

ÇOK EVRELİ METAMORFİZMA

GİRİŞ

Son yıllardır bölgesel metamorfizma çalışmalarında yapılmış çalışmalar metamorfik kayaçların jeolojisi ve metamorfizma evresini bir veya birkaç evrenin izlediğini göstermiştir. Aynı türden birde fazla dönemle etkili olmuş metamorfizmalar için tekrarlayan metamorfizma (repetitif metamorfizma) veya çok evrelil metamorfizma (poly-metamorfizma) terimleri kullanılmaktadır.

Bilindiği gibi metamorfik kayaçların dokuları, deformasyon ve kristalleşme sonuçlarının karmaşık girişimleri sonucudur. Deformasyon hareketi yönde yani kayma kırma ve tanelerinin boyutlarını küçültme yönünde etkili olurken, kristalleşme pozitif yönde yeni yapıların oluşmasını ve tane büyümesini birimlere şeklinde etkili olur. Bu iki işlev birbirinden bağımsız olarak gelişir. Örneğin, mabonit dokanak metamorfizması sırasında da yeniden kristalleşme deformasyonu sonucu yapılaşma olmaktadır. Her kristalleşme deformasyonun bir bölgesel metamorfizmada her ikisi de bir **Remzi AKKÖK** vermektedir.

Birbirinden farklı bölgesel metamorfizma facullerinden oluşan alanlarda yapılan yeni çalışmalar bölgesel metamorfizmada kristalleşme ve deformasyona birlikte etkili oldukları klasik görüşün baskın olduğunu bir ölçüde olduğunu göstermiştir. bölgesel metamorfizmanın görüldüğü çoğu yerlerde biriken fazla metamorfizma evresinin varlığı saptanmıştır. Bu bölgelerde de deformasyon ve kristalleşme birbirlerinden bağımsız olarak etkili olmaktadır. Bu nedenle kayma etkili olduğu metamorfik olaylar ayrı ayrı evrelere ayrılmıştır. Bir kayma metamorfizması için bir evre olarak kabul edilir. Bu metamorfizma çalışmalarında

Türkiye Jeoloji Kurumu

Konferans Dizisi 15, 1981

BARAK MATBAASI
TEL : 28 57 84 - ANKARA

Dr. Remzi AKKÖK

**İTÜ. Maden Fakültesi, Jeoloji Kürsüsü
İSTANBUL**

ÇOK EVRELİ METAMORFİZMA

Remzi AKKÖK

ŞAFAK MATBAASI
TEL : 29 57 84 - ANKARA

GİRİŞ

Son yıllarda bölgesel metamorfizma üzerine yapılan çalışmalar metamorfik kayaçların çoğunda bir metamorfizma evresini bir veya birkaç evrenin izlediğini göstermiştir. Aynı türden birden fazla dönemde etkili olmuş metamorfizmalar için **tekrarlayan metamorfizma** (repeated metamorphism) veya çok evreli metamorfizma (polymetamorphism) terimleri kullanılmıştır.

Bilindiği gibi metamorfik kayaçların dokuları deformasyon ve kristallenme olaylarının karmaşık girişimleri sonucudur. Deformasyon negatif yönde yani kayacı kırma ve tanelerinin boyutlarını küçültme yönünde etkili olurken, kristallenme pozitif yönde yeni minerallerin oluşması ve tane boyunun büyümesi şeklinde etkili olurlar. Bu iki işlev birbirinden bağımsız olarak gelişir. Örneğin, milonit dokanak metamorfizmasına uğradığında yeniden kristallenme deformasyonu, gnaysın milonitizasyonunda ise kristallenmeyi deformasyon izler. Bölgesel metamorfizmada her ikisinin birlikte etkili olduğu varsayılır.

Birbirinden farklı bölgesel metamorfizma koşullarından etkilenmiş bölgelerde yapılan yeni çalışmalar bölgesel metamorfizmada kristallenme ve deformasyonun birlikte etkili oldukları klasik görüşünün basite indirgenmiş bir düşünce olduğunu göstermiştir. Bölgesel metamorfizmanın görüldüğü çoğu yerlerde birden fazla metamorfizma evresinin varlığı saptanmıştır. Bu bölgelerde de deformasyon ve kristallenme birbirlerinden bağımsız olarak etkili olmuşlardır. Bu nedenle kayacın etkilendiği metamorfik olaylar ayrı ayrı evrelere ayrılabilirler. Bir kayaç sıcaklığın yüksek olduğu bir ortamda birçok kez deformasyona uğrayabilir. Bu durumda deformasyonun süresi metamorfizma olayının süresinden çok daha kısadır. Bu kayaçların yapıları

farklı yaşlarda kıvrımlar, lineasyonlar ve foliyasyonlar içerdiklerinden oldukça karmaşıktır. Kayaçların mikroskopik dokusu yapının gösterdiği metamorfik tarihçeyi verir. Bu nedenle özellikle bölgesel metamorfizmadan etkilenmiş kayaçlarda doku analizleri önem kazanır. Metamorfik kayaçlarda doku analizi tekniği ilk defa Sander (1930) tarafından açıklanmıştır. Daha sonraki yıllarda bu konuya Turner ve Hutton (1941) ve Read (1957)'in katkıları olmuştur. Metamorfik kayaçların araştırılmasında bu tür yaklaşımın önemini bu konuda son yıllarda yazılan makalelerin çokluğu göstermektedir. Bunlardan bazıları: Rast (1958, 1963, 1965); Rast ve Sturt (1957); Harris ve Rast (1960); Zwart (1960 a, b, 1963); Johnson (1961, 1963); Sturt ve Harris (1961); Chatterjee (1961); Spry (1963 a); Ramsay (1963); Binns (1964) dir.

Bölgesel metamorfizmanın etkisinde kalmış bir alanda metamorfizma evreleri kristallenmenin ve deformasyonun kronolojik ilişkisi ortaya konularak saptanabilir. Bu tür araştırmalarda: Saha çalışmaları ile megaskopik olarak deformasyon evreleri belirlenir. Doku analizleriyle ise belirlenen deformasyon evreleri ile kristallenmeler arasındaki ilişkiler ortaya konulur.

BÖLGESEL METAMORFİZMADA DOKULAR

Dinamo - termal metamorfizma terimi genellikle deformasyonun ve yeniden kristallenmenin aynı zamanda etkili olduğu kabul edilen metamorfizma için kullanılır. Ancak günümüzde yaygın olarak kullanılmamaktadır. Bunun yerine geniş bir alanda bu şekilde etkili olmuş metamorfizma için bölgesel (regional) metamorfizma terimi kullanılmaktadır.

