şekil 2.3).



Şekil 2.3 Denizel familyaların gösterdiği çeşitlilik ve üç evrimsel fauna. (Sepkoski, 1981: şekil 5).

Paleozoyik son devri olan Permian ile kapanırken Paleozoyik evrimsel faunası yerini yenisine bırakır. Paleozoyik faunasının genel hatları Kambriyen içerisinde belirmiş, fakat, Ordovizyen'den önce yayılma fırsatı bulamamıştır (Erwin, 1993, s. 22). Paleozoyik faunasında, sessil, epifaunal ve bentik organizma gruplarının egemenliği görülür. Bu gruplar aynı zamanda Permian sonundaki büyük yokoluşa en çok zarar gören grupları oluşturur (bkz. Şekil 2.4).

Karbonifer'le biyotik içerik açısından benzerlik gösteren Permian denizlerini temsil eden başlıca gruplar, fosil kayıtlarının aktardığı kadarıyla şöyledir: Algler

(*Tubiphytes* ve *Archaeolithoporella*), Protista, Porifera, Anthozoa, Bryozoa, Brakiyopoda, Mollusca, Echinodermata, Arthropoda, Conodonta ve Vertebrata.

Foraminifer protistler, Permiyen boyunca yaygın olarak bulunmuşlardır. Erken Kambriyen'in basit aglutine kavkılı tüpsü foraminifer formları Ordovizyen'de çeşitliliğini arttırmış, Siluriyen'le birlikte kalkerli kavkılara sahip formlar ortaya çıkmıştır. Karbonifer ve Permiyen boyunca evrimleşmeye devam eden bu formlar kavkı yapısını daha karmaşık bir düzeye ulaştırmışlardır. (Milsom ve Rigby, 2004, sf.119). Ekolojik olarak sınıflandırıldığında Permiyen ve Erken Triyas boyunca yaşamış olan foraminiferlerin bentik organizmalar olduklarını söyleyebiliriz. Planktonik foraminiferlerin, bentik atalarından, en-erken erken Jura veya orta Jura'da evrimleştikleri düşünülmektedir (Simmons ve diğ., 1997, s. 17). Geç Paleozoik, düşük plankton çeşitliliğinin ve birincil üretimin görüldüğü bir dönemdir. Devoniyen sonundaki yokoluştan özellikle planktonik formlar etkilenmiştir ve bu yokoluşun oluşturduğu tahribat, Jura'ya kadar gerçek anlamda telâfi edilememiştir (Rigby ve Milsom, 2000).

Permiyen boyunca bentik fusulinidlerin dağılımında güçlü bölgesellikler tespit edilmiştir. Örneğin Kunguriyen boyunca Uralberisi bağlantısının (Tetis-Uralberisi-Boreal bölge [Arktik ve K. Amerika]) kesilmesi ile birlikte, Roadiyen Katının tabanında, Boreal bölgede ve Kuzey Amerika'nın batısında fusulin artık görülmez. Alçak Tetis enlemleri ile Kuzey Amerika fusulinid faunası arasındaki bu farklılaşma öyle güçlüdür ki Guadalupiyen boyunca deneştirmeyi neredeyse imkânsız hale getirir. Sadece Kapitaniyen boyunca *Yabeina* cinsi Kuzey Amerika'ya göç eder. Lopingiyen boyunca, fusulinidlerin dağılımı Tetis ve platform kenarındaki iç havzalarla sınırlıdır (Kozur, 2003) yani okyanus içlerine gidiş yoktur. Bu dağılım, bize daha sonra Permiyen sonu yokoluşunun kronolojik yayılımında ışık tutacak faktörlerden biri olacaktır.

Permiyen sonundaki büyük yokoluşa, birçok foraminifer familyası ve bu arada *Fusulinina* altordosu ortadan kalkmıştır (Hallam ve Wignall, 1997). Foraminiferler, birincisi Orta Permiyen sonunda (özellikle fusulin foraminiferlerin etkilendiği) ikincisi Geç Permiyen sonunda olmak üzere iki büyük yokoluşa mâruz kalmışlardır. Orta Permiyen sonunda cüssece büyük ve karmaşık yapıli kavkılara sahip *fusulin* cinslerinin yokoluşunun ardından, Permiyen sonundaki yokoluşa kadar bir iyileşme

dönemi içinde daha kompleks yapılı formların gelişerek yayılımı devam etmiştir. Permien sonundaki yokoluş başlıca tropikal gruplar ile karmaşık yapılı kavkıya sahip grupları (fusulinler, miliolin'ler, sarımsız paleotextulariid'ler) ve Lopingiyen'de yayılmaya devam eden grupları etkilemiştir (Brasier, 1988'e göre Hallam ve Wignall, 1997'den). Ancak, fusulin foraminiferlerin yaşadığı yokoluşla kıyaslandığında Miliolina (kapsadığı cinslerin %50'si yokolmuştur) ve Textulariina (kapsadığı cinslerin %33'ü yokolmuştur) altordoları nispeten daha az etkilenmiş, nodosariid'ler ise hemen hemen hiç etkilenmemiş ve sınırı geçebilmiş görülmektedir (Hallam ve Wignall, 1997). Loeblich ve Tappan (1988), yokoluştan nispeten daha az şiddette etkilenen foraminiferlerin infaunal ve detritivor («döküntobur» denebilecek döküntü üzerinde beslenen formlar) olduklarını belirtmektedir. Hallam ve Wignall (1997), nodosariid ve textulariid egemen foraminifer topluluklarının, birçok Mesozoyik disaerobik (oksijen koşullarının yeterli olmadığı) biyofasiyesinde tespit edildiğini ve bunun yokoluşa neden olan mekanizmanın disoksik sularla ilişkili olabileceğini akla getirdiğini belirtmişlerdir. Yokoluştan sonra, bentik foraminiferler yeni habitatlara (lagün, bataklık ve resif) adapte olmuş ve daha derin ortamlara doğru yaşam ortamlarını genişletmiştir (Misom ve Rigby, 2004, sf. 119), yani yaşam kolayca oksijenlenebilecek sığ ortamlara hızla yeniden adapte olarak buralardan tekrar derin alanlara yayılmıştır.

Yokoluş sırasında, biyokütle azalmış, birincil üretim çökmüştür (de Wever ve diğ., 2006). Radiolarialar, geç Paleozoyik'in denizel birincil üretimi üzerine doğrudan bilgi verdiği kabul edilen, planktonik formlardır. Evrimsel tarihleri boyunca, global ölçekte gösterdikleri en önemli ve hızlı artış Permien yokoluşunu takiben, erken-orta Triyas boyunca gerçekleşir (de Wever ve diğ., 2006). Güney Çin, Japonya ve Kanada'nın batısında yaygın olarak tespit edilen derin denizel radiolaria çörtleri Permien sonunda ani bir şekilde yokolur ve Orta Triyas'da tekrar belirir. Bu 7-8 Ma'lık aralık 'çört boşluğu' olarak adlandırılmıştır (Hallam ve Wignall, 1997). De Wever ve diğerleri (2006), bu çevresel kriz dönemi boyunca bazı formların boyutlarını korurken popülasyonlarını küçülttüklerini, bazılarının iskeletlerini daha az karmaşık hale getirdiklerini (iskeletle ilişkili bazı dış öğelerin kaybolması yoluyla) ve diğer bazılarının da boyutlarını küçülttüğünü belirtmektedir. İskeletlerinde meydana gelen bu değişiklik radiolaria fosillerini dış etkilere daha hassas hale getirip

ökelde korunumunu güçleştirmiştir. Aynı şekilde popölasyonun küültölmesi de fosil olarak saklanma ve korunma şansını azaltmıştır.

Radiolaria familyaları, Cisuraliyen ve Guadalupiyen boyunca, alçak enlemlerde, Paleo-Tetis, Pasifik evresi ve Kuzey Amerika'nın batısı boyunca oldukça tekdüze bir dağılım gösterir (Kozur, 2003). Ancak, Tetis'in batısında, Lopingiyen boyunca, Paleo-Tetis ve Neo-Tetis'in birbirinden ekolojik bir bariyer oluşturacak şekilde ayrı olduklarını gösteren iki farklı radiolaria faunası (Paleo-Tetis'de, *Imotoella* egemenliğinde, *Neobaillella*'nın bulunduğu bir fauna; Neo-Tetis'de, *Ishigaconus*, *Lacisus* ve *Cariver*'nin bulunduğu bir fauna) tespit edilmiştir (Kozur, 2003). Aynı farklılık, Japonya ve Çin, arasında farklı kesitlerde de görölmektedir (Ancak her iki faunada da aynı olan bazı türler de bulunmaktadır.) Daha doğuya doğru gidildikçe Paleo-Tetis ve Panthalassa radiolaria faunaları arasında, alçak enlemlerde tam bir alışveriş görölmemektedir (Kozur, 2003).

Bentik organizmalar olan Porifera (Süngerler), Permiyen, Triyas ve Jura boyunca resiflerin önemli öğelerini oluşturmuştur, ancak Mesozoyik'le birlikte önemleri azalmıştır. Permiyen sonu yokoluşunda geçirdikleri değişiklik konusunda az veri bulunmaktadır (Erwin, 1993, s.91). Ancak, Permiyen sonu yokoluşundan etkilenen resif habitatları ile birlikte resif oluşumlarının tipik üyeleri olan kalkerli süngerler (*Calcispongia*) ve kalkerli alglerde (özellikle *Tubiphytes*) familya düzeyinde soy tükenmeleri meydana gelmiştir. Permiyen yokoluşu boyunca algler, hem sınıf *Receptaculitida*'yı (Benton, 1993'e göre) hem de bir başka sınıfa ait bir familyayı (*Moelleriaceae*) kaybederler.

Resif oluşumuna katılan mercanları temsil eden sert iskeletli (Anthozoa sınıfına dahil olan) Tabulata ve Rugosa iyi tanınan geç Paleozoik takımlarıdır. Tablalı mercanlar, ilk olarak Kuzey Amerika'da Erken Ordovizyen kayalarında belirmiştir ve hızla küresel ölçekte bir dağılıma sahip olmuşlardır. Ordovizyen ve Devoniyen sonu yokoluşları ile çeşitlilikleri büyük ölçüde azalan grup, Permiyen sonunda tamamen ortadan kalkmıştır (Milsom ve Rigby, 2004). Rugoz mercanlar da, Kuzey Amerika'da Orta Ordovizyen kayalarında ilk olarak belirmiş, Ordovizyen sonu ve Devoniyen sonu yokoluşlarından etkilenmiş ve Permiyen sonunda tamamen ortadan kalkmıştır.

Resiflerin diğ er bir önemli bileşeni olan brakiyopodlar, geç Paleozoyik’de oldukça çeşitli ve geniş alanlara yayılmış olarak temsil edilmektedir. Bu dönem içinde farklı ve ilginç morfolojilere sahip eklemli brakiyopod formları evrimle mi tir. Bunlar arasında koni şekilli, resiflerde yaşayan richthofenidler, dikenli productidler ve yuvarlak oldhaminidler özellikle dikkat çekici olanlarıdır (Erwin, 1993, s.95). Orta Permiyen- erken Triyas arasında brakiyopod familyalarının %90’ı yokolmu tur (Hallam ve Wignall, 1997, Erwin, 2006, s.108). Ancak, bu yokoluş eklemsiz brakiyopodları etkilememi  g r lmektedir (Erwin, 1993). Triyas boyunca eski çeşitlilik düzeyini yakalayamayan brakiyopodlar, Mesozoyik’de ekolojik olarak büyük ölçüde bivalvlerle ( iftkabuklularla) yerde i tirmi lerdir.

Hem brakiyopod hem de bivalvler yokolu tan ciddi şekilde etkilenmiş olmalarına rağmen sadece bivalvler yokolu tan önceki gibi sürekli bir çizgi ile  e itlili ini daha sonra da arttırmaya devam etmiştir (Benton, 2003, s.195-197). Bivalvlerin yokolu tan etkilenmemiş gibi görünmelerini Benton (2003, s. 195-197) geç Permiyen bentik faunası içerisinde brakiyopodlardan daha nadir bulunan bir   ge olmaların ve işgal ettikleri habitatların  e itlili ine ba lamaktadır. Bivalvler bu dönemde kumlu, çamurlu deniz tabanı üzerinde ya da   kelde oluşturduğu oyuklar içinde yaşamak gibi farklı tarzlar ortaya koymuşlardır. Permiyen sonu yokoluşu, bu yaşam tarzlarını ortadan kaldırmamı , ancak tür çeşitliliği önemli ölçüde azalmıştır (Benton, 2003, 195-197).

Bryozoa kolonileri, süngerler, mercanlar, brakiyopodlar ve krinoid mercanlar ile Permiyen resiflerinin önemli bir bileşenini olu turmu lardır. Geç Permiyen’de bryozoa formları güçlü bölgesel farklılıklar ( zellikle Tetis ve Boreal bölge formları arasında) gösterir. Cins düzeyinde maksimum  e itlilik Wordiyen ve Kapitaniyen’de görülür ve Orta Permiyen’in sonunda cins ve familyaların % 50’si yokolur (Gilmour ve Morozova, 1997). İlginç olarak, Paleo-Tetis bryozoaları geç Permiyen’de Boreal bryozoalar kadar çeşitlilik göstermezler (Gilmour ve Morozova, 1997). Bu da Paleo-Tetis’in Boreal bölgeye nazaran daha ‐yaşam düşmanı‐ bir ortam temsil ettiği teziyle uyumlu bir gözlemdir, çünkü normal şartlar altında (yüksek su sıcaklığı ve tuzluluk) ekvatoryal bölgede bulunan Paleo-Tetis içerisinde daha büyük bir çeşitlilik beklenirdi.

Permiyen ile birlikte yumuşakçalar, denizel toplulukların daha egemen ögeleri haline gelirler. Bu dönemde çiftkabuklu ve karındanbacaklı sınıfları daha çok kıyıya yakın ortamlarda bulunmuşlardır. Çiftkabuklular, daha çok döküntobur ya da süzücü formlardan oluşmaktaydı (Erwin, 1993, s.101). Paleozoyik karındanbacaklı yumuşakçaları, büyük ölçüde otçuldu ya da deniz suyunu süzerek besleniyorlardı (Erwin, 1993, s. 102); ancak, çiftkabuklu ve eklembacaklılarla beslenen bazı yırtıcı türler de bulunmaktaydı (Benton, 2003, s.192). Bugün ise denizel gastropod familyalarının ~ % 90'ı etobur ve yırtıcıdır (Erwin, 2006, s.248). Permiyen sonu yokoluşunda sahip oldukları cinslerin %90'ını kaybetmişlerdi. Ancak cins düzeyinde tespit edilen bu yokoluş büyüklüğü, familya düzeyinde yalnızca 3-16 familyaya karşılık gelmektedir (Hallam ve Wignall, 1997). Fosil kayıtları, gastropodların Geç Permiyen'de, coğrafi olarak yaygın olmalarına rağmen fosil toplulukları içerisinde nadir bulunduklarını göstermektedir. Erken Triyas'da eskisi kadar yaygın olmamakla birlikte daha verimli ve daha küçük formlar ile karşımıza çıkarlar. Yokoluş süresince fosil kayıtlarından silinen, ancak Anisiyen'de tekrar ortaya çıkan familyalar («Lazarus familyalar») da evrimleşen yeni cinslerle birlikte fosil kayıtlarında belirir (Hallam ve Wignall, 1997). Permiyen sonu yokoluşundan daha çok dar alanlarda yayılım gösteren ve belirli besin diyetlerine adapte olmuş türler etkilenmiştir (Benton, 2003). Erwin (2006), Guadalupiyen sonundaki yokoluşta dar alanlara yayılmış cinslerin diğerlerine nazaran daha fazla etkilendiğini ancak bu durumun Changshingiyen sonunda her iki grubun da eşit derecede etkilenmesi ile değiştiğini belirtmektedir.

Kafadanbacaklı yumuşakçalar (Cephalopod mollusklar) açısından Permiyen okyanuslarının önemli bileşenleri Nautiloidea ve Ammonoidea takımlarıdır. Bu takımlar, bugün çoğunlukla sert dış iskeletten yoksun olan kafadanbacaklı formlarının aksine sert iskeletlere sahiptirler. Her iki takım da güncel nautiloid formları gibi sarımlıdır ancak değişik iskelet yapılarına sahiptirler (Erwin, 1993, 102). Permiyen sonunda ammonoid cinslerinin % 97'si ortadan kalkmıştır (Erwin, 2006, s.113). Yang ve Wang (1999)'a göre üç cins yokolmaktan kurtulabilmiştir: *Pseudogastriceras*, *Episgeras* ve *Nodosageceras*. Bu üç cinsin ortak özellikleri az ya da hiç süslemesi olmayan küçük kavkılara sahip olmalarıdır. Mollusk morfolojileri ve su sıcaklığı arasında ilişki sonucu arktik formlar genellikle küçük, basit (az ya da hiç süslemesi olmayan) morfolojilere sahipken, tropical formlar

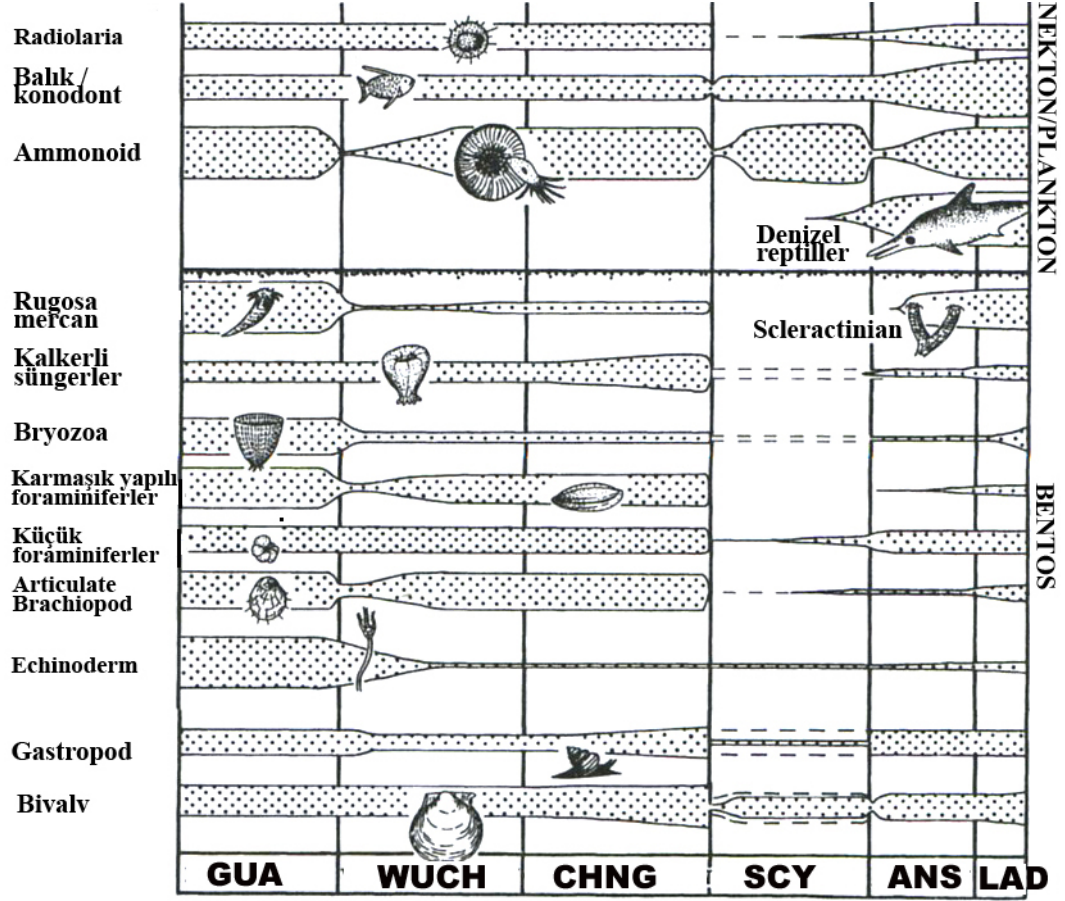
büyük, süslü ve kalın kavkılı olurlar (Wu, 2006). Dolayısıyla burada da yokolan taksonlar Paleo-Tetis içindekiler olmuştur. Ammonoidlerin tamamen ortadan kalkması Kretase-Tersiyer sınırındaki yokoluştaki gerçekleşir. Buradan yola çıkarak hayatta kalan ammonoidlerin bir ortak özelliğinin soğuk sulara adapte olmuş olmaları, yani Paleo-Tetis dışında bulunmaları olduğu söylenebilir. İyi bir yüzücü olan Paleozoyik Nautiloidleri ise yokoluştan etkilenmemiş görünmektedir (Teichert, 1990'a göre Wu, 2006'dan).

Permiyen denizlerinde bol çeşitliliğe sahip olarak bulunan arthropodlardan Ostrokodlar (Alt Şube Kabuklular [Crustacea]) ve Trilobitler (Alt Şube Trilobita) yokoluştan ciddi biçimde etkilenmiştir. Benton (2003, s.199), aile düzeyine ulaşan soy tükenmeleri yaşayan ostrokodların, sığ denizel ostrokod grupların daha derin ortamlarda ve geniş alanlara yayılarak yaşayan gruplara nazaran yokoluştan daha şiddetli etkilendiklerini belirtmektedir. Son olarak Devoniyen sonu yokoluşuyla çeşitliliği iyice azalan ve Trilobit'ler Permiyen sonunda tamamen yokolur. Oluşan ekolojik kriz, diğer arthropod gruplarını da gene aile düzeyinde etkileyecek soy tükenmelerine maruz kalmıştır (Erwin, 1993, s.105).

Permiyen denizel ekosistemlerinin önemli bir ögesi olan resif habitatları, Permiyen sonunda tamamen yokolmuştur (Benton, 2003, s.186-187). Sığ tropical enlemleri işgal eden bu resifler "resif boşluğu" olarak adlandırılan yaklaşık 7-8 My boyunca tekrar gelişemezler. Permiyen'in önemli resifleri bugün Batı Texas ve New Mexico'da (Capitan resifleri), İngiltere'nin kuzeyinde (Zechstein resifleri) görülür (Wood, 1998). Üst Permiyen resifleri bryozoa, kalkerli sünger ve çeşitli alg türleri ile karakterize edilir.

Permiyen sonu yokoluşu, balıkları hemen hemen hiç etkilememiştir (Patterson ve Smith, 1987'e göre Wignall ve Hallam, 1997'den). Balıkların, Permiyen sonundaki yokoluştan etkilenmemiş görülmelerinin nedeninin, muhtemelen Permiyen çökelleri içerisinde Triyas'a oranla daha iyi korunmuş olmalarından kaynaklı olduğu öne sürülmüştür (Hallam ve Wignall, 1997). En-geç Permiyen ve en- erken Triyas boyunca balık fosillerinin korunmuş ve yaygın olarak bulunduğu tek bölgenin Doğu Grönland'ın kuzeyi olması (Bendix-Almgreen, 1976'a göre Wignall ve Hallam'dan), Doğu Grönland'ın Paleo-Tetis'in aksine yaşam için daha elverişli bir sığınak işlevi gördüğünü göstermektedir. Benton (2003, s.200), Permiyen sonundaki balıkların

başlıca gruplarının erken Triyas’da da temsil edildiğini, yokolan balık familyalarının yerini ise, erken Triyas’da yeni boyutları küçülmüş/cüce familyaların aldığını belirtmektedir.



Şekil 2.4. Genel hatlarıyla Permo-Triyas sınırı boyunca denizel biyotada meydana gelen değişiklik. (Hallam ve Wignall, 1997, şekil:5.8, s. 115).

2.3.2 Permo-Triyas sınırında karalarda hayat

2.3.2.1 Flora

Karbonifer ve Permien, bitki evriminin ‘davranışsal faz’ olarak adlandırılan dördüncü fazı, karaya uyum süreci içinde geliştirdiği birçok doku türüyle önem kazanan ‘morfolojik faz’ ın ardından gelerek, ekosistem dinamiklerinin keşfedildiği bir dönemi temsil eder (Bateman ve diğ., 1998). Bu zaman aralığı boyunca özellikle bitki bireyleri ile onların abiyotik çevreleri ve bitkilerin birbirleri ile ilişkilerini sağlayan bir biyotik-abiyotik ve biyotik-biyotik ilişkiler ağı kurulur: mikorizal ve patojenik mantarların, hayvansal polen yayıcıların ve otoburların ortak evrimle

gelişimi bu ilişkilerin oluşmaya başladığına işaret eder (Bateman ve diğ., 1998). Karbonifer, sonuna doğru yaşadığı soğuk döneme kadar, varlığı daha ziyade nemli bölgelerde erken Permiyen içlerine kadar devam eden ılık, nemli bir iklime uyum sağlamış tipik bir floraya sahip olmuştur. Permo-Triyas, dünyada global iklim değişikliklerinin olduğu bir aralıktır ve artan CO₂ ile (bugünkü düzeyin aşağı yukarı beş katı) geç Karbonifer- erken Permiyen boyunca hakim olan soğuk iklim koşullarından, sıcak iklim koşullarına geçer (Berner ve Kothavala, 2001). Bu flora Permiyen'in ilk dönemlerine kadar etkisini korumuş, daha sonra değişen iklim koşullarına bağlı olarak, daha iyi adapte olan bir floraya dönüşmüştür. En erken Permiyen florası yüksek nemin olanak verdiği bölgelerde Geç Karbonifer floral görünümü sunsa da (Behrensmeyer ve diğ., 1992, s. 265), Permiyen- Triyas arası dönem, Paleofitik floranın zaman aşımli olarak Mezofitik floraya geçişine sahne olmuştur (Knoll, 1984'e göre Hallam ve Wignall, 1997'den, s.111). Erken Permiyen'de ilerleyen buzullar ile pteridospermiler, pecopteridler (ağaç gibi büyüyen eğrelti otları), sphenopsidler (at kuyruğu) azalır ve yerlerini coniferler, callipterid pteridospermiler ile diğer çeşitli tohum taşıyan pteridospermiler alır (Di Michelle ve Hook, 1992'e göre Erwin, 1993'den, s. 38). Permiyen vejetasyonun gösterdiği toprak bağımlılığı ile ilgili («edafik») farklılıklar iklimsel zonlaşmanın mümkün olabileceğini düşündürmüştür. Ziegler ve diğerleri (1990), yaptıkları modeller, Permiyen'de on fitocoğrafi bölge ya da biyom ayırdetmişlerdir¹³. Pangea süper kıtasının oluşumu sonucu artan kontinentalite ile birlikte bölgesel farklılıklar çoğalmış ve mezomorfik karakterdeki floral alanlardan (ılıman-nemli ortama adaptasyona uygun yapılara sahip) kseromorfik karakterdeki (kurak ortama adaptasyona uygun yapılara sahip) floral alanlara geçiş görülür (Behrensmeyer ve diğ., 1992, s.264).

Permo- Triyas sınırı boyunca incelenen Geç Permiyen polen ve spor verileri Permiyen sonunda, Geç Permiyen'in belli bir çeşitliliğe sahip floral topluluklarının yerini, dramatik bir değişimle Erken Triyas'ın lycopod sporlarının hakimiyetinde bir floraya bıraktığını göstermektedir. Isoetalean lycopodlar, ağaçsı formların Permiyen

¹³ Bu biyomlar şöyledir: Ekvatoryal ve tropikal daima yağışlı biyom; tropikal ve subtropikal yazları yağışlı biyom; kıyı ve kıyı içi tropik çöl biyomu; kışları yağışlı biyom; batı ve doğu sıcak ılıman biyom; batı ve doğu soğuk ılıman biyom; orta enlemler çöl biyomu; soğuk ılıman biyom; arktik biyom; glasiyal biyom)

sonu ekolojik krizinden etkilenmiş olmaları sonucu rekabetsiz bir ortamda geniş alanları kaplamışlardır. Örneğin en baskın cinsi olan *Pleuromeia*, yarı-kurak'dan nemli/kıyı bölgelerine kadar uzanan genişlikte habitatlar işgal edecek ölçüde global dağılım göstermiştir (Looy ve diğ. 2000). Looy ve diğerleri (2000), Lycopodların Permien sonu yokoluşundan kurtulmasını ve erken Triyas süresince geniş alanlara yayılabilmesini kriz zamanlarında oluşan yerel koşullara adaptasyonda gösterdikleri başarı gibi nedenlere bağlamışlardır.

Looy ve diğerleri (2001, 2005), Doğu Grönland kesitinden elde ettikleri fosil polen ve spora dayanarak Permien sonunda meydana gelen ekolojik krizden bitkilerin nasıl etkilendiklerini üç faza ayırarak ortaya koymuşlardır. Bu yoruma göre ilk fazda, ormanlarla kapalı ağaçların (koniferlerin ya da gymnospermilerin) hakimiyetindeki alanlar yerlerini açık otsu (hızla çoğalan fırsatçı bitkilerin kapladığı) alanlara bırakmışlardır. Bu bitkiler muhtemelen çevresel felaket meydana gelmeden önce odunsu ağaçlar, tohum taşıyan eğreltiler ve koniferlerin gölgesinde kalarak floral yapının daha çekingen öğelerini oluşturmaktaydılar. Bu fazda ayrıca çürüyen ölü ağaçlar üzerinden beslenen mantarlarda artış olduğu göze çarpar. İkinci faz, açık alanların eğreltiler ile kaplanması ve fırsatçı formların çoğalması ile kendini ortaya koyar. Bu fırsatçı türlerin çoğunluğunun yokolması ile üçüncü fazda oldukça indirgenmiş daha aşağı bitkilerden oluşan bir floranın hakimiyeti görülür. Bu fazda polen ve spor miktarı da azalır.

Palinolojik çalışmalar ayrıca Permo-Triyas sınırında (Changshingiyen'de) mantar sporlarında aşırı bir artışın varlığını ortaya koymuştur. Normal koşullarda mantar sporları palinolojik örneklerde çok az oranlarla temsil edilirler (Hallam ve Wignall, 1997). Visscher ve diğerleri (1996), bu artışı Sibiryadaki volkanizma ile ilişkilendirerek, asit yağmurlarının yolaştığı, ağaçsı vejetasyonun tahribatının (ya da karasal ekosistemlerin çöküşünün) göstergesi olarak yorumlamıştır. Ancak Erwin (2006, ss.154-159), Visscher ve diğerlerinin (1996) tespit ettiği mantarlarla bazı yeşil alg cinslerinin büyük benzerlik taşıdığını burada sözü edilen alg ve mantar olarak teşhis edilen örneklerin büyük bir kısmının aslında alg olma ihtimalinin bulunduğunu belirtmektedir (Foster ve diğ., 2002 ile Erwin [2006]'da belirtilen sözlü görüşmeye ve Afonin, 2001'e dayanılarak). Bu durum, Permo-Triyas sınırında, sık ortamlarda yeşil alglerde aşırı artışa neden olacak bir takım değişiklikler olduğu şeklinde yorumlanmıştır.

Ward ve diğerleri (2000), Karoo havzasındaki Permo-Triyas sınırında yaptıkları sedimantolojik analizler sonucu, Permian sonunda nehir morfolojilerinde değişme tespit etmişlerdir. Permo-Triyas sınırında meydana gelen sedimantasyon artışıyla meanderli nehir morfolojisinden, örgülü nehir morfolojisine geçiş gerçekleşmiştir. Sınırdaki gerçekleşen bu erozyona, bitkilerin yokoluşu (Ward ve diğ., 2000) ile birlikte artan sıcaklık ve yağmur (Benton, 2003, s.221-222) neden olarak gösterilmiştir. Ayrıca, Ward ve diğerleri (2000), aynı durumun diğer karasal kesitlerde de tespit edilebileceğini belirtmektedir. Nitekim, Gondwana Kıtasından derlenen en- geç Permian toprak örneklerinde (erken Triyas örneklerinin aksine), bu beklentiye doğrular nitelikte, bol miktarda karbon ve bitki kökleri tespit etmiştir (Retallack, 1999). Permo-Triyas sınırında, gerçekleştiği farkedilen bu erozyonun nedeni artan sıcaklık ve yağmur düzeyleriyle ilişkilendirilmiştir (Benton, 2003, s.222).

2.3.2.2 Fauna

Bitkilerde olduğu gibi omurgalıları için de geç Karbonifer-erken Permian zaman aşımında bir değişimin dönemi olmuştur (Knoll, 1984'e göre, Behrensmeyer, 1992'den). Karbonifer'le birlikte karasal ekosistemlerde hızla çeşitliliğini arttıran amfibilerin, birçok grubu Permian içlerinde de var olmaya devam etmiştir. Bu grupların büyük bir kısmı erken Permian sonunda tükenmiş (Anthracoidea, Aistopoda, Necritidea, Microsauria gibi), ancak Temnospondyli takımı, Seymouriamorpha alt-takımı ve Diadectomorpha takımları gibi gruplar Permian boyunca karasal ekosistemlerin parçası olmaya devam etmişlerdir (Benton, 1990). Erken Permian temnospondilleri karnivordur. Tipik bir temnospondyl olan *Eryops*'un balıktan amfibi ve sürüngenlere kadar çeşitlilik gösteren bir diyeti vardı. Temnospondiller'in, Orta Permian boyunca sucul, balık yiyen türleri dışında çeşitlilikleri giderek azalmıştır (Benton, 1990). Diadectomorpha ise karada otobur diyet uyumu geliştiren ilk omurgalılarından olmuştur (Benton, 1990).

Geç Karbonifer'de, küçük-orta büyüklüklerde ve böcek-yiyen (insektivor) olan ve yaklaşık yirmi cins ile temsil edilen bazal anapsid, synapsid ve diapsidler, erken Permian boyunca da çeşitliliklerini arttırmaya devam etmişlerdir. Bu gruplardan geç Karbonifer bazal anapsid ailesi Prothyrididae, diapsid ailesi Petrolacosaurida ve synapsid ailesi Ophiocodontidae (pelycosaurlar) erken Permian içlerine kadar temsil edilmişlerdir. Geç Karbonifer-erken Permian'de sürüngenleri temsil eden

gruplar arasında ilkel synapsid pelycosaurların hakimiyeti sözkonusudur. Fosil kayıtları Kuzey Amerika ve Avrupa’da iyi korunmuş örneklerini sunmaktadır (Romer, 1966). Küçük cüsseli Eothyridid (Romer ve Price, 1940), orta ve büyük cüsseli spenacodontid, varanopseid ve seymouriid pelycosaurlar erken Permian ekosistemlerinin orta boy yırtıcı etoburdurlar (Behrensmeyer, 1992). Küçük cüsseli Caseid ve büyük cüsseli edaphosauridler aynı dönemin otoburlarıdır. Etobur spenacodontid *Dimetrodon* ve otobur edaphosaurid *Edaphosaurus* sırt bölgesindeki omur yaylarının diken gibi uzayarak yelkene benzeyen, vücut ısısının düzenlenmesinde iş gördüğü tahmin edilen yapılara sahiptirler. Ancak pelycosaurların da, diğer sürüngenler gibi ektotermik oldukları kabul edilmektedir (Benton, 1990).

Geç Permian karasal omurgalı faunasında, otobur diapsid ve synapsid taksonların hakimiyeti sözkonusudur. Erken Permian’ın tersine bu dönemde, Pangea’nın kuzeyi ve güneyi arasında faunal benzerlikler kurulmuştur (Behrensmeyer ve diğ., 1992, Suess ve Boy, 1988). Bu kuşkusuz bu tezde sunulan Ptolemaik dünya coğrafyasının da bir sonucudur. Pelycosaurlar orta Permian boyunca, geç Permian karasal omurgalı faunal çeşitliliğinin %80’ini oluşturan therapsidlerle yer değiştirir. İlk (kök) therapsidler olarak kabul edilen *Biarmosuchia* cinsi, küçük bir etoburdur. Daha ilkel therapsidler olarak kabul edilen ve kapsadıkları 40 cinsle (Benton, 1990) Güney Afrika’da Beaufort Grubu dinocephalia topluluk zonu ile Rusya’dan bilinen (Behrensmeyer, 1990) dinocephalianlar da hem otobur hem de etobur tipi beslenme adaptasyonu gösteren omurgalı formları ile temsil edilir bu dönemde. Dicynodont therapsidler, 70’in üzerinde (Benton, 1990) cinsle geç Permian omurgalı faunasının egemen herbivor grubunu oluşturmuşlardır. Ancak yalnızca geniş yayılıma sahip iki cinsi erken Triyas içinde de varolmuştur. Oluşturdukları karmaşık ekosistem görünümü ile dicynodontlar hem Karoo havzası Dicynodont Zonunda hem de Rusya’da tespit edilmiştir (Benton, 2003, s.215-218). Bunlardan *Lystrosaurus* cinsinin özellikle doğu Pangea yer köprüsünü kullanarak Gondwana Kıtasından Lavrasya’ya geçmiş olması, bu cinsin temsilcilerinin Apalaş ötesi Kuzey Amerika ve Batı Avrupa’da olmaması nedeniyle kuvvetle muhtemeldir (burada bu dönemde İberya Yarımadasının Gondwana Kıtası içinde düşünülmesi gerektiğini belirtmeliyim).

Romer’in (1966) verilerine dayanılarak karasal faunanın Permian sonu yokoluşundan çok az etkilendiği (Colbert, 1973) ya da hiç etkilienmediği

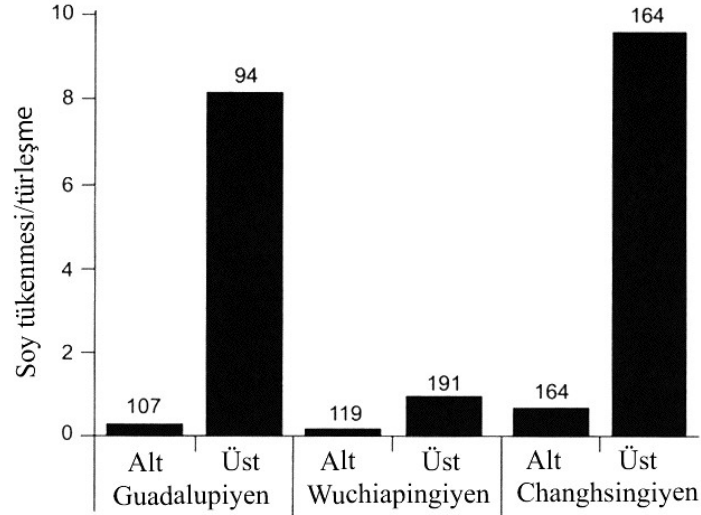
düşünülmüştür (Pitrat, 1973). Ancak, Olson (1982) aynı verileri farklı bir şekilde yorumlayarak, geç Permiyen’de omurgalı faunasında önemli bir azalmanın gerçekleştiğini ortaya koymuştur. Benton (1989) fosil kayıtlarından derlediği verilerle, Permiyen sonunda karasal omurgalı familyalarının % 63’ünün yokolduğunu göstererek, bu değerin denizel familyalarda görülen yokoluştan daha yüksek olduğunu ortaya koymuştur (Benton, 1995). Aynı verilere göre, küçük cüsseli hem otobur-hem etoburlar (omnivorlar), bütün büyük cüsseli otoburlar, süzülen sürüngenler ve dokuz amfibi familyasından sekizi yokolmuştur (Hallam ve Wignall, 1997). Karasal veriler Permiyen sonu ekolojik krizinin bir kaç milyon yıl sürdüğünü (King, 1991) ve hızlı bir yokoluş olayıyla sonlandığını (Olson, 1989) göstermiştir (Hallam ve Wignall, 1997). Ward ve diğerleri (2005) Karoo havzasında gerçekleştirdikleri kemostratigrafik, magnetostratigrafik ve biyostratigrafik analizlerin, karalarda Permo-Triyas sınırı boyunca dereceli bir yokoluşu gösterdiğini bildirmişlerdir. Erken Triyas’da karalar Permiyen sonu yokoluşundan kurtulan dicynodont *Lystrosaurus* ile dolup taşmaktadır. Sürüngen ve amfibiler *Lystrosaurus*’la karşılaştırılamayacak kadar azdır. Bu nedenle *Lystrosaurus* da tıpkı, ağaçsıların yokoluşu ile anormal çoğalan otsular gibi bir «felâket taksonu» olarak kabul edilebilir. Ancak Rusya’da, Karoo’dan farklı olarak, dicynodontların yerini erken Triyas’da *Lystrosaurus* yerine artan yoğunluğu ile amfibilerin aldığı göze çarpar (Benton, 2003, s.225).

Karasal ekosistemlerin önemli bir parçası olan böcekler, herbivor formlarının çeşitliliğini Permiyen boyunca artırır (Behrensmeyer ve diğ., 1992, s.272). Böcekler sınıfı içerisinde tanımlanmış 37 takımın, 22 tanesi Permiyen’den bu yana bilinmektedir. Bol çeşitliliğe sahip böcek toplulukları Permiyen lokaliteleri, Euramerica, Sibirya’da Kuznetz havzasından, Angara Karası’nın ılıman bölgeye düşen kısmından, Avusturya ve Afrika’dan (geç Permiyen’de) bilinmektedir (Behrensmeyer ve diğ., 1992, s. 272). Böceklerin etkilendiği tek büyük yokoluş Permiyen sonundaki olmuştur (Erwin, 2006, s.150) ve bu da doğrudan atmosferin zehirlendiği ve orman alanlarının çok azaldığı tezine destek sağlamaktadır.

3. PERMİYEN SONU BÜYÜKYOKOLUŞU VE ANOKSİYA HİPOTEZİ

Permien Periyodu içerisinde ($298\pm0,8$ My – $252,6\pm0,2$ My) iki ayrı biyotik kriz yaşanmıştır (bkz. Şekil 3.1). Bu krizlerden ilki Guadalupiyen sonunda ($260,4\pm0,7$) gerçekleşmiştir (Stanley ve Yang, 1996) ve büyüklüğü Permien sonunda meydana gelen krizden daha azdır. Permien sonunda gerçekleşen yokoluşun neden olduğu tahribat üzerine tür düzeyinde yürütülen tahminler %75'ten (Hoffman, 1986), %90' a (McKinney, 1995) ve hattâ %96'ya (Raup, 1979; Erwin, 1993), kadar değişmektedir.

Guadalupiyen sonunda gerçekleşen yokoluş en iyi Güney Çin'de Guangxi Eyaleti'nde Hong Shui nehri boyunca incelenen kesitlerde ortaya konmuştur (Erwin, 2006, s.104). Guadalupiyen-Lopingiyen sınırı boyunca, brakiyopod, ammonoid ve gastropodlarla yapılan çalışmalardan elde edilen verilerle de desteklenen bu ilk yokoluşun, hem denizel omurgasızları (Stanley ve Yang, 1996), hem de Antarktika ve Güney Afrika'dan elde edilen veriler doğrultusunda, karasal omurgalı ve bitkileri etkilediği tespit edilmiştir (Retellack ve diğ., 2006). Bu yokoluşla denizel cinslerin % 58'inin soyunun tükendiği ortaya çıkmıştır (Benton, 2003, s 256). Bu değer Permien sonu yokoluşundan az, ancak Kretase – Tersiyer sınırında gerçekleşen büyük yokoluştan daha fazladır. Ammonitlerin, rugoz mercanların, bryozoaların ve fusulin foraminiferlerin çeşitliliği önemli ölçüde azalmıştır. Bu dönemde en çok tür kaybı Paleo-Tetis'in orta enlemlerinde gerçekleşmiştir (Benton, 2003, s. 256). Guadalupiyen sonunda gerçekleşen regresyon denizlerde gerçekleşen yokoluşu açıklamak üzere ortaya atılmış hipotezlerden biridir. Ancak, Orta Permien – Üst Permien açık denizel faunal geçişini kaydeden sürekli sınır kesitlerinin nadir olarak bulunması (Wardlaw ve diğ., 2004), bulunan kesitlerin incelemeye yeterli kayıt içermemeleri dolayısıyla Permien'de gerçekleşen bu ilk ekolojik kriz üzerine yapılan çalışmaları sınırlamaktadır (Erwin, 2006, s.104).



Şekil 3.1 Stanley ve Yang'ın (1996) Permiyen'de gerçekleşen iki yokoluşun varlığını ortaya çıkartan denizel cinslerin dağılımı üzerinden yaptıkları analiz. Bu şekil Permiyen süresince meydana gelmiş iki önemli yokoluşun büyüklüklerinin bir ölçüsüdür. Şekilde kullanılan zaman ölçeği, yokoluşların şiddeti hakkında gerçek bir fikir vermemektedir.

Permiyen sonu yokoluşu için üretilen, anoksiya (Wignall ve Hallam, 1992; Wignall ve Twitchett, 1996; Isozaki, 1997; Hotinski ve diğ., 2001; Wignall ve diğ., 2005), yüksek konsantrasyonda CO₂'in yolaştığı hiperkapniye (karbondiyoksit zehirlenmesi) (Knoll ve diğ., 1996); metan ya da diğer gaz patlamaları (Ryskin, 2003) ve hidrojen sülfid zehirlenmesi (Kaiho ve diğ., 2001; Nielsen & Shen, 2004; Grice ve diğ., 2005; Kump ve diğ., 2005) hipotezleri yakın dönemde tartışılan hipotezler olmuştur. Sibirya'daki Tunguska plato bazalt volkanizması ile Permiyen sonu yokoluşunun zamansal olarak örtüştüğü ve dolayısıyla yokoluşun meydana gelmesinde önemli bir etkisi olduğu fikri de ortaya atılan hipotezlerin ayrılmaz bir parçası olmuştur (Campbell ve diğ., 1992; Renne ve diğ., 1995; Trofimov, 2003). Sibirya'daki Tunguska bazaltik plato volkanizması yayımlanmış en son verilere göre 249±1 My önce gerçekleşmiş, ~1 My sürmüştür ve 2. 10⁶ -3.10⁶ km³ volkanik malzeme dışarı püskürmüştür (Renne ve diğ., 1995). Fakat bu bazaltik volkanizmanın gerçekten ne kadar sürdüğü hâlâ jeokronologlar, paleontologlar ve stratigraflar arasında tartışmalıdır. Örneğin MIT'den Sam Bowring tüm volkanizmanın yalnızca 500 ka sürdüğünü iddia ederken, paleontologlar bu sürenin en az birkaç Ma olduğunu sanmaktadırlar (Prof. Kevin Burke ve Dr. Arnaud Brayard, sözlü görüşme, 2007). Ancak, bu miktarda bazalt volkanizmasının pek tabii olarak

doğurduğu sonuçların (atmosfere verdiği gazlar sonucu bozulan stratosferik denge ve asit yağmurları gibi etkiler) yokoluşa katkıda bulunarak çeşitliliği önemli ölçüde azaltmış olmalıdır. Visscher ve diğ. (2004), Permian sonundaki yokoluşa çöken floral ekosistemlerden sonra aşırı derecede artan *Lycopsida* tetradların (spor tetradları ayrılmadan kalırlar) mutasyon artışında bir değişimin görüldüğünü göstermişlerdir. Permian sonunda bitkilerde global olarak tespit edilen bu mutasyon artışının, yüksek UV radyasyonuna maruz kalmalarından dolayı gerçekleştiğini ifade eden Visscher ve arkadaşları, UV radyasyonunda bu derece artışa neden olarak Sibirya bazaltları bölgesinden emilen hidrotermal organohalojenlerin stratosferdeki ozon dengesini bozmasını göstermiştir. Erwin (2006, ss.154-156), bu ilişkinin üzerine, eğer volkanik patlamalar yokoluşa tetikleyen başlıca faktör kabul edersek geç Permian- erken Triyas sınırında herbiri bir volkanik kül tabakasının oluşumu ile aynı zamanda gerçekleşen basamaklı bir yokoluşun gerçekleşmesi gerektiğini belirtmektedir. Ancak bu çıkarım doğrulanmamıştır ve dolayısıyla volkanizmanın sorumluluğu zannedilenin çok altında olmuş olmalıdır.