Bölgesel metamorfik kayaçlar dokusal olarak termal metamorfizmaya uğrayan kayaçlardan deformasyon sonucu oluşan foliyasyon, lineasyon ve bantlaşmalar içermeleri ile ayrılırlar. Mineral içerikleri bakımından termal ve bölgesel metamorfik kayaçlar arasında belirgin bir ayrıcalık görülmez. İnce - taneli, ezilmiş ve milonitize olmuş dinamik metamorfizma dokularının yerini ise bölgesel metamorfizmada genellikle belirli bir mineral yönelimi gösteren doku alır. Ancak düşük dereceli bölgesel metamorfizmayı mineralojik ve dokusal olarak dinamik metamorfizmadan ayırmak oldukça güçtür. Bazen imkansızdır.

Termal ve dinamik metamorfizmanın oluşum süreleri bölgesel metamorfizma ile kıyaslandığında oldukça kısadır. Bölgesel metamorfizma genellikle uzun süreli, devamlı bir işlemdir. Bu nedenle bölgesel metamorfizma dokularının evrimini anlayabilmek için jenetik bir sıralama kullanmak yerinde olacaktır. Bu sıralamada ise kayacın zaman içindeki dokusal evrimi incelenir. Minerallerin kristallenme sırasını aşağıdaki gibi belirlemek olasıdır.

a — Tektonik öncesi (préctectonic) kristallenme, bazı mineraller tektonik hareketten önce oluşurlar.

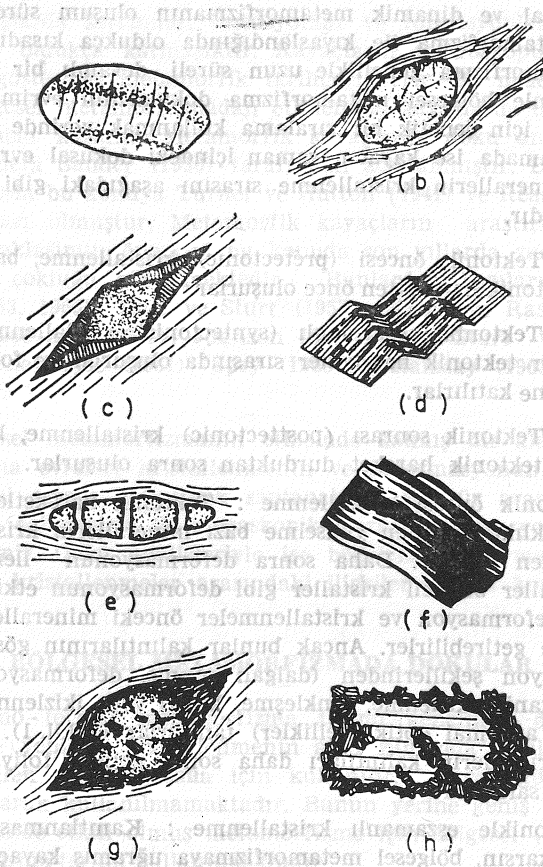
b — Tektonikle eşzamanlı (syntectonic) kristallenme, bazı mineraller tektonik hareketler sırasında oluşurlar ve foliasyonun gelişmesine katılırlar.

c — Tektonik sonrası (posttectonic) kristallenme, bazı mineraller tektonik hareket durduktan sonra oluşurlar.

Tektonik öncesi kristallenme : Tektonik hareketlerden önceki sıcaklıkta görülen yükselme bazı minerallerin kristallenmesine neden olabilir. Daha sonra deformasyonun ilerlemesiyle bu kristaller birincil kristaller gibi deformasyonun etkilerini taşırlar. Deformasyon ve kristallenmeler önceki mineralleri tanımaz hale getirebilirler. Ancak bunlar kalıntılarının gösterdikleri deformasyon şekillerinden (dalgalı sönme, deformasyon lamelleri, mekanik ikizlenme, kinkleşme, klivaj veya ikizlenmenin бүkölmesi, anormal optik özellikler) tanınırlar (Şekil 1). Tektonik öncesi kristallerin kalıntıları daha sonra gelişen foliasyon tarafından sarılırlar.

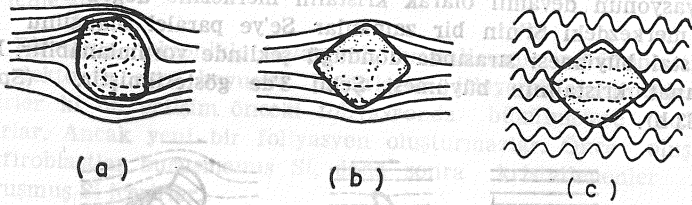
Tektonikle eşzamanlı kristallenme : Kanıtlanması zor olmasına karşın, bölgesel metamorfizmaya uğramış kayalarda minerallerin çoğunun tektonik hareketler sırasında kristallendiği kabul edilir. Hornblend veya uzamış kuvarsın kıvrım eksenine paralel olarak uzanmaları veya mika pullarının kıvrımın eksen düzlemine paralel olarak bulunmaları büyük bir olasılıkla bu minerallerin deformasyon sırasında kristallenmelerinin sonucudur. Kuşkusuz gelişen foliasyon mineralojik olarak karmaşık olabilir, mekanik olarak dönmüş tektonik öncesi ve önceki foliasyon üzerine büyümüş tektonik sonrası kristaller içerebilir.

Granat ve albit gibi minerallerde kartopu yapısı korunabilir ki bu yapı büyümekte olan mineralin tektonik hareketlerle



Şekil 1 : Tektonik öncesi kristaller. a — Kuvarsta dalgalı sönme. b — Foliyasyon ile çevrilmiş çatlaklı granat minerali. c — Pirit çevresinde basınç kenarı (pressure fringes). d — Kinkleşmiş biyotit. e — Parçalanmış granat. f — Deformasyon ikizli plajiyoklas. g — Foliyasyon boyunca kloritle sarılmış granat. h — Küçük kristal yığılımlarına dönüşmüş büyük amfibol kristali (mortar dokusu) (Spry, 1969'dan alınmıştır).

dönmesi sonucu oluşmaktadır (Spry, 1963 b) Şekil 2). Kristaller uzamış kuvars, grafit veya manyetit tanelerinin dizilimlerinin oluşturdukları devamsız S-yüzeyleri (Si) içerirler. Bu şekilde görülen kristaller genellikle yuvarlak veya örümcek ağına benzerler. Simetrik spiral şekilleri bunları belirlemede kriter olarak kullanılır. Eğer dönme miktarı 90° den az ise buna rotasyonal yapı, fazla ise kartopu yapısı adı verilir.