Geç Permian–erken Triyas geçişini içeren kesitler incelendiğinde, kesit boyunca başlangıç düzeyi farklı kesitlerde değişiklik gösterebilen indirgeyici/anoksik koşulların varlığı tespit edilmiştir (ör. Wignall ve Hallam, 1992; Wignall ve Twitchett, 1996; Isozaki, 1997; Hotinski ve diğ., 2001; Wignall ve diğ., 2005; Kiehl ve Shield, 2005 gibi).

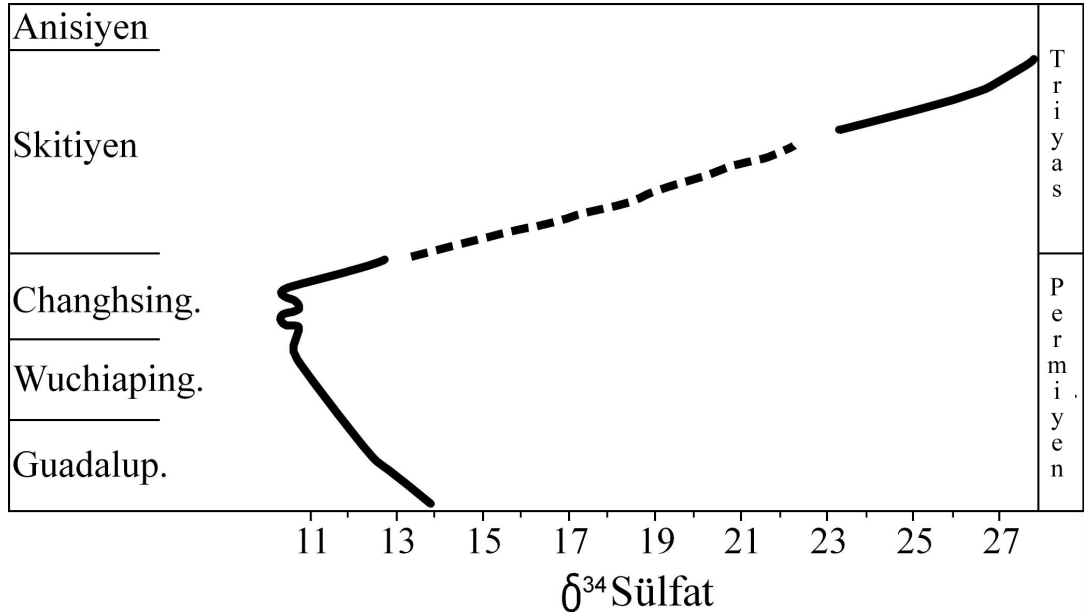
Normal şartlar altında sığ sularda deniz tabanı içinde (infauna) ya da yüzeyinde (epifauna) yaşayan organizmaların varlığını gösteren, biyolojik faaliyetlerine dair izler fiziksel şartların müsaadesi oranında çökeltide korunur. Ancak, geç Permian çökellerinin taşıdığı biyolojik faaliyet göstergesi izler son derece azalırken (ya da yok olurken), düşük oksijen koşulları altında yaşayan organizmaların varlığı tespit edilmiştir. Karbon izotop kayıtları ($\delta^{13}\text{C}$), Permo-Triyas sınırında negatif yönde bir sapmayı göstermektedir (Baud ve diğ., 1989). Geç Permian’de ‰ -24 ile -26 arasındayken, Permo-Triyas sınırında -33 ve -38 ile temsil edilen bu sapma (Erwin, 2006, s.170), karbonun atmosfer ve okyanusa büyük miktarda organik madde şeklinde eklendiği ve dönem içindeki yaygın anoksik koşullar yüzünden bozunmadan saklandığı görülmüştür. Karbon izotopu oranındaki negatif sapma, en-geç Permian’de hemen hemen bütün kesitlerde tespit edilmiştir. Sisteme bu kadar büyük miktarda organik karbonun nasıl girmiş olduğu tahmin edilen karbon rezervleri ile

açıklamak oldukça güçtür. Kesin bir kanıya henüz varılmamıştır. Ancak bu konuya geç Karbonifer ormanlarının kalıntılarının aşınmasının ve taşınmasıyla gerçekleşmesi olası katkısı bildiğim kadarıyla literatürde henüz tartışılmamıştır. Bu konuya aşağıda geri döneceğim.

Holser ve diğerleri (1989), karbon izotop oranındaki sapmanın, sığ kesimlerde, okyanusun derin bölgelerine nazaran daha negatif değerler kaydettiğini iddia etmişlerdir (Erwin, 2006'ya göre, s. 178). Holser ve diğerleri (1989) buna neden olarak fotosentezin çökmüş (fotosentetik algler) olmasını göstermiştir. Ancak, Ward ve diğerleri (2000) Karoo havzasında tespit ettikleri değişen nehir morfolojisi ve yoğun sedimantasyon ve bitkilerin yokoluşu ile artan erozyon nedeniyle karada meydana gelen ekolojik kriz sonucu ölen bitkilerin denize taşınmasını kolaylaştırmış ve daha sığ kısımlarda daha yüksek bir karbon izotopu sapmasına neden olmuş olabileceğini öne sürmüşlerdir. Nitekim, Retallack (1999)'ın tespit ettiği yoğun bitki kökleri içeren toprak örnekleri hem yokoluşun karaları ne kadar şiddetli etkilediğini göstermekte, hem de bu bitki kalıntılarının, Smith ve Ward'ın (2001) tespit ettiği şiddetli erozyonla denize taşınmış olduğu fikrini güçlendirmektedir. Ayrıca, Twitchett ve diğerleri (2001) Doğu Grönland'da Jameson Land kesitlerinden elde ettikleri veriler sonucu karasal ve denizel ekosistemlerin çöküşünün, karbon izotopundaki anomaliden daha önce gerçekleştiğini bildirmeleri de bu yöndeki düşünceleri pekiştirmektedir. Bu kadar fazla organik maddenin kaynağı tartışmalıdır. Bugüne kadar bildiğim kadarıyla literatürde tartışılmamış olan, Permien sonunda artan erozyonla, Permien denizlerine taşınmış Karbonifer'in yokolan devasa ormanlarının kalıntıları ya da Karbonifer kömürleri olması ihtimali de tartışmaya değerdir. Karbonifer'de atmosferdeki oksijen oranının % 35'e kadar çıkmış olması bize çok kaba olarak o zamanki orman örtüsünün, günümüzün atmosferinde yalnızca %21 oksijen bulunduran dünyasıninkinden %40 fazla olmuş olabileceğini göstermektedir. Her ne kadar Mesozoyik dünyasının ortalama oksijen miktarı bugünkünden fazlaysa da, en yüksek değerler hiçbir zaman % 25 veya 26'yı geçmemiştir (Graham ve diğ., 1995). Bu karşılaştırma bizi Karbonifer Devrinin dünya tarihinin en geniş orman örtüsüne sahip olduğu çıkarımına götürür. Bu ormanlı dönemi, yeryüzü tarihinin en geniş çöllerine sahip dönem izlemiştir (Burke ve diğ. 1990). Başka bir deyişle bu dönemde korunma iyi, denizlere taşınma zayıf olmuştur (Şengör, 2006). Korunan karbon yavaş yavaş fakat çok büyük miktarlarda

okyanuslara taşınmıştır. Bu gecikme, bize karbon anomalisinin niçin Permiyen sonunda ortaya çıktığı konusunda bir fikir vermektedir. Ancak geniş bir paleocoğrafya çalışması gerektirecek bu firkin kontrolü burada vakit darlığı nedeniyle daha detaylı olarak irdelenememiş, Benton'ın parmak bastığı problemin muhtemel bir çözüm teklifi olarak bırakılmıştır.

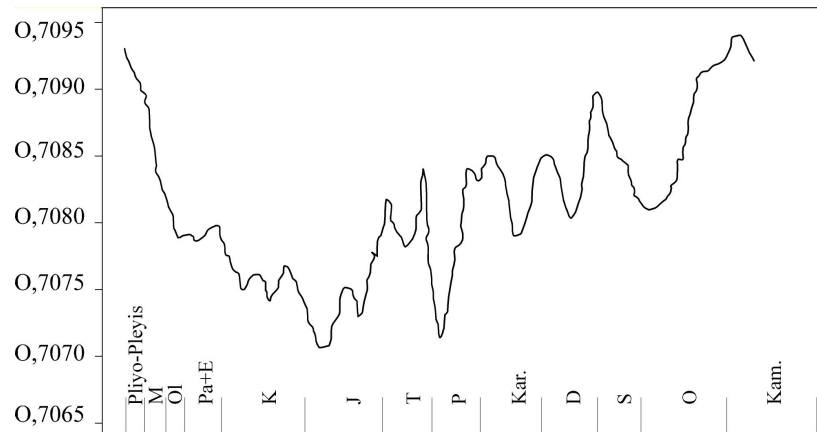
Okyanuslarda gelişen anoksik koşulların karbon izotopları dışındaki jeokimyasal göstergeleri arasında sülfür ve stronsiyum izotop oranlarındaki değişim ($\delta^{34}\text{S}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$), Ce ve U/Th değişimleri gösterilir. Evaporitik sülfat minerallerinden elde edilen sülfür izotopik değerleri Permiyen boyunca düşük değerler gösterirken, Changhsingiyen sonunda, artan pirit oluşumu ile çarpıcı bir şekilde aratarak pozitif izotop değerleri ortaya koyar (Hallam ve Wignall, 1997, bkz. Şekil 3.2).



Şekil 3.2. Permiyen ve Triyas sülfür izotopu değişim oranını gösteren grafik (Martin ve Macdougall, 1995'e göre Hallam ve Wignall, 1997'den, s. 129, şekil 5.15).

Karbon izotopu gibi sülfür izotop değerlerindeki olağandışı değişiklikler, framboid pirit oluşumundaki artışa, dolayısıyla oksijensiz depolanma koşullarının varlığına işaret etmektedir. Deniz suyundan elde edilen stronsiyum izotop kayıtlarındaki değişim, kıtasal grnitik temelin erozyonundaki değişimi gösterir: artan $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ oranları erozyon/aşınma olaylarında artışı, buna nazaran global CO_2 seviyelerinde gerçekleşen düşüşü temsil eder (Erwin, 1993, 165). Permiyen, Fanerozooyiğin en düşük stronsiyum izotop oranlarını gösterir (bkz. Şekil 3.3). Orojenez olaylarının

devam ettiği bir dünyada aşınmanın bu kadar az kaydedilmesi, genellikle Permien’de azaldığı ya da olmadığı düşünülen tektonik aktivite ile açıklanmaya çalışılmıştır ( r. Kump ve diğ., 2005). Ancak Şengör (2006), bu dönemde Panthalassa ve Tetis’de dalma batma zonlarının aktif olduğunu, Gondwanidler orojenik kuşağının (Fametiniyen, Sierra de la Ventana, Cape Foldbelt, Transantarctic Mountains, Tasmanidler) bu sırada yükselmeye devam ettiğini, dolayısıyla stronsiyum izotop değişimlerinde görülen minimal değerlerin başka bir açıklaması olması gerektiğini belirtmektedir. Şengör’e göre, Permien’de Pangea orojenik kuşakları ve iki büyük okyanus arası (Panthalassa ve Paleo-Tetis), geniş alanlara yayılmış   llerle kapanmış, dolayısıyla nehirlerin aşınma ürünlerini okyanuslara taşınmasını güçleştirmiştir. Ancak, bu durum Permien sonunda karalarda meydana gelen yokoluş ve diğelen atmosferik koşullar sonucu artan erezyon ve kimyasal aşınma sonucu ile değişmiş ve en-geç Permien - erken Triyas’la birlikte çarpıcı bir şekilde artış g r lm ştir ( r. Mitchell ve diğ., 2007)



Şekil 3.3 Fanerozoik boyunca stronsiyum izotopu değişimlerini gösteren grafik (McArthur ve Howard, 2004, ss. 96-102).

Nadir bir element olan seryum (Ce), oksik koşullarda deniz suyunda metal oksitlerle birlikte çökelir. Dolayısıyla normal kabul edilen oksik koşullarda sürekli bir seryum anomalisi sözkonusudur. Nadir elementlerin birbirine nazaran değişen denizel oranlarının kaydını tutan balık ve konodontlar (biyojenik apatit yapısında) sayesinde (Hallam ve Wignall, 1997, s. 131), oksijenin azaldığı koşullarda seryum anomalisinin kaybolarak, oranının diğer nadir elementlerin oranına yaklaştığı tespit edilmiştir. Dolayısıyla Ce anomalisinin kayboluşu ile deniz suyunun redoks durumu arasında doğrudan bir ilişki bulunmaktadır ( r. Chai ve diğ., 1992; Kakuwa ve Matsumoto, 2006).

U ve Th konsantrasyonları değişimi üzerinden deniz suyunun redoks koşulları tespitinde ise anoksik çökellerin genellikle U bakımından zengin oldukları bilgisi temel alınmaktadır. Th redoks koşullarından tamamen bağımsızdır ve suda çözünmez bir formda kalır. Adams ve Weaver (1985)' e göre, Th/U oranı 2'den küçük değerler gösteren çökeller anoksik, 2-7 arası değerler gösteren çökeller oksik ve 7'den büyük değerlerin ise yoğun oksijenli karasal çökelleri temsil ettiğini tespit etmişlerdir (Dolenec, 2005).

Çökel rengindeki değişiklikler ortamın redoks koşulları hakkında bilgi veren önemli göstergelerden kabul edilir. Genellikle gri, koyu gri, siyah gibi çökel renkleri, siyah kilaşları ya da siyah şeyl gibi indirgenmemiş organik madde içeren (bitümine) çökeller disoksik, öksinik ya da anoksik koşulları temsil etmektedir. Oksijenli koşulların göstergesi olan demir oksit minerali hematit, çökelin renginin kırmızı olmasını sağlar. Eğer, hematit az oksijenli bir ortamda çökeldiyse oksijenin büyük bir kısmı kaybolur ve hematit gri ya da yeşil renkteki diğer demir minerallerine dönüşür (Benton, 2003, s. 176).

Permien denizlerinde indirgeyici ortam koşullarının oluşabilmesi için su sıcaklığı ya da atmosferik pO_2 değerleri ile denizel sirkülasyona dikkat çekilmiştir. Düşük atmosferik oksijen düzeyleri, alçak ve sirkülasyonun zayıflayarak derin bölgelerin oksijenlenmesini sağlayamaması anoksik koşulların gelişmesine neden olur. Grice ve diğerleri (2005), son dönemlerde Permien sonu anoksik ya da öksinik koşulları, üzerine yapılan çalışmaların Paleo-Tetis'in güneyinde sirkülasyonun çok zayıf olduğuna dair güçlü veriler elde edildiğini bildirmektedir. Kiehl ve Shield (2005), geliştirdikleri iklim modeli ile özellikle Paleo-Tetis'in, Panthalassa bağlantısının sınırlı olmasının, Paleo-Tetis içerisinde çok güçlü bir tabakalanmanın gelişmesine neden olduğunu belirtmektedir. En-geç Permien okyanusları günümüz okyanuslarından 4°C daha sıcaktı (Kidder ve Worsley, 2004).

Permien'de en-geç Permien sığ denizleri biyotik aktivite izleri taşırken, en-erken Triyas'da bentik hayat tamamen durmuş gibidir. Sadece bazı balık ve *Claraia* gibi düşük oksijenli koşullarda yaşama uyum gösteren kağıt pektenleri olarak bilinen bivalvler hayatta kalmıştır (Benton, 2003, s. 294). Yokoluştan kurtulup hayatta kalan, denizel taksonların iki ortak özelliğinden söz etmek mümkündür: düşük oksijen koşullarında hayatta kalabilmek (Hallam ve Wignall, 1997, ss. 98-110) ve kötü

şartlar boyunca, düşük prodüktiviteye cevap olması muhtemel (Benton, 2003, s. 201) boyut küçültme ya da cüceleşmeyi gerçekleştirmeleri. Benton (2003, s. 201) yokoluştan kurtulan ya da yokoluş sırasında yokolan türler arasında, bu ortak özelliklerin dışında örneğin karnivorların, tropikal formların, belirli özelleşmiş ortam ya da besin ihtiyacı olanların ya da büyük cüsselilerin daha çok etkilendiği türünden seçici bir çizginin varlığını ortaya koyan pek fazla veri olmadığını belirtmektedir. Öte yandan, geniş dağılama sahip grupların, küçük alanlarda yayılmış gruplara oranla hayatta kalma şansının daha fazla olduğunu da belirtmektedir. Gerçekten de eğer yokoluş Paleo-Tetis geniş çevresi ve onun taşma alanlarına sınırlı idiyse, Triyas toparlanmasını nasıl mümkün olmuş olabileceği de açıklanmış olur.

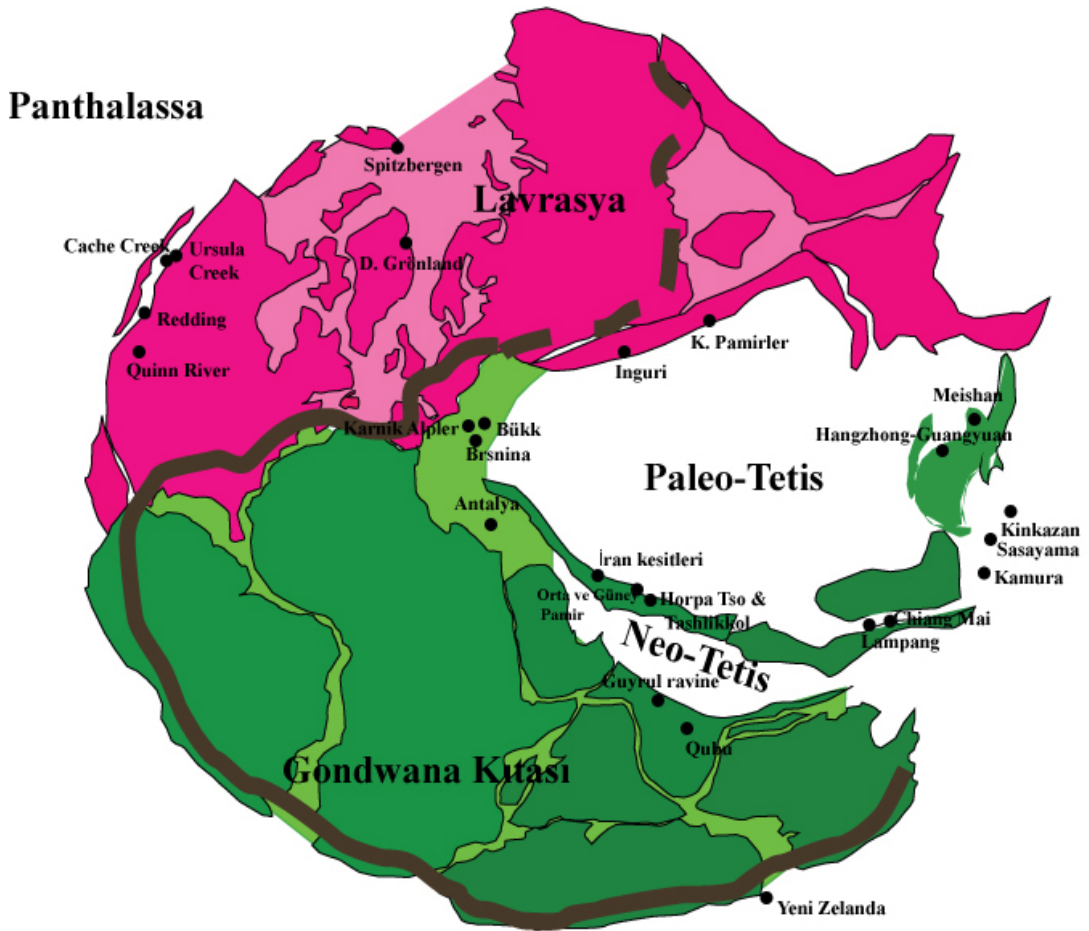
Derin denizde oluşan anoksiyanın nasıl olup da, hem denizel hem de karasal habitatları etkileyen global bir yokoluşa dönüşmüş olabileceği ortaya atılan çeşitli etkileme mekanizmalarıyla açıklanmaya çalışılmaktadır. Örneğin ilk olarak Wignall ve Hallam (1992) anoksik dip sularının transgresyonu ile şelf alanları zehirlendiği fikrini ortaya atmış, bunu Knoll'un (1996) anoksik dip sularının katastrofik alt-üst oluşlarla atmosfere büyük miktarlarda CO₂ ve diğer zehirli gazların katılması yoluyla yokoluşun gerçekleştiği fikri takip etmiştir. Ryskin'in (2003) anoksik su kolonunda biriken CH₄'ün ani olarak gerçekleşen patlamalar sonucu, CH₄ ve okyanuslarda saklanan diğer CO₂, H₂S gibi gazların atmosfere verilmesi sonucu gerçekleşen yokoluşlar hipotezi bu tezde önemle üzerinde durulan bir mekanizmadır. Wignall ve Hallam (1992), ürettikleri mekanizma ile anoksik suların karalarda gerçekleşen yokoluşla ilişki üzerine bir açıklama getiremezken, Knoll (1996), hem denizel hem de karalarda gerçekleşen yokoluş için bir mekanizma geliştirir. Ancak karbon izotopunda meydana gelen anomaliyi açıklayamaz (Berner, 2002). Ancak, Ryskin'in (2003) hipotezi, karbon izotopundaki anomaliyi açığa çıkan muazzam miktardaki metanla ilişkilendirerek bir açıklama getirmeye çalışır. Jeolojik kayıtlar, büyük miktarlardaki metanın atmosfere hızla katılımının, metan izotopik olarak hafif karbon elementi içerdiğinden, karbon izotopu değişimlerinde negatif yönde sapmalara neden olduğunu göstermektedir (Ryskin, 2003). Berner (2002), Permiyen sonu yokoluşunda tespit edilen oranda bir karbon izotopu sapmasında metanın katkısının diğer kaynaklardan daha önemli olduğunu göstermiştir. Jeolojik kayıtlardaki diğer bir çok global olay için, karbon izotopundaki sapmadan yola çıkarak atmosfere katılan metan miktarı tahmini hesaplanmıştır (ör. Katz ve diğ.,

1999, Kennedy ve diğ., 2001, de Wit ve diğ., 2002). Ryskin (2003), elde edilen sonuçların ($\sim 10^{18}$ ile 10^{19} g metan arasında değişen), karasal biyomasın bugün sahip olduğu karbon içeriği ($\sim 2 \cdot 10^{18}$ g) ile karşılaştırıldığında atmosfere verilen metanın şaşırtıcı derecede büyük miktarlarda olduğunu görüleceğini belirtmektedir.

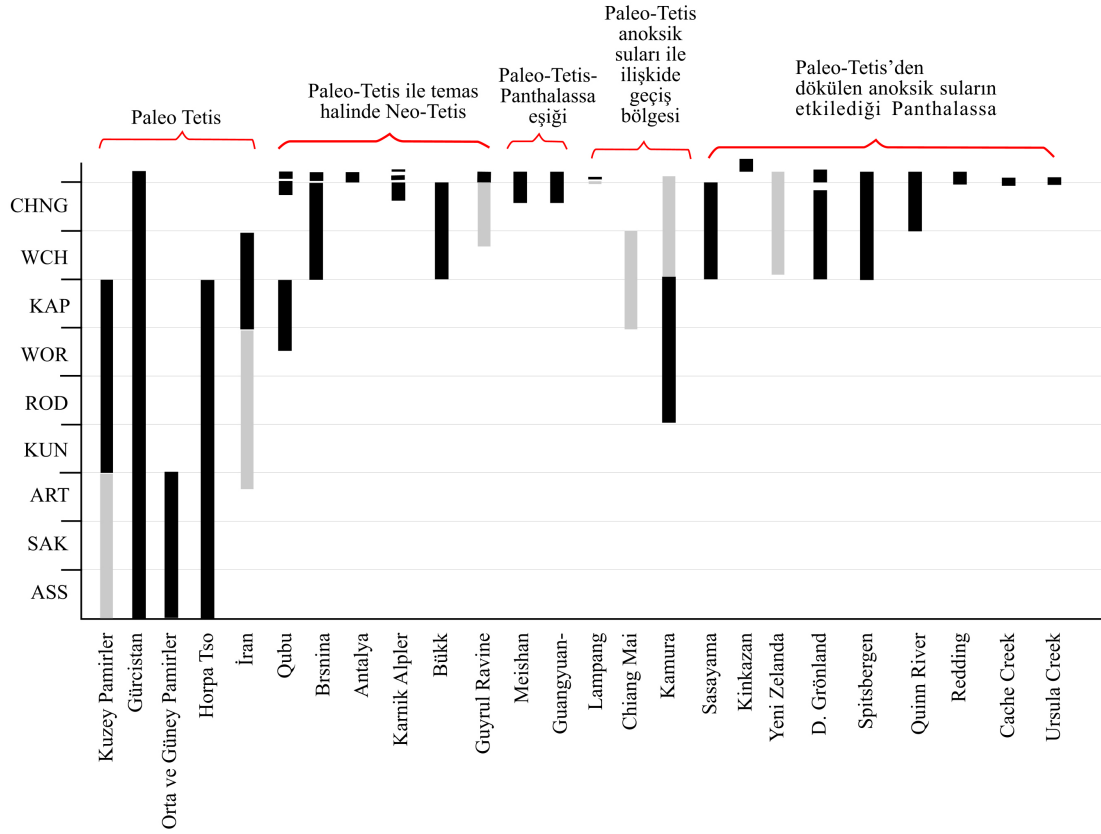
Ryskin'in metan kaynaklı okyanus patlamaları yoluyla karaları da etkileyen yokoluş hipotezi için gerekli koşullar ve bu koşulların doğuracağı sonuçlar Permiyen sonunda elde edilen verilerle tutarlı görünmektedir: Permiyen sonunda hem karasal hem de denizel ekosistemleri çok hızlı bir şekilde etkileyen bir yokoluş gerçekleşmiştir (Twitchett ve diğ., 2001), atmosferik karbondioksit konsantrasyonu çarpıcı bir şekilde artmıştır (Graham, 1995, Retallack, 2002) ve karbon izotopu değişimleri negatif yönde büyük bir sapmayı göstermektedir (Kajiwara ve diğ., 1994'e göre Ryskin, 2003'den).

Bu tezde özetlenen veriler, Paleo-Tetis'in anoksik sularının en-geç Permiyen — en-erken Triyas'da, okyanusal metan patlamaları ile atmosfere zehirli gazlar vererek karasal habitatları etkileyebileceğini ve anoksik sularını Tayland'da veya Grönland/Norveç riftindeki gibi dar boğazlar yoluyla Panthalassa'ya yaymış olabileceğini destekler niteliktedir. Paleo-Tetis derin denizel (abisal ortam) kesitlerinde anoksik koşulların başlangıcı Karbonifer'e kadar geri gitmekte ve anoksiyanın erken Triyas'a kadar devam ettiğini ortaya koymaktadır (bkz. Kuzey Pamirler, Horpa Tso, Orta - Güney Pamirler ve Gürcistan kesitleri). Paleo-Tetis içinde derin denizde başlayan anoksiya genişleyerek Wuchiapingiyen (bkz. Brsnina, Guyrul Ravine) şelf alanlarını işgal etmiştir. Antalya ve Qubu kesitlerinde ortaya çıkan, diğer şelf alanlarına nazaran daha erken anoksik koşullar Neo-Tetis riftleşme alanı üzerinde olmalarından kaynaklanmaktadır. Bu bölgeler Paleo-Tetis derin denizlerine alçak rift eşikleri üzerinden erken taşmalar nedeniyle kısmen paralel bir gelişim gösteren bölgeleri temsil etmektedirler. En sık yüksek kesimlere anoksik suların ulaşması ise en-geç Changhsingiyen'i bulur (bkz. Meishan, Hangzong-Guangyuan arası kesitler). Panthalassa derin deniz kesitlerinde anoksik koşulların belirmesi ancak en-geç Changhsingiyen-en erken Triyas arasında gerçekleşir (Quinn River, Cache Creek, Ursula Creek, Yeni Zelanda, Sasayama ve Kinkazan kesitleri). Bu tezle ortaya atılan Permiyen Ptolemaik Coğrafi Modeli kapsamında Panthalassa'nın Paleo-Tetis'le derin denizel bağlantısının sadece Kuzey Tayland üzerinden (Çiang Mai-Ciang-Dao-Pai hattı boyunca) çok küçük bir geçitle

sağlandığını daha önce belirttiğimiz için buralarda Paleo-Tetis şelf alanlarıyla hemen hemen aynı zamanda anoksik suların tespit edilmesi şaşırtıcı olmayacaktır (bkz. Kuzey Tayland I ve II). Aynı şekilde Panthalassa kesitlerinde anoksik koşulların Changhsingiyen'den daha erken tespit edildiği kesitlerin, bu geçit bölgesinden ve bu bölgenin içerdiği Paleo-Tetis anoksik dip suyu taşmalarından etkilenen yakın bölgeler olması da gene şaşırtıcı değildir (bkz. Kamura kesiti). Doğu Grönland kesitinde diğer Panthalassa kesitlerden biraz farklı olarak anoksik koşulların, Paleo-Tetis dip suyunun şelf alanlarını işgal etmesiyle eş zamanlı olarak görülmesi Doğu Grönland-Paleo-Tetis bağlantısı nedeniyledir (bkz. Doğu Grönland, Spitsbergen).



Şekil 3.4. Tez kapsamında derlenen Permo-Triyas kesitleri. Kullanılan rekonstrüksiyonda ana kıtaların yerleri Scotese (2002)'den alınmıştır.

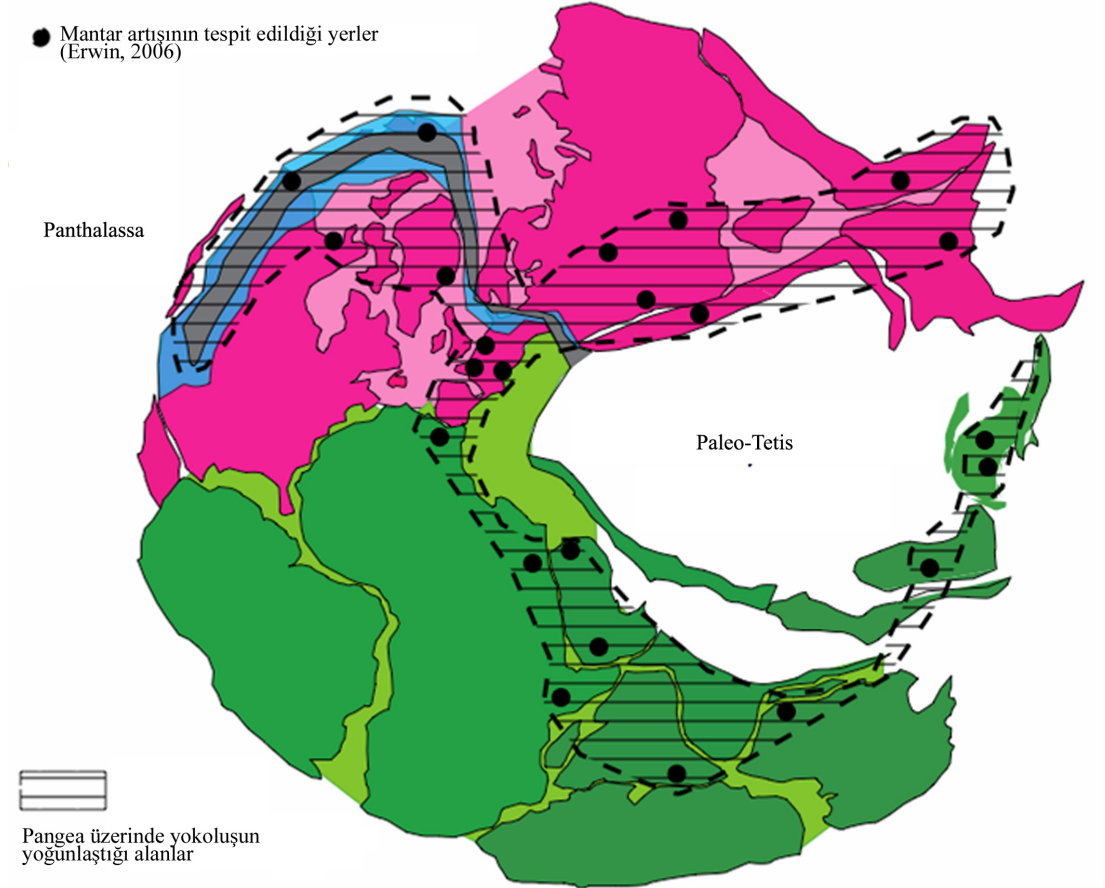


Şekil 3.5. Permo-Triyas kesitlerinin gösterdiği okyanusal redoks koşullarının karşılaştırması. Anoksik koşullar siyah, disoksik koşullar gri renkle temsil edilmiştir.

Bu tez kapsamında derlenen Permo-Triyas kesitlerinin ortaya koyduğu gelişim çizgisi, Permian sonu yokoluşunun çok fazlı bir doğaya sahip olabileceğini destekler yöndedir. Paleo-Tetis içinde derin denizde başlayan anoksik koşullar, giderek genişlemiş ve şelf alanlarını işgal etmesi sonucu yokoluşun en şiddetli fazı Paleo-Tetis’de gerçekleşmiştir¹⁴. Paleo-Tetis’in anoksik sularının Panthalassa’yı (Grönland rift sistemi ya da Kuzey Tayland üzerinden oluşmuş derin denizel geçit aracılığıyla) ve ekosistemlerini etkilemesi ancak Permian sonunda gerçekleşmiştir. Dünyanın Ptolemaik coğrafi koşulları sonucu şekillenmiş Paleo-Tetis okyanusunda, geç Permian’de meydana gelecek ani CH₄ ya da belki H₂S patlamalarının karasal ekosistemlerde yokoluşu tetiklemiş olması çok muhtemeldir. Ryskin (2003), anoksik ve tabakalı okyanus koşullarında su kolunda birikmiş metanın ani patlamalarla dışarı verilmesi ile karalarda ani sel taşkınları ve düşük atmosferik oksijen

¹⁴ Wu ve diğ. (2007) anoksiyanın Permian’ın sonunda derin denizde geliştiğini ve en-erken Triyas’da genişleyerek sığ denizel alanları işgal ettiğini doğrulamaktadır.

dolayısıyla büyük yokoluşların yaşanacağını belirtmektedir. Nitekim, Permien sonunda gözlemlenen karbon izotop değişimindeki sapma ve ardından meydana gelen floral yokoluşun göstergesi olarak kabul edilen mantar sporundaki artışın (Visscher ve diğ., 1996, Twitchett ve diğ., 2004) tespit edildiği yerler Paleo-Tetis ve Paleo-Tetis'in anoksik sularının boşalma güzergahları etrafında yoğunlaşmaktadır.



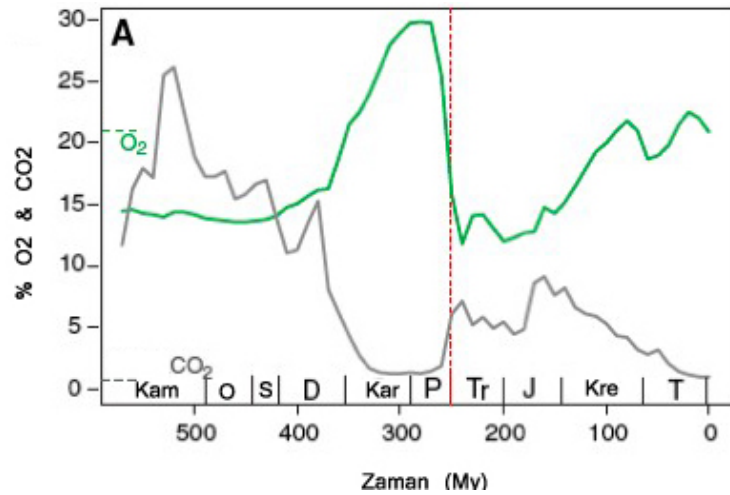
Şekil 3.6. Mantar patlaması ve Ptolemaik Dünya üzerinde yayıldığı yerler Paleo-Tetis ve Paleo-Tetis- Panthalassa boşalma noktaları üzerinde yoğunlaşmaktadır.

Erwin (2006), Visscher ve diğerlerinin (1996) tespit ettiği mantarlarla bazı yeşil alg cinslerinin büyük benzerlik taşıdığını burada sözü edilen alg ve mantar olarak teşhis edilen örneklerin büyük bir kısmının aslında alg olma ihtimalinin bulunduğunu belirtmektedir (Erwin, 2006'ya göre ile sözlü görüşmesi, Foster, 2002 ve Afonin, 2001'e dayanılarak). Bu durum, Permo-Triyas sınırında, sık ortamlarda yeşil alglerde aşırı artışa neden olacak bir takım değişiklikler olduğu şeklinde yorumlanmıştır. Sucul sistemlerde alg popülasyonunun hızlı ve aşırı çoğalması “alg patlaması” olarak tanımlanır. Bunun nedenlerinden biri olarak ortamda artan besleyici madde oranı

(sisteme aşırı miktarda besleyici malzeme, özellikle azot ve fosfor girişı) ile uyarılması gösterilir. Artan besin ile büyüyen alg popölasyonları ve artan organik ölü maddeyi ayrıştıran bakteriler su kolonundaki oksijeni tüketir ve ortamı diğer organizmalar için yaşanmaz hale getirir. Anoksiyanın şelf alanlarına ulaşması ile karalarda ani ve hızlı bir yokoluşa neden olacak olan, okyanusal alt-üst oluşlar, birlikte gelişmesi kuvvetle muhtemel olaylardır. Anoksik suların şelf ve sığ alanlara ani olarak yerleşmesi, buralarda yaşayan organizmaların kitleler halinde ölümüne yol açacaktır. Ancak çok sığ kesimlerde anoksik şartlar derin denize oranla iyi korunamaz. Bu nedenle şelf alanlarında anoksik ve oksik koşulların birbirini takip etmesi gerekir. Bu süreç şu şekilde takip etmiş olabilir: anoksiyanın şelf alanlarını işgali ile oluşan organik madde yığınları→oksijenlenme→alglerin çoğalması ve organik maddeyi parçalayarak su kollonundaki oksijeni tüketmesi→tekrar anoksiya→tekrar oksijenlenme...

4. PTOLEMAİK DÜNYA COĞRAFI MODELİ VE BUNUN IŞIĞINDA ANOKSİYA HİPOTEZİNİN KARASAL EKOSİSTEMLER ÜZERİNE ETKİSİ

Permien sonunda meydana gelen yokoluş karasal ekosistemleri de denizel ekosistemleri etkilediği kadar şiddet ve hızla etkilemiştir (ör. Berner, 2002). Karasal ekosistemleri etkileyen en önemli etken oksijenin değişen atmosferik konsantrasyonlarına adaptasyon sorunu ya da atmosfere verilen zehirli gazlar yoluyla. Fanerozoik boyunca atmosferik oksijen konsantrasyonunun en yüksek değeri, devasa ormanlarıyla Karbonifer’de, en düşük değeri ise hemen arkasından gelen Permien’de (ve de Devonien’de) kazanmıştır (Graham, 1995, Huey ve Ward, 2005, bkz. Şekil, 4.1). Atmosferik oksijen içeriğinde meydana gelen bu çarpıcı değişiklikler karasal organizmaların fizyolojilerini etkileyerek farklı evrimsel adaptasyonlara yol açmış ve çeşitliliği artırıcı bir rol oynamış (Karbonifer döneminde özellikle amfibi ve böceklerde görülen devleşme, Permien sonunda görülen küçüleşme ya da yokoluşlara neden olmuştur (Karbonifer döneminde artan orman yangınları, Permien sonu yokoluşu) (Berner, 2003).



Şekil 4.1. Fanerozoik boyunca atmosferik oksijen, karbondioksit konsantrasyonları değişimi (Huey ve Ward, 2005'den).

Karbonifer’de, evrimsel bir perspektifle bakıldığında, atmosferik oksijen düzeylerinin artışının, ortam koşullarında meydana gelen değişime paralel seyreden nispeten yavaş bir tempoda gerçekleştiği söylenebilir (Berner ve diğ., 2003). Bu tempodaki değişim evrimsel temelli fenotipik karşılıkların üretilmesine izin verir (Berner, 2003). Ancak yakın dönemdeki çalışmalar, Permo-Triyas sınırındaki azalmanın ânî gerçekleşen bir olay olabileceğini ve öyle olması durumunda global karbon ve sülfür döngüsünde hızlı bir yeniden düzenlenmenin izlediği katastrofik yokoluşların gerçekleşeceğini belirtmektedirler. Bu tezde sunulan Ptolemaik dünya modeli ve onun sonuçları olan anoksiya, böyle âfetsel bir yokoluşun nasıl olabileceğinin, derleyebildiğim veriler çerçevesinde en tutarlı modelini oluşturmaktadır.

Permien sonunda atmosferik oksijen düzeyleri Sibiry’a’daki Tunguska plato bazaltları volkanizması nedeniyle azalma eğilimini zaten sürdürmektedir. Visser ve diğ. (1996), sebepleri Sibiry’a’daki volkanizmaya dayandırılan, Permo-Triyas sınırında atmosferde artan sera gazları ve asit yağmurları nedeniyle artan mütasyon olaylarının varlığını kanıtlamışlardır. Bu da hem olumsuz mütasyon vasıtasıyla yokoluşları hem de istatistiki olarak çok daha az olan olumlu mütasyonla Triyas’daki iyileşmeyi açıklar. Düşük atmosferik oksijen düzeyleri karasal organizmalarda, özellikle parçalı habitatlarda ve düşük yüksekliklerde daha küçük cüsseli olmaya doğru bir eğilimi hızlandırır. Permien yokoluşundan kurtulan *Lystrosaurus*’un, büyük göğüs kafesi gibi (yüksek yerlerde yaşayan organizmalara benzer) adaptasyonlar geliştirerek oksijeni daha etkili kullanmıştır (Retallack ve diğ., 2003, Stokstad, 2003). Atmosferik oksijen düzeylerinin %35-30 arasında değiştiği dönemler organizmalara hemen hemen her yükseklikte yaşama olanağı sağlayacaktır (Stokstad, 2003). Ancak, atmosferik oksijen düzeylerinin çarpıcı bir şekilde azalışı, örneğin deniz seviyesinden 6 km yüksekliklere kadar yaşayabilme yeteneği olan hayvanların yaşam alanlarını 300 m yüksekliklere kadar sınırlandıracaktır (Stodskat, 2003). Bu durumda yüksek bölgelerdeki habitatları işgal eden organizmalar gerekli adaptasyonları geliştiremedikleri takdirde yokolacaklardır.

Paleo-Tetis’de gerçekleşecek anoksik okyanus sularının alt-üst olarak, örneğin metan patlamaları eşliğinde püskürmesinin, Paleo-Tetis çevresinde yol açacağı katastrofik etkiyi tasavvur edebilmek için 1986 yılında Afrika’da Nyos Gölünde anoksik suların alt-üst oluşunu hatırlatmakta fayda görüyorum. Gölün püskürmesi sonucu etrafındaki

~26 km'lik alanda bulunan ~1700 kişiyi ve bir o kadar da hayvanı öldürmüştür (Zhang ve Kling, 2006). 1.58 km²'lik bir yüzey alanı ve 208 m derinliğe sahip olan bu gölün etrafına verdiği zarar ile bu tez kapsamında izole dev bir okyanus olarak kabul edilen Paleo-Tetis'in püskürmesinin doğuracağı sonuçlar katastrofik olabilir.