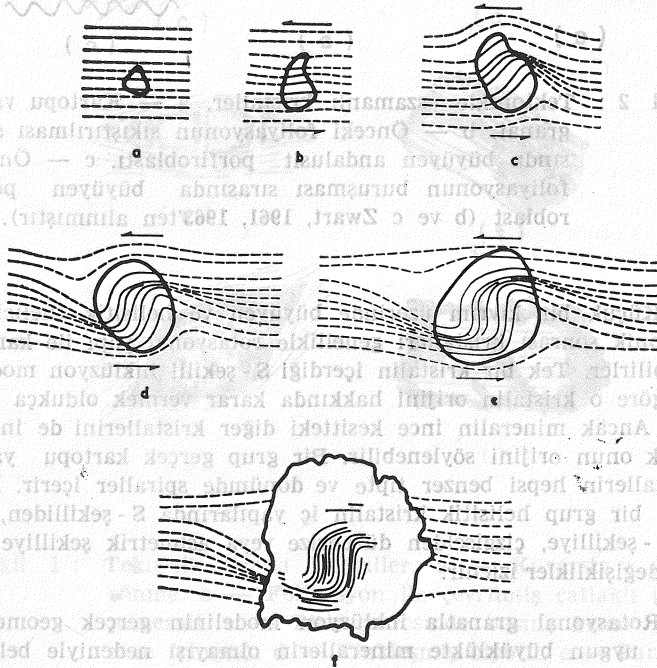
Şekil 2 : Tektonikle eşzamanlı kristaller. a — Kartopu yapılı granat. b — Önceki foliyasyonun sıkıştırılması sırasında büyüyen andalusit porfiroblastı. c — Önceki foliyasyonun buruşması sırasında büyüyen porfiroblast (b ve c Zwart, 1961, 1963'ten alınmıştır).

Küçük bir kıvrım üzerinde büyüyen ve helisitik (helicitik) tektonik sonrası kristalleri genellikle rotasyonal yapı ile karıştırılabilirler. Tek bir kristalin içerdiği S-şekilli inklüzyon modeline göre o kristalin orijini hakkında karar vermek oldukça güçtür. Ancak mineralin ince kesitteki diğer kristallerini de inceleyerek onun orijini söylenebilir. Bir grup gerçek kartopu yapılı kristallerin hepsi benzer tipte ve dönüşümde spiraller içerir. Halbuki bir grup helisitik kristalin iç yapılarında S-şekilliden, yarı S-şekilliye, çizgiselden düzensize veya asimetric şekilliye varan değişiklikler izlenir.

Rotasyonal granatla inklüzyon modelinin gerçek geometrik şekli uygun büyüklükte minerallerin olmayışı nedeniyle belirlememektedir. Inklüzyon yapısı basit olarak S-şekilli dik kesitler veren yüzey şekilleri olarak kabullenir. Yüzey eksenine dik geçen ince kesitler S veya şekilleri, oblik geçen ince kesitler ise (/, //, O, DD şekilleri verirler (Powell ve Treagus, 1967).

Basit bir gelişimde Si matrikse geçer ve Se ile uyumludur. İçsel yapı silindirik olup S-şekillerin eksenleri paraleldir. Tekrarlayan deformasyon farklı kristallerin dönme eksenlerinin paralellığının bozulmasına neden olabilir ve Si ile Se uyumsuz hale gelir. Ancak büyüme ve dönme işlevlerinin karmaşıklığı spiral yüzeylerin hiperbolik veya bileşik olmasına neden olabilirler.

Si ve Se'nin uyumsuzluğu diğer bir deyişle matriksteki foliyasyonun devamlı olarak kristalin merkezine doğru bükülmesi merkezdeki Si'nin bir zamanlar Se'ye paralel olduğunu ve kristal büyümesi sırasında döndüğü şeklinde yorumlanabilir. Bir granat kristalinin büyümesi Şekil 3'de gösterilmiştir. (Spry, 1963 b).



Şekil 3 : Kartopu yapılı granat. Tektonikle eş zamanlı büyüme ile dönme ilişkisi. Dönme a'dan e'ye kadar devam etmekte ve bunu f'deki hareketsiz büyüme izlemektedir (Spry, 1969'dan alınmıştır).

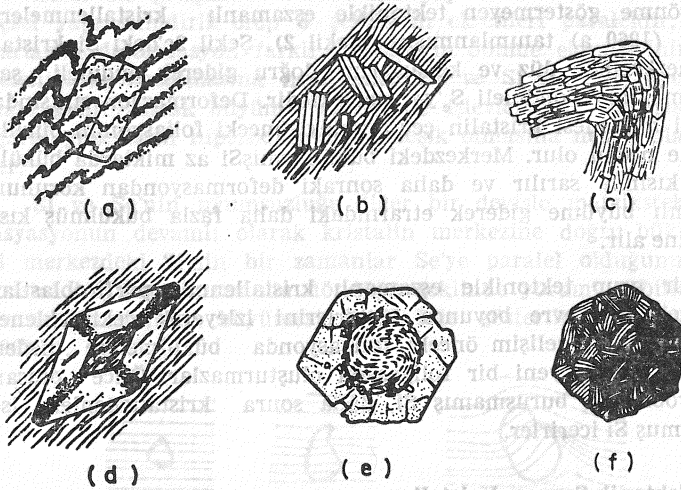
Dönme göstermeyen tektonikle eşzamanlı kristallenmeleri Zwart (1960 a) tanımlanmıştır (Şekil 2). Şekil 2c'deki Si kristalin merkezinde düz ve kenarlarına doğru giderek ondüleli şekil almakta ve ondüleli S_e'ye geçmektedir. Deformasyon sırasında kristal büyümesi kristalin çevresindeki önceki foliasyonun bükülmesine neden olur. Merkezdeki bükülmemiş Si az miktarda bükülmüş kısım ile sarılır ve daha sonraki deformasyondan korunur. Devamlı büyüme giderek etrafındaki daha fazla bükülmüş kısmı içine alır.

Bir grup tektonikle eşzamanlı kristallenmiş porfiroblastlar bir tektonik evre boyunca birbirlerini izleyerek çekirdeklenebilirler ki bu gelişim önceki foliasyonda bükülmelere neden olurlar. Ancak yeni bir foliasyon oluşturmazlar. Önce oluşan porfiroblastlar buruşmamış Si, daha sonra kristallenenler ise buruşmuş Si içerirler.

Tektonik Sonrası Kristallenme :

Tektonik hareketin durmasından sonraki kristallenme bazı kayalarda oldukça yoğunudur ve bazı minerallerin, dişten, kloritoid gibi kristallenmeleri bütünüyle bu evrede gerçekleşmektedir (Şekil 4). Belirgin yönelim gösteren kristallerin yerine düzensiz dağılmış kristallerin oluşması tektonik sonrası kristallenmenin sonucudur. Bu kristallenme evresinde helisitik yapı gösteren porfiroblastların büyümeleri, bükülmüş kristallerde poligonizasyon, önceki minerallerin yerine geçilerek psödomorfaların oluşumu, yönlü büyümelerin zonlanma veya idiyoblastik kristallerin oluşması izlenir. Foliasyonu keser şekilde büyüyen tektonik sonrası porfiroblastların foliasyonu çarpıtmamaları bunların en önemli özellikleridir.