5. Permo-Triyas Sınır Kesitleri

5.1 Paleo-Tetis Kesitleri

5.1.1 Pamirler

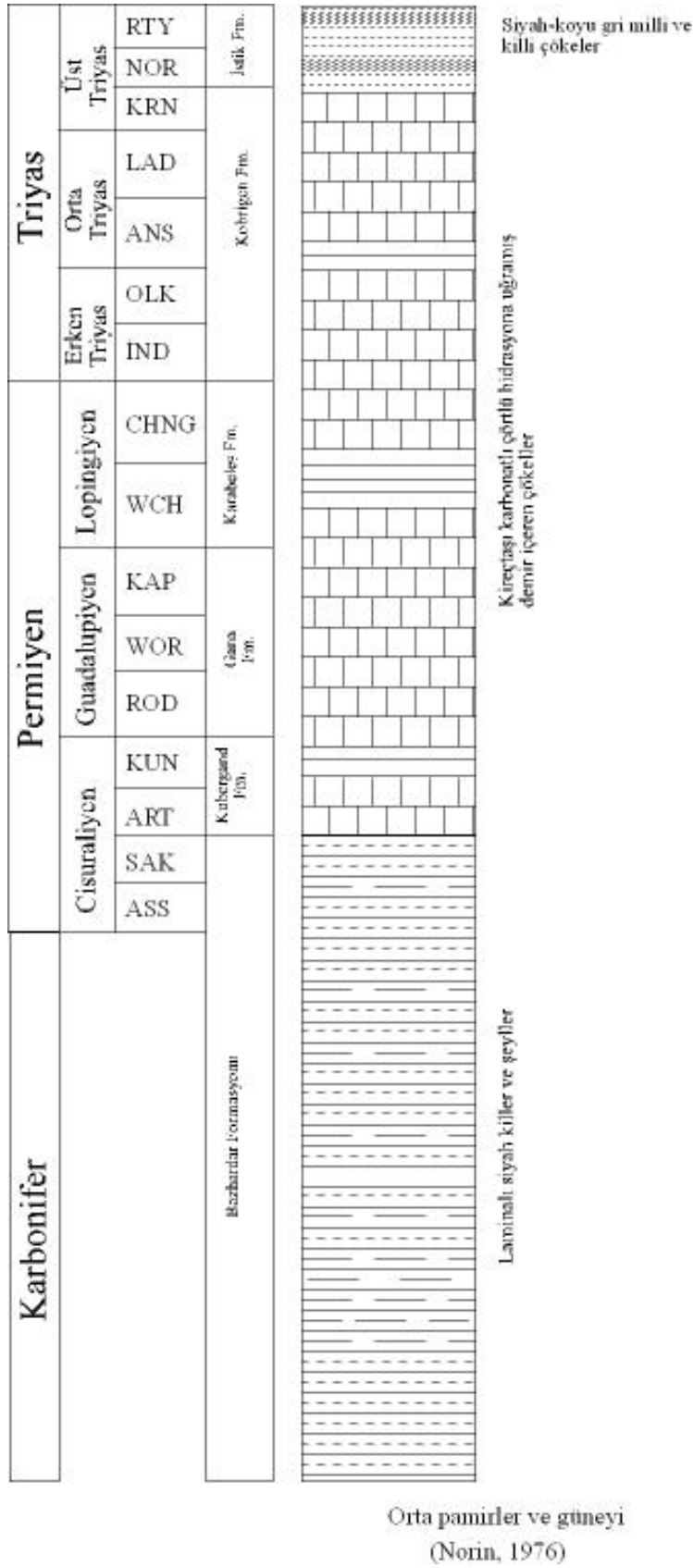
5.1.1.1 Gondwana Kıtasına ait Pamirler (Orta Pamirler ve güneyi)

Aşağıda verilen Pamir bilgileri Norin (1976)'dan alınmıştır.

Güneydoğu Pamirlerde, yani geç Permien'de riftleşmeye başlamış olan Ruşan-Pşart oluşunun güneyinde kalan şelf alanlarında, bir kaç km kalınlığında erken Karbonifer'den geç Triyas'a kadar uzanan çökel istifleri Ruzhentzev (1968) tarafından stratigrafik olarak üç bölüme ayrılmıştır. Altta, erken Karbonifer-erken Artinskiyen'e kadar olan zaman aralığına karşılık gelen çökeller, 1,5-2 km. kalınlığındaki Bazhardar Formasyonu (Rusça'da 'Svita') ile temsil edilir. Tabanı bilinmeyen bu alt bölümden ortadaki ikinci stratigrafik bölüme geçiş derecelidir ve şu formasyonlar üzerinden takip edilir: Kubergand Formasyonu (Artinskiyen-Kubergandiyen=Alt Permien'den en Alt-Orta Permien'e: $284,4 \pm 0,7$ My — $268 \pm 0,7$ My), Gana Formasyonu (Murgabiyen-Pamiriyen=Orta-Orta Permien-Üst Permien: $268 \pm 0,7$ My — $252,6 \pm 0,2$ My: Permo-Triyas sınır yaşı Ovtcharova ve diğ., 2006'ya göre), Karabeles Formasyonu (Pamiriyen=Üst Permien: $265,8 \pm 0,7$ My — $252,6 \pm 0,2$ My) ve Kobrigen Formasyonu (Karniyen'e kadar yani Erken-Orta Triyas: $252,6 \pm 0,2$ My — $216,5 \pm 2$ My). Bu orta bölüm büyük ölçüde karbonatlı kayalardan, çörtlerden ve hidrasyona uğramış demir ve radyolarya fosili içeren formasyonlardan oluşur. Bunlar içerisine kırıntılı malzeme gelişi çok azdır. Permien ve Triyas'ın büyük bir kısmını içeren bu bölümün kalınlığı on metrelerden yüz metrelere kadar değişen farklılıklar gösterir. Bu çökel paketi Güneydoğu Pamirler'den homojen bir fasiyesle batıya doğru, Güneybatı Pamirler'e devam eder. Her iki yerde de çökelme büyük bir olasılıkla ince kabuk (incelmiş kıta kabuğu: Gaetani, tarihsiz, s. 18'deki harita, veya okyanusal kabuk) üzerindeki derin ortamda meydana gelmiştir. Bu derin deniz çökellerinden, kalınlığı yer yer 1000 m'nin üstüne

ıkan üstteki bölüme, İstik Formasyonuna geçilir. İstik Formasyonu (Noriyen-Retiyen=st Triyas: $216,5 \pm 2,0$ My — $199,6 \pm 0,6$ My), kalınlığı yer yer 1 km. yi aşıan, son derece yeknesak, siyah ve koyu gri renkli, ince taneli, milli ve killi çökellerden oluşıur.

Orta ve Güney Pamirler’de genel olarak Bazhardar Formasyonu, Alt Karbonifer’den Artinskiyen’e kadar son derece yeknesak, siyah laminalı, killi, ıraksak türbiditler ve siyah şeyllerden oluşıur, üzerine silisli, karbonatlı, okside olmuşı demirce zengin, radyolarya fosilleri içeren orta bölüm formasyonları ve İstik formasyonu gelir.



Şekil 5.1. Orta ve Güney Pamirler kesit.

5.1.1.2 Lavrasya Kıtasına ait Pamirler (Kuzey Pamirler)

Paleo-Tetis kenedini temsil eden Vanç-Akbaytal çizgiselliğinin kuzeyinde yer alan Kuzey Pamirlerde Orta Karbon-Orta Permiyen arasında yer yer karbonatlarla ardalanmış klastik sedimantasyonu görüyoruz. Bu klastik çökellerin hepsi yığılma karmaşıkları içerisinde bulundukları için, karbonat içeren düzeylerle ilişkileri belirsizdir ve büyük bir ihtimalle tektoniktir. Bu ulaşılması güç ve çok yüksek dağların bulunduğu «Dünyanın Damı» denilen bölgedeki mevcut bilgiler, daha hassas bir stratigrafik bölünmeye izin vermemektedir (Prof. Dr. A.M.C. Şengör ile sözlü görüşme, 23 06 2007). Orta Permiyen'e ($270,6 \pm 0,7$ My – $260,4 \pm 0,7$ My)kadar olan çökellere ait bilgi Lexique Stratigraphique International (1959)'dan derlenmiştir. Kesitte Orta Karbonifer'den Orta Permiyen'e değişen birimler betimlenmiştir:

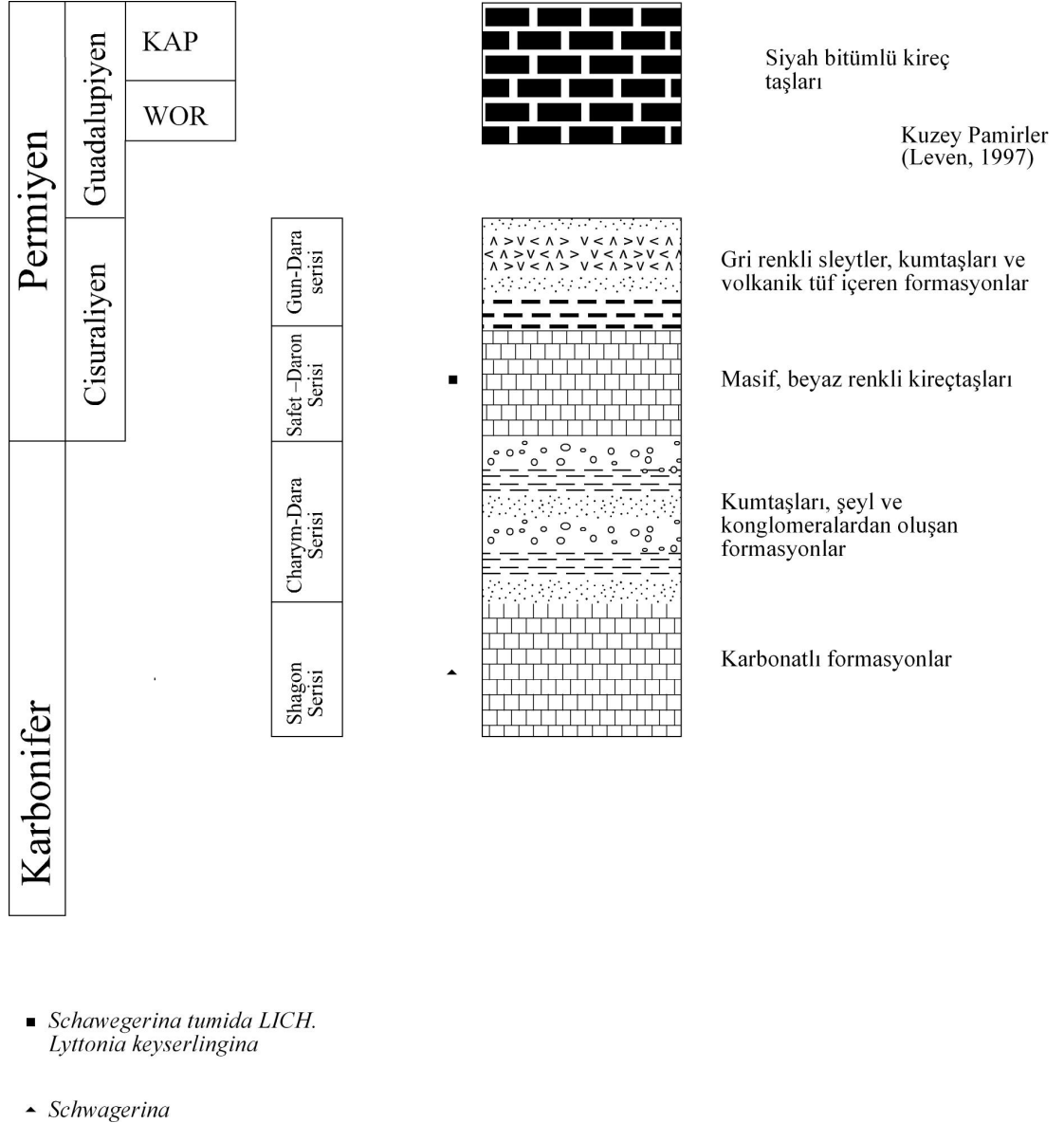
Shagon Serisi: Karbonatlı formasyonlardan oluşur ve *Schwagerina* içerir. Bunların bir üstlerindeki serilerle ilişkileri muğlaktır.

Charym-Dara Serisi: Shagon Serisi üzerine (tektonik dokanaklarla?) kumtaşları, şeyl ve konglomeralardan oluşan Charym- Dara serisi gelir. Buradaki şeyller sleyt haline gelmişlerdir (klivaj kazanmışlar).

Safet –Daron Serisi: Bunun üzerine Safet-Daron Serisi muhtemelen tektonik bir dilim içerisinde korunmuş bir sığ deniz kireçtaşıdır. Bu masif kireçtaşları, beyaz renkli olup, büyük ölçüde mercanlardan oluşurlar ve şu fosilleri içerirler: foraminifer *Schwagerina tumida* LICH. ve brakiyopod *Lyttonia keyserlingina*. Bunun üzerine transgresif olarak Gun-Dara serisi gelir (Muhtemelen en-erken Permiyen).

Gun-Dara serisi: Alt Permiyen'in en üstü, gri renkli sleytler, kumtaşları ve volkanik tüf içeren formasyonlardan oluşur. Orta kısımlarında fusulin ve ammonoid içeren fosiller vardır. Büyük bir olasılıkla bir türbidit istifli olan ve hendek içinde çökelen bu seriler gri renkli olup çökeltme ortamları anoksiktir. Bu 'istif' içerisinde görülen yaş konumu tutarsızlıkları istifin stratigrafik değil tektonik olduğunun teyididir. Ancak beni burada ilgilendiren yaş ve kayaç türü olduğundan bunun bu tez açısından önemi yoktur.

Leven (1997, sf. 54-55) burada ayrıca Guadalupiyen Katına (270.6 ± 0.7 My - 260.4 ± 0.7 My) karşılık gelen çökeller tasvir etmiştir: bunlar altta Midiyen ($\approx$ Kapitaniyen: $265,8 \pm 0,7$ My– $260,4 \pm 0,7$ My) yaşlı siyah bitümlü kireçtaşları ile üstte Murgabiyen ($\approx$ Wordiyen: $268 \pm 0,7$ My– $265,8 \pm 0,7$ My) yaşlı siyah kireçtaşları ve resifal beyaz kireçtaşlarından oluşur.



Şekil 5.2. Kuzey Pamirler Kesit.

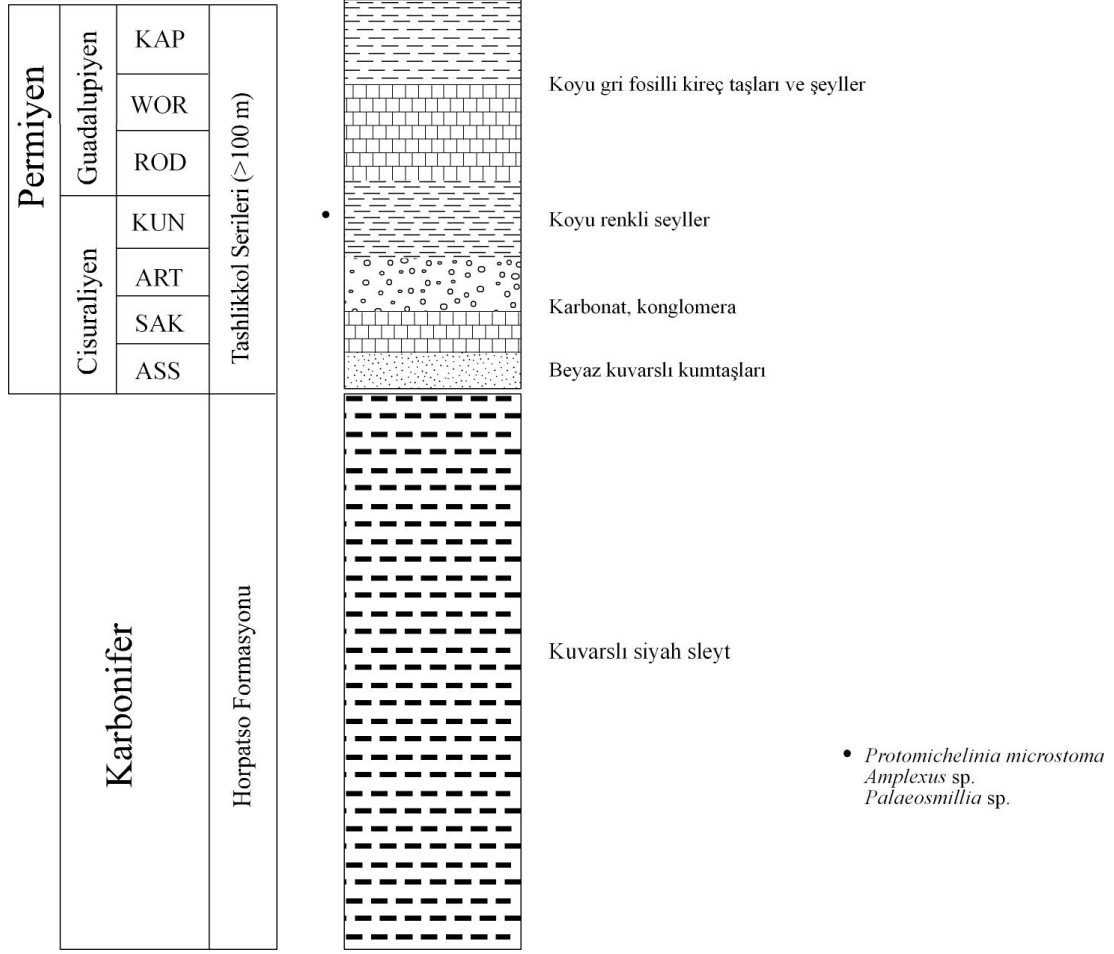
5.1.2 Horpa Tso Kesiti, Horpa Gölü, Tibet'in batısı

Aşağıda bilgileri bulunan kesit Norin 1976 ve 1979'dan derlenmiştir.

Horpa Tso (=Horpa Gölü) Formasyonu (erken Karbonifer- erken Permiyen: 359, 2±2,5 My – 270,6±0,7 My): Kuzeybatı Tibet'te, Orta Pamirlerin tektonik olarak doğu devamında bulunan Batı Qang Tang bloku üzerinde çökelmiş bulunan bu formasyon kaba taneli kuvars içeren siyah sleytlerden oluşur. Üzerine uyumlu bir şekilde Erken Permiyen yaşlı Tashlikkol (=Taşlık Göl) Serileri'nin kuvarslı kısımları gelir.

Tashlikkol Serileri (erken Permiyen- orta Permiyen: 299,0±0,8 My – 260,4± 0,7 My): Formasyon beyaz kuvarslı kumtaşları ile başlar (<100 m.) ve yukarıya doğru karbonat, konglomera , koyu renkli şeyller, toplam kalınlığı ~500 m.'yi bulan koyu gri fosilli kireçtaşları ve şeyller ile devam eder. İstiflerin üst kısmı Orta Permiyen yaşlıdır. Formasyonun içerdiği bazı fosiller şöyledir: *Protomichelinia microstoma*, *Amplexus* sp., *Palaeosmillia* sp. Serinin daha genç kesimleri ise ne yazık ki korunmamıştır. Ancak Orta Permiyen'de ortamın disoksik olduğu çökellerin giderek koyulaşan renginden bellidir.

Horpa Tso ve Tashlikkol Serilerinin modern stratigrafik incelemesi bölgenin uygarlık merkezlerine olan uzaklığı, aşırı yüksekliği (deniz yüzeyinden ortalama 5 km yükseklikte!) ve lojistik güçlükler nedeniyle yapılamamıştır. Norin'in yayınlarının tümü yirminci yüzyılın otuzlu yıllarında Sven Hedin'in keşif gezileri esnasında yapılan arazi gözlemlerine ve o arada toplanarak İsveç'e götürülen örneklerle dayanır (Prof. Dr. A.M.C. Şengör ile sözlü görüşme, 25 06 2007).



Şekil 5.3. Horpa Tso kesit.

5.1.3 İnguri Nehri Vadisi, Gürcistan

Paleo-Tetis'in kuzey kenarında, dalma batma zonu üzerinde oluşmuş yığılma kompleks çökellerinden bir kesiti temsil eden derin denizel Dizi serileri üç formasyondan ('svita') oluşur: bunlar Devoniyen yaşlı ($416,0 \pm 2,8$ My – $359,2 \pm 2,5$ My) Kirar, Karbonifer-Permian yaşlı ($359,2 \pm 2,5$ My – $252,6 \pm 0,2$ My) Tskhenistskali ve Triyas yaşlı ($252,6 \pm 0,2$ My – $199,6 \pm 0,6$ My) Gvardarachi formasyonlarından oluşur. Serinin üzerine gelen çökeller, içerdikleri ammonoid faunasına dayanılarak Erken Lias, Sinemuriyen Çağı ($196,5 \pm 1$ My – $189,6 \pm 1,5$ My) olarak yaşlandırılmışlardır.

Tskhenistskali Formasyonu (Karbonifer-Permian: $359,2 \pm 2,5$ My – $252,6 \pm 0,2$ My): Karbonifer ve Permian devirleri boyunca çökelmiş çökelleri kapsayan formasyon 600-800 m kalınlığındadır ve Triyas'ı temsil eden Gvardarachi

Formasyonu ile uyumlu bir şekilde üzerlenir. Ancak tüm bu kalınlık ve stratigrafik ilişki betimlemelerinin son derece şiddetli daralma deformasyonu (benzer kıvrımlanma ve ilgili klivaj ve bindirmeler) geçirmiş kayaçlar üzerinde yapıldığını belirtmeliyim. Dolayısıyla, kalınlık ve stratigrafik ilişki verileri çok ciddiye alınmamalıdır. Burada bizi ilgilendiren yaşı belli kayaç türü ve fosil içeriği bilgileri olduğundan yapısal verilerin güvenilir olması önemli değildir. Formasyon yeşil büzülmüş fillitler, gümüşümsü gri ve kahverengi kumtaşları, volkanik bantlar, mermer mercekleri, çakmaktaşı içeren sleytler ve silisçe zengin çökellerden oluşur.

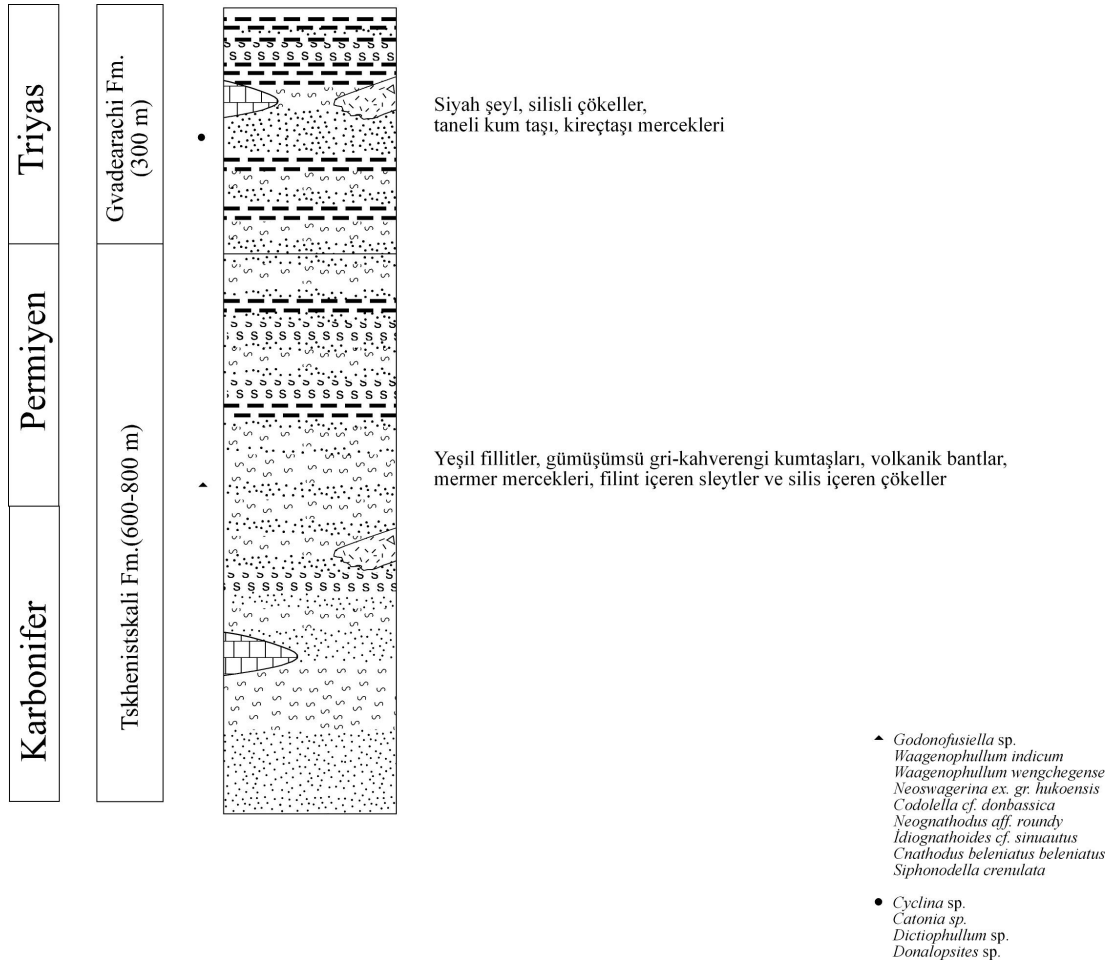
Formasyonda hakim çökel içeriği, fillit, sleyt gibi ana kayacı şeyl tarafından oluşturulan metamorfizma ürünlerinden oluşur. Ayrıca, formasyon içindeki mermer merceklerinin, dalma-batma zonunda kürenen volkanik denizaltı tepelerinin (guyotlar) karbonat şapkalarının parçalarına karşılık geldiğini kabul edebiliriz. Çökele, gümüşü gri rengini saf karbon minerali olan grafit verebilir. Grafitin varlığı, formasyondaki diğer çökel renkleri (kahverengi ve yeşil) ile okside olmamış karbonun var olduğu indirgeyici koşulların oluştuğu yorumunu yapmamıza olanak verir.

Formasyondan derlenen bazı fosiller şunlardır: *Godonofusiella* sp., *Waagenophullum indicum* WAAG., *Waagenophullum wengchegense* HUANG., *Neoswagerina* ex. gr. *hukoensis* K. M. – MACLAY, *Codolella* cf. *donbassica* KOZ., *Neognathodus* aff. *roundy* CUNNEL., *Idiognathoides* cf. *sinuatus* HARRIS., *Cnathodus beleniatus*, *Siphonodella crenulata* Cooper.

Gvadarachi Formasyonu (Triyas: 252,6±0,2 My – 199,6±0,6 My): Triyas devri boyunca çökelmiş 300 m kalınlığındaki çökelleri kapsayan formasyon, siyah şeyl, silisli çökeller, kaba taneli kumtaşı ve kireçtaşı merceklerinden oluşur.

Formasyondan derlenen bazı fosiller şunlardır: *Cyclina* sp., *Catonia* sp., *Dictiophullum* sp., *Donalopsites* sp., *Cyclina punctata*

Burada altta metamorfize olmuş Karbonifer ve Permien çökellerinin tersine, muhtemelen aynı kökenli, ancak mermerleşmemiş kireçtaşları bulunmaktadır. Bu haliyle formasyon içerdiği siyah şeyller ile anoksik çökeltme koşullarının Triyas içinde de devam ettiğini göstermektedir.



Şekil 5.4. Gürcistan kesiti.

5.1.4 Bükk Dağları: Panonya Havzası, Macaristan

Macaristan sınırları dahilinde Permo-Triyas yaşlı formasyonlar ülkenin kuzeyinde, Batı Karpatlar'ın güneyinde kalan Bükk Dağları'nın kuzey kısmında görülürler (Hips & Haas, 2006). Kesitte Permian'ı, Szentlélek Kumtaşı Formasyonu ile Nagyvisnyó Kireçtaşı Formasyonu temsil ederken, Erken Triyas'ı üzerine gelen Gerennavár Kireçtaşı Formasyonu temsil eder. Permo-Triyas sınırı, negatif karbon izotop anomalisinin de tespit edildiği Nagyvisnyó Kireçtaşı Formasyonunun üst ~1 m.'lik tabakası ile bu tabaka üzerine gelen 8,5 m.'lik Gerennavár kireçtaşı Formasyonunun taban bölümü arası olarak belirlenmiştir (Hips & Haas, 2006, 2007).

Kesit alttan üste şu birimleri içerir:

Szentlélek Kumtaşı (Orta Permian): ~260 m. kalınlığındadır ve kırmızımsı, sarımsı, yeşilimsi evaporit içeren kumtaşlarından oluşur. Formasyonun alt kısmı

(Farkasnyak Kumtaşı Üyesi- Kunguriyen: 278 My- 275 My [Grunt, 2005'e göre Menning ve diğ., 2006'dan]), littoral (= plaj) ve sığ sublittoral (= plajönü) silisli kırıntılardan oluşur ve ~120 m. kalınlığındadır. Üst kısım (Garadnavölgy Evaporit Üyesi- Murgabiyen: $\approx$ Wordiyen: $268 \pm 0,7$ My – $265,8 \pm 0,7$ My) 140 m. kalınlığındadır ve yeşilimsi gri kilaşları, jips ve anhidrit tabakaları içerir. Formasyonun en üst kısmına doğru dolomitler baskın hale gelir ve iri gözenekli dolomitik kireçtaşları (*Rauhwacke* veya *Cargneule*) gelişir (Haas, 2001; Hips & Haas, 2006).

Formasyonun alt kısmı fosilsizken, üstte dolomitik tabakalar içerisinde az sayıda tür fakat çok sayıda örnek ile temsil edilen gruplar tespit edilmiştir (Haas, 2001). Formasyonun genel olarak karaya çok yakın bir plaj ortamını ya da önce transgresif başlayıp, sonra regresif bir ortama geçişi temsil ettiği söylenebilir.

Formasyonun üst kısmında zengin bir mikrofauna bulunur. Kozur (1988) içerdiği ostrokod zonu *Hollinella schreteri* zonunun varlığına dayanarak formasyonun yaşını Orta Permien olarak göstermiştir. Szentlélek Kumtaşı Formasyonundan üstteki koyu gri, bitümlü Nagyvinysyó Formasyonuna geçiş derecelidir (Pešić ve diğ., 1986; Haas ve diğ., 1986).

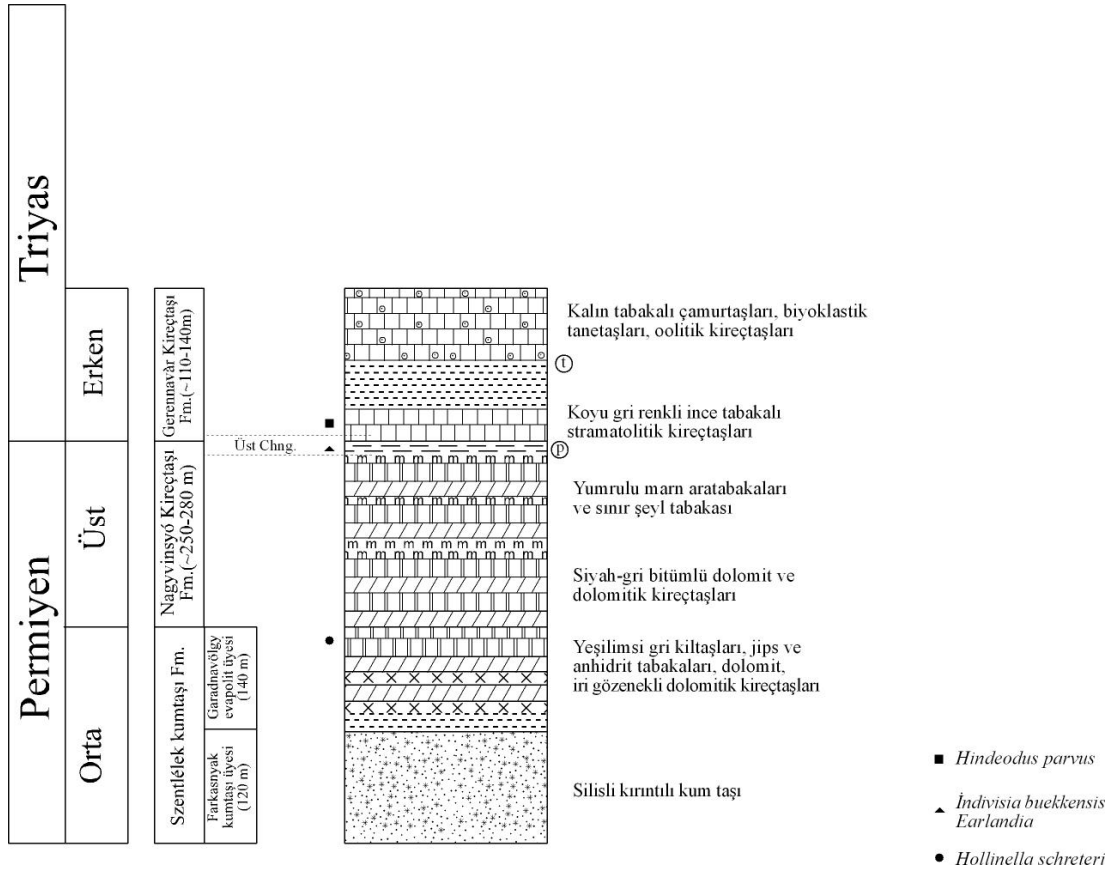
Nagyvinysyó Kireçtaşı Formasyonu (Wuchiapingiyen-Changshingiyen: $260,4 \pm 0,7$ My – $252,6 \pm 0,2$ My [Permo-Triyas sınır yaşı Ovtcharova ve diğ., 2006'ya göre]): ~250-280 m. kalınlığındadır (Hips & Haas, 2006). Formasyonun taban kısmı siyah-koyu gri bitümlü, kalın tabakalı dolomit ve dolomitik kireçtaşlarından oluşur (Trunkó, 1996). 60-80 m. kalınlıktaki üst kısımda ise yumrulu marn aratabakaları egemendir (Haas ve diğ., 2007). Formasyon, biyolojik içeriğinde en üst kısımda görülen çarpıcı azalmaya kadar çok çeşitli bir biyotaya sahiptir. Formasyonun fosilce çok fakir bu üst kısmı “sınır şeyl tabakası” olarak adlandırılır. Yaşı *Indivisia buekkensis* ve foraminifer *Earlandia* fosillerinin varlığına dayanılarak geç Changshingiyen olarak belirlenmiştir (Bérczi-Makk, 1987'e göre Trunkó, 1996'dan). Bu tabakanın üzerine koyu gri renkli, ince tabakalı, büyük ölçüde stramatolitik kireçtaşlarından oluşan, Gerennavár Kireçtaşı Formasyonunun 8,5 m. kalınlığındaki kısmı gelir (Haas ve diğ., 2007).

Formasyon, çeşitli alg, mercan, foraminifer, sünger, anthozoa, bivalv, gastropod, nautiloid, ostrokod, trilobit, brakiyopod, bryozoa, ekinoderm, scolecodont ve konodontlar ile chondrichthyesden oluşan çok zengin bir fosil içeriğine sahiptir (Balogh, 1964, Kozur ve Mock, 1977, Kozur, 1985 ve Pešić ve diğ., 1988'e göre Hips & Haas, 2006'dan). Yaşı, Kozur (1988,1989) tarafından Kapitaniyen-Changhsingiyen ($265,8 \pm 0,7$ My – $252,6 \pm 0,2$ My) olarak belirlenmiştir (Hips & Haas, 2006, 2007).

Formasyonun içerdiği bazı fosiller şöyledir: fusulinid *Glomospira*, *Agathammina*, *Hemigordius*, trilobit *Pseudophillipsia hungaria*, nautiloid *Lopingoceras* (Haas ve diğ., 2006).

Gerennavàr Kireçtaşı Formasyonu (Erken Triyas: $252, 6 \pm 0,2$ My – $248,1 \pm 0,4$ My ile 247, 8 My arası: Erken-Orta Triyas sınır yaşı Ovtcharova ve diğ., 2006'ya göre): 110-140 m. kalınlığındaki Formasyonun 8,5 m. kalınlığındaki, ince tabakalı çoğunlukla stromatolitik kireçtaşlarından oluşan taban kısmından sonraki 17,5 m., kalın tabakalı çamurtaşlarından oluşur. Bunları da yukarılara doğru giderek artan kalınlıkları ile biyoklastik tanetaşları ve son olarak da oolitlik kireçtaşları takip eder (Haas ve diğ., 2007). Alt kısımda *Hindeodus parvus* Kozur ve Pjatakova tespit edilmiştir (Haas ve diğ., 2007).

Paleo-Tetis'in batı ucunda geç Permiyen süresince sığ rampa ortamları gelişmiştir. Paleocoğrafi modeller (Baud ve diğ., 1993, Marcoux ve diğ., 1993 ve Haas ve diğ., 1995'e göre Hips & Haas, 2006'dan), Bükk dağları biriminin En-Üst Permiyen ve En- Alt Triyas arasında görülen geniş bir rampanın en derin kısmından bir bölümü temsil ettiğini göstermektedir.



Şekil 5.5. Bükk dağları kesiti

5.1.5 Karnik Alpler, İtalya

Bu kesit Carulli ve diğ.'nin (1986) makalesinden derlenmiştir. Kesit alttan üste şu birimleri içerir:

Val Gardena Kumtaşı (Orta Permian: 270,6±0,7 My – 260,4±0,7 My):

Formasyonun kalınlığı ~150 m. dir. Formasyonun tabanı bir kaç metre kalınlığında, çeşitli tane boyutlarında, yani kötü boylanmış ve farklı kökenlere sahip kırıntılılar, kırmızımsı matriks ve aşmalı transgresif taban konglomerasından oluşur ve bunu kalınlıkları 10-60 cm.'den 1-2 m.'ye değişen, ince taneli kırmızımsı kuvars, feldispat, ve mika taneleri içeren, kiremit rengi ya da grimsi yeşil miltaşı tabakaları izler. Tabanda bir kaç metrelik, enerjinin yüksek olduğu oksijenli ortamdan, olgunlaşmamış hafif disoksik çökeltilere geçilir. Formasyonun üst kısmında (kırmızı kumtaşları ve miltaşları) karasal bir ortamdan bir geçiş ortamına (yeşilimsi

miltaşları), daha üstte de yoğun evaporitlerin görüldüğü çok sıg bir sabka ortamına geçilir.

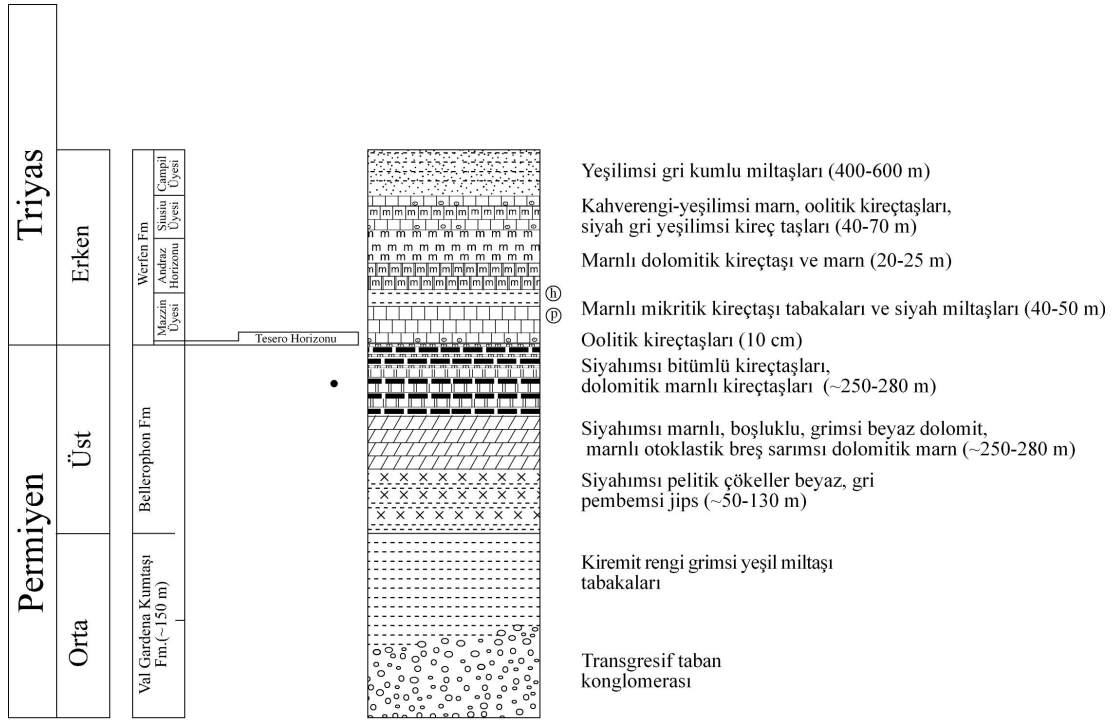
Bellerophon Formasyonu (Üst Permien: 260,4±0,7 My – 252,6±0,2 My [Permian-Triyas sınır yaşı Ovtcharova ve diğ., 2006'ya göre]): Bu meşhur formasyon üç birimden oluşur. Alttaki birim, kalınlığı 50-130 m arasında değişen (Güneydeki kesitlere doğru artan kalınlıkla), sık sık milimetrik ölçekte ritmik, siyahımsı pelitik çökeller ile beyaz, gri ve pembemsi şeker dokulu jipsin birbirini izlediği çökellerden oluşur. Ortadaki birim, kalınlığı 5-100 cm arasında değişen tabakalar ile toplam 250-280 m kalınlığa ulaşan dolomitlerden meydana gelir; bunlar siyahımsı marnlı dolomit, boşluklu dolomitler, grimsi beyaz dolomitli ve marnlı otoklastik breş ve sarımsı, kolayca ufalanabilir, dolomitik marnlardan oluşur. Üstteki birim, kalınlıkları 10-15 cm arasında değişen tabakaları ile toplam kalınlığı 90-100 m'lere ulaşan, beyaz kalsit damarları bulunan, koyu gri-siyah renklerde bitümlü kireçtaşları ve dolomitik ya da marnlı kireçtaşlarından oluşur. İstifte üst ~20 cm'lik kısımda siyahımsı laminalı marnlar ile arakatlı olarak tabakalanma gösterir. Birim çeşitli gastropod, foraminifer ve rodofitlerden *Gymnocodiaceae* familyasına ait alg fosilleri içerir. Formasyonun üst biriminin içerdiği bazı foraminifer cins ve türleri şunlardır: *Protonodosaria*, *Pachyphloia*, *Geinitzina*, *Globivalvulina* gr., *Globivalvulina biserialis*, *Globivalvulina graeca*, *Robuloides*, *Lasiodiscus*, *Nankinella*, *Agathammina*, *Hemigordius* gr., *Hemigordius ovatus*, *Hemigordius permicus*, *Hemigordius schlumbergeri*. Ayrıca ostrokod ve kalkerli algler de içerir (Carulli ve diğ., 1986).

Formasyonda, genel olarak evaporitik, az enerjili, anoksik ortam koşulları gözlenir. Alt birimde, buharlaşma ile jips oluşumuna yol açacak sıg su ile daha derin sıg su koşullarının birbirini izleyerek gerçekleştiği söylenebilir. Alt birimden üste doğru sıg sudan, göreceli olarak daha derin neritik ortama geçiş görülür. Bellerophon Formasyonunun hemen tavanına yakın pirit ve hematit granüllerinin varlığı ve stilolit yüzeyleri boyunca karbon konsantrasyonunun arttığı tespit edilmiştir. Bu bölgedeki siyah marnlı ve killi aratabakalar organik madde bakımından zengindir.

Werfen Formasyonu (Erken Triyas): Formasyon, aşağıdan yukarıya doğru şu üyelerden oluşur. Tesero Horizonu: Kalın (10 cm) mercek şeklindeki oolitik kireçtaşı tabakasından oluşur (Bosellini, 1964'e göre Carulli ve diğ., 1986'dan). Mazzin

Üyesi, toplam 40-50 m kalınlığa ulaşan, 5-30 cm kalınlığındaki marnlı mikritik kireçtaşı tabakaları ve siyah miltaşlarını içerir. Üyenin orta kısmında piritik ve hematitik tanelerin varlığı tespit edilmiştir. Üzerine gelen Andraz Horizonu'nda, 20-25 m.kalınlığında, sarı, kırmızı, grimsi yeşil marnlı dolomitik kireçtaşı ve marnlar bulunur. Siusi Üyesi, 40-70 m kalınlığında, kahverengi- yeşilimsi yapraklanan marn ve az Gastropod fosili içeren oolitik kireçtaşları ile ardalanmalı siyah, gri ve yeşilimsi marnlı kireçtaşlarından oluşur. Formasyonun en üst üyesi Campil (eski literatürde «Campil Tabakaları»), 400-600 m. kalınlığındadır ve sarı evaporitli dolomit düzeylerin görüldüğü, şarap kırmızısı ve yeşilimsi-gri kumlu miltaşlarını kapsar. Üyenin alt kısmında içinde Gastropod bulunan oolitik horizonlar tespit edilmiştir.

Formasyonun Mazzin Üyesi ve Tesero Horizonu'nu ostrakod ve tubifit fosillerini içerir. Tesero Horizonu ile temsil edilen sığ sular, Mazzin Üyesi'ne doğru derinleşerek mikritik kireç taşları ve siyah miltaşları ile göreceli olarak daha derin suların varlığını gösterir. Formasyon içinde yukarıya doğru Andraz Horizonu, derin su koşullarında devam eden redüktif ortamı temsil ederken, Campil Üyesi'nde görülen evaporitlerle lagünömsü bir ortamın ürünleri ile okside ve redüktif bir ortamın ürünlerinin birbirini izlediği görülür.



- *Geinitzia*
- *Nankinella*
- *Agathammina*
- *Protonodosaria*
- *Pachyphloia*
- *Robuloides*
- *Hemigordius ovatus*
- *Hemigordius permicus*
- *Hemigordius schlumbergeri*

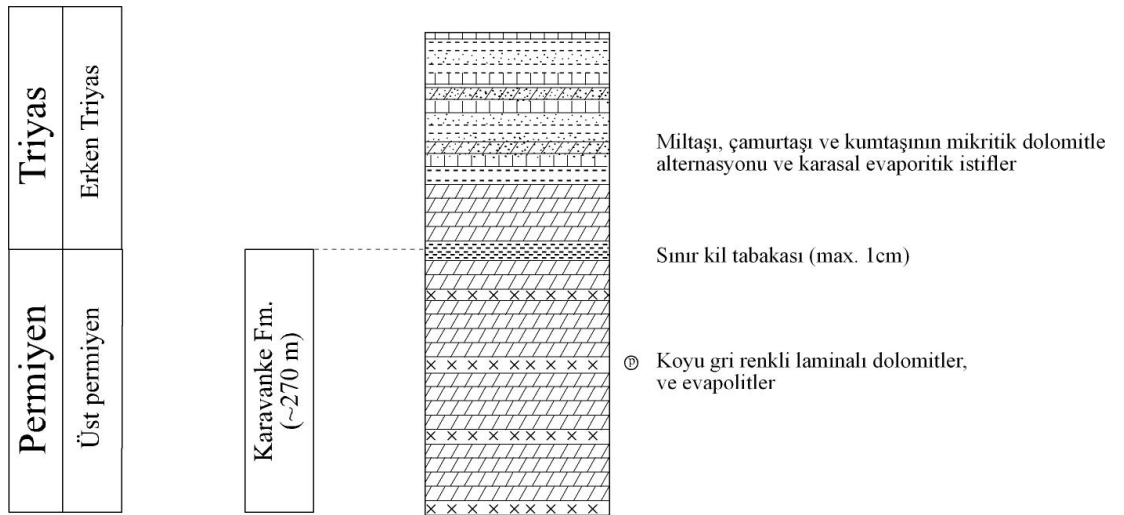
Şekil 5.6. Karnik Alpler

5.1.6 Brsnina, Karavanke Dağları, Slovenya

Karavanke Formasyonu (Üst Permian (260,4±0,7 My – 252,6±0,2 My): ~270 m. kalınlığındadır ve evaporitik-dolomitik istiflerden oluşur (Buser, 1974'e göre Doleneç, 2005'den; Buser ve diğ., 1986). Formasyonun yaşı içerdiği kalkerli alg toplulukları ve foraminifere dayanılarak Üst Permian olarak belirlenmiştir (Ramovs, 1986'ya göre Doleneç, 2005'den). Permo-Triyas sınırı kesitte aşınmalı olmayan maksimum 1 cm. kalınlığa ulaşan bir kil tabakası ile temsil edilir (Doleneç, M., 2005). Bu sınır kil tabakası bir çok minor ve iz element bakımından zengindir (Doleneç, M., 2004'e göre Doleneç, 2005'den). Doleneç (2005), kesit boyunca tespit edilen U ve Th konsantrasyonlarını temel alarak Th/U oranında meydana gelen

değişimleri incelemiştir. En yüksek konsantrasyon değerleri sınırdaki kil tabakasında ölçülmüştür. Oksijensiz koşullar altında çökelmiş olan Üst Permiyen dolomitleri koyu gri renkli, laminalıdır ve bunlarda framboid pirit oluşumu yaygındır. Üst Permiyen üzerine gelen, kırmızı renkli karasal ve evaporitik istifler, oksijenli koşulların varlığını göstermektedir. Bu istiflerin üst kısmındaki koyu gri mikritik kireçtaşları ile ortamda anoksik koşulların tekrar egemen olduğu görülmektedir (Dolenec, M., 2005).