Tektonik sonrası kristalinin içerdiği buruşmuş inklüzyon dizilimleri (S_i) helisitik yapıyı oluştururlar. Mineralin içerdiği Si daha önce kıvrılmış S - yüzeyini temsil eder ve bu yüzey büyüyen mineral tarafından önemli sayılacak bir bozulmaya uğramadan sarılmıştır. Helisitik kristaller hep tektonik sonrasıdır. Inklüzyon modelleri kıvrımın tümünü, kıvrımın bir kısmını, doğru veya düzensiz yüzeyleri içerir şekillerde olabilirler. Bu yapıyı albit, andalusit, stavrolit, granat ve kloritoid minerallerinde iyi bir şekilde görebiliriz (Turner ve Hutton, 1941; Rast, 1958, 1965; Zwart, 1960 a, b, 1963; Spry, 1963 a).



Şekil 4 : Tektonik sonrası kristaller. a — Helisitik yapılı albit, S_1 (kristal içindeki S-yüzeyi) ile S_2 (kristal dışındaki S-yüzeyi) uyumlu, b — Foliyasyonu keser şekilde büyümüş mika. c — Bir kıvrımda poligonlaşmış mikalar. d — Merkezinde helisitik, etrafındaki foliyasyonla uyumsuz porfiroblast. e — Tektonikle eş zamanlı rotasyonel çekirdek ve tektonik sonrası idiyoblastik kenar içeren granat. f — Granatın şeklini bozmadan yerine geçen klorit yığılması (Spry, 1969'dan alınmıştır).

ÇOK EVRELİ METAMORFİZMA (TEKRARLAYAN BÖLGESEL METAMORFİZMA)

Kristallenmenin ve deformasyonun kronolojik sıralanması deformasyonun farklı oluşumlarının (kıvrım, foliyasyon, lineasyon, bükülme, ezilme, ikizlenme) birbirleriyle olan ilişkilerinin ve kristallenme işlevlerinin (yeni mineral büyümesi, yeniden kristallenme) bilinmesiyle belirlenebilir. Bu da aşağıdaki verilerin saptanması ile yapılabilir :

1 — Deformasyonun farklı olayları arasındaki zaman ilişkileri.

2 — Her mineralin kristallenmesi ile foliyasyon, lineasyon, kıvrım ile olan zaman ilişkileri.

3 — Her mineralin görelî olarak kristallenme zamanı.

Farklı deformasyon evreleri arasındaki zaman ilişkileri :

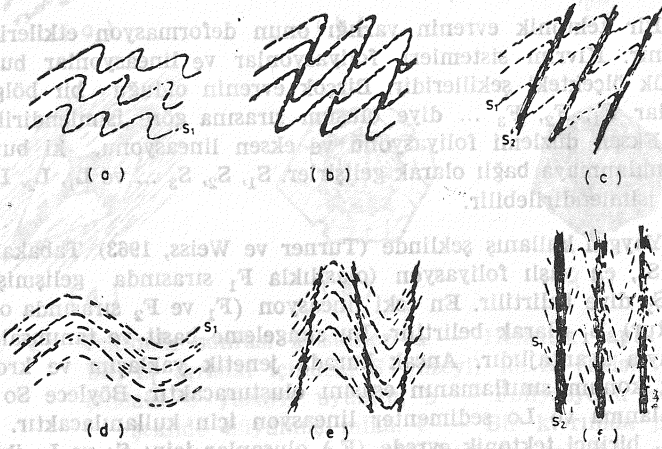
Bir tektonik evrenin varlığı onun deformasyon etkileri ile tanınır. Kıvrım sistemleri, foliyasyonlar ve lineasyonlar bunun büyük ölçekteki şekilleridir. Birçok evrenin olduğu bir bölgede bunlar F_1 , F_2 , F_3 ... diye oluşum sırasına göre isimlendirilebilir. Eksen düzlemi foliyasyonu ve eksen lineasyonu, ki bunlar kıvrımlanmaya bağlı olarak gelişirler. S_1 , S_2 , S_3 ... ve L_1 , L_2 , L_3 ... diye isimlendirilebilir.

Yaygın kullanım şeklinde (Turner ve Weiss, 1963) Tabakalanma S_1 , en yaşlı foliyasyon (olasılıkla F_1 sırasında gelişmiştir) ise S_2 diye belirtilir. En eski lineasyon (F_1 ve F_2 sırasında oluşmuştur) L_1 olarak belirtilir. Bu simgeleme basit ve tanımsal olmasıyla avantajlıdır. Ancak burada jenetik yaklaşım ve kronolojik konum sınıflamanın esasını oluşturacaktır. Böylece So tabakalanma ve Lo sedimentler lineasyon için kullanılacaktır. S_1 ve L_1 birinci tektonik evrede (F_1) oluşanlar için; S_2 ve L_2 ikinci tektonik evrede (F_2) oluşanlar için ve diğerlerinde de aynı yöntem uygulanacaktır. Eğer bir tektonik evreyle ilgili birden fazla lineasyon oluşmuşsa örneğin mineral lineasyonu, tabakalanma ile eksen düzleminin kesişme lineasyonu, v.b. gibi. Bunlar evresini belirten numaradan sonra ek numaralar verilerek belirtilir. Böylece birinci deformasyon evresi (F_1) ile ilgili olarak gelişen lineasyonlar L_{11} , L_{12} v.b. gibi benzer şekilde bir evreye bağlı olarak gelişen foliyasyonlarda S_{11} , S_{12} , S_{13} v.b. gibi belirtilir.

Metamorfizmanın evreleri M_1 , M_2 ... diye belirtilebilir. Oluşum sıraları gözetilerek herbiri kendi arasında bölünerek MS_1 tektonikle eşzamanlı kısmı için, MP_2 ise tektonik sonrası kısmı için kullanılabilir. M_1 ile F_1 birbirinin eşiti olarak düşünülebilir, ancak bazı bölgelerde birinci metamorfizma evresi ikinci tektonik evre sırasında oluşmuştur ($M_1 = F_2$).

Mikroskopik çalışmalarda birçok tektonik evreyi birbirinden ayırmak oldukça zor veya imkansızdır. Ancak ayrıntılı petrofabrik analizlerle saptanabilir. Bilinen büyük ölçekteki yapıla-

rın birbirleriyle olan ilişkisini ince kesitlerde de saptamak olayların açıklanması açısından oldukça yararlıdır. Genel bir kural ise genç yapıların öncekilerden daha az deformasyon göstermesi ve kendinden öncekilere kesmesidir. İki foliyasyon arasındaki genel ilişkiler Şekil 5'de gösterilmiştir.



Şekil 5 : Birinci foliyasyonun (S_1) deformasyonu sırasında gelişen ikinci foliyasyon (S_2). a, b ve c asimetric bir kıvrımda birbirini izleyen evreler; d, e ve f simetric bir kıvrımın evreleri (Spry, 1969'dan alınmıştır).

Bazı benzer yapıların iki foliyasyonun birlikte gelişmesinin sonucu olduğu düşünülmektedir. Devam eden deformasyonun birini düzlemsel olarak bırakırken diğerini döndürdüğü ve kıvrımlandığı veya birbirinden ayırdığı kabul edilmektedir. Ancak bu işlev pek yaygın değildir ki, S_1 , S_2 , S_3 v.b. gibi foliyasyonla gelişen minerallerin petrolojik olarak farklı olduklarını biliyoruz (Şekil 7).

Mineral kristallenmesi ile deformasyon arasındaki ilişki :

Bir mineralin kristallenme zamanını kristallenmenin bilinen bir deformasyondan önce, sırasında ve sonra olmasını gözeterek

tektonik öncesi (pretectonic), tektonikle eşzamanlı (syntectonic) veya tektonik sonrası (posttectonic) diye adlandırabiliriz. Bu ilişkileri tanımanın kriteri Şekil 1 - 4'de verilmiştir.

Minerallerin birbirine göre kristallenme sıraları :

Aynı zamanda kristallenen minerallerde :

- 1) Dokanaklarında bozunma veya reaksiyon görülmez.
- 2) İç içe büyümüş olabilirler.
- 3) Benzer yönelim gösterirler.
- 4) Benzer bozunum (alteration) gösterirler.
- 5) Özel kimyasal ilişkileri vardır.

Farklı zamanda kristallenen mineraller :

- 6) Yerine geçme, reaksiyon veya bazı özel ilişki dokusu gösterirler.
- 7) Yönelimlerinde belirgin bir farklılık görülür.
- 8) Farklı fiziksel koşullarda duyarlı oldukları bilinir.
- 9) Biri diğerini sarar.

Aslında ilk beş özellik farklı zamanlarda kristallenen minerallerde de izlenebilir. 6 ve 7 ise aynı zamanda kristallenen minerallerde görülebilir. Bir mineralin diğer mineral içinde inklüzyon şeklinde bulunması aşağıdaki nedenlerden dolayı olabilir.

- 1) Yaşlı mineralin genç mineralin büyümesiyle sarılması (helicitic texture).
- 2) Ana kristalden bir fazın ayrılmasıyla (exsolution texture).
- 3) Genç fazın yerli mineral üzerinde büyümesiyle (replacement texture).

İnklüzyonlar eğer idiyoblastik, değişik minerallerden oluyor veya helisitik şekilde bir yönelim gösteriyorlarsa bunlar olasılıkla içinde buldukları mineralden daha yaşlıdır.

Yerine geçmeyi tanımak kolay olabilir, örneğin düzensiz yönelim gösteren 6 kenarlı bir klorit agregatı (tane yığışımı) granatın yerini kloritin aldığını belirtir.

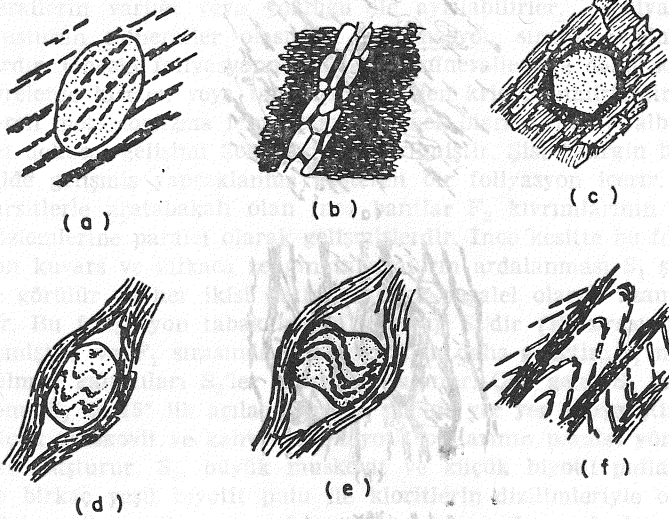
Bir mineralin kenarında veya çevresinde bulunan diğer mineral genellikle çekirdekten daha gençtir. Örneğin pirit etrafındaki klorit. Atol yapısında çekirdeği oluşturan bir mineral tek bir mineralle çevrilmiştir (ikinci evre). Eklojitlerde pirokseni çevreleyen granat genellikle piroksenlerden daha gençtir. Fakat Rast (1965) atol yapısını merkezden başlayıp kenara doğru ilerleyen bir yerine geçme işlevine bağlamaktadır. Böyle ise, kenar kısmı çekirdekten daha yaşlıdır.

İnce ve kaba taneli aynı minerali içeren tane yığışmaları arasında zaman ilişkisini kurmak oldukça zordur. Büyük idiyoblastik bir mineralin kabaca yönelmiş küçük kristaller tarafından yerine geçilmesi tanınabilir. Bu durumda büyük kristalin birincil şekli korunur. Fakat aynı mineralin irili ufaklı kristallerinin karışık olması aralarındaki zaman ilişkisinin ortaya konulmasını zorlaştırır. Bir mineralin tane boyundaki farklılık her zaman büyük ve küçük kristaller arasında oluşum bakımından bir zaman farkı olduğunu göstermez. Çünkü çekirdeklenmede veya malzeme gelimindeki ayrıcalık normal kristallenmede farklı boyutlarda taneler üretebilir. Genellikle aynı yaştaki kristaller benzer boyut, şekil, gerilme, inklüzyon gösterirler. Kısaca benzer görünüştedirler.

Büyük kuvars kristallerinin oluşturduğu mozayik dokusunu küçük taneli kuvars agregatlarının çevrelediği mortar dokusunda büyük kristaller dalgali sönme gösterirler ve kendilerini çevreleyen küçük kristallerden daha yaşlıdır. Diğer bir olasılık ise küçük kristallerin biraraya gelerek büyük kristaller oluşturmalarıdır. Bu durumda büyük kristaller daha genç olacaktır.