Erken Triyas İstifleri: Brsnina Kesiti'nde, Üst Permiyen'i temsil eden Karavanke Formasyonunun üzerine, Erken Triyas'ın tabanını temsil eden (Skitiyen) ve kalınlığı 30 m.'yi bulan istifler gelir. Bunlar kırmızı renkli, egemen olarak ince tabakalı miltaşı, çamurtaşı ve kumtaşının mikritik dolomitte ardışmasından oluşan ve dolomit içinde erimiş jips kristallerinin yerlerinin görüldüğü (Rauhwacke!) kısmen karasal-evaporitik istiflerdir. Üst Karavanke Formasyonu ve Triyas'ın tabanı arasındaki sınır, litostratigrafik olarak iyi tabakalanmış gri dolomit çökellerinin sonlandığı düzey ile temsil edilir. Kesitte Triyas'ın tabanını oluşturan kırmızı renkli istiflerin üzeri kalınlığı ~200 m.'yi bulan Erken Triyas oolitik kireçtaşı, marn ve şeyl arakatlı, koyu gri ve kahverengi mikritik ve kristalli kireçtaşı ve dolomitten oluşur.



Şekil 5.7. Brsnina kesiti

5.1.7 Çürük Dağ – Antalya, Batı Toroslar, Türkiye

Bu kesit Marcoux & Baud (1986)'dan derlenmiştir. Kesit aşağıdan yukarıya doğru şu birimleri içerir:

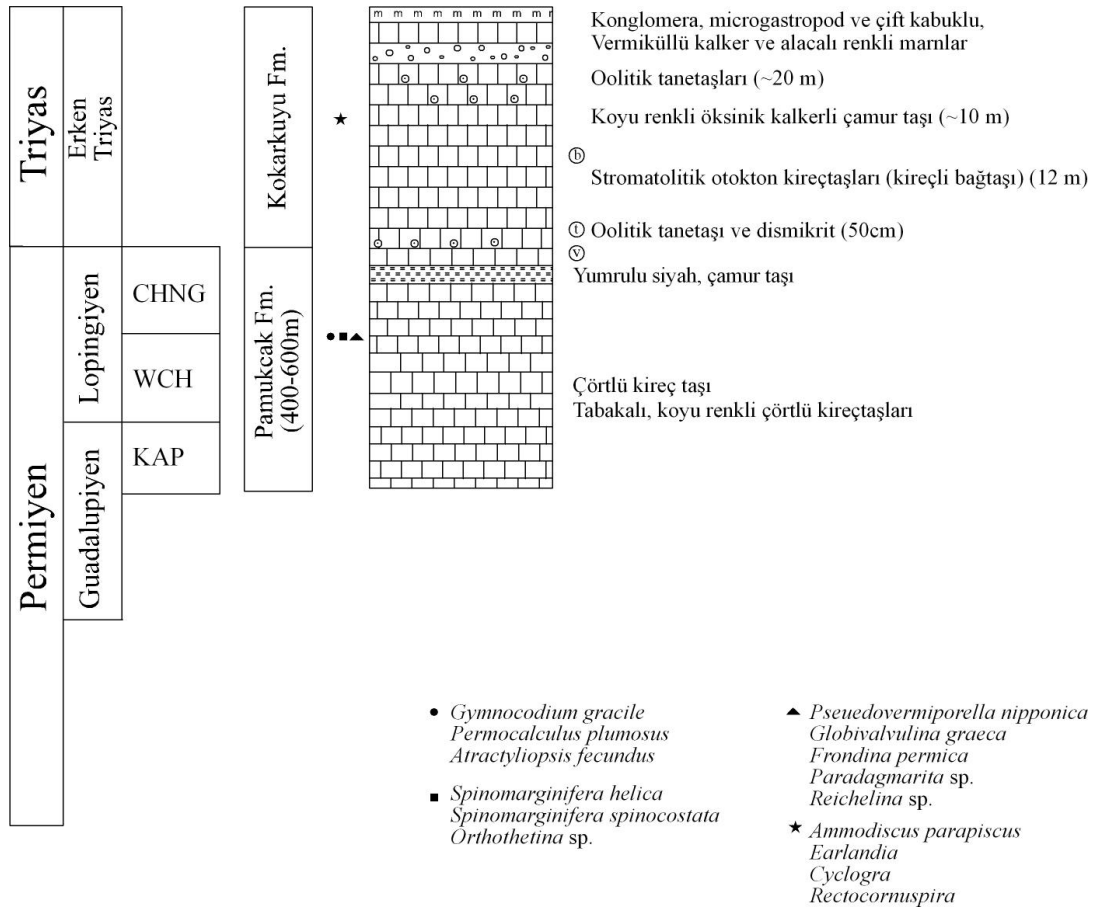
Pamukcak Formasyonu (Murgabiyen-Culfiyen: 265,8±0,7 My – 252,6±0,2 My):

Formasyon, yaşları Murgabiyen'den Culfiyen'e (Kapitaniyen- geç Permiyen: 265,8±0,7 My – 252,6±0,2 My) değişen 400-600 m kalınlığında, iyi tabakalanmış, koyu renkli, çörtlü, iç ve dış şelf kireçtaşı istiflerinden oluşur. Formasyon, kalkerli algler (*Gymnocodium* ve *Permocalculus*) ile küçük foraminiferler bakımından zengindirler. Bu kireçtaşlarının üzerine, kalınlığı 12 m.'yi bulan, büyük ölçüde yumrulu siyah çamurtaşından vaketaşına değişen, içinde yer yer brakiyopod fosillerinin görüldüğü çökeller gelir. Kalkerli algler (*Gymnocodium* ve *Mizzia*) ile foraminiferler bu tabakalarda da mevcuttur. Formasyonda tanımlanan bazı brakiyopod ve foraminifer fosilleri aşağıdaki gibidir: Brakiyopod fosilleri yaşları Murgabiyen'dan Culfiyen'e değişen *Spinomarginifera helica* (Abich), *Spinomarginifera spinocostata* (Abich), *Orthoethina* sp. ve foraminifer *Pseudovermiporella nipponica*, *Globivalvulina graeca*, *Froncina permica*, *Paradagmarita* sp., *Paradagmarita* sp., *Reichelina* sp., algler, *Gymnocodium nodosum*, *Gymnocodium gracile*, *Permocalculus plumosus*, *Atractyliopsis fecundus*. Formasyonun en üst 30 cm.'lik kısmı düşük enerjili kavkı destekli vaketaşından, yüksek enerjili tanetaşına geçiş gösterir. Geç Permiyen foraminifer faunası aşağı yukarı aynı kalırken, kavkı kalıntıları (mollusklar ve brakiyopodlar) diyajenez sonucu değişmişlerdir.

Kokarkuyu Formasyon (Erken Triyas: 252, 6 ± 0,2 My – 248,1 ± 0,4 My ile 247, 8 My [Erken-Orta Triyas sınır yaşı Ovtcharova ve diğ., 2006'ya göre]):

temsil eden Pamukcak Formasyonunun kavkı destekli tanetaşını izleyen 30 cm. kalınlığındaki güçlü diyajenetik ayrışma ile değişmiş oolitik tanetaşı ve 20 cm. kalınlığındaki paleo-kaliş olarak yorumlanan dismikrit, Kokarkuyu Formasyonun tabanını oluşturur. Formasyon, geç Permiyen'in zengin biyotasının ani bir şekilde kaybolması ile karakterize edilir. Bunu çok sayıda Erken Triyas'a ait mikroforaminifer *Rectocornuspira*, *Cyclogyra*?, *Earlandia* ve *Ammodiscus* içeren kubbe şekilli stromatolitik otokton kireçtaşları (kireçli bağtaşı) izler. 12 m.'lik çökel boyunca, kubbemsi yapıların düz yapıları ve ardından belirgin bir yapısı olmayan

rekristalize mikrit oluşumunun birbirini izlediği cryptalgal fasiyes şekillenir. Mikrobiyal karbonat kayasından oluşan istiflerin (bağtaşı) tepe kısmı mikroforaminifer *Ammodiscus parapriscus* bakımından zengindir. (Burada mavi-yeşil algler, bakteriler ve mikroforaminiferler arasındaki simbiyotik ilişki, çevrede meydana gelen alışılmadık değişikliklerin bir göstergesi olarak yorumlanmıştır.) Mikrobiyal kireçtaşlarının üstüne, çökelpenin çok az olduğu ~10 m. kalınlığında iyi tabakalanmış koyu renkli öksinik kalkerli çamurtaşları gelir. Sonraki 20 m. boyunca ani bir değişiklik, iyi boylanmış, yüksek enerjili, çok az kavkı döküntüsü tanecikli taşıyan ve nadir olarak *Ammodiscus parapriscus*'un görüldüğü oolitlik tanetaşı gelir. Formasyonun üst kısmında yer yer mercimek şekilli, tabakalanma düzeyine dik duran konglomeralar (akıntılı suda ya da fırtınada oluşmuş konglomera), mikro boyutta gastropod ve çift kabuklu birikmiş Baud (1976)' un "calcaires vermiculés" (Marcoux & Baud, 1986'dan) olarak adlandırdığı vermikül fosili içeren kalkerler ve alacalı marnlar bulunur. Permo-Triyas sınırı kavkı destekli tanetaşının en üst yüzeyi ile kaliş (sert zemin) horizonunun en üst yüzeyi arasında bir yerde kabul edilir.



Şekil 5.8. Antalya kesiti

5.1.8 Qubu- Güney Tibet, Çin Halk Cumhuriyeti

Suess'ün öğrencisi olan büyük Avusturyalı paleontolog ve stratigraf Karl Diener (1903), Orta Himalayalar'da faunal ve litolojik karakteristiklerine dayanılarak iki ayrı Permian çökel grubu ayırdetmiştir ve bu çökel grupları gayriresmi olarak Tibet Fasiyesi ve Himalaya Fasiyesi olarak adlandırılmıştır. Shen ve diğ. (2003) Diener'in Himalaya tipi Permian Fasiyesi'ni çökelme ortamları arasındaki farka dayanarak iki alt birime ayırmıştır: Qubu-tipi ve Selong-tipi. Qubu-tipi Permian çökelleri Himalayalar boyunca oldukça geniş yayılım gösterirken, Selong-tipi Permian çökelleri Güney Tibet'in merkezi, özellikle de Jilan ve Selong bölgelerinde açığa çıkar. Qubu-tipi, Gondwana Kıtasının yakınsak kısmında birikmiş, birbirini izleyen denizel kıyı ve bariyer-lagün çökel ortamlarını temsil eder. Selong- tipi ise, ıraksak kıydan uzak shelf üstü denizel çökelme ortamı ile temsil edilir.

Kesit, Everest Dağı'nın (Qomolungma Dağı) ~30 km. kuzeyi, Zaga Nehri'nin kuzeybatısında yer alır ve alttan üste doğru, Üst Permian istiflerini içeren Qubu ve Quburga formasyonları ile Quburga Formasyonu üzerine gelen Tulong Formasyonundan oluşur. Quburga Formasyonunun üst kısmı iki üyeye ayrılır. Üstteki üye Nimaluoshenza Üyesi adını alır. Kesit alttan üste şu birimleri içerir:

Qubu Formation (Geç Guadalupiyen?): ~20-25 m. kalınlığındaki Qubu Formasyonu siyah şeyl ve milli şeyl ile arakatlı kuvars içeren kumtaşlarından oluşur ve Glossopteris florası içerir (Hsü, 1976'ya göre Shen ve diğ., 2004'den). Hsü (1976) yaşını önce Wuchiapingiyen ($260,4 \pm 0,7$ My – $253,8 \pm 0,7$ My) olarak belirlemiş, daha sonra geç Guadalupiyen olarak değiştirmiştir ancak bu da kesin görülmemektedir (Shen ve diğ., 2004). Formasyonda denizel fosil bulunamadığı için, yaş belirlemede büyük oranda üzerine gelen Quburga Formasyonunun içerdiği denizel fosiller temel alınmıştır (Shen ve diğ., 2004).

Quburga Formasyonu (Wuchiapingiyen-Changshingiyen: $260,4 \pm 0,7$ My – $252,6 \pm 0,2$ My [Permo-Triyas sınır yaşı Ovtcharova ve diğ., 2006'ya göre]): Quburga Formasyonu şeyl ve bol miktarda brakriyopod, bryozoa, ve bireysel yaşayan mercan biyoklastik kireçtaşı ile arakatlı miltaş serilerinden oluşur (Shen ve diğ., 2004). Formasyonun alt kısmında bol brakriyopod fosili bulunurken, üst üyeye (Nimaluoshenza Üyesi) yakın tabakalarda brakriyopod görülmez ve

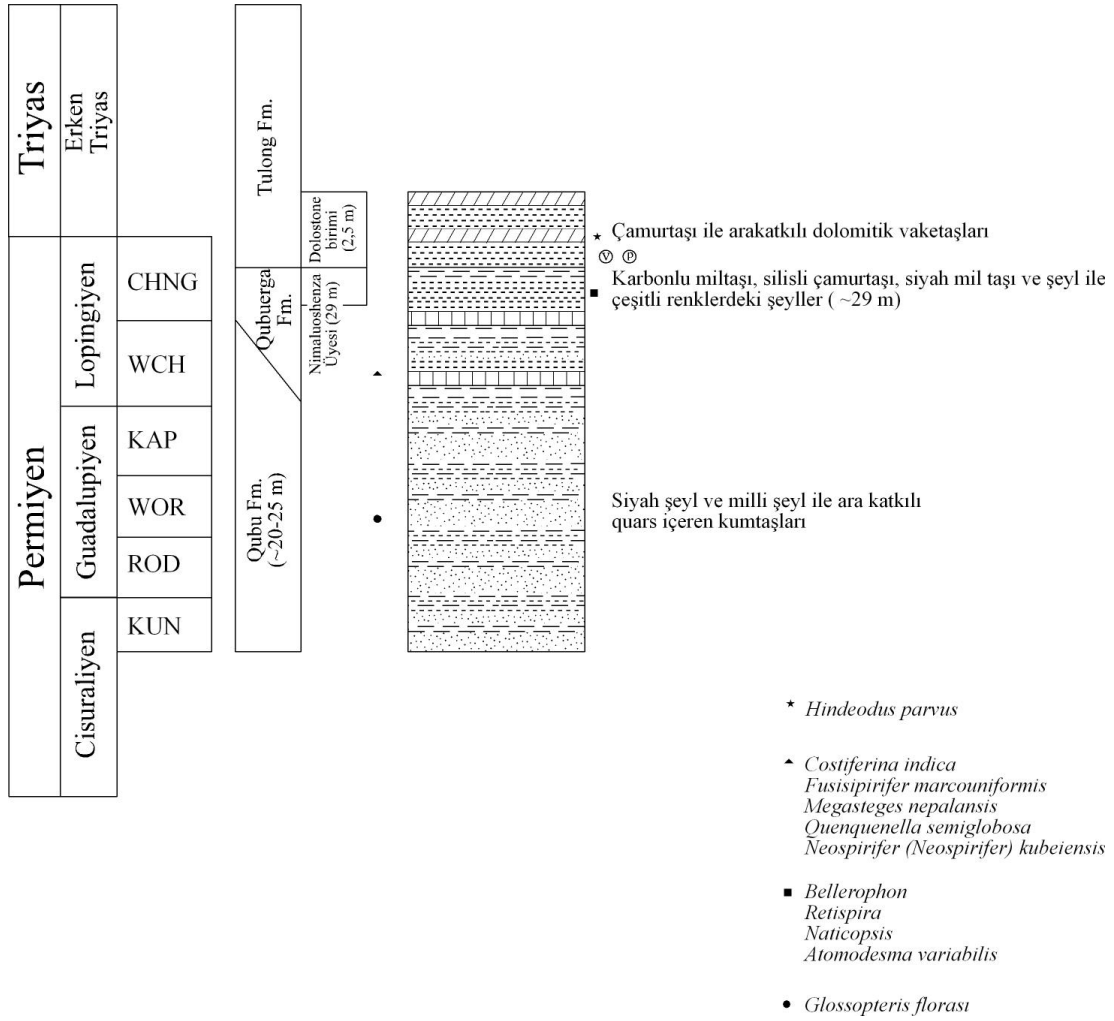
yukarılara doğru brakiyopodların egemen olduğu bir faunadan bivalv ve gastropod bakımından egemen bir faunaya geçiş tespit edilir (Shen ve diğ., 2006).

Qubuerga Formasyonu Nimaluoshenza Üyesi : ~29 m. kalınlığındaki, alt kısmı karbonlu miltaşı ve radyolarya içeren silisli çamurtaşından oluşan üyenin, yukarılara doğru kayaç içeriği, üst 50 cm.'lik bölümde yaygın ammonoid içeren çeşitli renklerdeki şeyl kısmına kadar siyah miltaşı ve şeyl ile devam etmektedir (Shen ve diğ., 2006). Değişik renklerdeki şeyl kısmı, ammonoidlerin kıyı şeridi boyunca yoğunlaştıkları bir littoral-supralittoral alan üzerinde çökelme alanının periyodik olarak açıkta kaldığının göstergesi olarak yorumlanabilir. Bu kısımda tespit edilen ammonoidler çok az korunmuş ince kabuklu ammonoidlerdir ve varlıkları ortamda bentik bir topluluktan nektik olana geçişe işaret ettikleri şeklinde yorumlanmıştır (Shen ve diğ., 2006). Ammonoidlerin egemen olması durumu, Dolostone birimi içlerine kadar devam eder. Üyenin alt kısmında bulunan bazı fosiller şöyledir (Shen ve diğ., 2006): Gastropod, *Bellerophon*, *Retispira*, *Naticopsis (Jedria)* ve *Atomodesma variabilis*'in daha egemen olduğu bivalv türleri.

Formasyonda bolca bulunan ve Wuchiapingiyen (260,4±0,7 My – 253,8±0,7 My) yaşını veren brakiyopod fosillerinden bazıları şunlardır (Shen ve diğ., 2003 ve 2001'e göre Shen ve diğ., 2004'den): *Costiferina indica*, *Fusispirifer marcouniformis*, *Megasteges nepalensis*, *Quinquenella semiglobosa*, *Neospirifer (Neospirifer) kubeiensis*.

Qubuerga Formasyonu ile üzerine gelen Tulong Formasyonu'nun (alt Triyas 252,6±0,2 My –247, 8 My: Ovtcharova ve diğ., 2006'ya göre) Dolotaşı birimi arasında geçiş çok keskindir (Shen ve diğ., 2006).

Tulong Formasyonu - Dolotaşı birimi (alt Triyas: 252,6±0,2 My –247, 8 My [Ovtcharova ve diğ., 2006'ya göre]): ~2,5 m. kalınlığında olan birim, 2-3 cm. kalınlığındaki bir kaç çamurtaşı tabakası ile arakatkılı dolomitik vaketaşlarından oluşur ve çok sayıda küçük foraminifer, ammonoid kavkıları, biraz bivalv ve seyrek olarak da krinoid içerir (Shen ve diğ., 2006). Dolostone biriminin alt kısmında yaygın pirit oluşumu tespit edilmiştir. Permo-Triyas sınırı, bu birim içindedir ancak, konodont *Hindeodus parvus*'un belirlediği düzey birimin hemen tabanında değildir (Shen ve diğ., 2006).



Şekil 5.9. Qubu kesiti.

5.1.9 Gheselghaleh (1), Ramjan (12), Shahpasand (13), Bagherabad-Said Klate (5) ve Viru (6), Juzchal (7), Iran

Jenny ve Stamfli'nin (1978) makalesinden derlenen kesitlerde, Permian boyunca Alburz Dağlarının Doğusunda, bir kaç kırıntılı çökelme dönemi ile kesintiye uğrayan çok sık denizel karbonat çökellerinin egemen olduğu Ruten, Nesen Formasyonu ve Erika formasyonları Permian ve Erken Triyas çökellerini içerir.

Ruteh Formasyonu: ~230 m. kalınlığındaki formasyon, rengi griden daha koyuya doğru değişen biyojenik kalkerlerden oluşur. Mercan, bryozoa, brakiyopod ve foraminiferlerden oluşan zengin bir faunal içeriğe sahiptir. Formasyonun içerdiği bazı foraminifer cinsleri arasında *Parafusulina* ve *Neoschwagerina* bulunmaktadır. Formasyon ayrıca zengin bir mikrofauanal döküntüye sahiptir ve kuvarsın çok nadir

bulunması kıtasal malzeme geliminin sifıra yakın olduğu yönünde yorumlanmıştır. İçerdiği formaminifer fosilleri dikkate alınarak yaşı Üst Artinskiyen? (284,4±0,7 My – 275,6±0,7 My)-Murgabiyen (≈Wordiyen: 268±0,7 My –265,8±0,7 My) olarak gösterilmiştir.

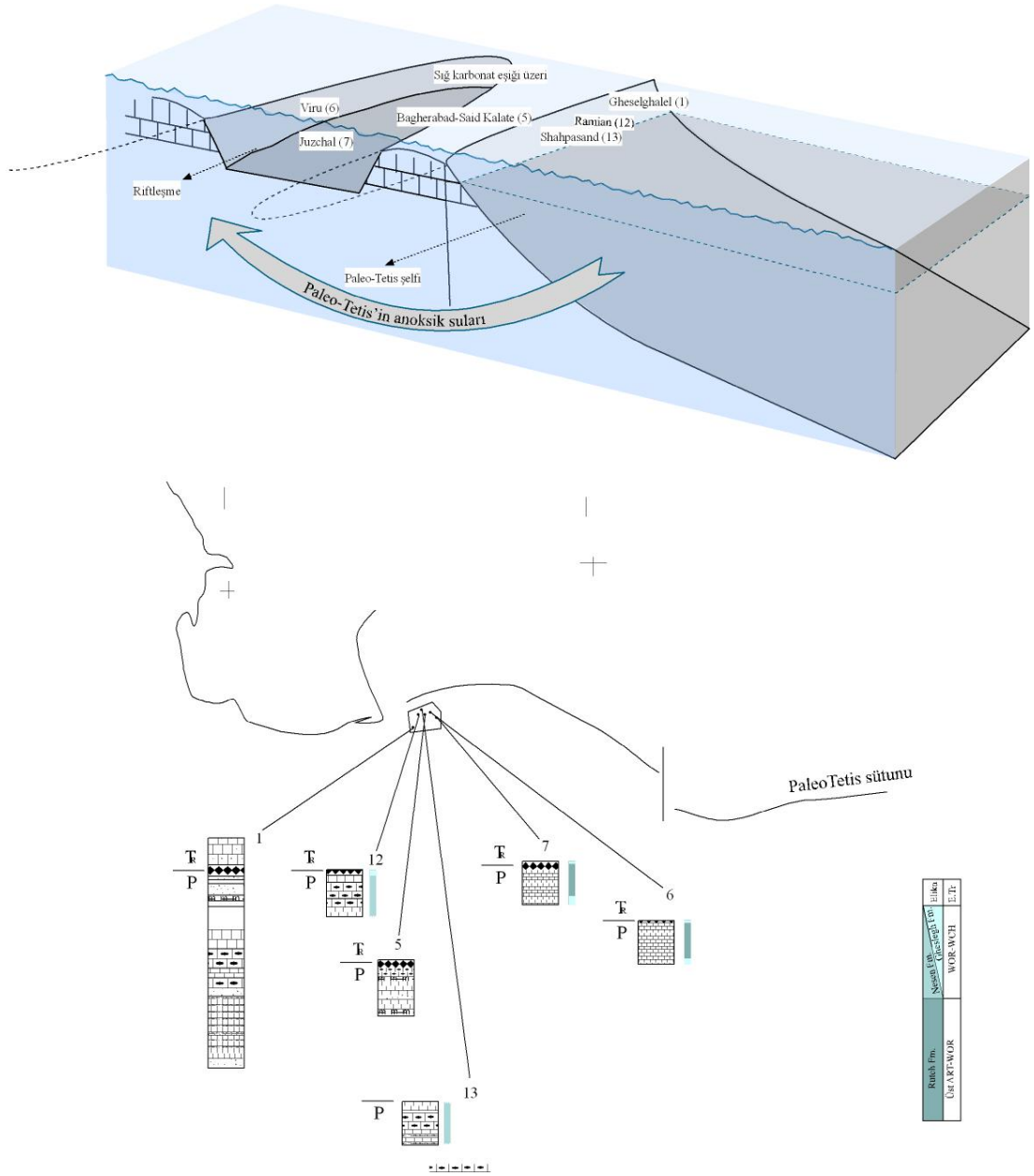
Nesen Formasyonu: Formasyon, Üst Murgabiyen (≈Wordiyen: 268±0,7 My –265,8±0,7 My) – Culfiyen (≈ Wuchiapingiyen: 260,4±0,7 My – 253,8±0,7 My) yaşlıdır ve koyu renkli marnlarla arakatkılı, silis yumruları içeren, biyodetritik siyah kalkerlerden oluşur. Kuzeye doğru marn arakatkılarının öneminin arttığı formasyonda, güneye doğru gidildikçe kıtasal çökellere (Nesen Formasyonunun yanal karşılığı Gheslagh Formasyonuna) geçilir. Formasyon üzerine tropik yıkanma gösteren lateritler gelir. Viru (6) ve Juchal (7) yakınlarında cüce mikrofauna içeren kireçtaşları, pelletler ve küçük boşluklar ile öksinik bir deponun varlığı tespit edilmiştir.

Formasyona yaş veren bazı fosiller şunlardır: *Codonofusiella nana*, *Reichelina* sp., *Parareichelina* sp., *Colaniella* sp.

Nesen Formasyonu ile üzerine gelen Elika Formasyonu arasında lateritlerle temsil edilen bir karalaşma dönemi vardır, dolayısıyla bir paralel uyumsuzluk (=erozyonel diskordans=*disconformity*) görülür.

Elika Formasyonu (Erken Triyas: 252, 6 ± 0,2 My – 248,1 ± 0,4 My ile 247, 8 My [Erken-Orta Triyas sınır yaşı Ovtcharova ve diğ., 2006’ya göre]) temsil eden formasyon, çeşitli renklerde kireçtaşlarından oluşur.

Bagherabad-Said Klate (5) kesiti sığ bir karbonat eşiği üzerinde çökelmiş çökelleri temsil ederken, Gheselghaleh (1), Ramjan (12) ve Shahpasand (13) kesitleri bu eşiğin Paleo-Tetise bakan tarafında çökelmiş, Viru (6) ve Juzchal (7) kesitleri ise eşiğin arkasında oluşmuş sığ lagüner bir ortamda çökelmiş çökelleri temsil eder. Hepsi sığ denizel olan bu kesitlerden Paleo-Tetis tarafındaki (1, 12, 13 ve 5) kesitlerin çökel içeriği disoksik koşullara işaret ederken, sığ karbonat eşiğinin arkasındaki kesitlerde (6 ve 7) öksinik koşulların varlığı sözkonusudur.



Şekil 5.10. İran kesitleri ve Ortam.

5.1.10 Guryul Ravine (=Guryul sel kesiği) , Kaşmir, Hindistan

Guryul sel kesiği veya deresi diyebileceğimiz erozyonel akarsu vadiciği, Permo-Triyas geçişinin sürekli olarak kaydedildiği Paleo-Tetis'in geniş güney şelfinden bir kesit sunar. Kesitte Zewan Formasyonu ile temsil edilen Üst Permiyen üzerine Khunamuh Formasyonu ile temsil edilen, en geç Changshingiyen- Erken Triyas yaşlı istifler uyumlu olarak gelir. Permo-Triyas sınırı, Khunamuh Formasyonunun E1 ve

E2 birimleri dokanak düzeyi boyunca belirlenmiştir (Algeo ve diğ., 2007). Kesit alttan üste şu birimleri içerir:

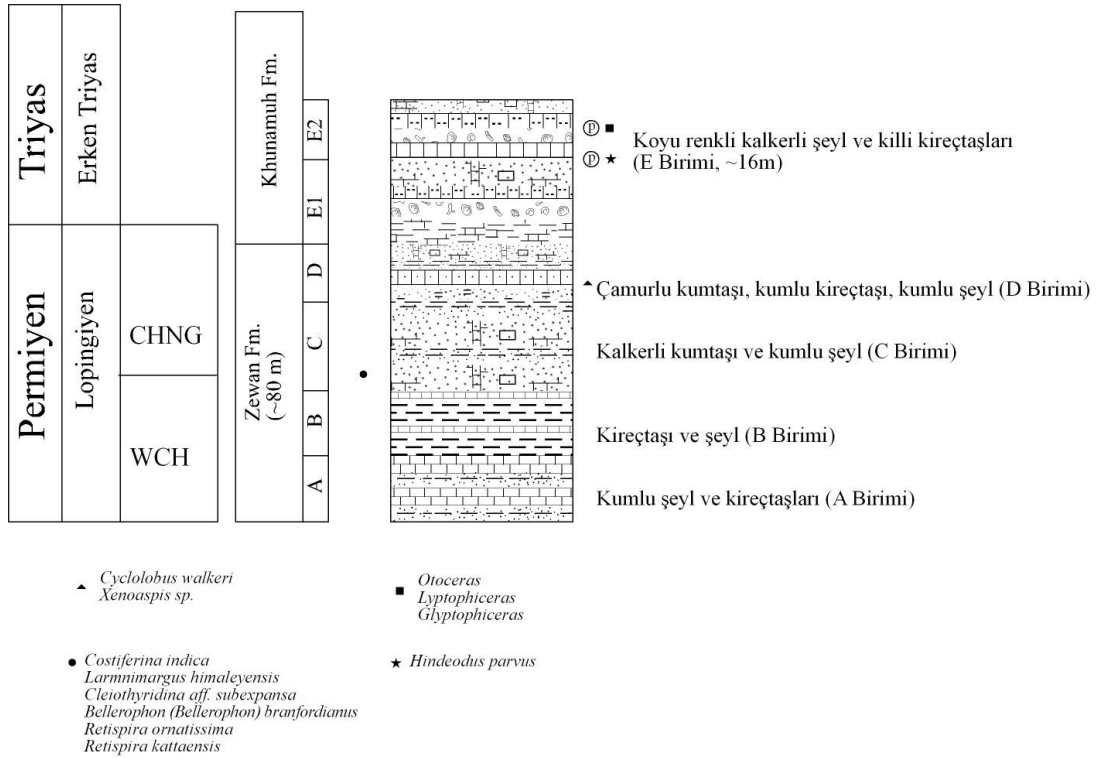
Zewan Formasyonu (Üst Permiyen: $260,4 \pm 0,7$ My- $252,6 \pm 0,2$ My [Ovtcharova ve diğ., 2006'ya]): ~80 m. kalınlığındaki Zewan Formasyonunu, dört birime (*units*, üye olarak belirtilmemiş) ayrılarak incelenir: Bunlar, kumlu şeylin eşlik ettiği karbonat kayalarından oluşan A birimi, karbonat bakımından fakir kayalar ve şeylden oluşan B birimi (Wuchiapingiyen: $260,4 \pm 0,7$ My – $253,8 \pm 0,7$ My), kalkerli kumtaşı ve kumlu şeylin (şeyl egemen olmak üzere) ritmik ardışmasından oluşan C birimi (geç Wuchiapingiyen-geç Changhsingiyen: $260,4 \pm 0,7$ My – $252,6 \pm 0,2$ My), alt kısmı çamurlu kumtaşı yanında kalın tabakalı kumlu kireçtaşı ve kumlu şeyl, üst kısmı ise kalkerli ve çamurlu kumtaşından oluşan D birimleridir (Changhsingiyen: $253,8 \pm 0,7$ My – $252,6 \pm 0,2$ My) (Kapoor, 1996'ya göre Shen ve diğ., 2006'dan). Ammonoid fosilleri *Cyclolobus walkeri* ve *Xenoaspis* sp.'nin (Nakazawa ve diğ., 1975'e göre Shen ve diğ., 2006'dan) C biriminin orta kısmında belirmesi, birimin yaşının geç Wuchiapingiyen-erken Changhsingiyen olduğu yönünde yorumlanmıştır (Shen ve diğ., 2006). C biriminin fauna ve litolojisi neritik ile batiyal bir ortamın nispeten daha sık ve oksijenin yetersiz olduğu kesimlerinden oluşan (brakiyopod fosillerinde tespit edilen küçülme eğiliminin de işaret ettiği) bir ortam izlenimini verir (Kapoor, 1992'ye göre Shen ve diğ., 2006'dan; Brookfield ve diğ., 2003). E1 birimi ile gözlemlenen transgresyon, Zewan Formasyonu kumtaşından Khunamuh Formasyonu şeyline hızlı bir geçiş ile kuvars kumu ve çamur oranındaki artışla temsil edilir (Brookfield ve diğ., 2003). Zewan Formasyonu kireçtaşının en üst kısmı hariç (46. tabaka), üst bölümü içerdiği bir kaç foraminifer ve bir brakiyopod (Nakazawa ve Kapoor, 1981'e göre Brookfield ve diğ., 2003'den) türünü saymazsak, hemen hemen fosilsizdir.

Formasyonun içerdiği bazı brakiyopod fosilleri şöyledir: *Costiferina indica*, *Larmnimargus himaleyensis*, *Cleiothyridina* aff. *subexpansa*, *Bellerophon* (*Bellerophon*) *branfordianus*, *Retispira ornatissima*, *Retispira kattaensis* (Shen ve diğ., 2006).

Khunamuh Formasyonu (En geç Changhsingiyen- erken Triyas: $253,8 \pm 0,7$ My- $252,6 \pm 0,2$ My [Ovtcharova ve diğ., 2006'ya]): Formasyon Permo-Triyas geçişini içerir (Nakazawa ve diğ., 1971, 1975 ve Nakzawa, 1981'e göre Wignall ve diğ.,

2005'den). Formasyonun taban birimi "E" (~16 m) koyu renkli kalkerli şeyl ve killi kireçtaşıdan oluşur: Bunun alttaki E1 olarak ayrılan kısmı 2,5 m kalınlığındadır (Algeo ve diğ., 2007). E1 birimi (geç Permiyen- erken Triyas: $253,8 \pm 0,7$ My – $248,1 \pm 0,4$ My ile 247, 8 My arası: Erken-Orta Triyas sınır yaşı Ovtcharova ve diğ., 2006'ya göre) Permiyen brakiyopod, krinoid, bryozoalarından kalan paraotokton kavkılardan oluşan tabakaları içerir (Shen ve diğ., 2006). Bu fosiller birimin üst kısmında dereceli olarak, ince-kabuklu bivalv ve ammonoidlerin egemen olduğu (Triyas benzerliği olan) bir fauna ile yerdeğiştirerek üstteki birime yani E2' ye geçer. Triyas'ın tabanını belirlemede kullanılan konodont türü *Hindeodus parvus* ilk olarak bu birimin tabanına yakın bir yerde belirir ve bu nedenle Permo-Triyas sınırı E1-E2 dokanak düzeyinden geçecek şekilde belirlenmiştir (Algeo ve diğ., 2007). E2 biriminin içerdiği ammonoidler (*Otoceras*, *Lyptophiceras* ve *Glyptophiceras*) birimin yaşının Erken Triyas olduğunu göstermektedir (Shen ve diğ., 2006). Pirit oluşumu, taban biriminin alt kısmında (E1) seyrek olarak gözlemlenirken, birimin hemen 1 m. yukarısında bu durum çarpıcı bir şekilde değişir ve E3 biriminin tabanına kadar bu şekilde devam eder (Wignall ve diğ., 2005). E2 birimi, E1 ile aynı çökel içeriğine sahiptir ancak içerdiği kavkı tabakaları E1'in aksine sadece bivalv ve ammonoid parçalarından oluşur ve brakiyopod, krinoid ile diğer bentik organizmaları içermez (Brookfield ve diğ., 2003). E birimin ardından gelen F birimi (>50 m. ,Erken Triyas) daha temiz bir kireçtaşıdan oluşur (Algeo ve diğ., 2007).

Khunamuh Formasyonu, en-geç Permiyen transgresyonu ile formasyon boyunca yukarıya doğru gözlemlenebilen bir derinleşmeyi kaydeder (Brookfield ve diğ., 2003). Guryul deresi kesitinde tespit edilen yokoluş iki fazlı bir yapı gösterir: birincisi E1 birimi içerisinde gerçekleşir ve şiddetlidir. Diğeri ise E2 birimi içerisinde gerçekleşir (Algeo ve diğ., 2007).



Şekil 5.11. Guyul Ravine Kesiti

5.1.11 Meishan (Zhejiang-Anhui) Permo-Triyas mostraları (Çin Halk Cumhuriyeti):

Bu kesit *Bureau of Geology and Mineral Resources of Anhui Province* (1987), Ding (1986), Sheng ve diğ. (1984, 1985), Shen ve diğ. (2007), Wang ve diğ. (1985), Yin ve diğ. (1986, 2001)'den derlenmiştir¹⁵. Hangzhou'nun ~100 km. kuzeybatısındaki Meishan (Zhejiang ve Anhui eyaletleri) Permo-Triyas mostralarında aşağıdan yukarıya Üst Permian'ı Longtan Formasyonu ve Changxing Formasyonu, Alt Triyas'ı ise Yinkeng Formasyonu temsil eder. Kesit alttan üste şu birimleri içerir:

Longtan Formasyonu (Wuchiapingiyen: 260,4±0,7 My–253,8±0,7 My):

Formasyon üç kısımda incelenir: En altta şeyiller ile şeyillerle arakatlı ve ancak

¹⁵ Çin kesitleri son yarım yüzyıl içerisinde Perm ve Triyas için önemli başvuru ve karşılaştırma standartları oluşturmuşlar, bazıları uluslararası stratotip olarak belirlenmişlerdir. Ne yazık ki uluslararası literatür genellikle yalnızca bu «meşhur» kesitler üzerinde yoğunlaşmıştır. Bu tezin konusu gereği daha geniş alanların stratigrafisine bakmak zarureti olduğundan, konusu doğrudan Permo-Triyas sınırı olmayan stratigrafik literatür de dikkate alınmıştır. Ancak literatür ne yazık ki son derece dağınıktır. Bundan dolayı her Çin kesidinde, hangi yayınlardan derlendiğini gösteren referansları, her cümleden sonra vererek takdimi güçleştirmemeyi tercih ettim.

ikinci derecede önemli olan ince kömür tabakaları bulunur. Üzerlerine gri şeyller, grimsi şeyller ve kömür tabakaları içeren ince taneli kumtaşları gelir. En üstte ise sarı kumtaşlarının egemenliğinde, gri şeyller ve kalın olmayan ince kömür tabakaları bulunur. Formasyonun kalınlığı 178 m dir ve yer yer 500 m ye kadar çıkabilir. Formasyon bugünkü konumunda kuzeybatıya bakan bir sahil bölgesinde çökelmiş kayaç topluluğunu temsil etmektedir ve içerdği kömür tabakaları sahildeki bataklık alanlarda oluşan bitki örtüsünün kalıntılarıdır. İçerdği bazı bitki cins ve türleri şöyledir: *Psymophyllum*, *Rhipidopsis*, *Gigantopteris dictyphylloides* ve *Ullmania*. Bu flora tropik iklime işaret eden geniş yapraklı türleri (Hitay bitki bölgesi=*Cathaysian floral province*) kapsamaktadır. Longtan Formasyonundan üzerindeki Changxing Formasyonuna geçiş uyumludur.

Changhsing Formasyonu (Wuchiapingiyen-Changhsingiyen: 260,4±0,7 My – 252, 6 ± 0,2 My): Formasyon iki üyeden oluşur: Altta siyah silisli şeyller bulunur. Türbiditik yapı gösteren bu şeyller genellikle ıraksak türbiditlerdir: bunlarda Bouma'nın T_d serileri ile pelajik çökeller görülür. Bunlarda şu makrofosiller tespit edilmiştir: Brakiyopod: *Transennatia gratiosa*, *Productus yangtzeensis* Chao, *Parenteletes sinensis* Huang, *Oldhamina decipiens* (de Konnick), Ammonoidler: *Pleurodonoceras mirificus*, *Rotodiscoceras*, Foraminiferler: *Palaeofusulina*, Konodontlar: *Clarkina subcarinata*, *Clarkina changxingensis yini*. Kesitte bu formasyon 86 m kalınlığındadır, ancak bu yer yer 35 m.'ye kadar düşebilir. Üstte ince tabakalı, tabakaların mostraya bantlı bir doku kazandırdığı, bitümce çok zengin, gri ve siyah kireçtaşları vardır. Biyoklastik mikritlerden oluşan bu kireçtaşları, türbiditik bir yapı gösterirler: Bunlarda genellikle Bouma dizilerinden yalnızca yakınsak-orta yelpaze serilerini temsil eden T_{b-c} serileri görülür. Bazı kesitlerde çört yumruları saptanmıştır. Bu üye içinde foraminifer *Palaeofusulina* cf. *sinensis*, konodontlardan *Gondolella deflecta*-*Gondolella subcarinata changxingensis* zonunu karakterize edenler bulunmuştur.

Formasyon, düşük enerjili, durgun ve kısmen anoksik bir ortamı temsil eder. Changxing Formasyonundan bir üstteki Yinkeng Formasyonuna geçiş uyumludur.

Yinkeng Formasyonu (Alt Induan/Griesbachiyen: 252, 6 ± 0,2 – >249±0,7 [[Ovtcharova ve diğ., 2006'ya]]): Yeşil-sarı renkli formasyon şeyllerle başlayıp giderek kalkerce zenginleşir. En altta, ilk 5 cm'si beyaz, sonraki 6 cm.'si siyah olan

11 cm'lik şeyllerle başlayan çökel kayaçlarını, önce 20 cm kalınlığında killi mikritler, sonra 20 cm kalınlığa sahip marnlar takip eder. Marnların üzerinde 45 cm 'lik kalkerli kıltaşı vardır. Permiyen ile Triyas'ı ayıran sınır bu formasyonun killi mikritlerinin içinde olup *Hindeodus typicalis* faunasıyla *Hindeodus parvus* zonu arasındadır. Yinkeng Formasyonu şu ammonit zonlarını içerir: *Flemingites*, *Gyronites-Prionolobus* ve *Ophiceras-Lyptophiceras*. Yinkeng Formasyonundan bir üstteki Helongshan Formasyonuna geçiş uyumludur.

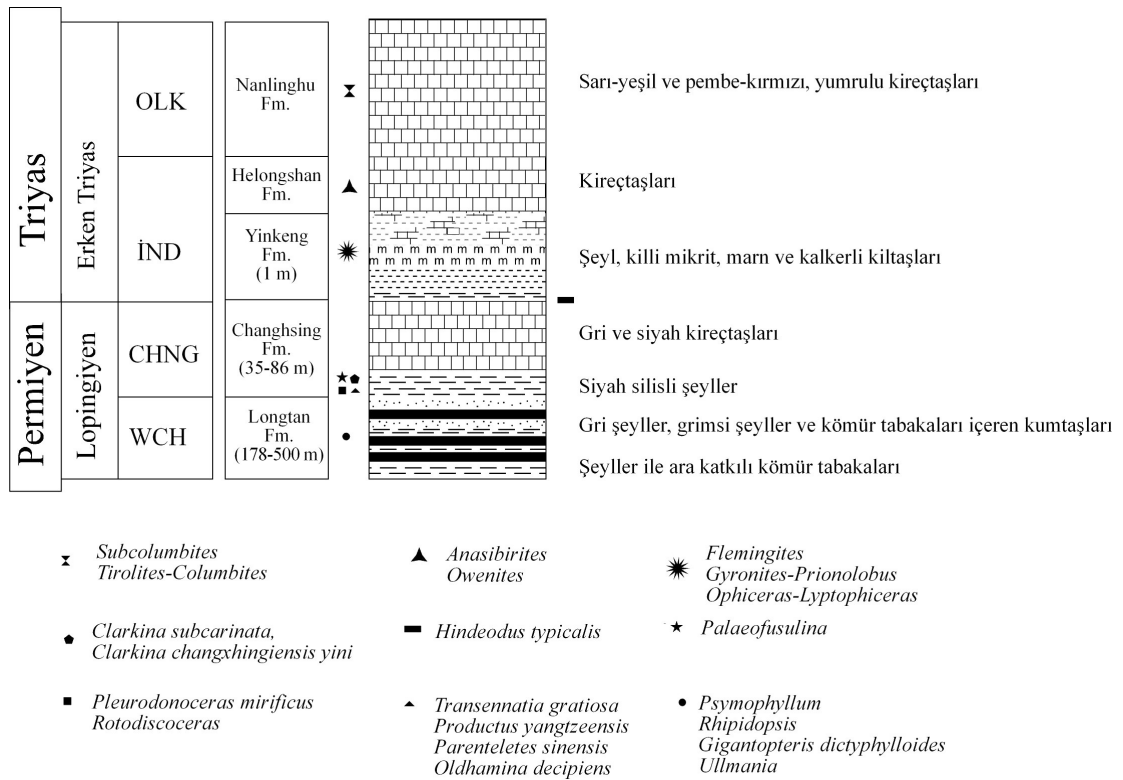
Helongshan Formasyonu: Yinkeng Formasyonundan kireçtaşının giderek artmasıyla Helongshan (Helong Dağı) Formasyonuna geçilir. Bu formasyon içerisinde *Anasibirites* ve *Owenites* ammonit zonları tesbit edilmiştir. Helongshan Formasyonundan bir üstteki Nanlinghu (Güney Tepesi Gölü) Formasyonuna geçiş uyumludur.