BİRBİRİNİ İZLEYEN DEFORMASYON EVRELERİNDE YENİDEN KRİSTALLENME

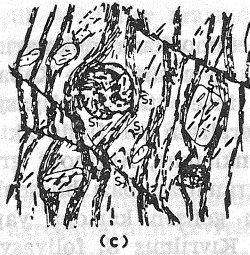
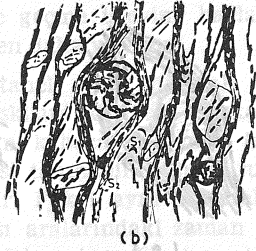
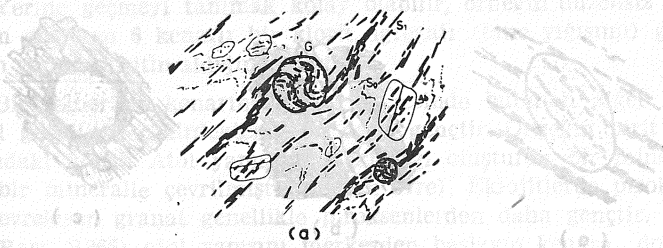
Çok evreli metamorfizmanın oluşturduğu kristallenmeleri basit olarak tektonik öncesi, tektonikle eşzamanlı tektonik sonrası diye belirlemek oldukça zordur (Şekil 6). Önceki evrede kristallenmiş bir mineral daha sonraki evrelerde duraylı kalabilir ve önceki evreye göre tektonik sonrası olan bir kristal sonraki evreler için tektonik öncesi olur.



Şekil 6 : Çok evreli metamorfizma dokuları. a — Helisitik kristal, S_1 ile S_2 uyumsuz. b — Kaba mikaların oluşturduğu tabaka ince - taneli foliyasyonu kesmekte. c — Granat mineralinin etrafında aktinolitte izlenen mavi - yeşil renklenme, Aktinolit granattan sonra oluşmuştur ve granattan bazı bileşenler almıştır. e — S_1 le eşzamanlı gelişen kartopu yapılı granatı S_2 sarmakta. f — Kıvrılmış S_1 foliyasyonunu kesen S_2 foliyasyonu (Spry, 1969'dan alınmıştır.)

Çok evreli metamorfizma birden fazla foliyasyon ve karmaşık zaman ilişkisi olan kristallenmenin varlığı ile belirlenebilir. Kristal içi inklüzyon düzlemlerinin (s.) kristalin dışındaki foliyasyon düzlemi (S_e) ile uyumsuz olması bu kristalin bir evreye göre tektonik sonrası, diğer bir evreye göre ise tektonik öncesi olduğunu gösterir.

Çok evreli metamorfik şistlerin çoğu birden fazla foliyasyon içerir ve bunlar deformasyonun farklı evrelerini gösterir. Bu evreler megaskopik olarak büyük yapılarda geometrileri ile tanımlanabilirler. İnce kesitlerde ise bükülme dereceleri, gelişim de-



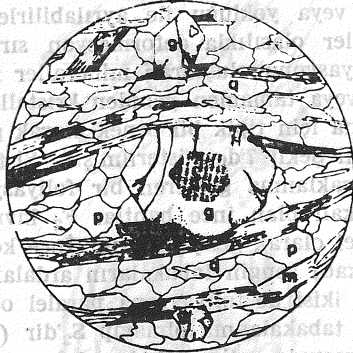
Şekil 7 : Çok evreli metamorfik şistte dokusal evrim. a — Tabakalaşmanın (S_0) kıvrımlanması (F_1) sırasında oluşan S_1 foliyasyonu. Tektonikle eş zamanlı kristallenen mika, kuvars ve rotasyonel granat (G). Tektonik sonrası kristallenen helisitik albit (Ab) (Si ile Se uyumlu). b — F_2 deformasyonu belirgin S_2 foliyasyonunu oluştururken S_1 kıvrımlanmış kalıntı şeklinde kalır ve S_0 tamamen yok edilir. S_2 granat ve albit porfiroblastlarını sarar. Albitteki Si ile Se uyumsuzdur. Mika ve kuvars tektonikle eşzamanlı olarak kristallenmiştir. c — F_3 S_2 'yi kıvrımlandırır ve S_3 'ü oluşturur. Ancak bu evrede kristal büyümesi yoktur (Spry, 1969'dan alınmıştır).

receleri (kalınlık, mineral yönelimi) veya foliyasyonda bazı minerallerin varlığı veya yokluğu ile ayrılabilirler. Foliyasyonu oluşturan mineraller olasılıkla deformasyon sırasında oluşmuşlardır. Önceki foliyasyonu oluşturan mineraller ise daha sonraki evrelerde kısmen veya tamamen yeniden kristallenmişlerdir. Çok evreli metamorfizma için tipik bir örnek olarak granat - albit şistinin dokusal gelişimi Şekil 7'de gösterilmiştir. Sıst belirgin bir şekilde gelişmiş yapraklanma gösteren bir foliyasyon içerir. Kuvarsitlerle aratabakalı olan ince bantlar F_2 kıvrımlarının eksen düzlemlerine paralel olarak gelişmişlerdir. İnce kesitte bu foliyasyon kuvars ve mikaca zengin tabakaların ardalanması S_1 şeklinde görülür ve her ikisi de foliyasyona paralel olarak uzamışlardır. Bu foliyasyon tabakalanma olmayıp S_2 'dir (F_2 sırasında gelişmiştir) ve F_1 sırasında gelişen S_1 'den daha gençtir. S_1 'in bükülmüş kalıntıları S_2 'ler arasında bulunur. Çok genç S_3 foliyasyonu S_2 ile 15° lik açılar yapacak şekilde yer yer gelişmiştir. S_1 'i küçük muskovit ve kahverengi biyotit pullarının paralel yönelimleri oluşturur. S_2 , büyük muskovit ve küçük biyotit pulları, S_3 ise birkaç yeşil biyotit pulu ile kloritlerin dizilimleriyle oluşur. S_2 'nin mika pulları granatı çepeçevre sarar, bu nedenle granat F_2 'ye göre tektonik öncesidir. Granat kartopu yapılı bir çekirdek (F_1 sırasında gelişmiş) ve idiyoblastik masif kenar (F_1 sonrası) içerir.

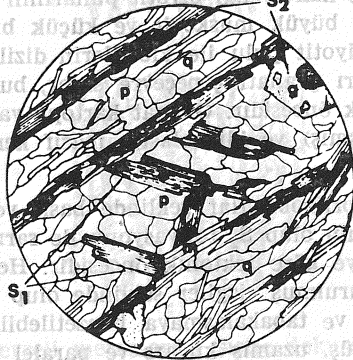
Albit büyük porfiroblastlar şeklinde basit ve karmaşık ikizli ve helisitik dokulu olup S_2 foliyasyonu ile sarılmıştır. Granata benzer şekilde F_2 'ye göre tektonik öncesidir. Helisitik yapı iki tiptir; biri buruşturulmuş çizgiler şeklinde olup çok küçük opak tanelerden oluşur ve tabakalaşmaya benzetilebilir. Diğeri, çok az şekilde bükülmüş, uzamış kuvars ve paralel mikalardan oluşur ve küçük idiyoblastik granat ve turmalin içerir. Albit S_1 'den sonra kristallenmiştir. Çünkü helisitik yapı içerir ve granat ile turmalinden de sonradır. Bunlar F_1 sonrasında kristallenmişlerdir.