Nanlinghu Formasyonu (Olenekiye: $249,7 \pm 0,7 - 245,0 \pm 1,5$): İnce-orta kalınlıkta tabakalanmış kireçtaşı ve küçük miktarda, sarı-yeşil ve pembe-kırmızı, yumrulu kireçtaşından oluşan bu formasyon Olenekiye ($249,7 \pm 0,7 - 245,0 \pm 1,5$) yaşındadır. Fosil içeriği ammonitler ve çiftkabuklulardan oluşur ve Tetis faunasına benzemekle beraber bazı Pasifik çevresi özellikler de gösterir. *Subcolumbites* ve *Tirolites-Columbites* ammonit zonlarını içerir.

Hangzhou'nun ~100 km kuzeybatısındaki Meishan Permo-Triyas mostraları genel bir transgresif ortamın eseri olan bir çökel kayaç istifini temsil etmektedirler ve Permo-Triyas sınırının global stratotip kesidini ve noktasını içerirler. Changxing Formasyonu içerisinde yer yer ıraksak yelpazeden orta kısım yelpazesine geçiş görünse de hemen yakınlardaki bazı istiflerde bu durumun tersine olması (ör. Sheng ve diğ., 1984), yelpaze fasiyesinin regresyonuyla temsil edilen sahil ilerlemesinin tamamen mahalli batimetrik şartların eseri olması gerektiğini göstermektedir. Ortam geç Permiyen süresince giderek boğulmuş ve çökelme oksijence fakir bir ortamda gerçekleşmiştir. Bu durum kesinlikle Induan Çağı boyunca da sürmüştür. Ancak Olenekiye içerisinde oksijenlenme verileri pembe-kırmızı renkli yumrulu kireçtaşlarının çökmesiyle görülmeye başlanmıştır.

Meishan'da global stratotip kesitinde, Changhsing ve Yinkeng formasyonları boyunca redoks koşullarındaki değişiklikler frambooid pirit oluşumları gözönüne

alınarak şu şekilde yorumlanmıştır: 24. tabakanın üstüne gelen ‘pirit lamina’ olarak adlandırılan kısımda (Tabaka 24e), 25, 26 ve 29 numaralı tabakalarda bol miktarda framboid biçimli pirit oluşumuna rastlanırken, 24e, 28 numaralı tabakalarda nadiren, 27 numaralı tabakada ise hiç bulunmaz. Bu piritlerin boyutu anoksik/disoksik koşullar altında oluşarlarda rastlanan ortalama ölçülerle (4,6 - 8,7 µm) benzerlik göstermektedir. Bu sonuçlar Meishan kesitinde, Permo-Triyas sınırı boyunca, bentik oksijen düzeyinin çok düşük olduğu şiddetli disoksik (24e tabakası), ötekine oranla daha az disoksik çökelme koşullarına (‘pirit lamina’, 25 ve 26. tabakalar), bunların üzerlerine gelen tabaka ile tamamen oksijenli koşulların hakimiyetindeki çökellere (27. tabaka), sonra tekrar şiddetli disoksik koşullarda çökelmiş çökellere (28. tabaka), ardından gelen daha az şiddetteki disoksik çökel koşullarına geçilir. Büyüklükleri ve dağılımları, Meishan’da yokoluşla disoksik koşulların eşzamanlı geliştiğini göstermektedir.



Şekil 5.12. Meishan Kesiti

5.1.12 Hanzhong (Shaanxi Eyaleti) ve Guangyuan (Sichuan Eyaleti) arasındaki Permo-Triyas mostraları (Çin Halk Cumhuriyeti):

Bu kesit, *Bureau of Geology and Mineral Resources of Sichuan Province* (1991), Dubertret (1963), Isozaki ve diğ. (2004), Okay ve diğ. (1989), Sheng ve diğ. (1984, 1985), Şengör (1985, 1988), Wang (1985), Yin (1986)'dan derlenmiştir.

Burada tanıtılan kesit, Perm-Triyas geçişinin sürekli olduğu yerlerden biri olarak son yıllarda detaylı olarak çalışılmıştır. Kesit alttan üste doğru şu birimleri içerir:

Wujiaping Formasyonu (Wuchiapingiyen : $260,4 \pm 0,7$ My – $253,8 \pm 0,7$ My): yaşında olan bu formasyonda kırıntılı kireçtaşları egemendir. Alt kısmında yaklaşık üç metre kalınlığında felsik bir tüf ve tüflü kumtaşı tabakası vardır. Bunun üzerinde ince tabakalı biyoklastik kireçtaşları bulunur. Formasyonun egemen kayaçları 49 m kalınlıktaki koyu gri, masif, bol çört yumrusu ve merceği içeren kireçtaşlarıdır. En üstte brakiyopod fosilleri bakımından zengin, gri renkli, 2 metre kalınlığında kireçtaşı; ince taneli, 3 m kalınlığında killi kireçtaşı; 6 m'lik neritik, çört yumrulu kireçtaşları ve 2 m kalınlığında killi siyah kireçtaşı yer alır. Formasyondan derlenen bazı fosiller şöyledir: Konodontlar: *Clarkina orientalis*, *Clarkina liangshanensis*, *Clarkina guangyuanensis*; Foraminiferler: *Conodofusiella schubertoides*, *Conodofusiella asiatica*, *Riechelina* aff. *pulchra*, *Palaeofusulina simplex*; Rugoz mercanlar: *Liangshanophyllum wengchengense*, *Waagenophyllum simplex*; Ammonoidler: *Araxoceratidae* (cins ve tür belirsiz). Bu fosiller formasyonun yaşını Wuchiapingiyen olarak belirlemektedirler. Formasyondan ayrıca brakiyopodlar, kalkerli algler, gastropodlar, krinoidler de derlenmiştir.

Bu formasyon Sheng ve diğerlerinin (1985, s. 66) 'Restricted marine platform carbonate rock facies province' adını verdikleri (≈açık denizle ilişkisi kısmen engellenmiş karbonat kayaç fasiyesi) bugünkü konumunda Sichuan eyaletindeki Kızıl Havza'nın kuzey kesiminde yer alan bir bölgede çökelmiştir. Bu bölge, Qin-Ling orojenik kuşağında Paleozoyik sonunda ve Triyas esnasında çok önemli kabuk kısalmasının olduğu ve buna bağlı olarak büyük, güney verjanslı napların geliştiği bir alandır. Bu nedenle, burada kuzeye bakan kıta kenarı tamamen tahrip olmuş, deformasyon platform içerlerine kadar ilerlemiştir (Şengör ve Hsü, 1984; Şengör ve diğ., 1988; Okay ve diğ., 1989). Bu nedenle kıta kenarı fasiyeslerinde sürekli kesitler

bulunamamıştır. Temsil edilen ortam sığ, sakin, durağan suların biriktiği sıcak ve kapalı bir havza görünümünde olmuş olmalıdır. Bu ortamda deniz çekildikçe çok alçak çökel adacıkları ortaya çıkmıştır. Havzada çökelen egemen kayaç türü gri, koyu gri ve siyah kırıntılı kireçtaşlarıdır. Wujiaping Formasyonu üzerine uyumlu olarak Dalong Formasyonu gelir.

Dalong Formasyonu (en Üst Wuchiapingiyen ve Changhsingiyen: 260,4±0,7 My – 252,6±0,2 My [Ovtcharova ve diğ., 2006]): Büyük ölçüde çamurtaşı ve daha az kireçtaşından oluşan 26 m'lik bu formasyon da kısmen karşılığı olduğu Changxing Formasyonu gibi transgresif bir özellik gösterir. Detayda, altta 22 m'lik bitümlü, yer yer 10-20 cm'lik marn arakatkılı, siyah kilaşı ve bunun üzerine gelen 4 m'lik mikritik gri kireçtaşından oluşur. Son iki metre 5'er cm'lik ritmik tabakalı olup sekiz düzeyde felsik tuf içerir. Tüm kesitte zengin ammonoid ve radyolaria fosili vardır. Formasyona yaş veren fosiller şunlardır: En alttaki kilaşı Araxoceras-Konglingites zonu'nu içerir ve Üst Wuchiaping'i temsil eder: Ammonoidler: *Konglingites* sp. (burada Üst Wuchiaping yaşını belirleyen fosil budur), *Jinjiangoceras* sp.; Konodont: *Clarkina orientalis*.

Bunun üstündeki kilaşı erken Changhsingiyen yaşını belirleyen Pseudostephanites-Tapashanites Zonunu içerir: Ammonoidler: *Tapashanites floriformis*, *Tapashanites chaotianensis*, *Tapashanites costatus*, *Sinoceltites curvatus*, *Changhsingoceras sichuanese*, *Pseudostephanites?* sp.; Konodontlar: *Clarkina subcarinata*, *Clarkina changxingensis*, *Clarkina deflecta*, *Clarkina postwangi*; Brakiyopodlar: *Dictyoclostus graciosus*, *Waagenites* cf. *soochowensis*, *Leptodus* sp.

Kesitin en üstündeki 2 m'lik kireçtaşı Pseudotirolites-Pleuronodoceras Zonu ile Rotodiscoceras Zonu'nu içerir ve Üst Changhsing'i temsil eder: Ammonoidler: *Pleuronodoceras mapingensis*, *Pseudotirolites asiaticus*, *Chaotianoceras modestum*, *Pentagonoceras* cf. *guizhouensis*, *Rotodiscoceras* sp. *Pseudogastrioceras* sp.; Konodontlar: *Clarkina changxingensis*, *Clarkina subcarinata*, *Clarkina deflecta*, *Clarkina meishanensis zhang*.

Formasyon Sheng ve diğerlerinin (1985, s. 71) 'Open marine platform carbonate rock facies and basin siliceous rock facies province' (≈açık denizle bağlantısı engellenmemiş karbonat kayaç fasiyesi ve silisli havza fasiyesi bölgesi) adını

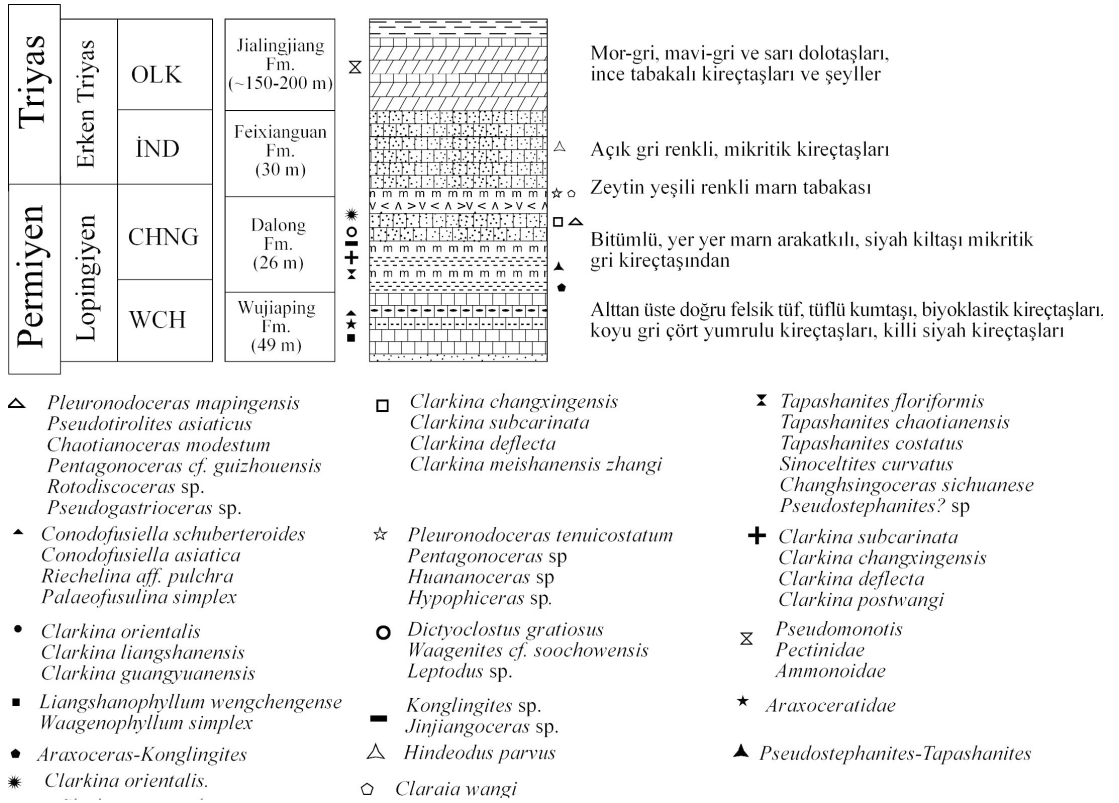
verdikleri bir ortamı temsil eder. Sıcak ve temiz suların bulunduğu açık ve sığ bir denizel ortam içerisinde erken Changhsingiyen çağında son derece çeşitli hayvan türleri yaşamaktaydı. Geç Changhsingiyen'de gelişen transgresyon ortamı derinleştirdi ve burada siyah, silisçe zengin kilitaşları ve bunlarla arakatkılı marnlar çökeldi. En üstte çökellerle arakatkılı tüflü-mikalı kilitaşları, hyaloklastik tüfler (yani volkanik cam döküntüsü içeren tüfler), radyolaryalı tüflü çökeller ve bentik fosilli tüflü kumtaşları bulunur. Sheng ve diğ. (1985) göre ortam en geç Changshingiyen'de bir regresyon gösterir. Ancak bunun da mahallî bir havza dolması olması çok muhtemeldir, çünkü bölgedeki her kesitte bahsi geçen kumtaşları yoktur (Örneğin, Isozaki ve diğerlerinin [2004] inceledikleri kesitte en üstte yalnızca ritmik kireçtaşları vardır). Dalong Formasyonundan bir üstteki Feixianguan Formasyonuna geçiş uyumludur.

Feixianguan Formasyonu: Hemen tamamen açık gri renkli, ince tabakalı, mikritik kireçtaşlarından oluşan 30 m'lik bu formasyonun tabanında 1,4 m'lik zeytin yeşili rengine, belirli-belirsiz, laminalanmış neredeyse tamamıyla fosilsiz bir marn tabakası vardır. Bu tabakanın yalnızca ilk 5 cm'sinde ammonoid ve çift kabuklu fosilleri bulunmuştur. Bu fosillerin en üst Changhsingiyen yaşlı ammonoidler içerdiği görülmüştür: *Pleuronodoceras tenuicostatum*, *Pentagonoceras* sp., *Huananoceras* sp., *Hypophiceras* sp. ve çift kabuklu *Claraia wangi*. Aynı marında Triyas yaşlı bir *Ophiceras* sp. de bulunduğundan bu fosilin kesin düzeyinin tesbitinin önemi Isozaki ve diğerleri (2004) tarafından vurgulanmıştır. En alt kireçtaşı içerisinde ise konodont *Hindeodus parvus* bulunduğundan bunun yaşının Griesbach Katı olduğu kesinleşmiştir (bkz. Yin ve diğ., 1986). Erken erken Triyas içerisinde bölgede doğuya eğimli neritik bir sahanlığın belirlediği şartların yerleştiği görülmektedir. Feixianguan Formasyonundan bir üstteki Jialingjiang Formasyonuna geçiş uyumludur.

Jialingjiang Formasyonu: Olenek yaşlı bu formasyon, içerisindeki evaporitlerin eriyip giderek kayaca bir «Rauhwacke» karakteri verdiği mor-gri, mavi-gri ve sarı dolotaşlarından, ince tabakalı kireçtaşlarından ve az miktarda şeyllerden oluşur. Dolomit ve kalkerler içinde önemli miktarda kil vardır. Bazı yerlerde «Rauhwacke»

boşluklarında siyah petrol görülür¹⁶. Özellikle Guangyuan bölgesinde şeyller diğer alanlara nazaran daha çoktur. Kalınlık yaklaşık 150-200 metre kadardır. *Pseudomonotis*, *Pectinidae*, *Ammonoidae* bulunan fosiller arasındadır. Ortam doğuya eğimli neritik bir şelf manzarası sunmaktadır.

Hanzhong (Shaanxi Eyaleti) ve Guangyuan (Sichuan Eyaleti) arasındaki Permo-Triyas mostraları genel olarak geç Permiyen'de başlayan bir transgresyonun muhtemelen en geç Permiyen'e kadar sürdüğü, erken Triyas içerisinde bölgenin sığlaşarak neritik sahanlık şartlarının egemen olduğu bir ortama geçildiğini gösteriyor. Şartlar Kuzeybatı Zhejiang'dakilere benzemekle beraber, sığlaşma kuzey Sichuan ve güney Shaanxi'de daha erken başlamış gibi görünmektedir. Bu bölgelerin Qin-Ling bu tarihlerde ilerlemekte olan nap cephelerine Zhejiang'daki mostralardan daha yakın olmaları bu yorumla tutarlı bir gözlemdir.



Şekil 5.13. Hanghong-Guangyuan arası mostraların kesiti.

¹⁶ Tüm Kızıl Havza'daki Permiyen çökellerinin bir zamanlar zengin petrol yatakları içerdiği, ancak karstik erozyon sonucu bu yatakların karstik boşluklar içerisinde meydana gelen deniz yıkanması (=marine sloshing) nedeniyle temizlendiği sanılmaktadır. Belki de Kızıl Havza içerisindeki anoksik ve disoksik koşullar sandığımızdan da daha yaygındır. (Prof. Kevin Burke'e göre: A. M. C. Şengör'le sözlü görüşme, 2007)

5.1.13 Kuzey Tayland

5.1.13.1 Orta-geç Permiyen Geçişi:

Bu kesit Wonganan ve Caridroit (2006)'dan derlenmiştir.

Kuzey-batı Tayland'da Chiang Mai'ye yaklaşık olarak 110 km uzaklıkta Pai bölgesinde (Mae Hong Son Eyaleti) yaşları Üst Maokuan (=Kapitaniyen) – Alt Wuchiapingiyen ($265,8 \pm 0,7$ My – $260,4 \pm 0,7$ My) olan çört blokları tespit edilmiştir. Buradaki çört bloklarından derlenen fosiller, yaşları Üst Maokuan (=Kapitaniyen) – Alt Wuchiapingiyen'e uzanan iki radyolarya topluluğunun varlığını ortaya koymuştur: Bunlar *Follicucullus monacanthus* Ishiga & Imoto (Kapitaniyen) *Follicucullus charveti* Caridroit & de Wever – *F. porrectus* Rudenko (Alt Wuchiapingiyen) topluluklarıdır.

Wonganan ve Caridroit (2006)'nin bölgede çalıştıkları kesit Pai'nin yaklaşık olarak 7-8 km kuzeyindedir. Buradaki çört blokları ince şeyl ve kil (en fazla bir kaç cm kalınlığında) yataklarıyla arakatlı, kalınlıkları 4 ile 10 cm arasında değişen gri-yeşilimsi gri, kısmen koyu gri tabakalı çörtlerden oluşur.

5.1.13.2 Permo-Triyas Geçişi

Kuzey Tayland'da Permo-Triyas geçişi, Üst Permiyen ve Permo-Triyas sınırını içeren Volkanik Grup ile üzerine gelen erken-orta Triyas yaşlı Lampang Grubu boyunca sürekli olarak tespit edilmiştir.

Volkanik Grup (Üst Permiyen- alt Triyas: $260,4 \pm 0,7$ - 247, 8 My [Ovtcharova ve diğ., 2006'ya göre]): Aşağıdan yukarıya doğru şu çökelleri içerir: tüflerle başlar, yeşil ve kırmızı şeyller, bol miktarda fusulinid içeren yüksek enerjili tanetaşı ile birlikte bulunan masif beyaz breşli kireçtaşları ile devam eder. Kireçtaşlarının üzerine Volkanik Grup çökellerinin son kısmını oluşturan riyojitlere kadar arada çökelen şeylle gelir (Y. Piyasin ve O. Monod ile yazılı görüşme, 1984'e göre, Şengör, 1986'dan). Volkanik grubu aynı zamanda Permo-Triyas sınırını da içerir (Şengör, 1986).

Lampang Grubu (erken-Triyas-orta Triyas: $252,6 \pm 0,2$ My–247, 8 My [Ovtcharova ve diğ., 2006'ya göre]): Kuzey Tayland'da geniş alanlara yayılmış

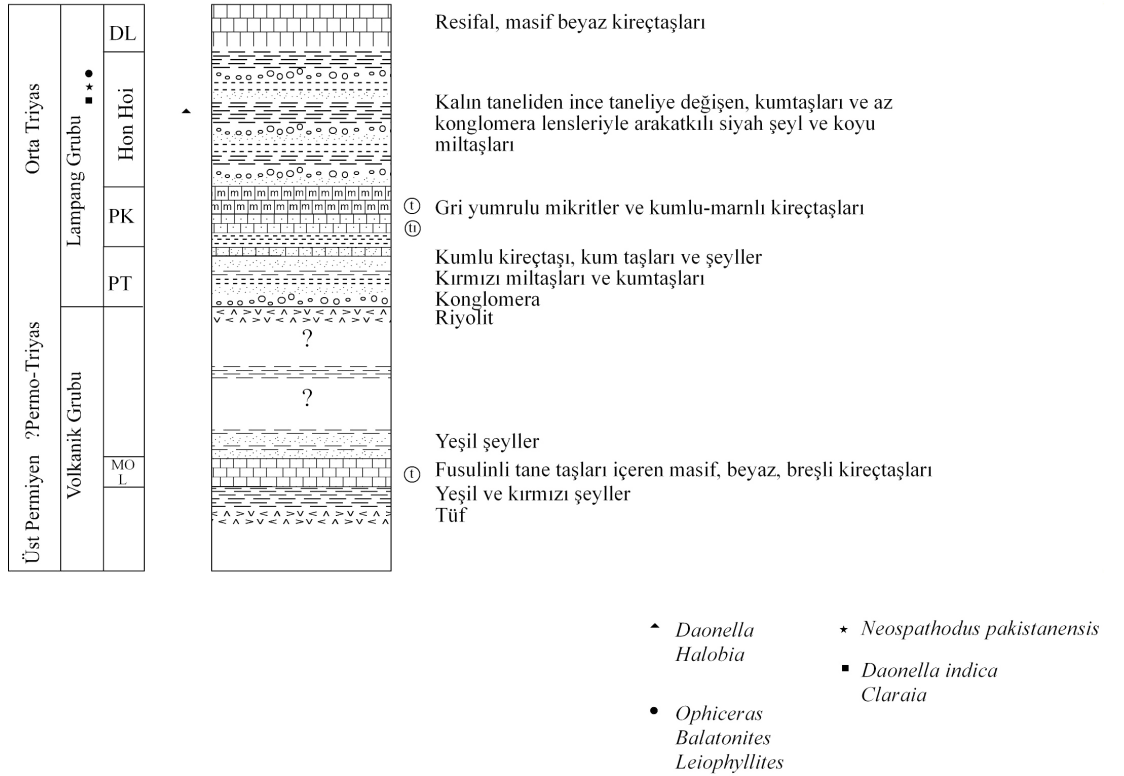
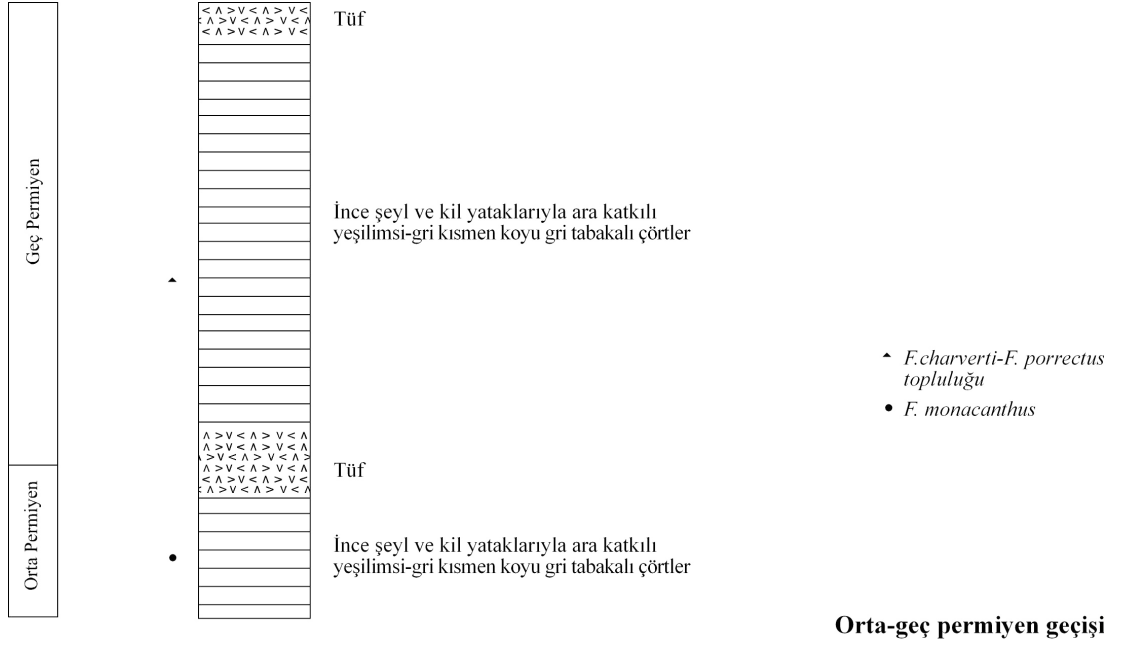
olan erken-orta Triyas yaşı Lampang Grubu, 2400-3700 m kalınlığındadır ve beş formasyona ayrılır. Alttan üste doğru bu formasyonlar şu şekilde sıralanır: Phra That, Pha Kan, Hong Hoi, Doi Long ve Pha Daeng (Bunopas, 1992'ye göre, Kobayashi ve diğ., 2006'dan). Grubun yaşı içerdiği ammonoid, bivalv ve konodont cins ve türlerine dayanılarak İnduan-Karniyen ($252,6 \pm 0,2$ My – $228,0 \pm 2,0$ My [Permo-Triyas sınır yaşı Ovtcharova ve diğ., 2006'ya göre]) olarak belirlenmiştir. Gruptan derlenen yaş veren bazı fosiller şunlardır: ammonoid cinsi *Ophiceras* ve bivalv cinsi *Claraia* (İnduan: $252,6 \pm 0,2$ My – $249,7 \pm 0,7$ My), konodont türü *Neospathodus pakistanensis* (Olenekiyen: $249,7 \pm 0,7$ My – $245,0 \pm 1,5$ My), ammonoid cinsleri *Balatonites* ve *Leiophyllites* (Anisiyen: $245,0 \pm 1,5$ My – $237,0 \pm 2,0$ My), bivalv türü *Daonella indica* (Ladiniyen: $237,0 \pm 2,0$ My – $228,0 \pm 2,0$ My) gibi (Chonglakmani, 1999'a göre, Kobayashi ve diğ., 2006'dan).

Phra That Formasyonu: Formasyon tabanda konglomeralarla başlar, burada iri taneli ve kırmızı renklidir, ancak yukarılara ilerledikçe dereceli olarak ince taneli ve gri renkli olur (Hutchison, 1989). Konglomeraların ardından kırmızı miltaşları ve kumtaşları gelir (Y. Piyasin ve O. Monod ile yazılı görüşme, 1984'e göre, Şengör, 1986'dan). Bunların üzerine ise kumlu kireçtaşları, kumtaşları ve şeyller gelir (Y. Piyasin ve O. Monod ile yazılı görüşme, 1984'e göre, Şengör, 1986'dan).

Pha Kan Formasyonu: Yatay olarak biyoklastik tanetaşı-tıkıztaşına geçen, gri yumrulu mikritler ve kumlu-marnlı kireçtaşlarından oluşur (Y. Piyasin ve O. Monod ile yazılı görüşme, 1984'e göre, Şengör, 1986'dan).

Hong Hoi Formasyonu: Çok kalın olan formasyon, kalın taneliden ince taneliye değişen, kumtaşları ve az konglomera lensleriyle arakatkılı siyah şeyl ve koyu miltaşlarının tekdüze istiflenmesinden oluşur (Y. Piyasin ve O. Monod ile yazılı görüşme, 1984'e göre, Şengör, 1986'dan). Derecelenme ve taban yapıları bulunmaktadır. Skitiyen (Üst Griesbachiyen) formasyonunun içerdiği siyah şeyller, derecelenme ve taban yapıları, çökelpelinin muhtemelen az oksijenli bir ortamda türbiditik akıntılarla gerçekleştiğini göstermektedir (Şengör, 1986). Formasyonun içerdiği bivalv cinsleri *Daonella* ve *Halobia* (Karniyen) genellikle Tetis boyunca derin denizel kıtasal apron ya da fliş çökellerinin bulunduğu, az enerjili pelajik ortamları temsil etmektedir (Şengör, 1986).

Doi Long Formasyonu: Resifal, masif beyaz kireçtaşlarından oluşur (Y. Piyasin ve O. Monod ile yazılı görüşme, 1984'e göre, Şengör, 1986'dan).



Şekil 5.14. Kuzey Tayland kesitleri

5.2 Panthalassa Kesitleri

5.2.1 Doğu Grönland

Aşağıdaki bilgiler Bjerager ve diğerlerinden (2006) derlenmiştir.

Doğu Grönland, geç Perm ve erken Triyas boyunca Pangea'nın kuzey paleoenlemlerinde bulunmuştur. Paleobiyocoğrafik olarak Boreal alana dahil edilen bölgenin, biyostratigrafik deneştirmesi büyük ölçüde ammonoidlere dayanılarak yapılmıştır. Permiyen-Erken Triyas arasında altı ammonoid zonu tespit edilmiştir ve bu zonlama Sverdrup Havzası ve diğer Boreal bölgelerin (Svalbard/Spitsbergen, Kuzeydoğu Sibirya) standard amonoid zonlaması ile deneştirilebilir. Geç Permiyen boyunca Panthalassa, transgresyonla Doğu Grönland'ın kuzeyinden bugünkü doğu kenarı boyunca bir hat üzerinde ilerleyerek, bölgenin su altında kalmasına neden olmuştur. Bu döneme ait üst Permiyen denizel çökelleri Grönland'ın doğusunda bir yarımada olan Jameson Land'de (300 m'yi geçmeyen kalınlıkta) tespit edilmiştir. Denizel Üst Permiyen çökellerinin ayrıca Spitsbergen üzerinde de tespit edilmiş olması, bölge üzerinde transgresyonla oluşmuş olan bu sığ denizin kuzeye doğru açık olabileceği şeklinde yorumlanmıştır.

Permo-Triyas sınırının Doğu Grönland'da genellikle Orta-Üst Permiyen yaşlı Foldvik Creek Grubu ile büyük ölçüde Griesbachiyen istiflerini içeren Wordie Creek Formasyonu arasında olduğu kabul edilmektedir. İki formasyon arasında bir çok alanda boşluk tespit edilmiştir (Twitchett ve diğ., 2001). Meishan kesitinde kabul edilen GSSP (Yin ve diğ., 2001) olarak belirlenen düzeyin, yani *Hindeodus parvus*' un stratigrafik kesitte ilk olarak belirlediği düzeyin Jameson Land'de Wordie Creek Formasyonunun alt kısmına karşılık geldiği tespit edilmiştir (Twitchett ve diğ., 2001; Wignall ve Twitchett, 2002a).

Foldvik Creek Grubu (Orta-Üst Permiyen): Foldvik Creek Grubu aşağıdan yukarı doğru şu formasyonlardan oluşur: Deniz etkisindeki Kapitaniyen alüviyal konglomeralarının ağırlıkta olduğu Huledal Formasyonu; hipersalin karbonat ve evaporitleriyle üzerine gelen Kapitaniyen yaşlı ($265,8 \pm 0,7$ My – $260,4 \pm 0,7$ My) denizel Karstryggen Formasyonu; bu formasyonun üzerine havza kenarı ve yükseklerde Wuchiapingian yaşlı ($260,4 \pm 0,7$ My – $253,8 \pm 0,7$ My) 150 m kalınlığa

kadar ulaşan karbonat yığınları ile Wegener Halvø Formasyonu; yanal olarak Wegener Halvø' nun karşılığı olan ve içerdiği siyah bitümine çamurtaşları ile 100 m kalınlığı bulan Ravnefjeld Formasyonu; kalınlığı 220 m'yi bulan Changhsingian yaşlı ($253,8 \pm 0,7$ My – $252,6 \pm 0,2$ My: Permo-Triyas sınırı Ovtcharova 2006'ya göre) Schuchert Dal Formasyonu. Foldvik Creek Grubu'nun en üst Permiyen istifleri üç formasyonda izlenir: daha aşağıdaki iki birimi oluşturan Wegener Halvø ve Ravnefjeld formasyonları ile üzerlerindeki Schuchert Dal Formasyonu. En geç Permiyen havza dolgusunu temsil eden Schuchert Dal Formasyonu, genellikle iki üyeye ayrılır: Biyotürbasyona uğramış gri-siyah çamurtaşından oluşan Oksedal Üyesi ve türbiditik kumtaşından oluşan Bredohorn Üyesi (turbiditin daha çok Ta ve Tb serileri görülür). Formasyonun içerdiği bazı ammonoid tür ve cinsleri şöyledir: *Cyclolobus kullingi* cf., *Hypophiceras triviale* (Spath), *Paramexioceras*, *Changhsingoceras*.

Wordie Creek Formasyonu: Yaşı, geç Changshingiyen'den ($253,8 \pm 0,7$ My – $252,6 \pm 0,2$ My arası) Griesbachiyen'e değişen formasyonun kalınlığı ~70-850 m dir. Regresyonlarla ara ara kesintiye uğrayan bir transgresyon süresince çökelmiştir. Stosch Burnu bölgesindeki Hold with Hope Wordie Creek Formasyonu istiflerinin en sürekli olduğu yerdir. Formasyon, çökelmenin tektonik faaliyet etkisinde gerçekleştiğine işaret eden fasiyes ve kalınlık farklılıkları gösterir. Yaşı, Triyas'ın tabanına işaret eden tipik amonoid faunasına sahip olduğu için en erken Triyas (Griesbachiyen) olarak kabul edilmiştir. Formasyonun Wegener Halvø bölgesindeki kısmı büyük ölçüde üst kısmı koyu gri ve koyu mor olan donuk renkli şeyller ve mikali kumtaşlarından oluşur. Tabanına yakın yerlerde kaba taneliden konglomeratik yapıya değişen boyutlarda ve sıklıkla feldispatlı olan kumtaşları bulunur ve bunlar üst kısımda belirgin tabakalar oluştururlar. Jameson Land'de formasyonun kalınlığı Hold with Hope bölgesinde tespit edilenden oldukça fazladır: Wegener Halvø'nun güney batı kısmında ~500 m. olan kalınlık, kuzeydeki mostralara doğru gidildikçe 100 m.'nin altına düşer. Wegener Halvø'daki kesit, bryozoa (çok bol), krinoid, brakiyopod, mercan parçaları, pelesipod, gastropod, balık pulları ve diğer bazı organizma gruplarına ait organik kalıntılar içerir.

Wegener Halvø'nun güneyinde Permiyen tipi bentonik fosillerin Triyas içinde yaşamaya devam etmiş olmaları bazı yazarlarca bu fosillerin taşınmış olmasıyla

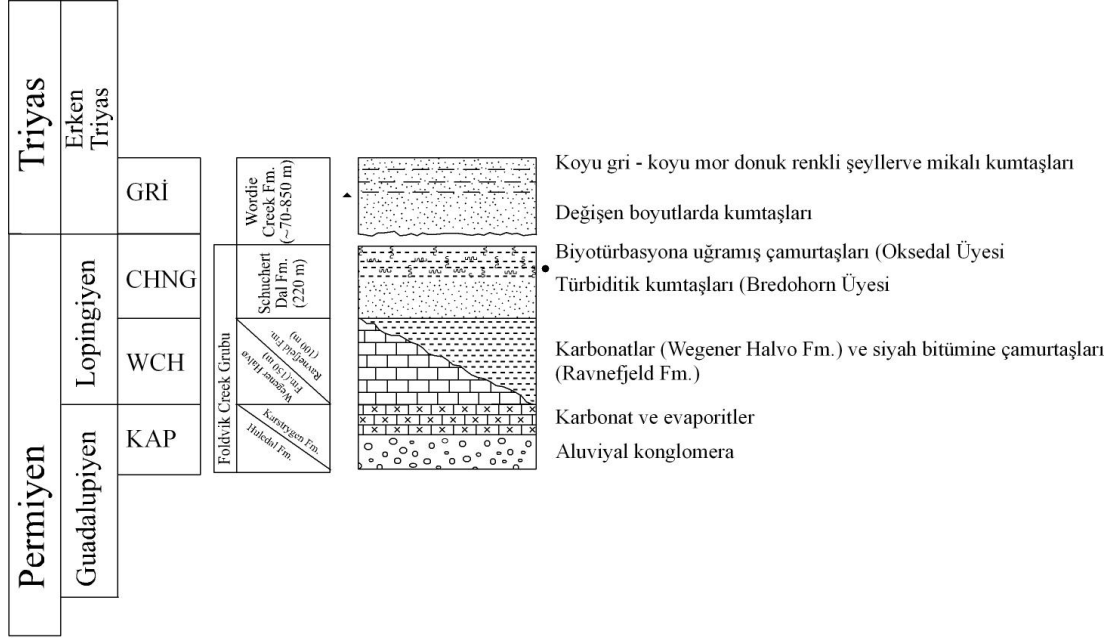
açıklanmışsa da fosillerin otokton olduklarına kesin gözüyle bakılmaktadır (Grasmück ve Trümpy, 1969, sf. 34; Prof. Dr. Rudolf Trümpy, sözlü görüşme, 14 Mart 2007)

Formasyonun en-erken Triyas'ı temsil eden kısmının içerdiği bazı ammonoid türleri şöyledir: *Glyptophteras* (*Hypophteras*) *triviale*, *Glyptophteras* (*Hypophteras*) *martini*, *Glyptophteras* (*Hypophteras*) *minor*, *Glyptophteras glyptophteras gracile*, *Glyptophteras glyptophteras modestum*, *Metophteras subdemissum*, *Ophiceras ligatum*, *Ophiceras wordiei*, *Otoceras boreale*, *Oteceras concavum* (Bu fosil cinslerin hepsi nektoniktir ve etoburdurlar gösterirler.)

Permien'den Triyas'a geçiş, Doğu Grönland'ın büyük bir kısmında ortalama deniz seviyesindeki bir düşüş sırasında oluşmuş erezyonal uyumsuzlukla aynı zamana denk gelir. Bu uyumsuzluğun en fazla görüldüğü yerler havza kenarları ve yükselmiş havza içi fay bloklarıdır. Jameson-Land havzasının kuzeyinde, daha derin, çarpılmış kısımlarında Permo-Triyas sınırı boyunca sedimentasyon oldukça sürekli görünmektedir. Stemmerik ve diğerlerinin belirlediği Permo-Triyas aralığı Schuchert Dal Formasyonunun en üst kısmı ile Wordie Creek Formasyonunun en alt kısmından 24-27 m. kalınlığındaki aralığı kapsar (Stemmerik ve diğ., 2001'e göre Bjerager ve diğ., 2006'dan). Bjerager ve diğerlerinin (2006), Jameson Land'ın güneyindeki Fiskegrav kesitinde palinolojik verilerle tespit ettikleri Permo-Triyas sınırı, Schuchert Dal Formasyonunun en-üst bir kaç metresi ile Wordie Creek Formasyonunun tabanında (en aşağı) 23,5 metresini kapsar (bu aralık içindeki kesin yeri belirsiz). Bu kesitte Schuchert Dal Formasyonunun en üst kısmında ve Wordie Creek Formasyonunun tabanının 0,5m. aşağısında belirgin bir palinolojik kayma görülür. $\delta^{13}C$, Schuchert Dal Formasyonunun en üst kısmından, Wordie Creek Formasyonunun tabanına doğru ‰ 8'den ‰ -32 gibi maksimum bir negatif değere ulaşır. Ancak, Bjerager ve diğerleri (2006), Doğu Grönland'da birçok bölgede Permo-Triyas sınırında aşınma yüzeyleri geliştiğini ve Schuchert Dal ve karşılığı çökellerin kayıp olduğunu belirtmektedir.

Wignall ve Twitchett'in (2002a) Jameson Land'de inceledikleri Permo-Triyas kesitlerinin fasiyes analizleri sonucu Schuchert Dal Formasyonunun üst Oksedal Üyesi'nin oksijenli koşullarda çökelmiş olduğunu, Wordie Creek Formasyonunun alt kısmının büyük ölçüde öksinik-disoksik koşullar altında çökelmiş olduğunu ve tipik

Griesbachiyen disaerobik fosil toplulukları içerdiğini tespit etmişlerdir. Bu oksijenlenmiş koşullar ne kadar nadir ve kısa süreli olsa da, gerçekleşmişlerdir ve epey çeşitlilik gösteren bir bentik topluluk içerirler.



- ▲ *Glyptopliceras (Hypopliceras) triviale*
- Glyptopliceras (Hypopliceras) martini*
- Glyptopliceras (Hypopliceras) minor*
- Glyptopliceras glyptopliceras gracile*
- Glyptopliceras glyptopliceras modestum*
- Metopliceras subdemissum*
- Ophiceras ligatum*
- Ophiceras wordiei*
- Otoceras boreale*
- Otoceras concavum*
- *Cyclolobus kullungi* cf.
- Hypopliceras triviale*
- Paramexioceras*
- Changhsingoceras*

Şekil 5.15. Doğu Grönland kesiti

5.2.2 Spitsbergen Kesiti, Svalbard

Aşağıdaki kesit Wignall ve diğ., 1998 makalesinden derlenmiştir. Svalbard bölgesinde geç Permian ve erken Triyas çökelleri Kap Starostin ve Vardebukta formasyonları ile temsil edilir.

Kap Starostin Formasyonu: Formasyonun maksimum kalınlığı 381 m'dir. (Cutbill & Challinor, 1965'e göre Wignall, 1998'den). Çeşitlilik gösteren bentik bir fauna ve glokonitik kumtaşları birçok seviyede tespit edilmiştir. Ancak formasyonda, silis içeriğinden büyük ölçüde silisli süngerlerin sorumlu olduğu, koyu gri renkli derin denizel çörtlü şeyller egemendir. Çörtlü fasiyesler formasyonun özellikle en üst

kısımındaki Hovtinden Üyesi'nde yaygındır (Malkowski & Hoffman, 1979'e göre Wignall, 1998'den). Bu düzeyde ayrıca oldukça çeşitlilik gösteren bentik bir faunayı içeren ince kireçtaşları tespit edilmiştir (Ezaki ve diğ., 1994'e göre Wignall, 1998'den). Ancak formasyon, yaşını ve de Permo-Triyas sınırını belirlemeye yarayacak ammonoid fosillerini içermemektedir. Formasyon içinde bulunan konodont *Neogondolella idahoensis*'in varlığı temel alındığında (bu konodont Batı Amerika'da Leonardiye Katını temsil etmektedir), formasyonda Permiyen'in son 20 My'lık kısmının eksik olduğu düşünülmüştür. Ancak, henüz geliştirilmemiş olan manyetostratigrafik veriler ve palinolojik analizler (Hounslow ve diğ., 1996 ve Mangerud & Konieczny, 1993'e göre Wignall, 1998'den) sonuç olarak « Spitsbergen'in batısında, Permo-Triyas kesiti boyunca sürekli, ancak çok yavaş bir çökmenin » gerçekleşmiş olduğunu ortaya koymaktadır.

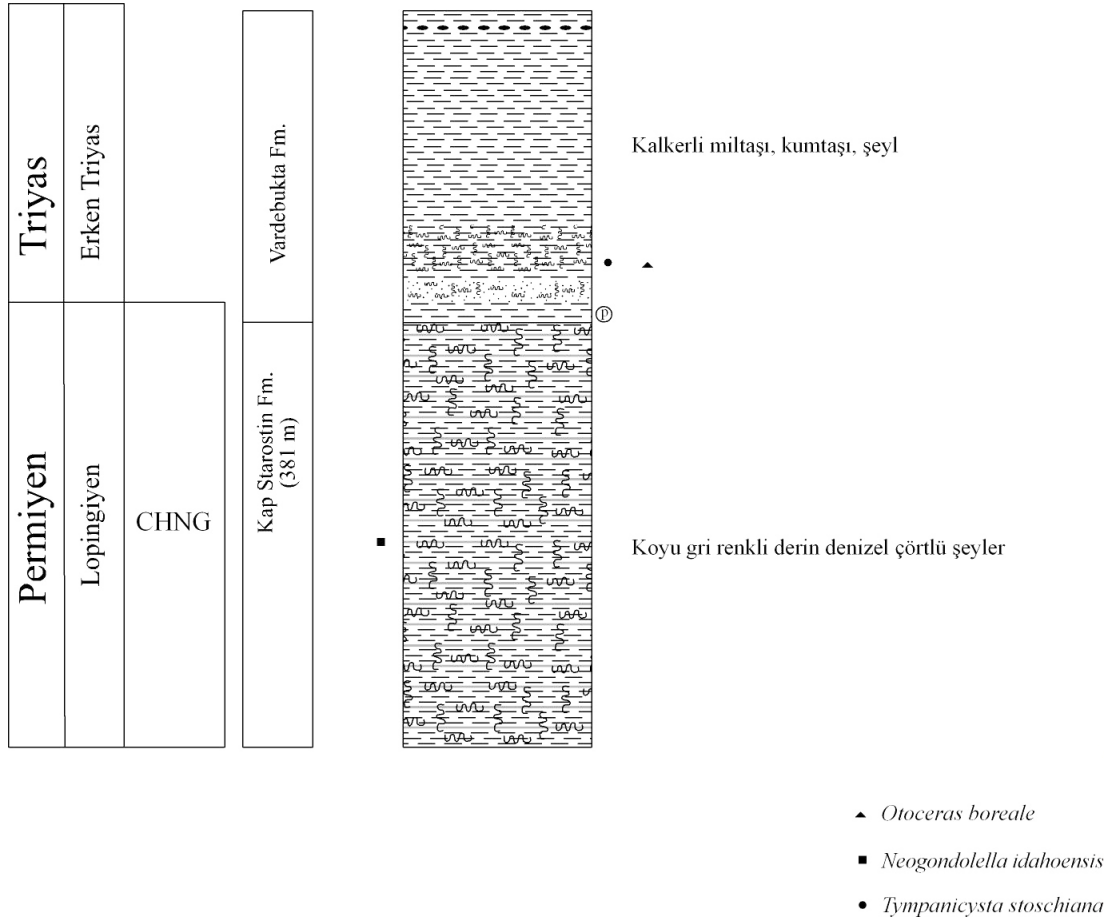
Vardebukta Formasyonu (Erken Triyas: 252,6±0,2 My –247, 8 My [Ovtcharova ve diğ., 2006'ya göre]): Formasyon iki üyeden oluşur: altta Selmaneset Üyesi ve üstte Siksaken Üyesi. Formasyonun alt kısmı bütün noktalarda şeylden oluşan Selmaneset tipi fasiyes tarafından temsil edilir. Siksaken fasiyesi ise, kalkerli miltaşı ve kumtaşının çok az şeylle arakatkılı olduğu bir kayaç içeriği ile, daha yakın noktalarda formasyonun üst kısmını oluşturur (Mørk, Knarud & Worsley, 1982'e göre Wignall, 1998'den). Kaynağa uzak noktalarda formasyonun üst kısmında miltaşı, az şeyl ve ince kumtaşı tabakalarının egemenliği görülür. Bu fasiyes topluluğu, formasyonun iki üyesi arasında geçişi temsil etmektedir. Formasyon güneye doğru gençleşir ve zaman aşımıdır. Selmaneset Üyesi, yaşlandırmaya yarayacak konodont içermezken, üye içinde seyrek olarak bulunan ammonoid *Otoceras boreale*'ye dayanılarak yaşı Erken Triyas (erken Griesbachiyen) olarak belirlenmiştir (Tozer, 1967'e göre Wignall, 1998'den). Aynı ammonoid formasyonun tabanından 20 m. yukarıda da bulunmuştur.

Tschermakfjellet bölgesindeki kesitlerde formasyonun alt 8 cm.'lik kısmında kalın yeşil-gri "sınır kil tabakası" bulunmaktadır. Bu tabakanın üstüne 9 cm.'lik, kavrık ve kemik parçaları ile diyajenetik pirit içeren biyotürbasyona uğramış çamurlu kumtaşları gelir.

Verdebukta Formasyonunun ilk bir kaç metresinde mantar sporu *Tympanicysta stoschiana*'nın varlığı, geç Changshingiyen'de başka kesitlerde de tespit edilen

‘mantar patlamasının’ burada da gerçekleştiğinin kanıtı olarak kabul edilmiştir. Palinolojik ve kemostratigrafik veriler (organik karbon oranındaki değişimlerin değerlendirilmesi yoluyla) Permo-Triyas sınırının Verdebukta Formasyonunun alt kısmı içinde yer aldığını ortaya koymuştur.

Formasyonun alt kısmında çökme koşullarının anoksik olduğuna işaret eden biyotürbasyonun olmayışı, piritin bol bulunuşu gibi değişiklikler temsil edilmiştir.



Şekil 5.16. Spitsbergen kesiti

5.2.3 British Columbia, Kanada

5.2.3.1 Cache Creek Kesiti

Bu kesite ait bilgiler Isozaki (1997)’den derlenmiştir. Panthalassa derin denizel istiflerinin içeren, Jura yığılma karmaşığı parçası, Cache Creek kesitinde, Permo-Triyas sınırında pirit içeren ve kısmen karbonlu kilaşları ile arakatlı anoksik silisli erken Triyas yaşlı denizel kilaşları tespit edilmiştir. Burası, erken-geç Permian

çörtleri ($299\pm0,8$ My – $252,6\pm0,2$ My: sınır yaşı Ovtcharova ve diğ., 2006’ya göre) ile orta-geç Triyas ($247, 8$ My – $199,6\pm0,6$ My: Erken-Orta Triyas sınır yaşı Ovtcharova ve diğ., 2006’ya göre) tabakalı çörtler arasındadır. Bu çörtler, kaba taneli, karasal kökenli klastik malzeme ve karbonat içermezler. Buradaki kilaşı ve çört tabakalarının yaşları da, büyük bir kısmı aynı mostradan toplanmış konodont ve radyolarya fosillerine dayanılarak belirlenmiştir. Ancak kesitte En-Üst Permiyen’e ve Permo-Triyas sınırına karşılık gelen bir boşluk bulunur. Ancak kesit boyunca Guadalupiyen’de oksik koşullar tespit edilmiştir.

5.2.3.2 Ursula Creek Kesiti

Bu kesite ait bilgiler Wignall ve Newton (2003)’den derlenmiştir. Ursula Creek bölgesinde Orta Permiyen’den Orta Triyas’a kadar uzanan derin denizel sürekli çökeller tespit edilmiştir. Kesit, Permo-Triyas sınırını içeren Fantasque Formasyonu çörtleri ile üzerine gelen Grayling ve Toad formasyonları şeyllerinden oluşur. Burada Permo-Triyas sınırı boyunca $\delta^{13}C_{org}$ ‘daki negatif yönde artış (Wang ve diğ., 1994) ve ortamın redoks koşullarının yorumlanmasında kullanılan Th/U oranında değişiklikler (Wignall ve Twitchett, 2002b) tespit edilmiştir. Bu veriler anoksik şartları işaret eder.

Fantasque Formasyonu (Kapitaniyen-Wordiyen/Changhsingiyen: $265,8\pm0,7$ My- $252,06\pm0,2$ My [Ovtcharova ve diğ., 2006’ya göre]): Formasyon başlıca çok az miktarda koyu-gri şeyl arakatkısı olan radiolaria kökenli (*Entactinaria*, *Grandetorturiidae* gibi) ve spiküllü çörtlerden oluşur. Genel olarak yaşı, içerdiği kondont faunası temel alınarak Wordiyen-Kapitaniyen kabul edilen (Henderson, 1997’e göre Wignall ve Newton, 2003’den) bu formasyon, Kanada’nın batısı boyunca geniş alanlara yayılır; ancak yaşlandırma çalışmaları ne yazık ki yetersiz kalmıştır. Ursula Creek bölgesinde formasyondan derlenen *Mesogondolella sheni*’ ye dayanarak Fantasque formasyonun üst kısmı için Changhsingiyen yaşı önerilmiştir.

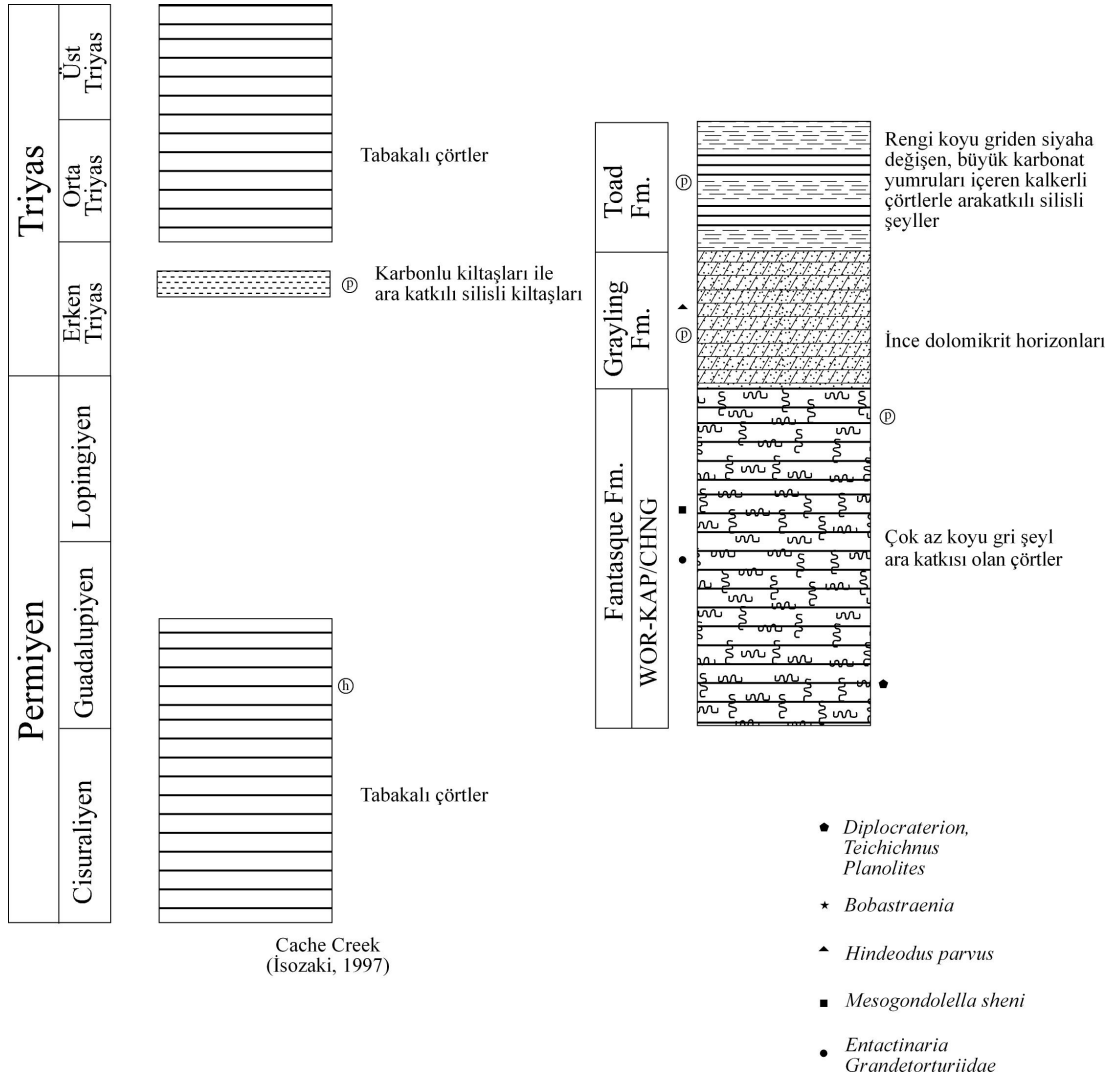
Grayling Formasyonu: İnce dolomikrit horizonlarından oluşan formasyonun tabanından 80 cm yukarıda konodont *Hindeodus parvus* tespit edilmiştir. Permo-Triyas sınırını belirleyen bu düzey aynı zamanda organik karbon izotopu değerlerinde artış tespit edilen düzey ile de uyumludur. Gene bu artış anoksiyanın varlığı ile uyumludur.

Toad Formasyonu: Formasyon, renkleri koyu griden siyaha değişen, büyük karbonat yumruları içeren kalkerli çörtlerle arakatkılı silisli şeyllerden oluşur.

Kesitten derlenen fosiller, Fantasque Formasyonunun biyoturbasyonlu kısmında iyi korunmuş silisli süngerlerin varlığını göstermektedir. Kesitin, Erken Triyas formasyonlarında makro ölçekteki fosillerden yoksundur. Grayling Formasyonunun üst kısmında tespit edilen iyi korunmuş balık fosili cf. *Bobastraenia* bir istisnadır.

Kesitte pirit içeriği bakımından üç farklı yapı tespit edilmiştir. Bunlardan ilki biyoturbasyonlu doku gözlemlenen Fantasque Formasyonu alt kısmı oluşturur. Oyuk yapılarına bakılarak *Diplocraterion*, *Teichichnus* ve *Planolites* (İz fosiller) ayırtedilmiştir. Burada pirit oluşumu gözlenmez. İkincisi, Fantasque Formasyonunun üst kısmıdır. Buradaki, çökellerde mikro-oyuk yapıları görülür Burada biraz pirit oluşumu tespit edilmiştir. Ancak piritlerin büyüklükleri tipik framboid dokusu çaplarına pek ulaşamaz. Üçüncüsü ise, boyutları çoğunlukla framboid pirit boyutlarında olan bol piritli Grayling ve Toad formasyonlarıdır.

Kesitten derlenen Th ve U yoğunlukları, Fantasque Formasyonunun biyoturbasyon ve mikro oyukların tespit edildiği fasiyeslerinde azdır. Formasyonun en üst kısmından yukarıya doğru ise artar (Wignall ve Twitchett, 2002b). Th ve U konsantrasyonlarında artışın görülmesi biyojenik silisyumun kaynağıyla ilişkilendirilmiştir. Formasyondan derlenen pirit ve Th/U konsantrasyon değişimlerine dayanılarak Ursula Creek bölgesinde, Changshingiyen'e kadar oksijenli koşulların en-geç Permiyen'de dahi varlıklarını sürdürdüklerini ortaya koymuştur. Mikro oyuk yapılarının varlığı daha az oksijenli koşulların geliştiğini göstermektedir. Bu disaerobik fasiyeslerin tipik bir karakteristiği olan derine oyamayan hareketli infaunanın geliştiğine işaret etmektedir. Ortamdaki oksijenin azalışına paralel olarak büyüyen pirit oluşumları, redoks koşullarının disoksik-anoksik koşullara değişimini vermektedir.



Şekil 5.17. British Columbia kesitleri

5.2.4 Quinn River, Kuzey-batı Nevada, Kuzey Amerika

Bu kesit Sperling ve Ingle (2006)'dan derlenmiştir. Quinn River Geçiti (Bill Creek Dağları, Kuzeybatı Nevada, A.B.D) Permo-Triyas geçişi süresince derin denizde çökelmiş olan Quinn River sedimanları, Kuzey Amerika Kordiyerasındaki, Bill Creek Dağlarında (Winnemucca'nın ~60 mil / 96,540 km kuzeybatısı) mostra veren eski bir yığışım prizması içerisinde bulunmaktadır. Permo-Triyas geçişi burada Quinn River Formasyonu içerisinde, Wuchiapingiyen'dan Aniziyen'e kadar sürekli olarak takip edilir. Formasyon, kendi içinde benzer kayaç tiplerini çok defa barındırdığı için, Sperling ve Ingle (2006) tarafından altı birime ayırarak incelemiştir (*units*, üye olarak belirtilmemiş). Buna göre en yaşlıdan gence doğru birim-1 ve birim-2 Orta Permian'ı (Wordiyen: 268±0,7 My – 265,8±0,7 My), birim-3 Üst

Permiyen'i (birimin büyük bir kısmı Wuchiapingiyen ve en üst kısmı Changhsingiyen katlarını temsil etmektedir [$260,4 \pm 0,7$ My – $252,6 \pm 0,2$ My]), birim-4 (taban kısmında Changhsingiyen [$253,8 \pm 0,7$ My – $252,6 \pm 0,2$ My]) ve sonrası Griesbachiyen [$252,6 \pm 0,2$ My – $<249,7 \pm 0,7$ My] katını temsil eder), birim-5 ve birim-6 ise Erken Triyas'dan geç Triyas'a kadar çökelmiş kayaçları temsil eder. Permo-Triyas kesitinde yaş verecek konodont türleri bulunmadığı için, kemostratigrafik deneştirmede kullanılan negatif karbon izotopunun gösterdiği sapmanın tespit edildiği düzey ile belirlenmiştir. Bu düzey formasyonda *Birim-4*'ün tabanından 1,54 m. yukarıdadır.

İçinde yaş verisi bulunamamış olan birim-1, konumuz dışı olduğundan, aşağıdaki tanıtım birim-2 ile başlatılmıştır.

Quinn River Formasyonu Birim-2: Kalınlığı 50 m. olan birim, açık-kahverengi dolomitlerden oluşur. Birimin içerdiği brakiyopod fosillerinin (Ketner ve Wardlaw, 1981) *Ctenalosis fixata* ve *Stenocisma* cinsine ait türlerine dayanılarak yaşı Wordiyen olarak belirlenmiştir. Bu fosiller kesitin tabanına yakın yerde görülür.

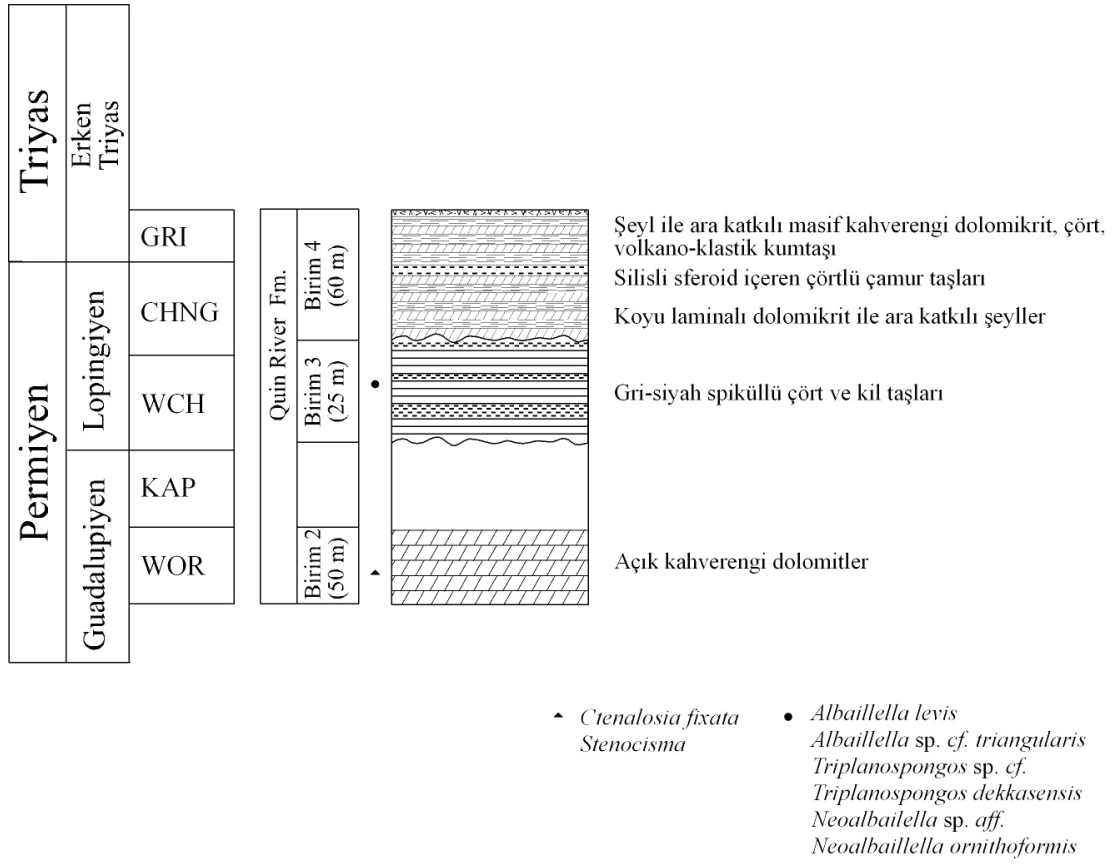
Quinn River Formasyonu Birim-3: Kalınlığı 25 m olan birim, rengi gri-siyah olan, radyolarya ve spiküllü çört ile arakatkılı kilaşlarından oluşan malzeme içerir. Birime yaş veren kılavuz radyolarya fosilleri şunlardır (Blome ve Reed, 1995): *Albaillella levis*, *Albaillella* sp. cf. *Albaillella triangularis* (Permiyen çörtlerinin alttaki kısmında görülür); *Triplanospongos* sp., *Triplanospongos dekkasensis* (bütün birim boyunca görülür); *Neoalbaillella* sp. aff. *Neoalbaillella ornithoformis* (birimin tabanından ~ 3 m. aşağıda görülür). Blome ve Reed (1995), bu faunayı temel alarak birimin yaşını Abadehiyen - Culfiyen olarak belirlemişlerdir. Bu, Gradstein ve diğerlerine (2004) göre yaklaşık olarak Wuchiapingiyen'e ($260,4 \pm 0,7$ – $253,8 \pm 0,7$) karşılık gelir. Birim 3'ün en üst kısmı, Alt Changhsingiyen ($253,8 \pm 0,7$ – $252,6 \pm 0,2$) olabilir. Birim-2, üstteki birim-3'e uyumsuz olarak geçtiği için Wordiyen Katı üzerine Wuchiapingiyen gelir. Dolayısıyla kesitte Kapitaniyen ve Wuchiapingiyen'in alt kısmına karşılık gelen bir boşluk bulunur.

Quinn River Formasyonu Birim-4: 60 m kalınlığındaki bu çökel paketi, koyu lamine dolomikrit (otojenik derin deniz dolomiti) ile arakatkılı şeyllerden (şeyller daha egemen) oluşur. Birimin orta kısmında ~2 m. kalınlığında silisli sferoid içeren

çörtlü çamurtaşları bulunur. Bu ince çamurtaşı tabakasını, metre kalınlığında şeyl ile arakatkılı masif kahverengi dolomikrit ve az miktarda çört ve kahverengi volkano-klastik kumtaşı takip eder.

Kesitte yapılan iz-metal analizleri sonucu (otojenik U ve V/Cr), kesit boyunca oksik, anoksik ve disoksik koşullar tespit edilmiştir. Tabakalı çörtten dolomikrit ve şeyle geçişin görüldüğü düzeye kadar ortamdaki oksijen giderek azalır, çört boşluğunun ortalarında ortam tamamen anoksik hale gelir ve çörtlerin yeniden belirmesi ile koşullar tekrar disoksik ve nihayet oksik hale gelir. Kesitte görülen dolomikritler büyük bir olasılıkla az oksijenli ortam koşullarında organik madde bakımından zengin çökel içinde daha erken dönemlerde çökelmiştir ve otojenik karakterlidirler. Benzer dolomikrit oluşumu dünyada başka yerlerde de, en-geç Permiyen’de çört oluşumunun son bulmasını (çört-boşluğunu) takiben tespit edilmiştir. Yaygın görülmeleri disoksik-anoksik koşulların geliştiğine işaret ettiği şeklinde yorumlanmıştır. İz-metal analizleri anoksik koşulların en-geç Permiyen ve erken Triyas boyunca varlığını doğrulamaktadır.

Bu kesit, Kapitaniyen ve Wuchiapingiyen’in en erken evresini içermediği için, anoksik koşulların Kapitaniyen-Wuchiapingiyen sınırında da varolup olmadığına dair ne yazık ki bilgi veremiyor. Permo-Triyas sınırı en-geç Permiyen’e özgü konodontların (*Neogondolella rosenkrantzi*, *N. postbitteri*, *N. subcarinata*, *N. meishanensis* gibi) yerini Erken Triyas konodontlarının (*Hindeodus Parvus* gibi) aldığı birim-4’ün alt kısmı olarak belirlenmiştir.



Şekil 5.18. Quinn River Kesiti.

5.2.5 Redding Kesiti, Klamath Dağları, California

Aşağıda bilgileri bulunan kesit Noble ve Renne (1990)'dan derlenmiştir. Kesitte Permo-Triyas çökelleri sığ denizel Dekkas Formasyonu ile derin denizel Pit Formasyonu boyunca tespit edilmiştir.

Dekkas Formasyonu: Formasyon, altta Minnesota Üyesi ve üstte Salt Creek Üyesi olmak üzere iki üyeden oluşur (Renne, 1987'e göre Noble ve Renne, 1990'dan). Her ikisi de volkanik kökenli olan bu üyelerden sadece alttakinde çörtler 2-5 m. kalınlığında, gri-yeşil renkli merccekler halinde bulunur. Bunlar içerisinde radyolaryalar varlığı tespit edilmiştir. Ayrıca üye içerisinde kalınlığı 10 m.'yi bulan birden fazla kırmızı çört horizonu bulunmaktadır. Hematit içeren bu çörtler, sünger spikülleri, radyolaryalar ve volkanik küllerden oluşur. Kırmızı çörtler aralarında kestane rengine ince killi tabakalar bulundurarak ritmik yataklanma gösterirler. Diyajenetik

bölgelerde çörtler yeşil rengini almıştır. Yeşil renkli bu çört bölgelerinde fosil korunumu, kırmızı olan bölgelere nazaran daha azdır.

Hematit içeren kırmızı çörtler ile bölgede birincil olarak sirkülasyonun iyi olduğu oksijenli bir çökeltme ortamının geliştiği, daha sonra ise bu çökellerin içerdiği organik maddelerin parçalanması ile oluşan mikro indirgeyici ortam sonucu yeşil rengini aldıkları düşünülmektedir.

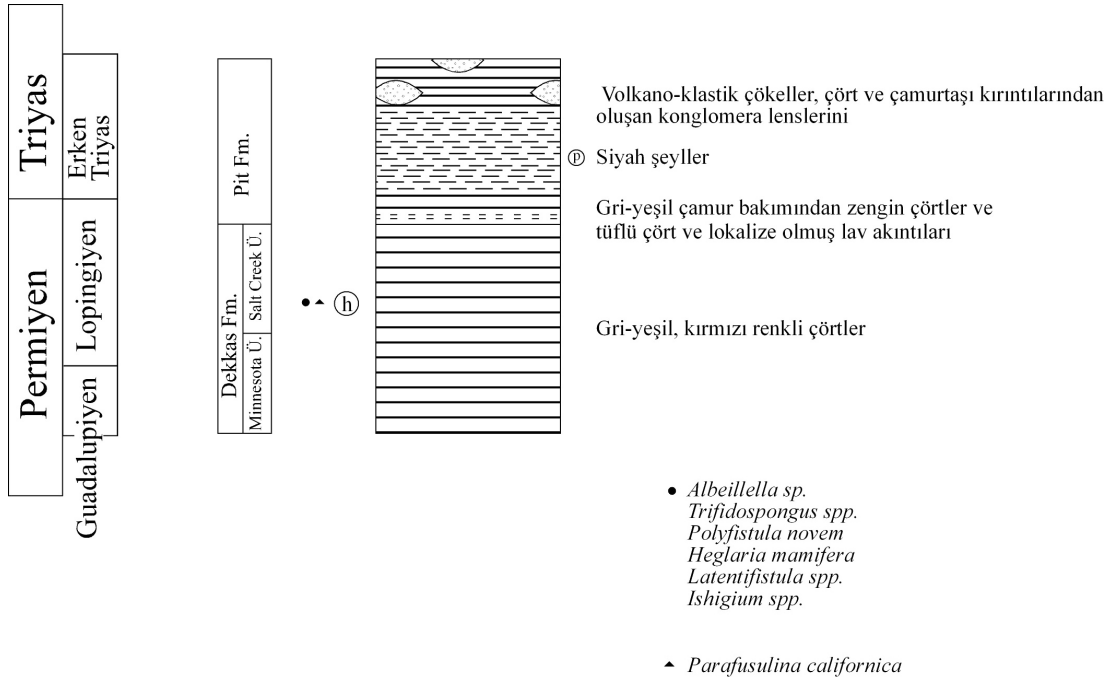
Formasyonun yaşı, içerdiği *Parafusulina californica* ve bazı productid brakiyopod türlerine dayanılarak erken Guadalupiyen ($270,6 \pm 0,7$ My – $260,4 \pm 0,7$ My) olarak belirlenmiştir (Coogan, 1960). Noble ve Renne aldıkları örneklerde *Albeillella* cinsine ait iki tür tespit etmişlerdir. Bu türlerden *A. levis* ayrıca, daha önce Japonya’da orta ve üst Guadalupiyen çörtlerinde tespit edilmiştir (Ishiga ve diğ., 1982 ve Sashida ve Tonishi, 1985). Ayrıca, inceledikleri örneklerde Japonya’da alt ve orta Guadalupiyen çökellerinde tespit edilmiş olan *A. triangularis*’e benzeyen ve *A. levis* ile *A. triangularis* arası bir form olması muhtemel örnekler tanımlanmıştır. Formasyondan derlenmiş diğer radiolaria tür ve cinsleri şöyledir: *Trifidospongos* spp., *Polyfistula novem*, *Heglaria mamifera*, *Latentifistula* spp., *Ishigium* spp. Bu radiolaria fosillerinden *Trifidospongos* n. gen.’un, daha önce Klamath Dağları’nın batısında, Quinn River Formasyonu geç Permiyen çökellerinden (B. Murchey ile sözlü görüşmeye göre Noble ve Renne, 1990’dan) ve Japonya’da geç Permiyen çökellerinden (Caridroit ve DeWever, 1986’ya göre Noble ve Renne, 1990’dan) derlenmiş olduğuna da ayrıca değinilmektedir.

Pit Formasyonu: Formasyonun tüflü çökellerden oluşan alt kısmı bol oranda tüflü çört ve dar alanlarda görülen lav akıntıları içerir. Taban kısmında yer yer tespit edilen, gri-yeşil çamur bakımından zengin radyolaryalı çörtler iki formasyon arasındaki sınırı oluşturmaktadır. Formasyonun orta ve üst kısmı boyunca yaygın siyah şeyl varlığı göze çarpmaktadır. Bu kısımlarda, taban kısmının aksine radyolarya fosiline rastlanmaz. Orta kısımda, büyük oranda organik madde ve pirit oluşumu içeren şeyller ve az miktarda da tüflü malzeme bulunur. En üst bölüm, bol oranda volkano-klastik çökeller ve nadir oranda çört ve formasyonun alt kısmından gelmiş çamurtaş kırıntılarından oluşan konglomera merceklerini içerir. Bu formasyondaki çörtler Dekkas’dan daha ince taneli ve doku bakımından daha tekdüzedirler ve rengi griden siyaha değişen bir yapı gösterir.

Noble ve Renne (1990), formasyonda tespit ettikleri öhedral pirit oluşumlarının diyajenetik kökenli olma ihtimalleri bulunduğunu ve çok az korunmuş olan radyolarya fosillerinin kayaçta piriti oluşturacak kimyasal değişim gerçekleştiğine işaret edebileceğine dikkat çekmekte ve bundan dolayı formasyonun çökeltme ortam koşullarının oksijenli ya da oksijensiz olduğu konusunda kesin bir şey söylenemeyeceğini belirtmektedirler. Yani, pirit oluşumun çökeltmeden sonra gerçekleşen değişimler sonucu diyajenetik olarak meydana gelmiş olabileceğinin düşünülmesi, ilksel ortam hakkında şüphelere yol açmaktadır.

Formasyonun taban kısmı yaş belirlemek için yeterli fosil içeriğine sahip değildir. Ancak, bir radyolarya familyası olan Spumellaria faunasına dayanılarak Erken Triyas, konodont *Neogondolella* varlığına dayanılarak geç Permiyen ($253,8 \pm 0,7 - 248,1 \pm 0,4$ My – $252,6 \pm 0,2$ My: sınır yaşı Ovtcharova ve diğ., 2006'ya göre) ya da Erken Triyas ($252,6 \pm 0,2$ My – $247, 8$ My: Erken-Orta Triyas sınır yaşı Ovtcharova ve diğ., 2006'ya göre) yaşlı olma ihtimali üzerinde durulmaktadır. Coogan (1960), Permo-Triyas sınırının Pit formasyonu içinde olabileceğini belirtmektedir.

Noble ve Renne, arazi çalışmalarına dayanarak Dekkas Formasyonu içerisinde, fusulin seviyesinin, radiolaria faunasının tespit edildiği düzeyin ~100 m aşağısında bulunduğunu ve makalelerinde gösterdikleri radiolaria fosilleri dışında formasyonun hiç fosil içermediğini belirtmektedirler. Ancak, Coogan (1960)'de, Dekkas Formasyonunun Nosoni Creek bölgesindeki ~3840 ft (~1170 m) kalınlığındaki çökelleri boyunca, fosil bulunmadığını ve çökellerin orta kısımda Pit Formasyonuna benzer çörtlü şeyllere benzer gri-siyah şeyller tepit etmiştir. Coogan'ın belirttiği gri-siyah şeyller, yaş veren fosillerden yoksun olduğu için, fosilli düzeyin ardında devam eden çökellerin Orta Permiyen'in üstü olma olasılığından söz edilebilir.



Şekil 5.19. Redding Kesiti

5.2.6 Yeni Zelanda

Yeni Zelanda'da Maitai Grubu formasyonları en geç Permian ve Permo-Triyas sınır çökellerini içerir. Bu çökeller kıtasal yamaç ortamında, 400m'den daha derinde çökelmişlerdir.

Tramway Formasyonu (geç Permian): Koyu gri miltaşları ve karbonlu kilitaşları ile aratabakalı, kuartzofeldspatik ve taşlaşmış yeşilimsi gri kumtaşlarından oluşur. İnce tabakalanmış, alt kısmında dereceli tabakalanma, taban yapıları ve alev yapıları yaygın olarak bulunmuştur. En üstte, tabakaların kalın olduğu kesimde, büyük öhedral pirit oluşumları tespit edilmiştir. Formasyondan derlenen bryozoa ve atomodesmatinid bivalvlere dayanılarak yaşı geç Permian olarak belirlenmiştir (Waterhouse 1976, 1987; Stratford 1990'a göre, Krull ve diğ., 2000'den).

Little Ben Sandstone: Formasyon, tabaka kalınlığı kalından inceye değişen yeşil volkanik kökenli kumtaşı, çamurtaşı ve yer yer görülen konglomera birimlerinden oluşur. Formasyonda ayrıca çok nadir olarak görülen ve çökelme ortamına sonradan taşındığı düşünülen atomodesmatinidler bulunmuştur. (Waterhouse 1964; Landis 1980'e göre, Krull ve diğ., 2000'den). Formasyon büyük ölçüde fosilsizdir ve bu nedenle yaşı belirsizdir (Landis, 1980'e göre, Krull ve diğ., 2000'den). Çökellerin

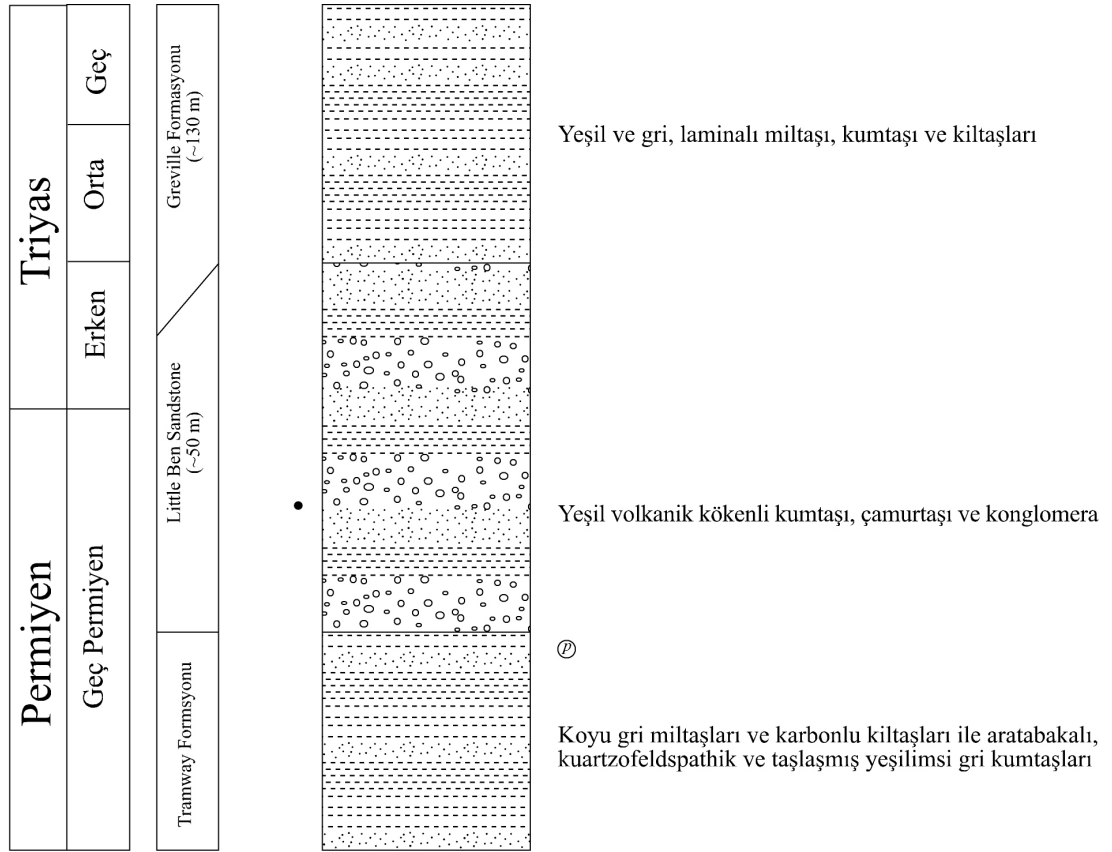
çok az korunmuş olması, derecelenme, yük kalıpları («load casts»), alev yapıları («flame structure») ve alt tabakalardan akıntı ile koparılıp taşınmış tanelerin («rip-up clasts») az bulunması hızlı bir akışın varlığına yorulmuştur (Landis, 1980'e göre, Krull ve diğ., 2000'den).

Greville Formasyonu (en erken Triyas - geç Triyas: 252,6±0,2 My –199,6±0,6 My): Formasyon yeşil ve gri, laminalı miltaşı, kumtaşı ve kiltaşlarından oluşur. Yaşı için kesin bir kanıya varılamamıştır. Bu konuda çeşitli öneriler ortaya atılmıştır. Bunlar arasından formasyonun içerdiği ammonoid faunasına (*Durvilleoceras*, *Episgeceras* cinslerini içeren) dayanılarak belirlenen en erken Triyas-geç Triyas yaşı Krull ve diğerleri tarafından gerçek olma ihtimali en yüksek yaş önerisi olarak kabul edilmiştir (Owen, 1991 ve 1992'ye göre, Krull ve diğ., 2000'den).

Önceki çalışmalar sonucu (Dickins & Campbell 1992; Owen 1991, 1992'e göre, Krull ve diğ., 2000'den), Permo-Triyas sınırının yeri, Tramway ve Greville formasyonları arasında gösterilmiştir. Ancak, Permo-Triyas sınırının bu istifler arasındaki kesin yeri, fosillerinin az korunmuş olması, endemiklerin varlığı ya da uzun menzilli bentik formlar nedeniyle belirtilememiştir (Pillai ve diğ., 1991; Dickins & Campbell 1992; Campbell, 1996'e göre, Krull ve diğ., 2000'den). Krull ve diğ. (2000) ise Permo- Triyas sınırını, karbon izotopu kayıtlarında meydana gelen negatif yöndeki sapmayı temel alarak Little Ben Sandstone içerisinde göstermişlerdir. Buna göre Little Ben Sandstone'un alt kısmının geç Permian'i, üst kısmının ise erken Triyas'ı temsil ettiğini kabul etmişlerdir.

Matai Grubu formasyonları bir volkanik yay ilişkili havza içerisinde orta-üst yelpaze ve yamaç ortamlarında çökelmiş türbiditten oluşur (Landis 1980; Owen 1991, 1992'ye göre, Krull ve diğ., 2000).

Krull ve diğ. (2000), Matai Grubu formasyonlarının çökel analizlerinin global anoksiya tespitini (ör. Isozaki, 1997) destekleyecek bir durum ortaya koymadığını belirtmişlerdir. Krull ve diğ. (2000) ayrıca Japonya'daki karbon izotopundaki sapma ile birlikte tespit ettikleri organik karbonca zengin aralığın mahallî olabileceği üzerinde durmaktadırlar. Bu çıkarımlar, genelde Pantalasa içerisinde anoksiya ve disoksiyanın Tetis içerisindeki gibi yaygın olmadığını, bunların görüldükleri yerlerin ise bir şekilde Tetis bağlantılı olduğu teziyle uyumludur.



- *Durvilleoceras*,
Episeceras

Şekil 5.20. Yeni Zelanda kesiti

5.2.7 Sasayama (A) ve Kinkazan (B) bölgesi kesitleri Güney-batı Japonya

Aşağıdaki bilgiler Kato ve diğ., 2002'den derlenmiştir. Her iki kesit de Japonya'da Jura yığılma karmaşığı üzerinde tespit edilmiştir ve derin denizel çökelleri kapsamaktadır.

5.2.7.1 Sasayama (A) Kesiti (Guadalupiyen- Changshingiyen: 270,6±0,7 My – 260,4±0,7 My):

Tabakalı çörtlerden oluşan kesit, ~27 m. kalınlığındadır ve üç birime ayrılır. Allta tabakalı kırmızı çörtlerin egemen olduğu, hematit içeren 15 m. kalınlığındaki çökeller; ortada, tabakalı gri çörtlerin egemen olduğu, pirit içeren 11, 5 m. kalınlığındaki çökeller; üstte silisli kil taşlarından (üst kısmı yeşilimsi gri) oluşan, piritli ve 0,8 m. kalınlığındaki çökeller bulunur. Kesitin içerdiği brakiyopodlar temel

alınarak yaşı Guadalupiyen- Changshingiyen ($270,6 \pm 0,7$ My – $260,4 \pm 0,7$ My) olarak belirlenmiştir (Ishida ve diğ., 1992'ye göre Kato ve diğ., 2002'den). Çört tabakaları bol miktarda radyolarya ve sünger spikülleri içerir.

5.2.7.2 Kinkazan (B) Kesiti (Erken Triyas: $252,6 \pm 0,2$ My – $247, 8$ My: Ovtcharova ve diğ., 2006'ya göre):

14 m. kalınlığındaki kesit, büyük oranda ince taneli, simsiyah, kuvars, pirit, illit ve karbon içeren kilaşlarından oluşur. Taban kısmı tespit edilememiştir. Ancak, Sugiyama (1992) tarafından, içerdiği radyolaryalar temel alınarak yaşı erken Triyas (Dieneriyen) olarak belirlenmiştir. Stratigrafik olarak Japonya'daki diğer Permo-Triyas sınır kesitleri ile karşılaştırıldığında bu kesitin Permo-Triyas sınırının hemen üstüne gelen çökelleri temsil ettiği görülmüştür. Kesit boyunca nadiren radyolarya fosillerine rastlanır.

5.2.7.3 Kamura Kesiti (Chichibu Kuşağı Üzeri)

Aşağıda bilgisi verilen kesit, Ota ve Isozaki (2006) makalesinden derlenmiştir. Guadalupiyen-Lopingiyen geçişini de içeren kesit, Japonya'da Jura yığışım karmaşığı üzerinde tespit edilmiştir ve sıg su karbonatlarından oluşur. Bu karbonat depoları bazaltik bir temel üzerinde gelişmiş denizaltı dağları (guyotlat ve/veya guyot sıraları, küçük okyanus ortası platoları) üzerinde oluşmuş çökelleri kapsamaktadır ve bunlarda bol miktarda Tetis fusulinleri bulunmaktadır. Permo-Trias kireçtaşları bu kesitte Iwato, Mitai ve Kamura formasyonları ile temsil edilir.

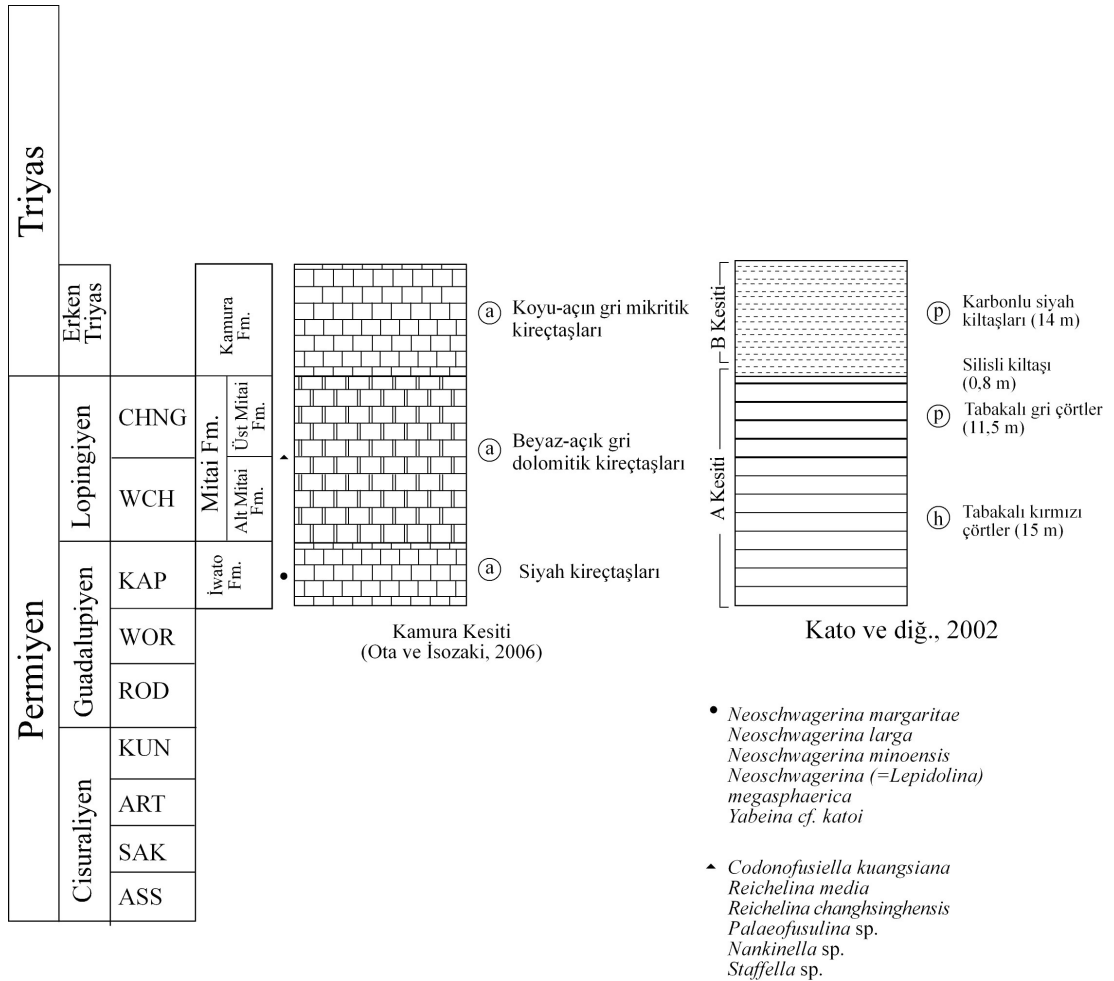
Iwato Formasyonu (Guadalupiyen: $270,6 \pm 0,7$ My – $260,4 \pm 0,7$ My): Formasyon, büyük oranda siyah kireçtaşlarından oluşur. İçerisinde tipik Guadalupiyen yaşlı Tetis fusulinleri tespit edilmiştir. Bunlardan bazıları şunlardır: *Neoschwagerina margaritae* Deprat, *N. larga* Marikawa ve Suzuki, *N. minoensis* Deprat em. Ozawa, *N. (=Lepidolina) megasphaerica* Deprat, *Yabeina* cf. *katoi* Ozawa.