Kloritlerin bazıları granatı saran S_2 boyunca (F_2 sırasında), bazıları S_2 'yi keser şekilde (F_2 sonrası), bazıları psödomorfizma ile granatların yerine geçer şekilde (F_2 sonrası) ve bazıları S_3 'ü keser şekilde (F_3 sonrası) gelişmişlerdir. Çizelge 1'de kristallenme ve deformasyonun evrimi özetlenmiştir.

Menderes Masifinin metamorfik kayaları çok evreli bölgesel metamorfizmaya örnek gösterilebilir (Akkök, 1979). Şekil 8'de

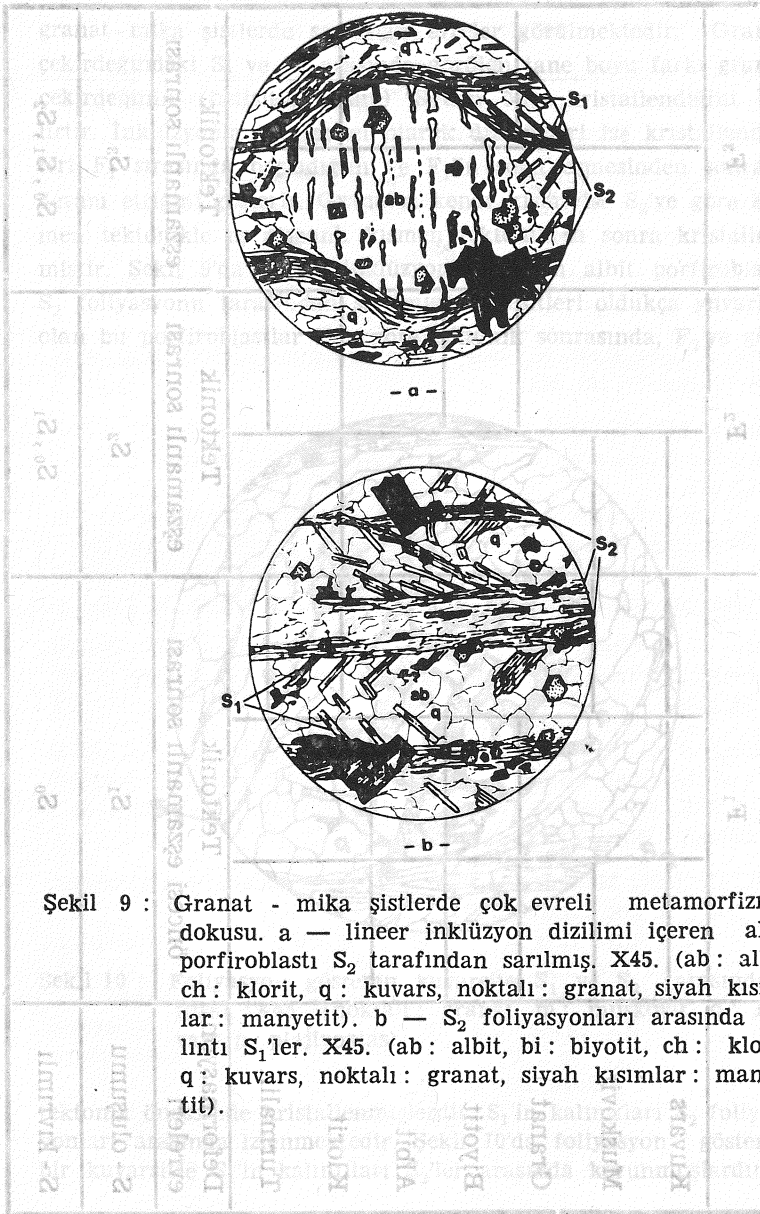


- a -



- b -

Şekil 8 : Granat - mika şistlerde çok evreli metamorfizma.
 a — Helisitik çekirdek içeren granat minerali S_2 üzerinde büyüme göstermektedir. S_2 'yi uzamış kuvars, biyotit ve muskovit minerallerinin birbirine paralel uzanımları oluşturmaktadır. X45. (b: biyotit, g: granat, m: muskovit, q: kuvars, p: plajiyoklas). b — S_2 foliyasyonları arasında S_1 'in kalıntıları. X45 (b: biyotit, g: granat, m: muskovit, q: kuvars, p: plajiyoklas).

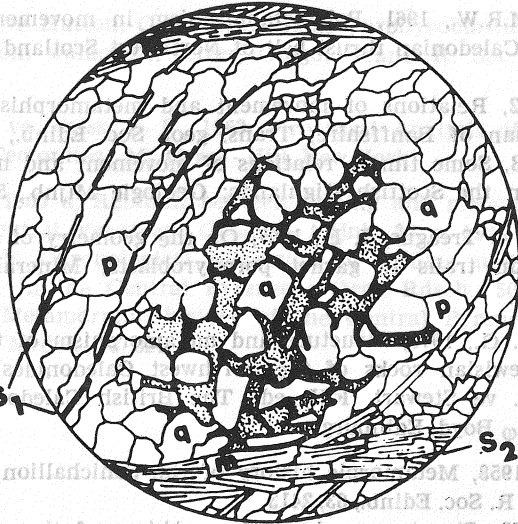


Şekil 9 : Granat - mika şistlerde çok evreli metamorfizma dokusu. a — lineer inklüzyon dizilimi içeren albit porfiroblastı S₂ tarafından sarılmış. X45. (ab : albit, ch : klorit, q : kuvars, noktali : granat, siyah kısımlar : manyetit). b — S₂ foliyasyonları arasında kalıntı S₁'ler. X45. (ab : albit, bi : biyotit, ch : klorit, q : kuvars, noktali : granat, siyah kısımlar : manyetit).

Çizelge 1.

	F ₁			F ₂			F ₃		
Kuvars									
Muskovit									
Granat									
Biyotit									
Albit									
Klorit									
Turmalin									
Deformasyon evreleri	Tektonik öncesi eşzamanlı sonrası								
S - oluşumu	S ₁								
S - kıvrımlı	S ₀								
				Tektonik eşzamanlı sonrası			Tektonik eşzamanlı sonrası		
				S ₂			S ₃		
				S ₀ , S ₁			S ₀ , S ₁ , S ₂		

granat - mika şistlerde saptanan evreler görülmektedir. Granat çekirdeğindeki Si ve Se arasında görülen tane boyu farkı granat çekirdeğinin (helisitik kesim) S_2 'den önce kristallendiğini belirtir. İnklüzyonların çizgisel olarak dizilmeleri ise kristallenmeleri F_1 sırasında başladığını ve F_1 'in sona ermesinden sonrada devam ettiğini gösterir. Granatın kenar kısmı ise S_2 'ye göre kısmen tektonikle eş zamanlı kısmen tektonikten sonra kristallenmiştir. Şekil 9'da lineer inklüzyonlar içeren albit porfiroblastı S_2 foliyasyonu tarafından sarılmıştır. Kesitleri oldukça yuvarlak olan bu porfiroblastlar F_1 'e göre tektonik sonrasında, F_2 'ye göre



Şekil 10 : Foliyasyon gösteren kuvarsite S_1 ve S_2 arasındaki ilişki. X45. (noktalı: granat, m: muskovit, q: kuvars, p: plajiyoklas).

tektonik öncesinde kristallenmişlerdir. S_1 'in kalıntıları S_2 foliyasyonları arasında izlenmektedir. Şekil 10'da foliyasyon gösteren bir kuvarsitte S_1 'in kalıntıları S_2 'ler arasında korunmuşlardır.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Akkök, R., 1979, Petrology of Gneisses and Schists in the Mendere Massif, Derbent, Alaşehir, Turkey; University of London, Ph. D. Thesis (Yayınlanmamış).
- Binns, R.A., 1964, Zones of progressive regional metamorphism in the Willyama Complex, Broken Hill district, N.S.W.; J. geol. Soc. Aust., 11, 283.
- Chatterjee, N.D., 1961, Alpine metamorphism in the Simplon area, Switzerland and Italy; Geol. Rdsch, 51, 1.
- Harris, A.L. ve Rast, N., 1960, Oriented quartz inclusions in garnets; Nature, 185, 448.
- Johnson, M.R.W., 1961, Polymetamorphism in movement zones in the Caledonian thrust belt of Northwest Scotland; J. Geol., 69, 417.
- , 1962, Relations of movement and metamorphism in the Dalradian of Banffshire; Trans. geol. Soc. Edinb., 19, 29.
- , 1963, Some time - relations of movement and metamorphism in the Scottish Highlands; Geologie Mijnb., 5, 121.
- Powell, D. ve Treagus, J. E., 1967, On the geometry of S-shaped inclusion trails in garnet porphyroblasts; Mineralog. Mag., 35, 1094.
- Ramsay, J. G., 1973, Structure and metamorphism of the Moine and Lewisian rocks of the northwest Caledonides; Johnson M.R.W. ve Stewart, F.H., ed., The British Caledonides de : Oliver φ Boyd, Edinburgh.
- Rast, N., 1958, Metamorphic history of the Schichallion Complex; Trans. R. Soc. Edinb., 63, 2413.
- , 1963, Structure and metamorphism of the Dalradian Rocks of Scotland; Johnson, M.R.W. ve Stewart, F. H., ed., The British Caledonides de : Oliver φ Boyd, Edinburgh.
- , 1965, Nucleation and growth of metamorphic minerals; Pitcher, W.s. ve Flinn, G.S. ed., Control of Metamorphism de : Oliver φ Boyd, Edinburgh.
- , ve Sturt, B.A., 1957, Crystallographic and geological factors in the growth of garnets from Central Perthshire; Nature Lond., 179, 215.

- Read, H. H., 1957, *The Granite Controversy*; Murby, London.
- Sander, B., 1930, *Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper*; Springer, Berlin.
- Spry, A., 1963 a, Chronological analysis of crystallization and deformation of some Tasmanian Precambrian rocks; *J. geol. Soc. Aust.*, 10, 1, 193.
- , 1963 b, Origin and significance of snowball structure in garnet; *J. Petrology*, 4, 211.
- , 1969, *Metamorphic textures*; Pergamon Press - Oxford.
- Sturt, B. A. ve Harris, A. L., 1961, Metamorphic history of the Loch Tummel area, Central Perthshire; *L'pool Manchr. geol. J.* 2, 689.
- Turner, F. J. ve Hutton, C. O., 1941, Some porphyroblastic albite schists from Waikouaiti River, Otago; *Trans. R. Soc. N. Z.*, 71, 223.
- Turner, F. J. ve Weiss, L. E., 1963, *Structural Analysis of Metamorphic Tectonites*; Mc Graw - Hill, New York.
- Zwart, H. J., 1960 a, Relation between folding and metamorphism in the Central Pyrenees; *Geologie Mijnb.* 39 e, 163.
- , 1960 b, Chronological succession of folding and metamorphism in the Central Pyrenees; *Geol. Rdsch.*, 50, 203.
- , 1963, Metamorphic history of the Central Pyrenees; *II, Leid. geol. Meded.*, 28, 321.

Read, H. H., 1957, *The Granite Controversy*, Almqvist, London.

Sander, B., 1930, *Einflussung in die Gesteinskunde der geologischen Karte*, Springer, Berlin.

Spry, A., 1963, a. Chronological analysis of crystallization and the formation of some Tasmannian Precambrian rocks; *J. Geol. Soc. Aust.* 10, 1, 193. b. Origin and significance of snowball structures in garnet; *J. Petrology*, 4, 211.

Sturt, B. A. & Harris, A. L., 1961, *Metamorphic history of the Loch Tummel area, Central Perthshire*; *J. Geol. Soc. Lond.* 117, 689.

Turner, F. J. & Hilton, C. O., 1951, Some porphyroblastic albitic schists from Waikonaui River, Otago; *Trans. R. Soc. N. Z.* 71, 232.

Turner, F. J. & Weiss, L. E., 1962, *Structural Analysis of Metamorphic Terranes*; Mc Graw-Hill, New York.

Zwart, H. J., 1969, a. Relation between folding and metamorphism in the Central Pyrenees; *Geologie Mijnb.* 39, 163.

—, 1969, b. Chronological succession of folding and metamorphism in the Central Pyrenees; *Geol. Rdscrh.* 50, 203. II. —, 1963, *Metamorphic history of the Central Pyrenees*; *J. Geol. Soc. Lond.* 119, 331.

—, 1961, *Metamorphic history of the Schistose Complex*; *Trans. R. Soc. Edinb.* 24, 1.

—, 1962, *Structure and metamorphism in the Cairngorms, North of Scotland*; *J. Geol. Soc. Lond.* 117, 689. The British Caledonides; *Geol. Soc. Lond.* 117, 689. Picher, W. S. & Flinn, G. S., 1962, *Control of Metamorphism*; Oliver & Boyd, Edinburgh.

—, 1961, *Crystallographic and geological factors in the growth of garnet in Central Perthshire*; *Nature Lond.* 191, 225.