Mitai Formasyonu (Üst Permiyen: $260,4 \pm 0,7$ My – $252,6 \pm 0,2$ My [Permo-Triyas sınır yaşı Ovtcharova ve diğ., 2006'ya göre]) Formasyon, beyaz-açık gri dolomitik kireçtaşlarından oluşur. İçerdiği bazı fusulin foraminiferleri aşağıdaki gibidir: *Codonofusiella kuangsiana* Sheng, *Reichelina media* Miklukho-Maklay, *R.*

changhsingensis Sheng, *Palaeofusulina* sp., *Nankinella* sp. ve *Staffella* sp. (Kanmera and Nakazawa, 1973 ve Ota et al., 2000'e göre Ota ve Isozaki, 2006'dan).

Kamura Formasyonu (Erken Triyas 252,6±0,2 My –247, 8 My [Ovtcharova ve diğ., 2006'ya göre]): Formasyon, koyudan açık griye değişen renklerde mikritik kireçtaşlarından oluşur ve Alt-Üst Triyas konodontlarını içerir (Watanabe et al., 1979 ve Koike, 1996'ya göre Ota ve Isozaki, 2006'dan).

Kesitte Üst Guadalupiyen (Orta Permiyen) *Lepidolina* / *Yabeina* Zonu'nun üstüne Alt Lopingiyen (Üst Permiyen) *Codonofusiella* / *Reichelina* Zonu uyumlu bir şekilde gelir ancak arada 13 m. kalınlığında indeks taksonları içermiyen boş bir geçiş kısmı vardır. Guadalupiyen- Lopingiyen sınırı, Lopingiyen'in tabanını gösteren *Codonofusiella* - *Reichelina* topluluk zonunun ilk olarak belirlediği düzey olarak belirlenmiştir.



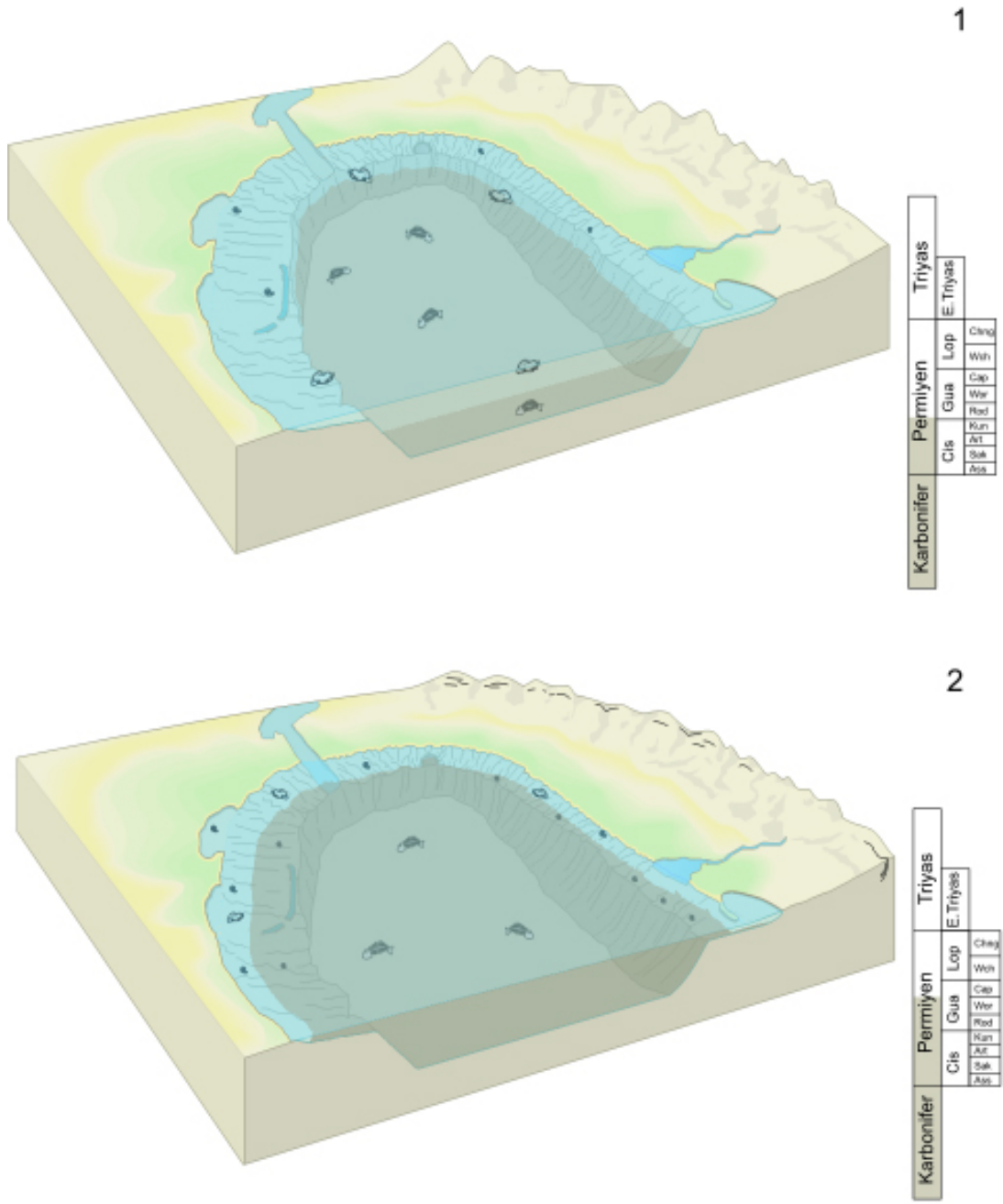
Şekil 5.21. Japonya kesitleri

6. SONUÇ

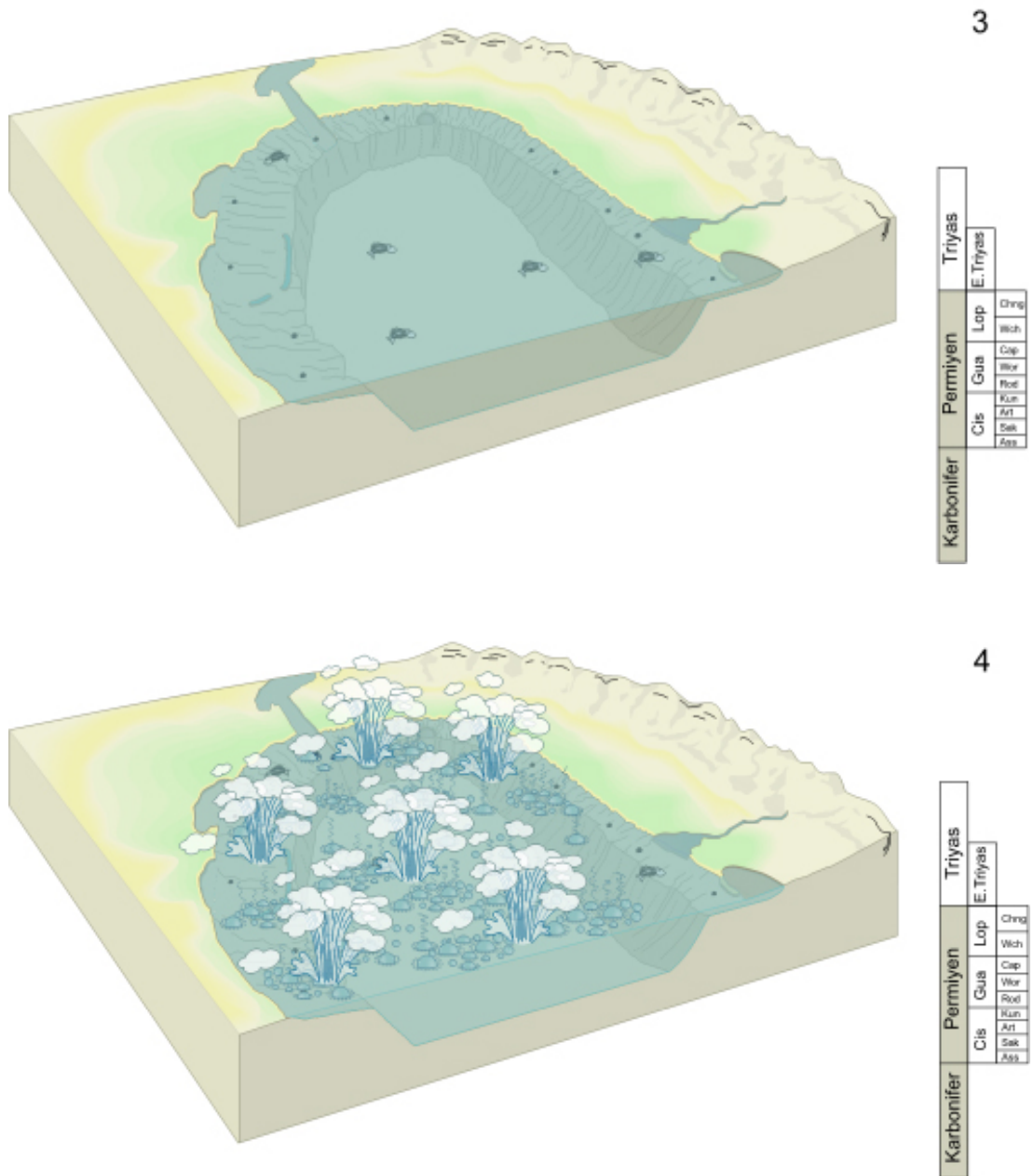
Bu tezde Permiyen sonunda dünyanın Ptolemaik olarak adlandırdığımız birbiriyle ilişkileri hemen hemen kesilmiş izole iki okyanuslu bir coğrafi modeli sunularak bu coğrafya Permo-Triyas geçişinde biyosferi etkileyecek olayların irdelenmesine temel alınmıştır. Paleo-Tetis'in ekvator boyunca uzanan tamamen kapalı bir okyanus olmasının anoksiya yaratabileceği düşüncesi, tez kapsamında derlenen Permo-Triyas sınır kesitlerinin ortaya koyduğu redoks koşullarının karşılaştırmasıyla desteklenmiştir. Bu da dolaylı olarak Ptolemaik dünya modelini desteklemektedir.

Elde edilen sonuçlar Permiyen sonu yokoluşu için ortaya atılan anoksiya hipotezinin Ptolemaik coğrafi modeli ve Ryskin'in (2003) Permo-Triyas sınırında tabakalanmış anoksik okyanuslarda meydana gelebileceğini iddia ettiği metan patlamaları ile birlikte değerlendirildiğinde yokoluşa neden olabilecek önemli bir mekanizmayı ortaya koyabileceğini göstermiştir.

Anoksik koşullar ilk olarak Paleo-Tetis'in derin sularında oluşmuş ve buradan gelişerek Wuchiapingiyen'le birlikte sığ shelf alanlarını işgal etmiştir. Anoksik koşulların Paleo-Tetis'de mahalli olarak olsa bile belirişi derin denizde Alt Karbonifer'e kadar geriye gitmektedir. Panthalassa'dan derlenen kesitler geç Permiyen'e kadar çökelmenin oksijenli koşullar altında gerçekleştiğini ve bu nedenle İsozaki'nin (1997) iddia ettiği global ve eş zamanlı bir anoksiyadan bahsetmenin mümkün olamayacağını göstermiştir. Pantalassa'da görülen mahalli anoksiyanın tamamını Paleo-Tetis'den taşmalarla izah etmek mümkündür.



Şekil 6.1. Anoksiyanın gelişimini ve gaz püskürmelerini gösteren ilustrasyon.



KAYNAKLAR

Afonin, S.A., Barinova, S.S., Krassilov, V.A., 2001, A bloom of *Tympanocysta balme* (green algae of zygnematalean affinities) at the Permian-Triassic boundary, *Geodiversitas*, **23**:481-487.

Algeo, T. J., Hannigan, R., Rowe, H., Brookfield, M., Baud, A., Krystyn, L., Ellwood, B. B., 2007, Sequencing events across the Permian-Triassic boundary, Guryul Ravine (Kashmir, India), *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, (internet: Elsevier 06.07.2007 2:44).

Anonim, 1977, *Zonghua Renmin Gongheguo Fen Sheng Dituji* (Hanyu Pinyinban), s. 169 Ditu Chubanse. Zhongguo Beijing.

Anonim, 1984, *International Geological Congress XXVII Session: Georgian Soviet Socialist Republic Excursions*, Moscow, Publsiing House Khelovneba, Tbilisi, pp.147-152.

Anonim, 1987, *Bureau of Geology and Mineral Resources of Anhui Province, Regional Geology of Anhui Province*, People's Republic of China, Ministry of Geology and Mineral Resources, Geological Memoirs, Series 1, No. 5, Geological Publishing House, Beijing, pp. IX+721.

Anonim, 1991, *Bureau of Geology and Mineral Resources of Sichuan Province, Regional Geology of Sichuan Province*, People's Republic of China, Ministry of Geology and Mineral Resources, Geological Memoirs, Series 1, No. 23, Geological Publishing House, Beijing, pp. IV+730.

Balogh, K., 1964, Die geologischen Bildungen des Bükk-Gebirges, *Annales Instituti Geologici Publici Hungarici*, **48**(2):555-705.

Basu, A.R., Petaev, M.I., Poreda, R.J., Jacobsen, S.B., Becker, L., 2003, Chondritic meteorite fragments associated with the Permian-Triassic boundary in Antarctica, *Science*, **302**:1388-1392

Bateman, R.M., Peter, R.C., DiMichelle, W.A., Kenrick, P.R., Rowe, N.P., Speck, T., Stein, W.E., 1998, Early evolution of land plants: Phylogeny, physiology, and

ecology of the primary terrestrial radiation, *Annual Review of Ecology and Systematics*, **29**: 263-292.

Baud, A., Magaritz, M., Holser, W.T., 1989, Permian-Triassic of the Tethys, carbon isotope studies. *Geologische Rundschau*, **78**:649- 677.

Baud, A., Marcoux, J., Guiraud, R., Ricou, L.E., Gaetani, M., 1993. Late Murgabian (266-264 Ma), in *Atlas Tethys, Palaeoenvironmental Maps*, explanatory notes, pp. 9-20, Eds. Dercourt, J., Ricou, L.E., Vrielynck, B., Gauthier-Villars, Paris.

Becker, L., Poreda, R.,J., Hunt, A.G., Bunch, T.E., Rampino, M., 2001, Impact event at the Permian-Triassic boundary: Evidence from Extraterrestrial noble gases in fullerenes, *Science*, **23**(5508):1530-1533.

Becker, L., Poreda, R.J., Basu, A.R., Pope, K.O., Harrison, T.M., Nicholson, C., Iasky, R., 2004, Bedout: A possible end-Permian impact crater offshore of Northwestern Australia, *Science*, **304**: 1469-1476.

Behrensmeyer, A.K., Damuth, J.D., DiMichele, W.A., Potts, Richard, Sues, Hans-Dieter, Wing, S.L., *Terrestrial Ecosystems through Time: Evolutionary Paleocology of terrestrial plants and animals*, 1992, The University of Chicago Press Ltd, Chicago & London, xix-568.

Bendix-Almgreen, S.E., 1976, Palaeovertebrate faunas of Greenland, in *Geology of Greenland*, pp. 536-573, Eds. Escher, A., Watt, W.S., Grønlands Undersøgelse. Odense, Denmark.

Benton, M.J., 1989, Mass extinction among tetrapods and the quality of the fossil record, *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, **B325**: 369-86.

Benton, M.J., 1990, Phylogeni of the major tetrapod groups: morphological data and divergence dates, *Journal of Molecular Evolution*, **30**: 409-424.

Benton, M.J., 1995, Diversification and extinction in the history of life, *Science*, **268**: 52-58.

Benton, M.J., 2003, *When life nearly died: The Greatest Extinction of all time*, Thames & London Ltd., London. s. 336.

Benton, M.J. & Twitchett, R.J., 2003, How to kill (almost) all life: the end-Permian extinction event, *Trends in Ecology and Evolution*, **8** (7): 358-345.

Bérczi-Makk, A., 1987, Earlandia (Foraminifera) species from the Permian-Triassic boundary in N. Hungary, *Annales Instituti Geologici Publici Hungarici*, 1985, pp. 215-226.

Berner, R.A., 2002, Examination of hypotheses for the Permo-Triassic boundary extinction by carbon cycle modeling, *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, **99**: 4172-4177.

Berner, R.A., 2003, Phanerozoic atmospheric oxygen, In *Annual Review of Earth and Planetary Science*, **31**, 105-134, Eds. Beerling, D.J., Dudley, R., Robinson, J. M., Wildman, R.A.Jr.

Berner, R.A and Kothavala Z., 2001, GEOCARB III: A revised model of atmospheric CO₂ over Phanerozoic time, *American Journal of Science*, **304**: 397–437.

Bjerager, M., Seidler, L., Stemmerik, L., Surlyk, F., 2006, Ammonoid stratigraphy and sedimentary evolution across the Permian-Triassic boundary in East Greenland, *Geological Magazine*, **143**(5): 635-656.

Blackburn, T. M. & K. J. Gaston., 1994, Animal body size distributions: patterns, mechanisms and implications, *Trends in Ecology and Evolution*, **9**: 471–474.

Blome, C.D. & Reed, K.M., 1995, Radiolarian biostratigraphy of the Quinn River Formation, Black Rock terane, north-central Nevada: Correlations with eastern Klamath terane geology, *Micropaleontology*, **41**: 49-68.

Bosellini, A., 1964, Stratigraphia, petrographia e sedimentologia delle facies carbonatiche al limite Permiano-Trias nelle Dolomiti occidentali, *Memorie del Museo di Storia Naturale della Venezia Tridentina*, **15**(2): 59-110.

Bowring, S.A., Erwin, D.H., Jin, Y.G., Martin, M.W., Davidek, K., Wang, W., 1998, U/Pb zircon geochronology and tempo of the end-Permian mass extinction, *Science*, **280**: 1039-1045.

Brasier, M.D., 1988, Foraminiferal extinction and ecological collapse during global biological events, In *Extinction and survival in the fossil record*, pp. 37-64, Ed. Larwood, G.P., *The Systematics Association Special Volume*.

Brookfield, M.E., Twitchett, R.J., Goodings, C., 2003, Palaeoenvironments of the Permian–Triassic transition sections in Kashmir India, *Palaeogeography, Palaeoclimatology Palaeoecology*, **198**: 353 – 371.

Bunopas, S., 1992, Regional stratigraphic correlation in Thailand, In *Proceedings of a National Conference on 'Geologic resources of Thailand, Potential for Future Development'*, pp. 189–208, Ed. Piancharoen, C., Department of Mineral Resources, Bangkok.

Burke, K.Francis, P., Wells, G., 1990, Importance of the geological record in understanding global change, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **89**, 193-204.

Burkey, T.V. and Reed, D.H., 2006, The effects of habitat fragmentation on extinction risk: Mechanisms and synthesis, *Songklanakarin Journal of Science and Technology*, **28** (1), 9-37.

Buser, S., 1974, Neue Festellung im Perm der Westlichen Karawanken, *Carinthia*, **164**(84), 27-37.

Buser, S., Grad, K., Ogorelec, B., Ramovs, A., Sribar, L., 1986, Stratigraphical, paleontological and sedimentological characteristic of Upper Permian beds in Slovenia, NW Yugoslavia, *Memoire Società Geologica Italiana*, **34**, 195-210.

Campbell, I.H., Czamanske, G.K., Fedorenko, V.A., Hill, R.I., Stepanov, V., 1992, Synchronism of the Siberian Traps and the Permian-Triassic boundary, *Science*, **258**, 1760-1763.

Campbell, H. J. 1996, The alpine accords: A global three-fold Permian system, *Geological Society of New Zealand Newsletter*, **111**, 45-50.

Caridroit, M., De Wever, P., 1986, Some Late Permian radiolarians from pelitic rocks of the Tatsuno Formation (Hyogo Prefecture), Southwest Japan, *Marine Micropaleontology*, **11**, 55-90.

Chai, C., Zhou, Y., Mao, X., Ma, S., Ma, J., Kong, P., He, J., 1992, Geochemical constraints on the Permo-Triassic boundary event in *South China*, in *Permo-Triassic events in the eastern Tethys*, pp. 158-168, Eds. Sweet, W.C., Yang, Z., Dickins, J.M., Yin, H., Cambridge University Press, Cambridge.

Chamberlin, T.C., 1909, Diastrophism the ultimate basis of correlation, *Journal of Geology*, **17**:685-693.

Chonglakmani, C., 1999, The Triassic System of Thailand: implications for the paleogeography of Southeast Asia, in *Shallow Tethys 5 (Proceedings of the international symposium on Shallow Tethys (ST) 5, Chiang Mai, Thailand)*, pp. 486–496., Eds. Ratanasthien, B., Rieb, S.L., Department of Geological Science, Chiang Mai University, Chiang Mai.

Chuvashov, B.I., Chernykh, V.V., Leven, E.Y., Davydov, V.I., Bowring, S.A., Ramezani, J., Glenister, B.F., Henderson, C.M., Schiappa, T.A., Northrup, C.J., Snyder, W.S., Spinoso, C. and Wardlaw, B.R., 2002a, Proposal for the base of the Sakmarian Stage: GSSP in the Kondurovsky Section, Southern Urals, *Permophiles*, **41**, 4-13.

Chuvashov, B.I., Chernykh, V.V., Leven, E.Y., Davydov, V.I., Bowring, S.A., Ramezani, J., Glenister, B.F., Henderson, C.M., Schiappa, T.A., Northrup, C.J., Snyder, W.S., Spinoso, C. and Wardlaw, B.R., 2002b, Progress report on the base of the Artinskian and base of the Kungurian by the Cisuralian Working Group, *Permophiles*, **41**, 13-16.

Claoue-Long, J.C., Zhang, Z.C., Ma, G.G. and Du, S. H., 1991, *Earth and Planetary Science Letter* **105**, p. 182

Colbert, E.H., 1973, Tetrapods and the Permian-Triassic transition, *Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir*, **2**, 481-492.

Conybeare, W.D. & Phillips, W., 1822, *Outline of the Geology of England and Wales*, Phillips, London, 1 adet katlı renkli jeolojik harita+1xi+470+ 1 adet katlı renkli jeolojik kesit levhası.

Coogan, A. H., 1960, *Stratigraphy and Paleontology of the Permian Nosoni and Dekkas Formations (Bollibokka Group)*, University of California Publications in Geological Sciences, **36**: 243-316.

Cutbill, J. L. and Challinor, A. 1965, Revision of the stratigraphical scheme for the Carboniferous and Permian rocks of Spitsbergen and Bjørnøya, *Geological Magazine*, **102**: 418–39.

Darwin, C., 1859 (1964), *On the Origin of Species*, A Facsimile of the First Edition, Harvard University Press, p. xxvii+ 513+ 2.

Davydov, W. I., Glenister, B.F., Spinosa, C., Ritter, S.M., Chernykh, V.V., Wardlaw, B.R., Snyder, W.S., 1998, Proposal of Aidaralash as Global Stratotype Section and Point (GSSP) for the base of the Permian System, *Episodes*, **21** (1): 11-18.

de Candolle, Alphonse, 1855, *Géographie Botanique Raisonnée*, Bd. II, s. 1125.

de Wever, P. O'Dogherty, L., Gorican, S., 2006, The plankton turnover at the Permo-Triassic boundary, emphasis on radiolarians, *Eclogae geologicae Helvetiae*, **99**(1) : 49-62.

de Wit, M.J., Ghosh, J.G., de Villiers, S., Rakotosolofo, N., Alexander, J., Tripathi, A., Looy, C., 2002, Multiple organic carbon isotope reversals across the Permo-Triassic boundary of terrestrial Gondwana sequences: Clues to extinction patterns and delayed ecosystem recovery, *Journal of Geology*, **110**: 227-240.

Devellioğlu, Ferit, 1986, Osmanlıca-Türkçe Ansiklopedik Lugat, 7. Ofset Baskı. *Aydın Kitabevi*, Ankara, viii+1439+119.

D'Halloy, Omalius, 1808, Essai sur la géologie du nord de la France, *Journal des Mines*, **24**.

D'Halloy, Omalius, 1834, *Éléments de Géologie*, 2. Édition, F.G. Levrault, Libraire-Éditeur, p. 409-41.

Dickins, J. M., Campbell, H. J. 1992, Permo-Triassic boundary in Australia and New Zealand, in *Permo-Triassic events in the Eastern Tethys: stratigraphy, classification, and relations with the western Tethys*, Eds. Sweet, W. C; Zunyi, Y ; Dickins, J. M.; Hongfu, Y., Cambridge University Press, Cambridge, pp. 175-178.

Diener, K. 1903, Permian fossils of the Central Himalayas, *Memoirs of the Geological Survey of India: Palaeontologia Indica*, Series 15, **1**(5): 1-204.

Diener, Karl, 1910, Paläontologie und Abstammungslehre, Sammlung Göschel, G.J.Göschel'sche Verlagshandlung, Leipzig, p.140.

Dimichele, W.A. & Aranson, R.B., 1992, The Pennsylvanian-Permian vegetational transition: a terrestrial analogue to the onshore-offshore hypothesis, *Evolution*, **46**: 807-824.

Ding, M. H., 1986, Permian-Triassic boundary and conodonts in South China, *Memorie della Società Geologica Italiana*, **34**: 263-268.

Dolenec, M., 2005, The Permian Triassic Boundary in the Karavanke Mountains (Brasnica section, Slovenia): The Ratio of Th/U as a Possible Indicator of Changing Redox Conditions at the P/T Transition, *RMZ-Materials and Geoenvironment*, **52**(2): 437-445.

Dolenec, M., 2004, *Permsko-triasna meja v Karavankah in zahodni Sloveniji: sedimentolaski, izotopski in geokemični vidiki globalnih sprememb v zahodni Tetidi*, Doktorska disertacija, Ljubljana.

Dubertret, L., 1963, *Lexique Stratigraphique International, Asia, Fascicule 1 (Republique Populaire Chinoise, I)*, Centre National de la Recherche Scientifique, Paris, p. 743.

Erwin, D.H., 1993, *The Great Paleozoic crisis: life and death in the Permian*, Columbia University Press, New York, p. 327.

Erwin, D.H., 2006, *Extinctions: How life on earth nearly ended 250 million years ago*, Princeton University Press, 296.

Ezaki, Y., Kawamura, T., Nakamura, K., 1994, Kapp Starostin Formation in Spitsbergen: a sedimentary and faunal record of Late Permian paleoenvironments in an Arctic region, *Memoir of the Canadian Society of Petroleum Geologists*, **17**, 647–55.

Foster, C.A., Stephenson, M.H., Marshall, C., Logan, Greenwood, P.F., 2002, A revision of *Reduviasponites* Wilson 1962: description, illustrations, comparison and biological affinities, *Palynology*, **26**: 3558

Frankham, R. and Ralls, K., 1998, Conservation biology: Inbreeding leads to extinction, *Nature*, **392** (6675): 441-442.

Furnish, W.M., 1973, Permian Stage names, in *The Permian and Triassic Systems and their Mutual Boundary*, pp. 522-49, Ed. Logan, A. and Hills, L.V., *Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir 2. Calgary: Canadian Society of Petroleum Geologists*.

Gaston, K.J. & Spicer, J.I., 2004, Biodiversity: an introduction, second edition, Blackwell Publishing, xv+191, Cornwall.

Geinitz, H.B. (1861-1862), mit Beiträgen von R. Eisel, R. Ludwig, A.E. Reuss, R. Richter u.a.: *Dyas oder die Zechstein formation und das Rothliegende*, Verlag W. Engelmann, Leipzig, Heft 1 (1861) I-XVIII, 1-130, Taf. 1-23, Heft 2 (1862) I-VIII, 131-342, Taf. 24-42.

Gerasimov, L.P., 1937, The Uralian series of the Permian System: Scientific reports of Kazan University, *Geology*, **97** (3-4): fasc. 8-9, 68.

Gialanella, P.R., Heller, F., Haag, M., Nurgaliev, D., Borisov, A., Burov, B., Jasonov, P., Khasanov, D., Ibragimov, S., 1997, Late Permian magnetostratigraphy on the eastern part of the Russian platform, *Geologia en Mijnbouw*, **76**: 145-154.

Gilmour, E.H., Morozova, I.P., 1997, On the taxonomic composition and distribution of Late Permian Bryozoa, *All-Russian and International Conference on Bryozoa*, St. Petersburg, July, 1997. (Abstract)

Girty, George H., 1902, The upper Permian in Western Texas, *American Journal of Science*, **14**(4): 363-368.

Görür, N., and Şengör, A.M.C., 1992, Paleogeography and tectonic evolution of the eastern Tethysides: implications for the northwest Australian margin breakup history, in von Rad, U., Haq, B.U., et al., *Proc. ODP, Sci. Results*, **122**: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 83–106.

Graham, J. B., Dudley, R., Aguilar, N.M., Gans, C., 1995, Implications of the late Paleozoic oxygen pulse for physiology and evolution, *Nature*, **375**: 117-120.

Grasmück, K., Trümpy, R., 1969, Triassic stratigraphy and general geology of the country around Fleming Fjord (East Greenland), In *Notes on Triassic Stratigraphy and Paleontology of North-Eastern Jameson Land (East Greenland)*, Eds. Defretin-Lefranc, S., Grasmück, K., Trümpy, R., *Meddelelser Om Grønland*, **168** (2): 134.

Griesbach, C.L., 1880, Paleontological notes on the Lower Trias on the Himalayas, *Records of the Geological Survey of India*, **13**(2): 94-113.

Grice, K., Cao, C., Love, G.D., Böttcher, M.E., Twitchett, R.J., ve diğ., 2005, Photic zone euxinia during the Permian-Triassic superanoxic event, *Science*, **307**: 706-709.

Grunt, T.A., 2005, Global and East European stage scales of the Permian System and their validity for extratropical sedimentation zones, *Stratigraphy and Geological Correlation*, **13**(1): 35-48.

Haas, J., 2001, *Geology of Hungary*, Budapest, p.317.

Haas, J., Gócan, F., Oravecz-Scheffer, A., Barabás-Stuhl, A., Majoros, Gy. & Bérczi-Makk, Permian-Triassic Boundary in Hungary, *Memoire Della Società Geologica Italiana*. **1986** (34): 221-241.

Haas, J., Kovács, S., Krystyn, L. Lein, R., 1995, Significance of Late Permian-Triassic facies zones in terrane reconstructions in the Alpine- North Pannonian domain, *Tectonophysics*, **242**: 19-40.

Haas, J., Hips, K., Pelikán, P., Zajzon, N., Götz, A.E., Tardi-Filácz, E., 2004, Facies analysis of marine Permian/Triassic boundary sections in Hungary, *Acta Geologica Hungarica*, **47** (4): 297-340.

Hallam, A., 2000, Mass Extinctions and Sea-Level Changes, *International Conference on Catastrophic Events and Mass Extinctions: Impacts and Beyond*, 9-12 July 2000, Vienna, Austria.

Hallam, A., and Wignall, P.B., 1997, *Mass extinctions and their aftermath*, Oxford University Press, Oxford, New York, Tokyo, p. 320.

Hallam, A. and Wignall, P.B. 1999, Mass extinctions and sea-level changes, *Earth-Science Reviews*, **48**: 217 – 250.

Haug, É., 1921, *Traité de Géologie : II. Les Périodes Géologiques*, Armond Colin, Paris, p. 743.

Henderson, C.M., 2005, International Correlation of the Marine Permian Time Scale, *Permophiles* , **46**: 6-9.

Hips, K. and Haas, J., 2006, Calcimicrobial stromatolites at the Permian-Triassic boundary in a western Tethyan section, Bükk Mountains, Hungary, *Sedimentary Geology*, **185**: 239-253.

Haas, J., Demény, A., Hips, K., Zajzon, N., Weiszburg, T.G., Sudar, M., Pálffy, J., 2007, Biotic and environmental changes in *The Permian-Triassic boundary interval recorded on a western Tethyan ramp in the Bükk Mountains*, Hungary, *Global and Planetary Change*, **55**: 136-154.

Hoffmann, F., 1830, *Uebersicht der orographischen und geognostischen Verhältnisse vom nordwestlichen Deutschland*, zweite Abhandlung, Geognostische Uebersicht, Johann Ambrosius Barth, Leipzig, 2, ss. I-IV+ 367- 676+ 2 katlanır levha.

Hoffman, A., 1986, Neutral model of Phanerozoic deversification: implications for macroevolution, *Neues Jahrbuch für Geologie und Palaeontologie, Abhandlungen*, **172**: 219-244.

Holser, W.T., Schauonlaub, H.P., Attrep, M., Boeckelmann, K., Klein, P., Magaritz, M., Orth, C.J., Fenninger, A., Jenny, C., Kralik, M., Mauritsch, E., P., J.M., Schramm, Stattegger, K. And Schmoller, R., 1989, A unique geochemical record at the Permo-Triassic boundary, *Nature*, **337**: 39-44.

Hotinski, R.M., Bice, K.L., Kump, L.R., Najjar, R.G., Arthur, M.A., 2001, Ocean Stagnation and end-Permian anoxia, *Geology*, **29**: 7-10.

Hounslow, M.W., Mørk, A., Peters, C., Weitschat, W., 1996, Boreal Lower Triassic magnetostratigraphy from Deltadalen, central Svalbard, *Albertiana*, **17**: 3–10.

Hsü, J., 1976, Discovery of *Glossopteris* flora in southern Xizang and its significance to geology and paleogeography, *Scientia Geologica Sinica*, **4**: 323-331.

Hsü, K., 1983, Actualistic Catastrophism Address of the retiring president of the International Association of Sedimentologists, *Sedimentology*, **30**: 3-9.

Hsü, K.J., 1989, Rare events, mass extinction and evolution: Introduction, *Historical Biology*, **2**:1-4.

Hsü, K.J., Li, J.L., Chen, H.H., Wang, Q.C., Sun, S., Şengör, A.M.C., 1990, Tectonics of South China: key to understanding of west Pacific geology, *Tectonophysics*, **183**: 9-39.

Huang, T.K., 1932, The Permian formations of southern China, *Memoirs of the Geological Survey of China*, Series A **10**:1-40.

Huey, R.B. and Ward, P.D., 2005, Hypoxia, global warming and terrestrial late Permian extinctions, *Science*, **308**: 398-401.

Hutchison, C.S., 1989, Geological Evolution of South-east Asia. Clarendon Press, Oxford, p. **238**: 241-244.

Îanovici, V., Giuşcă, D., Mutihă, V., Mirăută, O., Chiriac, M., 1961, Guides Des Excursions D. Dobrogea, Association Géologique Carpato-Balkanique. V. Congrès: 4-19 Septembre 1951, Bucarest.

Ishiga, H., Kito, T., Imoto, N., 1982, Late Permian radiolarian assemblages in the Tamba district and an adjacent area, southwest Japan, *Earth Science*, **36**(1): 10-22.

Isozaki, Y., 1997, Permo-Triassic Boundary Superanoxia and Stratified Superocean: Records from Lost Deep Sea, *Science*, **276**: 235-238.

Isozaki, Y., Yao, J. X., Matsuda, T., Sakai, H., Ji, Z. S., Simizu, N., Kobayashi, N., Kawahata, H., Nishi, H., Takano, M., Kubo, T., 2004, Stratigraphy of the Middle-Upper Permian and lowermost Triassic at Chaotian, Sichuan, China, *Proceedings of the Japanese Academy*, **80**(B): 10-16.

Jenkyns, H.C., 1980, Cretaceous anoxic events: from continents to oceans, *Journal of the Geological Society*, London, **137**: 171–188.

Jenkyns, H.C., 1988, The early Toarcian (Jurassic) anoxic event; stratigraphic, sedimentary and geochemical evidence, *American Journal of Science*, **288**: 101-151.

Jenny, J. and Stampfli, G., 1978, Lithostratigraphie du Permien de l'Elbruz oriental en Iran, *Eclogae Geologicae Helveticae*, **71** (3): 551-580.

Jin, Y.G., Shen, S.Z., Zhu, Z.L., Mei, S.L., Wang, W., 1996, The Selong Xishan section, candidate of the global stratotype section and point of the Permian-Triassic boundary, in *The Palaeozoic-Mesozoic Boundary Candidates of the Global Stratotype Section and Point of the Permian-Triassic Boundary*, Ed. Yin, H.F., China University of Geosciences Press, Wuhan, pp. 127–137.

Jin, Yu-gan, Wardlaw, B.R., Glenister, B.F., and Kotlyar, G.V., 1997, Permian chronostratigraphic subdivisions, *Episodes*, **20**: 108-115.

Jin, Y.G., Wang, Y., Wang, W., Shang, Q.H., Cao, C.Q., Erwin, D.H., 2000, Pattern of marine mass extinction near the Permian-Triassic boundary in South China, *Science*, **289**: 432-435.

Jin, Y., Henderson, C.M., Wardlaw, B., Glenister, B.F., 2001, A Commentary on the proposal for the GSSP for the Guadalupian/Lopingian Boundary, *Permophiles*, **38**: 30-35.

Jukes-Browne, A.J., 1902, The Student's Handbook of Stratigraphical Geology, p. 276

Kaiho, K., Kajiwarra Y., Nakano, T., Miura, Y., Kawahata, H. Ve diğ., 2001, End-Permian catastrophe by a bolide impact : evidence of a gigantic release of sulfur from the mantle, *Geology*, **29**: 815- 818.

Kajiwarra, Y., Yamakita, S., Ishida, K., Ishiga, H., Imai, A., 1994, Development of a largely anoxic stratified ocean and its temporary massive mixing at the Permo-Triassic boundary supported by the sulfur isotopic record, *Paleogeography, Palaeoclimatology, Palaeocology*, **111**: 367-379.

Katz, M.E., Pak, D.K., Dickens, G.R., Miller, K.G., 1999, The source and fate of massive carbon input during the latest Paleocene thermal maximum, *Science*, **286**: 1531-1533.

Kamo, S.L., Czamanske, G.K., Amelin, Y., Fedorenko, V.A., Davis, D.W., Trofimov, V.R., 2003, Rapid eruption of Siberian flood-volcanic rocks and evidence for coincidence with the Permian-Triassic boundary and mass extinction at 251 Ma., *Earth and Planetary Science Letters*, **214**: 75-91.

Kapoor, H.M., 1992, Permo-Trassic boundary of the Indian subcontinent and its intercontinental correlation, in *Permo-Triassic Events in the Eastern Tethys*, Eds. Sweet, W.C., Yang, Z.Y., Dickins, J.M., Yin, H.F., World and Regional Geology 2. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 21–36.

Kapoor, H.M., 1996, The Guryul Ravine section, candidate of the global stratotype and point (GSSP) of the Permian-Triassic boundary (PTB). in *The Paleozoic-Mesozoic Boundary. Candidates of the Global Stratotype Section and Point of the Permian-Triassic boundary*, Ed. Yin, H.F., China University of Geosciences Press, Wuhan, pp. 99–110.

Karpinki, 1874, Geologiçeskie Isledovaniya v Orenburgskom Kraye, in Karpinski, A.P., 1939, Travaux Scientifiques II, Édition De L'Académie Des Sciences De L'URSS, Moscow-Leningrad, pp. 211-261.

Karpinski, 1889, Über die Ammoneen der Artinsk-Stufe und einige mit denselben verwandte carbonische Formen, Memoir Imperfial Academy of Science, St. Petersburg ser, **7 37(2)**: 104.

Kato, Y., Nakao, K., Isozaki, Y., 2002, Geochemistry of Late Permian to Early Triassic pelagic cherts from southwest Japan: Implications for an oceanic redox change, *Chemical Geology*, **182**: 15-34.

Kauffman, E.G., 1986, High resolution event stratigraphy: regional and global Cretaceous bio-events, In *Global Bio-events*, Ed. Walliser, O.H., pp. 151-246, Princeton University Press, Princeton.

Kauffman, E.G., 1988, The dynamics of marine stepwise mass extinction, In, *Paleontology and Evolution, Extinction events*, Eds., Lamolda, M.a., Kauffman, E.G., Walliser, O.H., *Revista Española de Paleontología*, No. Extraordinario, 57-71.

Kauffman, E.G. & Harries, P.J., 1996, The importance of crisis progenitors in recovery from mass extinction, *Geological Society of America Special Publication*, **102**: 15-39.

Kemp, T.S., 1999, *Fossils and Evolution*, Oxford University Press, Oxford, p. 290.

Kennedy, W.Q., 1964, The structural differentiation of Africa in the Pan-African (± 500 m.y.) tectonic episode, *8th Annual Report, Res. Inst. Afr. Geol.*, University of Leeds, 48-49.

Kennedy, M.J., Christie-Blick, N., Sohl, L.E., 2001, Are Proterozoic cap carbonates and isotopic excursions a record of gas hydrate destabilization following the Earth's coldest intervals?, *Geology*, **29**: 443- 446.

Ketner, K.B. & Wardlaw, B.R., 1981, Permian and Triassic rocks near Quinn River Crossing Humboldt county, Nevada, *Geology*, **9**: 123-126.

Kidder, D.L. and Worsley, T.r., 2004, Causes and consequences of extreme Permo-Triassic warming to globally equable climate and relation to Permo-Triassic extinction and recovery, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **203**: 207-237.

Kiehl, J.T. & Shields, C.A., 2005, Climate simulation of the latest Permian: Implication for mass extinction, *Geological Society of America*, **33**(9): 757-760.

- King, G.M., 1991, terrestrial tetrapods and the end-Permian event: a comparison of analyses, *Historical Biology*, **5**: 239-255.
- Kiparisova, L.D., Popov, Y.D., 1956, Subdivision of the lower series of the Triassic System into stages, *Transactions of USSR Academy of Sciences Nauka*, **109**: 842-845.
- Knoll, A.H., 1984, Patterns of extinction in the fossil record of vascular plants, In *Extinctions*, Nitecki, M.H., pp. 23-68, University of Chicago Press, Chicago.
- Knoll, A.H., Bambach, R.K., Grotzinger, J.P., Canfield, D., 1996, Comparative Earth history and late Permian mass extinction, *Science*, **273**: 452-457.
- Kobayashi, F., Martini, R., Rettori, R., Zaninetti, L., Ratanasthien, B., Saegusa, H., Nakaya, H., 2006, Triassic foraminifers of the Lampang Group (Northern Thailand). *Journal of Asian Earth Sciences*, **27**: 312-325.
- Kozur, H., 1988, The Permian of Hungary, *Z. Geol. Wiss.*, **16**(11-12): 1107-1115.
- Kozur, H., 1989, Neue Ostracoden-Arten aus dem oberen Mittelkarbon (höheres Moscovian), Mittel und Oberperm des BükkGebirges (N-Ungarn), *Geologische und Paläontologische Mitteilungen Innsbruck*, **2**: 1-145
- Kozur, H., 1998, Some aspects of Permian-Triassic boundary (PTB) and of the possible causes for the biotic crisis around this boundary, *Paleogeography, Palaeoclimatology, Palaeocology*, **143**: 227-72.
- Kozur, H., 2003, Integrated Permian ammonoid, conodont, fusulinid, marine ostracod and radiolarian biostratigraphy, *Permophiles*, **42**: 24-32.
- Kozur, H. and Mock, R., 1977, Conodonts and Holothurian sclerites from the Upper Permian and Triassic of the Bükk Mountains (North Hungary), *Acta Mineralogica-Petrographica*, **23**(1): 109-126.
- Krull, E.S. ve Retallack, G.J., 2000, $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ chemostratigraphy of the Permian-Triassic boundary: evidence for methane release, *Geological Society of America Bulletin*, **112**(9): 1459-1472.

- Krull, E.S., Retallack, G.J., Campbell, H.J., Lyon, G.L., 2000, $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ chemostratigraphy of the Permian-Triassic boundary in the Maitai Group, New Zealand: evidence for high-latitude methane release, *New Zealand Journal of Geology & Geophysics*, **43**: 21-32.
- Kummel, B. and C. Teichert, 1966, Relations between the Permian and Triassic formations in the Salt and Trans –Indus Ranges, West Pakistan, *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*, **125**: 297-333.
- Kummel, B. and C. Teichert, 1970, Stratigraphy and paleontology of the Permian-Triassic Beds, Salt Range and Trans-Indus Ranges, West Pakistan, *University of Kansas, Department of Geology, Special Publication*, **4**: 1-110.
- Kummel, Bernhard, Teichert, Curt. 1970, Stratigraphy and Paleontology of the Permian-Triassic Boundary Beds, Salt Range and Trans-Indus Ranges, West Pakistan, in *Stratigraphic Boundary Problems: Permian and Triassic of West Pakistan*, Eds Kummel, B., Teichert, C, The University Press of Kansas, p.1-111.
- Kump, L.R., 2005, The geochemistry of mass extinction, in *Treatise on Geochemistry*, Eds. Holland, H.D., Turekan, K.K , **7**: 351-367.
- Kump, L.R., Pavlov, A., Arthur, M.A., 2005, Massive release of hydrogen sulfide to the surface ocean and atmosphere during intervals of oceanic anoxia, *Geology*, **33**: 397-400.
- Landis, C. A., 1980, Little Ben Sandstone, Maitai Group (Permian): nature and extent in the Hollyford-Eglinton region, South Island, New Zealand, *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, **23**: 551-567.
- Leven, E.Y., 1997, Permian stratigraphy and Fusulinida of Afganistan with their paleogeographic and paleotectonic implications, *Geological Society of America Special Paper*, **316**: 1-135.
- Librovich, L.S., Modzalevskaya, E.A., Nalivkin, D.V., Ovechkin, N.K., Rotay, A.P., T.N., Spigharsky, 1959, *Lexique Stratigraphique International*, II, U.R.S.S., fascicule 4. p. 475.

Liu, Y.-G., Miah, M.R.U., Schmitt, R.A., 1988, Cerium: a chemical tracer for paleo-oceanic redox conditions, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **52**: 1361–1371.

Loeblich, Jr. A. R. ve Tappan, H., 1988, Foraminiferal genera and their classification, Von Nostrand Reinhold Comp., New York, p. 970+ 842.

Looy C.V., Van Konijnenburg-Van Cittert J.H.A. and Visscher H., 2000, On the ecological success of isoetalean lycopsids after the end-Permian biotic crisis, *LPP Contributions Series*, **13**: 63-70.

Looy C.V., Twitchett R.J., Dilcher D.L., Van Konijnenburg-Van Cittert J.H.A. and Visscher H., 2001. Life in the end-Permian dead zone, *Proceedings National Academy of Science, USA*, 98: 7879-7883.

Looy, C.V., Collinson, M.E., Van Konijnenburg-Van Cittert, J. H.A., Visscher, H., Brain, A.P.R., 2005, The ultrastructure and botanical affinity of end-Permian spore tetrads, *International Journal of Plant Sciences*, **166**: 875-887.

Lyell, C., (1832) 1991, *Principles of Geology*, II. Cilt, Murray, London (reprinted by University of Chicago Press, Chicago and London), lviii+xv+511.

Mac Arthur, R.H. and Wilson, E.O. 1967, *The Theory of Island Biogeography*, Princeton University Press, p.224.

Malkowski, K. & Hoffman, A. 1979, Semi-quantitative facies model for the Kapp Starostin Formation (Permian), Spitsbergen, *Acta Palaeontologica Polonica*, **24**: 217–30.

Malthus, T.R., (1826) 1986, *An Essay on the Principle of Population*, the Sixth Edition (1826) with Variant Readings from the Second Edition (1803), Ed., E.A.Wrigley and D. Souden, W. Pickering, London, **2**, p. 18+xv+711.

Mangerud, G. & Konieczny, R. M. 1993, Palynology of the Permian succession of Spitsbergen, Svalbard. *Polar Research*, New series **12** :65–93.

Marcou, M.J., 1859, *Dyas et Trias ou le Nouveau Grès Rouge en Europe dans l’Amerique du Nord et dans l’Inde*, Archiv des Sciences de la Bibliothèque Universelle, Genève (Ramboz et Schuchardt), p. 63

Marcoux, J., and Baud, A., 1986, The Permo-Triassic boundary in the Antalya Nappes (western Taurides, Turkey), In *Permian and Permian-Triassic boundary in the South-Alpine segment of the western Tethys; proceedings of a conference and additional reports.*, Ed. Cassinis, G., Memorie della Societa Geologica Italiana: Rome, Italy, Societa Geologica Italiana, p. 243-252.

Marcoux, J., Baud, A., Ricou, L.E., Bellion, Y., Besse, J., Gaetani, M., Gallet, Y., Guirard, R., Krystyn, L., Moreau, C., Theveniaut, H., 1993. Late Anisian palaeoenvironments (237-234), in *Atlas Tethys, Palaeoenvironmental Maps. Maps.* Dercourt, J., Ricou, L.E., Vrielynck, Beicip-Franlab, Rueil-Malmaison.

Matte,P., 1991, Accretionary history and crustal evolution of the Variscan belt in Western Europe, *Tectonophysics*, **196**(3-4): 309-337

Matte, P., 2002, Variscides between the Appalachians and the Urals: Similarities and differences between Paleozoic subduction and collision belts, In *Variscan Appalachian Dynamics: The Building of the Late Paleozoic Basement*, Eds. Catalán, J.R.M, Hatcher, Jr., R. D., Arenas, R., García, F.D, *The Geological Society of America Special Paper*, **364**: 239-251.

McArthur, J.M., and Howarth, R.J., **2004**, Strontium isotope stratigraphy, in, *A geologic time scale 2004*, Eds. Gradstein, F.M., Ogg, J.G., and Smith, A.G., , Cambridge University Press, p. 96-105.

McKerrow, W. S., and Ziegler, A. M., 1972, Paleozoic oceans, *Nature Physical Science*, **240**: 92-94.

McKerrow, W. S., Mac Niocaill, C. Ahlberg, P. E. Clayton, G. Cleal, C. J. & Eager, R. M. C. 2000, The late Palaeozoic relations between Gondwana and Laurussia, in *Orogenic Processes: Quantification and Modelling in the Variscan Belt*, Eds. Franke, W., Haak, V., Oncken, O. & Tanner, D., Geological Society, London, Special Publications, **179**: 9–20.

McKinney, M.L., 1990, Trends in body-evolution, in *Evolutionary trends*, Ed. McNamara, K.J., University of Arizona Pres, Tuscon, pp. 75-118.

McKinney, M.L., 1995, Extinction selectivity among lower taxa: Graditional patterns and rarefaction error in extinction estimates, *Paleobiology*, **21**: 300-313.

Mertmann, D., 2003, Evolution of the marine Permian carbonate platform in the Salt Range (Pakistan), *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **191** (3-4): 373-384.

Metcalf, I., 1999, The ancient Tethys oceans of Asia: How many? How old? How deep? How wide? *UNEAC Asia Papers*, No.1, ss.1-9

Milom, C.V., Rigby, S., 2000, Origins, evolution, and diversification of zooplankton, *Annual Review of Ecology and Systematics*, **31**: 293-313.

Mitchell, N., Rachelle, K., Payne, J.L., Lehrmann, D.J., Sano, H., Demir, A., Wei, J., 2007, Environmental conditions during recovery from the end-Permian extinction: comparative analysis of carbon isotope data from China, Japan and Turkey, *Joint South-Central and North-Central Sections, both conducting their 41st Annual Meeting* (11–13 April 2007). (Abstract).

Molles, M.C., 2005, Ecology: concepts and application, 3.ed., McGraw Hill, New York, p. 622.

Mundil, R., Ludwig, K.R., Metcalfe, I., Renne, P.R., 2004, Age and timing of the Permian mass extinctions: U/Pb dating of closed-system zircons, *Science*, **305**: 1760–1763.

Munier-Chalmas, E. and de Lapparent, A., 1893, Note sur la nomenclature des terrains sédimentaires, *Bulletin Société Géologique de France*, **21**: 438–488.

Murchison, R.I., The Permian System (Letter to M. Fischer de Waldheim, ex-President of the Society of Naturalists of Moscow from Philosophical Magazine, Third Series, Vol. XIX, 1841), Reprinted in *A Source Book in Geology*, 1937., McGraw-Hill Book Company, New York, p.247-249

Nakazawa, K., Kapoor, H.M., 1981, The Upper Permian and Lower Triassic Faunas of Kashmir, *Palaeontol. Indica New Ser.*, **46**: 1-191.

Newman, M., 2001, A new Picture of life's history on Earth, *Proceedings National Academy of Science*, p. 5956.

- Noble, P., Renne, P., 1990, Paleoenvironmental and Biostratigraphic Significance of Siliceous Microfossils of the Permo- Triassic Redding Section, Eastern Klamath Mountains, California, *Marine Micropaleontology*, **15**: 379-391.
- Norin, E., 1976, Geotettonica Delle Zone Orogeniche Del Kashmir Himalaya Karakorum-Hindu- Kush-Pamir. *Accademia Nazionale Dei Lincei*, 245-264
- Norin, E., 1978, The relationships between the Tibetan Platform and the Tarim Basin. *Bulletin of The Geological Institutions of The University of Uppsala. N.S.*, **8**: 17-34.
- Nielsen, J.K. & Shen Y., 2004, Evidence for sulfidic deep water during the Late Permian in the East Greenland Basin, *Geology*, **32**: 1037-1040.
- Ogg, G.J., 2004, The Triassic Period, In *The Geological Time Scale 2004*, Eds. Gradstein, F., Ogg, J., Smith, A., Cambridge University Press, pp. 271-307.
- Okay, A. İ., Şengör, A. M. C. and Shu, S. T., 1989, Coesite from the Dabie Shan eclogites, central China, *European Journal of Mineralogy*, c. 1, pp. 595-598.
- Olson, E.C, 1982, Extinctions of Permian and Triassic nonmarine vertebrates, *Geological Society of America*, Special Paper, **190**: 501-511.
- Olson, E.C., 1989, Problems of Permo-Triassic terrestrial vertebrate extinctions, *Historical Biology*, **2**: 17-35.
- Ota, A., Isozaki, Y., 2006, Fusuline biotic turnover across the Guadalupian-Lopingian (Middle- Upper Permian) boundary in mid-oceanic carbonate buildups: Biostratigraphy of accreted in Japan, *Journal of Asian Earth Sciences*, **26**: 353-368.
- Ovtcharova, M., Bucher, H., Schaltegger, U., Galfetti, T., Brayard, A., Guex, J., 2006, New Early to Middle Triassic U-Pb ages from South China: Calibration with ammonoid biochronozones and implications for the timing of the Triassic biotic recovery, *Earth and Planetary Science Letters*, **243**: 463- 475.
- Owen, S. R., 1991, Ammonoids in the Stephens Formation (Upper Maitai Group), Nelson, *Geological Society of New Zealand Miscellaneous Publication*, **59A**, 109 (Abstract).

Owen, S. R., 1992, Permian limestone olistoliths, Stephens Formation, Nelson, *Geological Society of New Zealand Miscellaneous Publication*, **63A**, 121 (Abstract).

Pawlowska, K., 1970, The Upper Permian (Zechstein): The Góry Świętokryskie and the Carpathian Foreland, In *Geology of Poland*, vol I, part 1, Wydawnictwa Geologiczne, Warsaw, s 651+1.

Pawlowska, K., 1970, The Upper Permian (Zechstein): The Góry Świętokryskie and the Carpathian Foreland, In *Geology of Poland*, vol I, part 1, Wydawnictwa Geologiczne, Warsaw, p. 651+1.

Pakistan-Japanese Working Group (PJWG), 1985, Permian and Triassic systems in the Salt Range and Surghar Rang, Pakistan, In *The Tethys, Her Palaeogeography and Palaeobiogeography from Palaeozoic to Mesozoic*, Eds. Nakazawa, K., Dickins, J.M., Tokai University Press, Tokyo, pp. 221–312.

Patterson, C. & Smith, A.B., 1987, Is the periodicity of extinctions a taxonomic artefact?, *Nature*, **330**: 248-251.

Perch-Nielsen, K., Bromley, R.G., Birkenmajer, K. & Aellen, M. 1972, Field observations in Palaeozoic sediments of Scoresby Land and northern Jameson Land, *Rapport Grønlands Geologiske Undersøgelse*, **48**: 39 – 59.

Peryt, T.M and Peryt, D., 1977, Zechstein foraminifera from the Fore-Sudetic monocline area (West Poland) and their palaeocology, *Ann. Soc. Pol. Géol. Pol.* **XLVII**, 301-326.

Pešić, L., Ramovs, A., Sremac, J. Pantić-Prodanović, S., Filipović, Kovács, S. & Pelikán, P., 1986, Upper Permian Deposits of the Jadar Region and Their Position Within the Western Paleotethys, *Memoire Della Società Geologica Italiana*, **36**: 211-219.

Phillips, J., 1860, Life on the Earth: Its Origin and Succession, Macmillan and Co., London, p. x+224.

Pianka, E.R., 1970, On r and K selection, *American Naturalist*, **102**: 592-597.

Pianka, E.R., 1972, r and K selection or b and d selection, *American Naturalist*, **106**: 581-588.

- Pillai, D. D. L., Landis, C. A., Cook, N. D. J., Campbell, H. J., 1991, Permian ammonoids from the Greville Formation, Upukerora Valley, Southland, *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, **34**: 365-372.
- Pitrat, C.W., 1973, Vertebrates and Permo-Triassic extinction, *Palaogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **14**: 249-264.
- Pozaryski, W. & Brochwich-Lewinski, W., 1978, On the Polish through, *Geologie en Mijnbouw*, **57**: 545-557.
- Primack, R.B., 2002, Essentials of Conservation Biology, 3. Ed., Sinauer Associates, Sunderland, MA, p. 698.
- Ptolemaeus, C., 1482, Cosmographia: Lienhart Holl, Ulm, folio baskı, sayfalar numaralanmamış.
- Ramovs, A., 1986, Marine development of the Upper Permian in the type of Karavanke Mountains and the Scythian, in *Permian and Permian- Triassic boundary in the South Alpine segment of the Western Tethys*, Italian IGCP 203 Group Members, Excursion Gidebook, 43-53.
- Rampino, M.R. and Haggarty, B.M., 1996, The “Shiva Hypothesis”. Impacts, mass extinctions and the galaxy, *Earth, moon and Planets*, **72**: 441-460.
- Raup, D.M. 1979, Size of the Permo-Triassic bottleneck and its evolutionary implications, *Science*, **206**, 217
- Raup, D.M. and Sepkoski, J.J. Jr., 1982, Mass extinction in the marine fossil record, *Science*, **215**: 1501-1503.
- Raup, D.M. and Sepkoski, J.J. Jr., 1984, Periodicity of extinctions in the geologic past, *Proceedings National Academy of Science*, **81**: 801-805.
- Renne, P.R., Zichao, Z., Richards, M.A., Black, M.T., Basu, A.R., 1995, Synchrony and causal relations between Permian-Triassic boundary crises and Siberian flood volcanism, *Science*, **269**: 1413–1416.

Retallack, G.J., 1999, Postapocalyptic greenhouse paleoclimate revealed by earliest Triassic paleosols in the Sydney Basin, Australia, *Geological Society of America Bulletin*, **111**, p. 52–70.

Retallack, G.J., 2002, Carbon dioxide and climate over the past 300 Myr. *Royal Society of London Philosophical Transactions*, ser. A, **360**: 659-673.

Retallack, G.J., Smith, R.M.H., Ward, P.D., 2003, Vertebrate extinction across Permian-triassic boundary in Karoo Basin, South Africa, *Geological Society of America Bulletin*, **115**(9), 1133-1152.

Retallack, G.J., Metzger, C.A., Greaver, T., Jahren, A.H., Smith, R.M.H., Sheldon, N.D., 2006, Middle-late Permian mass extinction on land, *Geological Society of America Bulletin*, **115**(9): 1133-1152.

Rigby, S., & Milsom, C.V., 2000, Originis, evolution and diversification of Zooplankton, *Annual Review of Ecology and Systematics*, **31**: 293-313.

Romer, A.S., 1966, *Vertebrate Paleontology* (3. ed.), University of the Chicago Press, Chicago.

Romer, A.S. & Price, L.I., 1940, Review of the Pelicosauria, *Geological Society of America Special Papers*, **28**: 1-538.

Rosenzweig, M. L. 1995, *Species diversity in space and time*, Cambridge University Press, New York.

Rulter, P.C., Wolters, V., Moore, J.C. and Winemiller, K.O., 2005, Food Web Ecology: Playing Jenga and Beyond, *Science*, **309**: 68-71.

Ruzhencev, V. E., 1936, New data on the stratigraphy of the Carboniferous and Lower Permian deposits of the Orenburg and Aktyubinsk regions. Problems of Soviet, *Geology*, **6**: 470-506.

Ruzhencev, V. E., 1938, Ammonoids of Sakmarian stage and their stratigraphic significance, *Problems of Paleontology*, **4**: 1101-1104.

Ruzhencev, V.E., 1950, Type section and biostratigraphy of the Sakmariyen Stage. *Doklady Akademiyi Nauk USSR*, **29**, 223.

Ruzhencev, V. E., 1952, Biostratigraphy of the Sakmariyen Stage in the Aktyubinsk region of the Kazakh SSR. *Akademiya. Nauk USSR, Paleont. Inst. Trudy*, **42**, p. 90.

Ruzhencev, V.E., 1954, Asselian Stage of the Permian System. *Doklady Akadaemiya Nauk USSR, Seriya Geologicheskaya*, **99**(6): 1079-82.

Ruzhentsev, S.V., 1968, Tectonic development of the southeastern Pamir and the role of Horizontal movements in the formation of its alpine structure, Moscow, Nauka, s. 202.

Ryskin, G., 2003, Methane-driven oceanic eruptions and mass extinctions, *Geology*, **31**: 741-744.

Saccheri, L.M., Kuussaari, M., Kankare, P., Vikman, Fortelius, W., Hanski, I., 1998, Inbreeding and extinction in a butterfly metapopulation, *Nature*, **392**: 491-494.

Sadler, P. 1981, Sediment accumulation rates and the completeness of stratigraphic sections, *Journal of Geology*, **89**, 569-84.

Sashida, K. & Tonishi, K., 1985, Permian radiolarians from the Kanto Mountains, Central Japan – Some Upper Permian Spumellaria from Itsukaichi, western part of Tokyo Prefecture, *Science Rep. Inst. Geosci.*, Univ. Tsukuba, Sec. B, **6**: 1-19.

Sepkoski, J.J.Jr., 1981, A factor analytic description of the marine fossil record. *Paleobiology*, **7**: 36-53.

Sepkoski, J.J.Jr., 1982, A Compendium of fossil marine families, *milwaukee Public Museum Contributions in biology and Geology*, **83**:1-156.

Sepkoski, J.J.Jr., 1986, Phanerozoic overview of mass extinctions, in *Patterns of processes in the history of life*, Ed. Raup, D.M., Jablonski, D., pp. 277-295, Springer-Verlag, Berlin.

Sepkoski, J.J. Jr., 1997, Biodiversity: past, present, and future, *Journal Paleontology*, **71**: 533–539.

Shen, S.Z., Cao, Chang-Qun, Henderson, C.M., Wang, Xiang-Dong, Shi, Wang, Y., Wang, W., 2006, End-Permian mass extinction pattern in northern peri-Gondwanan region, *Palaeoworld*, **15**: 3-30.

Shen S., Yügan, J., 1999, Brachiopods from the Permian-Triassic boundary beds at the Selong Xishan section, Xizang (Tibet), China, *Journal of Asian Earth Sciences*, **17**: 547-559.

Shen, S.Z., Archbold, N.W. and Shi, G.R., 2001, A Lopingian (Late Permian) brachiopod fauna from the Quburga Formation at Shengmi in the Mount Qomolangma region of Southern Xizang (Tibet), China, *Journal of Paleontology*, **75**: 274-283.

Shen, S.Z., Shi, G. R., Archbold, N. W., 2003, Lopingian (Late Permian) brachiopods from the Quburga Formation at the Qubu section in the Mt. Qomolangma region, southern Tibet (Xizang), China, *Palaeontographica Abteilung A* **268**(1-3): 49-101.

Shen, S.-Z., Mu, Lin, Zakharov, Y.D., 2004, *Rhodoceras* (Permian Ammonoidea) from the Quburga Formation in the Mt. Everest Area in Southern Tibet. *Gondwana Research*, **7**(3): 863-869.

Shen, W., Lin, Y., Li, J., Wu, Y., Sun, Y., 2007, Pyrite framboids in the Permian-Triassic boundary section at Meishan, China: Evidence for dysoxic deposition, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **253** (3): 323-331.

Sheng, J. Z., Chen, C. Z., Wang, Y. G., Rui, L., Liao, Z. T., Yuji, B., Ishii, K. I., Nakazawa, K. ve Nakamura, K., 1984, Permian-Triassic boundary in middle and eastern Tethys: Journal of the Faculty of Science of Hokkaido University, Series IV, **21**: 133-181.

Sheng, J.-Z., Rui, L., Chen, C. Z., 1985, Permian and Triassic sedimentary facies and paleogeography of South China, In Nakazawa, K. and Dickins, J. M., Ed., The Tethys—Her Paleogeography and Paleobiogeography from Paleozoic to Mesozoic, Tokai University Press, Tokyo, ss. 59-80.

- Sherlock, R.L., 1948, *The Permo-Triassic Formations*, Hutchinson's Scientific & Technical Publications, London, p.367.
- Shi, G. R., Shen, S. Z., 1997, A Late Permian brachiopod fauna from Selong, Southern Xizang (Tibet), China, *Proceedings of the Royal Society of Victoria*, **109**(1): 37-56.
- Shumard, B.F., 1858, On Permian Rocks in Guadalupe Mountains, New Mexico: St. Louis Academy of Sciences, Transactions, **1**: 113-114.
- Siberling, N.J., Tozer, E.T., 1968, Biostratigraphic classification of the marine Triassic in North America, *Special Paper Geological Society of America*, **110**: 1-63.
- Signor, P.W., 1985, Real and apparent trends in species richness through time, In *Phanerozoic diversity pattern: profiles in macroevolution*, Ed. Valentine, J.W., ss.129-50, Princeton University Press, Princeton, NJ.
- Signor, P. W. & Lipps, J. H., 1982, Sampling bias, gradual extinction patterns, and catastrophes in the fossil record, In *Geological implications of impacts of large asteroids and comets on the Earth*, Eds. Silver, L.T. and Schultz, P.H., *Geological Society of America Special Publication*, **190**: 291-296.
- Simmons, M.D., BouDagher-Fadel, M.K., Banner, Whittaker, J.E., 1997, *Early Evolutionary History of Planctonic Foraminifera*, Chapman & Hall, p. 288.
- Smith, R.M.H., and Ward, P.D., 2001, Pattern of vertebrate extinctions across an event bed at the Permian-triassic boundry in the Karoo basin of South Africa, *Geology*, **29**: 1147-1150.
- Sperling, E.A., Ingle, J.C. Jr., 2006, A Permian- Triassic boundary section at Quinn River Crossing, northwestern Nevada, and implications for the cause of the Early Triassic chert gap on the western Pangean magrin, *Geological Society of America Bulletin*. **118** (5/6): 733-746.
- Stanley, S.M., Yang, X., 1996, A double mass extinction at the end of the Paleozoic era, *Science*, **266**: 1340-4.

- Stampfli, G.M., von Raumer, J., Borel, G.D., 2002, Paleozoic evolution of pre-Variscan terranes: From Gondwana to the Variscan collision, In *Variscan Appalachian Dynamics: The Building of the Late Paleozoic Basement*, Eds. Catalán, J.R.M, Hatcher, Jr., R. D., Arenas, R., García, F.D., *The Geological Society of America Special Paper*, **364**: 263-281.
- Staub, R., 1928, *Der Bewegungsmechanismus der Erde*, Gebrüder Borntraeger, Berlin.
- Stemmerik, L., Bendix-Almgreen, S.E. and Piasecki, S., 2001, The Permian–Triassic boundary in central East Greenland: past and present views, *Bulletin of the Geological Society of Denmark*, **48**: 159–167
- Stille, H., 1940, *Einführung in den bau Americas*, Gebruder Borntrager, Berlin, p. xx+790.
- Stodkstad, E., 2003, Ancient weapon of mass destruction: Methane Gas?, *Science*, **301**: 1168.
- Stratford, J.M.I., 1990, The nature and relations of the lower Maitai Group at West Dome. Unpublished, *MSc thesis*, University of Otago, Dunedin, New Zealand.
- Stuckenber, A.A., 1890, General geological map of Russia, Sheet 138; geological investigations in the northwestern area of the sheet, *Trudy Geol. Kom-ta*, **4**(2).
- Suess, E., 1893, Are great ocean depths permanent?, *Natural Science*, **2**: 180–187.
- Suess, E., 1883-1909, *Das Antlitz der Erde*, Tempsky-Freytag, Prag-Wien-Leipzig.
- Suess, H.D. & Boy, J.A., 1988, A procynosuchid cynodont from central Europe, *Nature*, **331**: 523-24.
- Sugiyama, K., 1992, Lower and Middle Triassic radiolarians from Mt. Kinkazan, Gifu prefecture, central Japan, *Trans. Proceeding Palaeontological Society of Japan., New Ser.*, **167**: 1180 – 1223.
- Şengör, A.M.C., 1979, Mid-Mesozoic closure of Permo-Triassic Tethys and its implications, *Nature*, **279**: 590-593.

- Şengör, A.M.C., 1983, Gondwana and "Gondwanaland": A discussion, *Geologische Rundschau.*, **72**: 397-400.
- Şengör, A.M.C., 1984, The Cimmeride orogenic system and the tectonics of Eurasia, *Geological Society of America Special Paper*, **195**: vii+82.
- Şengör, A. M. C., 1985, East Asian tectonic collage, *Nature*, **318**: 16-17.
- Şengör, A.M.C., 1986, Die Alpiden und Kimmeriden: die verdoppelte Geschichte der Tethys: Reply: *Geologische Rundschau*, **75**: 501-510.
- Şengör, A.M.C., 1990, A new model for the late Paleozoic-Mesozoic tectonic evolution of Iran and implications for Oman, in *The Geology and Tectonics of the Oman Region*, Eds. Robertson, A.H.F., Searle, M.P., Ries, A.C., *Geological Society Special Publication*, **49**, The Geological Society, London, pp. 797-831.
- Şengör, A.M.C., 1996, Die Alpiden und die Kimmeriden die verdoppelte Geschichte der Tethys: Reply, *Sonderdruck aus Geologische Rundschau*, **75** (2): 501-510.
- Şengör, A.M.C., 2000, Jeolojik Takvim, *Cogito*, **22**, s.44.
- Şengör, A.M.C., 2004, *Yaşamın Evrimi Fikrinin Darwin Döneminin Sonuna Kadarki Kısa Tarihi*, İTÜ Yayınevi, İstanbul, sf. 187.
- Şengör, A.M.C., 2006, Orogenic style, sea level, Sr isotopes and a brief history of the Earth for the last 600 million years, *Russian Geology and Geophysics*, **47**(1): 21-31.
- Şengör, A.M.C. & Hsü, K.J., 1984, The Cimmerides of Eastern Asia: History of the eastern end of Palaeo-Tethys, *Mémoire Société Géologique de France*, Nouvelle Série, **147**: 139-167.
- Şengör, A. M. C., Altın, D., Cin, A. Ustaömer, T. ve Hsü, K. J., 1988, Origin and assembly of the Tethyside orogenic collage at the expense of Gondwana-Land, in *Gondwana and Tethys*, Eds. Audley-Charles, M.G. and Hallam, A., *Geological Society of London Special Publication*, **37**: 119-181.

Şengör, A.M.C. & Natal'in, B. A., 1996. Palaeotectonics of Asia: Fragments of A Synthesis : In, Yin, A. and Harrison, M., eds., *The Tectonic Evolution of Asia*, Rubey Colloquium, Cambridge University Press, Cambridge, ss. 486-640

Şengör, A.M.C., Orogeny , sea-level and strontium isotopes: in Sklyarov, E.V., editor, *Structural and tectonic Correlation Across the Central Asia Orogenic collage: North-eastern Segment Project IGCP-480*, Irkutsk, pp.252-253.

Şengör, A.M.C. & Güven, S., 2007, Palaeo-Tethys and the Permian extinction, *1^{er} Symposium International de Paléobiogéographie*, Paris, Juillet 2007 (Résumé).

Şengör, A.M.C., Atayman, S., Özeren, S., Hüsrevoğlu, Y.S., 2007, Was Palaeo-Tethys the most effective killer in earth history?, *GSA Annual Meeting*, Denver, October 2007 (Abstract).

Teichert, C., 1990, Extinction Events in Earth History: The Permian-Triassic Boundary Revisited, in *Proceedings of the Project 216: Global Biological Events in Earth History*, Eds. Kauffman, E.G., Lecture Notes in Earth Sciences, **30**, Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg-New York.

Tozer, E.T., 1965, Lower Triassic stages and ammonoid zones of Arctic Canada, *Geological Survey of Canada Paper* **65**, 12.

Tozer, E.T., 1967, A Standart for Triassic Time, *Bulletin Geological Survey of Canada*, **156**: 1-103.

Tozer, E.T., 1984, *The Trias and Its Ammonoids: The Evolution of a Time Scale*, *Geological Survey of Canada Miscellaneous Report* 35, Ottawa, Geological Survey of Canada.

Trofimov, V.R., 2003, Rapid eruption of Siberian flood-volcanic rocks and evidence for coincidence with the Permian-Triassic boundary and mass extinction at 251 Ma, *Earth and Planetary Science Letters*, **214**: 75-91.

Trunkó, L., 1996, *Geology of Hungary*, Gebrüder Borntrager, Berlin-Stuttgart, viii+464.

Trümpy, R., 1960, Ueber die Perm-Trias-Grenze in Ostgrönland und über die Problematik stratigraphischer Grenzen (vorläufige Mitteilung), *Geologische Rundschau*, **49**: 97-103.

Twitchett, R.J., Looy, C.V., Morante, R., Visscher, H. and Wignall, P.B., 2001, Rapid and synchronous collapse of marine and terrestrial ecosystems during the end-Permian biotic crisis, *Geology*, **29**: 351 – 354.

Twitchett, R.J., Krystyn, L., Baud, A., Wheeley, J.R., Richoz, S., 2004, Rapid marine recovery after the end-Permian mass-extinction event in the absence of marine anoxia, *Geology*, **32**: 805-808.

Visscher, H., Brinkhuis, H., Dilcher, D.L., Elsik, W. C., Eshet, Y., Looy, C.V., Rampino, M., Traverse, A., 1996, The terminal Paleozoic fungal event: Evidence of terrestrial ecosystem destabilization and collapse, *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, **93**: 2155-2158.

Visscher, H., Looy, C.V., Collinson, M.E., Brinkhuis, H., van Konijnenburg-van Citter, J.H.A., Krüschner, W.M., Sephton, M.A., *Environmental mutagenesis during the end-Permian ecological crisis, Proceeding of the National Academy of Sciences of the United States of America*, **101**: 12952-12956.

von Alberti, F.A., 1834, *Beitrag zu einer Monographie des Buntern Sandsteins, Muschelkalks und Keupers und die Verbindung dieser Gebilde zu einer Formation*, Verlag der J.G. Cotta'schen Buchhandlung, Stuttgart and Tübingen, S. 326.

von Zittel, Karl Alfred, 1901, *History of Geology and Paleontology*, Walter Scott, xiii+ 562.

Waagen, W., 1889-1891, Salt Range Fossils: *Palæontographica Indica*, series 13, *Geological Results*, **4**, 242 p+12 plates.

Wang, H. Z., chief compiler, 1985, *Atlas of the Paleogeography of China*, Cartographic Publishing House, Beijing, p. xv+143+85+28+25.

Ward, P.D., Montgomery, D.R., Smith, R., 2000, South Africa related to the Permian-Triassic extinction, *Science*, **289**: 1740-1742.

Ward, P.D., Botha, J., Buick, R., De Kock, M. O., Erwin, D.H., Garrison, G.H., Kirschvink, J.L., Smith, R., 2005, Abrupt and gradual extinction among late Permian land vertebrates in the Karoo Basin, South Africa, *Science*, **307**: 709.

Wang, K., Geldsetzer, H.H.J., and Krouse, H.R., 1994, Permian-Triassic extinction: organic $\delta^{13}\text{C}$ evidence from British Columbia, Canada, *Geology*, **22**: 580–584.

Wardlaw, B.R., 2003, Global Guadalupian (Middle Permian) conodont correlation and distribution. *Permophiles*, **43**: 22

Wardlaw, B.R., Mei, S.L., 1999, Refined conodont biostratigraphy of the Permian and lowest Triassic of the Salt and Khizor Ranges, Pakistan, In *Proceedings of the International Conference on Pangea and the Paleozoic-Mesozoic Transition*, Yin, H.F., Tong, J.N., China University of Geosciences Press, Wuhan, pp. 154-156.

Wardlaw, B.R., Davydov, V. and Gradstein, F.M., 2004, The Permian Period, In *Geologic Time Scale of 2004*, Eds. Gradstein, F., Ogg, J., Smith, A., Cambridge University Press, pp. 249 – 270.

Waterhouse, J.B., 1964, Permian stratigraphy and faunas of New Zealand, *New Zealand Geological Survey Bulletin*, **72**.

Waterhouse, J.B., 1976, New occurrences of brachiopod and bivalve species from the Arthurton Group of south Otago and Southland, New Zealand, with comments on structure and stratigraphy, *Journal of the Royal Society of New Zealand*, **6**: 227-252.

Waterhouse, J.B., 1987, Stratigraphy and age of the ammonoid *Durvilleoceras woodmani* from the Greville Supergroup, New Zealand, *Geological Magazine*, **124**: 527-542.

Waterhouse, H.K., 1982, An early Djulfian (Permian) brachiopod faunule from Upper Shyok Valley, Karakorum Range, and the implications for dating of allied faunas from Iran and Pakistan, *Contribution to Himalayan Geology*, **2**: 188-233.

Wegener, 1912, Die Entstehung der Kontinente, *Geologische Bundschau*, **3**

- Wignall, P.B. and Hallam, A. 1992, Anoxia as a cause of the Permian/Triassic extinction: facies evidence from northern Italy and the western United States, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **93**: 21 – 46.
- Wignall, P.B., Twitchett, R.J., 1996. Ocean anoxia and the end-Permian mass extinction, *Science*, **272**: 1155-1158.
- Wignall, P.B., 1998, The Permo-Triassic transition in Spitsbergen: $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ chemostratigraphy, Fe and S geochemistry, facies, faunas and trace fossils, *Geological Magazine*, **135** (1): 47-62.
- Wignall, P.B. and Twitchett, R.J., 2002a, Permian–Triassic sedimentology of Jameson Land, East Greenland: incised submarine channels in an anoxic basin, *Journal of the Geological Society of London*, **159**: 691–703.
- Wignall, P.B., & Twitchett, R.J., 2002b, Extent, duration and nature of the Permian–Triassic superanoxic event, In *Catastrophic Events and Mass extinctions: Impacts and Beyond*, Eds. Koeberl, C., and MacLeod, K.G., Geological Society of America Special Paper, **356**: 395–413.
- Wignall, P.B., and Newton, R., 2003, Contrasting deep-water records from the Upper Permian and Lower Triassic of South Tibet and British Columbia: Evidence for a diachronous mass extinction, *Palaaios*, **18**: 153-167.
- Wignall, P.B., Newton, R., Brookfield, M.E., 2005, Pyrite framboid evidence for oxygen-poor deposition during the Permian–Triassic crisis in Kashmir, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **216**: 183 – 188.
- Wonganan, N. and Caridroit, M., 2006, Middle to Upper Permian radiolarian faunas from chert blocks in Pai area, northwestern Thailand, *Eclogae Geologicae Helvetiae*, **99**(1): 133-139.
- Wood, R., 1998, The ecological evolution of reefs, *Annual Review of Ecology and Systematics*, **29**: 179-206.
- Wu, Y.S., 2006, Ecological selection in end-Permian mass extinction and its climatic implication, *Earth & Life*, **1**(1): 16-30.

Wu, Y., S., Yang W., Jiang, H. X., Fan, J. S., 2007, Temporal Pattern of Oceanic Anoxia across the Permian-Triassic Boundary, *Earth & Life* , **1**(2): 15-22.

Yang, Z., Shunbao, W., Hongfu, Y., Guirong, X., Zhang, K., 1991, *Permo-Triassic Events of South China*, Geological Publishing House, Beijing, p. 96-126.

Yang, F.Q. & Wang, H.M., 1999, Ammonoid recovery after end-Permian mass extinction in South China, In *Proceedings of the international conference on Pangea and the Paleozoic-Mesozoic transition*, China University of Geosciences Press, 64-68.

Yin, H. F., Yang, F. Q., Zhang, K.X. ve Yang, W. P., 1986, A proposal to the biostratigraphic criterion of Permian/Triassic boundary, *Memorie della Società Geologica Italiana*, **34**: 329-344.

Yin, H. F., Zhang, K. X., Tong, J. N., Yang, Z. Y. and Wu, S. B., 2001, The global stratotype section and point (GSSP) of the Permian-Triassic boundary, *Episodes*, **24**: 102-114.

Zakharov, Y.D., Shigata, Y., Popov, A.M., ve diğ., 2000, The Candidates of global stratotype of the boundary of the Induan and Olenekian stages of the Lower Triassic in Southern Primorye, *Albertiana*, **24**: 12-26.

Zakharov, Y.D., Shigata, Y., Popov, A.M., ve diğ., 2002, Triassic ammonoid succession in South Primorye. 1, Lower Olenekian *Hedenstroemia bosphorensis* ve *Anasibirites nevolini* Zones, *Albertiana*, **27**: 42-64.

Zhang, Y. & Kling, G.W., 2006, Dynamics of Lake Eruptions and Possible Ocean Eruptions, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **34**: 293-325.

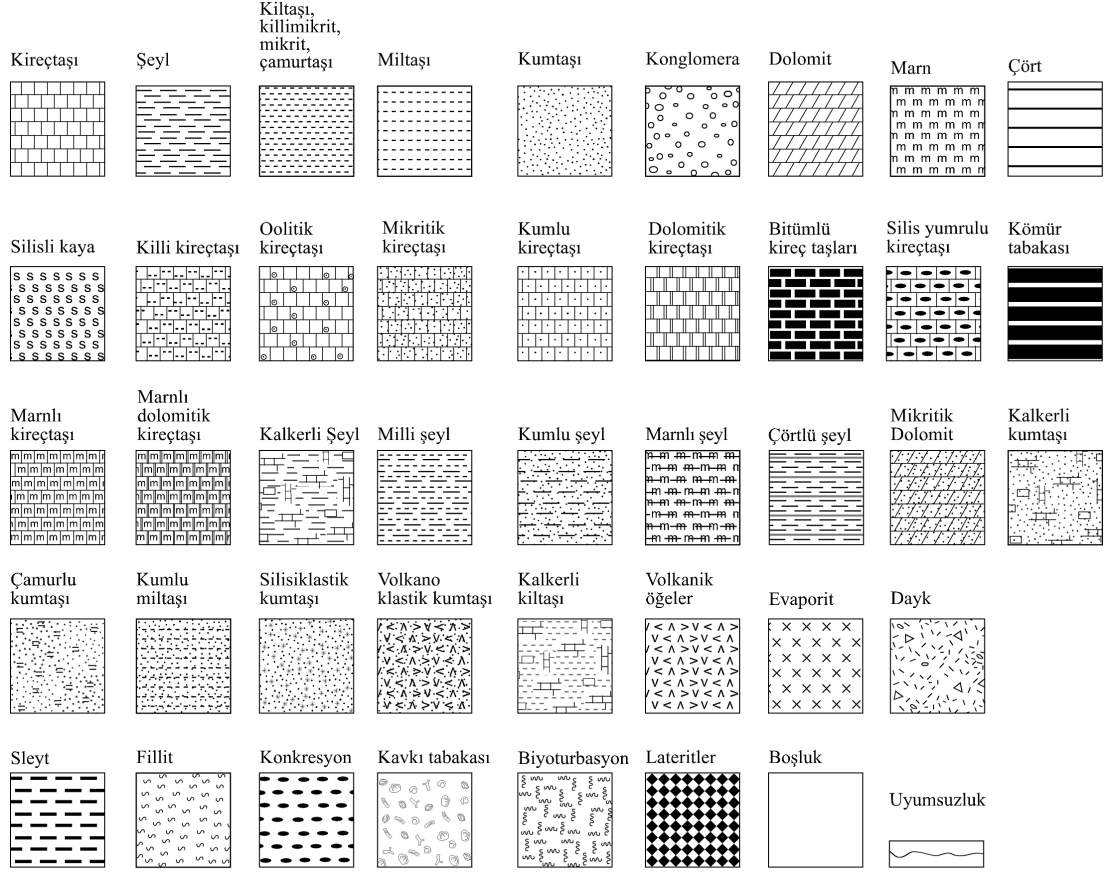
Ziegler, A.M., 1990, Phytogeographic patterns and continental configurations during the Permian Period, in *Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography*, Eds. W.S. McKerrow, W.S., Scotese, C.R., Geological Society Memoir, **12**: 363- 379.

Ziegler, P.A., 1988, Evolution of the Arctic- North Atlantic and the Western Tethys, *AAPG Memoir* **43**, The American Association of Petroleum Geologists, Oklahoma, viii+198.

Ziegler, A.M., Eshel, G., McAllister Rees, P., Rothfus, T.A., Rowley, D.B.,
Sunderlin, D., 2003, Tracing the tropics across land and sea: Permian to present,
Lethaia, 36: 227-254.

EKLER

.1. Kesitler için lejant



RTY Retiyen
 NOR Noriyen
 KRN Karniyen
 LAD Ladiniyen
 ANS Anisiyen
 OLK Olenek
 İND İnduan
 GRİ Griesbachiyen
 CHNG Changhsingiyen
 WCH Wuchiapingiyen
 KAP Kapitaniyen
 WOR Wordiyen
 ROD Rodiyen.
 KUN Kunguryen.
 ART Artinskiyen.
 SAK Sakmariyen
 ASS Asseliyen

① Tanetaşı
 ② Vaketaşı
 ③ Bağtaşı
 ④ 'Calculitite'
 ⑤ Dismikrit
 ⑥ Hematit
 ⑦ Pirit

.2.

PALAEO-TETHYS AND THE PERMIAN EXTINCTIONS

SENGÖR, A.M. Celâl¹, ATAYMAN, Saniye², (1) Jeoloji Bölümü, İstanbul Teknik Üniversitesi, Ayazaga, İstanbul, 34469, Turkey, sengor@itu.edu.tr, (2) Avrasya Yerbilimleri Enstitüsü, İstanbul Teknik Üniversitesi, 1^{er} Symposium International de Paléobiogéographie, Paris, 10-13 Juillet 2007 (Résumé).

Tethys is no longer what it was to the man who named it, namely Eduard Suess. Suess simply pointed out that there was a seaway that stretched from Spain to Southeast Asia in the Mesozoic and that its place is now taken by the Alpine-Himalayan mountain ranges. He wrote that it was an ocean and pointed out that it must have had a structure not dissimilar to what we today see in the Mediterranean and the Atlantic Ocean. This state of affairs lasted until 1973, when Alan Smith pointed out that all Tethyan Oceans he could identify were Triassic or younger and that the late Palaeozoic ocean separating Laurasia and Gondwana-Land demanded by the mobilist reconstructions could not be found. The ocean that Smith could not find was later discovered to have lain north of what most people until then called the Tethys. The remnants of this old sea, now called Palaeo-Tethys, are located in northern Turkey, Transcaucasia, northern Iran, central Afghanistan, northern and central Tibet, southeasternmost China and southeast Asia. Especially in eastern and southeastern Asia, Palaeo-Tethys seems to have been multi-branched including a number of continental fragments calved off Gondwana-Land since the Devonian. Various reconstructions portray these fragments as free-floating continental platforms within Palaeo-Tethys. However, it is clear that North China had collided with the southern arm of the Tuva-Mongol fragment in the latest Permian. Along the Qin-Ling and the Dabie Shan mountain range, North and South China had already collided in the latest Permian and collisional convergence was continuing in the early Triassic. South China was mainly in two pieces until the end of the Permian and at least Yangtze had either collided or was about to do so with Annamia in the latest Permian. Annamia in turn may have collided with Sibumasu in the latest Permian or at least their accretionary complexes had already touched since we have no late Permian deep sea rocks preserved along the Nan-Uttaradit-Sra-Kaeo suture.

What emerges from this tectonic review is that there was no place in the east where Palaeo-Tethys had deep-sea connexion with Panthalassa! Only in Oman and east Iran there must have been a deep sea-connexion with Neo-Tethys and Neo-Tethys in turn was connected to Panthalassa. What we thus had in the late Permian was a world

with two major oceanic realms, Panthalassa and Palaeo-Tethys with essentially no oceanic connexion between them. We term this condition Ptolemaic (after the great Alexandrian astronomer and geographer), because Ptolemy thought that the world had two oceanic lakes: the Atlantic and the Indian Oceans.

When one looks at the late Permian deposits Palaeo-Tethys one sees a predominance of black shales. It seems that the closed ocean Palaeo-Tethys had turned anoxic and this anoxia may have spilled over into Panthalassa, poisoning the world ocean. Imagine a giant Black Sea spilling into the Mediterranean in a major discharge. One of these spillways may have been Neo-Tethys and indeed we have black shales around it too in the late Permian. Another spilling may have occurred in the medial to late Permian transition via eastern Greenland rifts.

If late Permian extinctions are a result of anoxia, then the closed Palaeo-Tethys may have been their ultimate source.

.3.

WAS PALAEO-TETHYS THE MOST EFFECTIVE KILLER IN EARTH HISTORY?

SENGÖR, A.M. Celâl¹, ATAYMAN, Saniye², ÖZEREN, Sinan¹, and HUSREVOGLU, Y. Sinan³, (1) Jeoloji Bölümü, Istanbul Teknik Üniversitesi, Ayazaga, Istanbul, 34469, Turkey, sengor@itu.edu.tr, (2) Avrasya Yerbilimleri Enstitüsü, Istanbul Teknik Üniversitesi, Ayazaga, Istanbul, 34469, Turkey, (3) CCPO, Old Dominion University, 768 W 52nd Street, Norfolk, VA 23508 2007 GSA Annual Meeting, Denver, 28–31 October 2007.

The end-Permian extinction is the largest known from the geological record. Proposed causes range from bolide impact, through Pangaea formation, pronounced regression and increased continentality, vast plateau basalt eruptions, ocean-wide anoxia plus oceanic gas eruption(s) and global warming or cooling, or any combination of these. Any proposed mechanism, or combination of mechanisms, has to be unique, however, because the magnitude of the event(s) was unique in earth history and, notwithstanding its uniqueness, it has to be testable. None of the mechanisms so far proposed has been unique to the Permian in kind, although their magnitudes and/or effects have been claimed to have been so. We here propose a Ptolemaic earth model, i.e. one with two non-communicating oceans: Palaeo-Tethys and Panthalassa. Palaeo-Tethys was sealed off from Panthalassa by a land bridge formed from the Cimmerian Continent, the Cathaysian and the Manchuride orogenic collages and the Tuva-Mongol Fragment of the eastern Altaids. Late Permian water exchange between Palaeo-Tethys and Panthalassa and Palaeo-Tethys and the opening Neo-Tethyan rifts was very limited and confined to shallow water corridors with three narrow exceptions. Thus sealed off, anoxia began in Palaeo-Tethys locally already in the late Carboniferous and spread rapidly in the Permian. We suggest that heating of an equatorial closed ocean by local forced downwelling led to deep water hyperthermia and consequent oceanic gas eruptions that created a killing halo around Palaeo-Tethys with a width of 2000 km as indicated by the distribution of fungal spike reports concurrently with vast spills of anoxic waters into Panthalassa. Because a Ptolemaic condition has so far occurred only once in earth history, this mechanism is unique and has testable consequences.

Özgeçmiş

1977 İstanbul doğumluyum. İlk öğretimimi Bağlarbaşı İlköğretim okulunda, orta ve lise öğretimimi Üsküdar Cumhuriyet Lisesinde tamamladım. 2000 yılında İstanbul Üniversitesi Biyoloji Bölümünden mezun oldum ve aynı yıl İstanbul Teknik Üniversitesi Avrasya Yerbilimleri Enstitüsü Katı Yer Sistem Bilimleri Anabilim Dalına yüksek lisans öğrencisi olarak kaydoldum. 2000-2001 yılları arasında yabancı dil hazırlık programına dahil olduktan sonra bir sömestir daha dersleri takip ettim. 2002-2003 yılları arasında İngiltere’de yarı zamanlı bir dil kursuna devam ettim. 2003-2006 yılları arasında bir yayın kuruluşunda redaktör olarak çalıştım ve popüler bilim metinleri çeviri-araştırma grubu içinde bulundum. 2006 yılında çıkan af yasası ile yüksek lisans eğitimimi tamamlamak üzere İstanbul Teknik Üniversitesi’ne geri döndüm.