

# Diyajenez - Metamorfizma geçişinin belirlenmesinde kullanılan yöntemler

Ömer Bozkaya, Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü» Sivas  
Hüseyin Yalçın-, Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü,, Sivas

*Kırıntılı sedimanter kayaların diyajenez ve çok düşük dereceli metamorfizma geçişinin ve/veya evriminin belirlenmesinde çeşitli ölçütler kullanılmaktadır. Bunlar; kayacın dokusal özellikleri,, mineralojik bileşimi (indeks mineraller ve/veya mineral fasiyesleri), fillosilikatların kristalografik - yapısal değişimleri ("histalinite", kristalli büyüklüğü, poli tipi), organik madde (vitriini!) yansıması,, grafitleşme derecesi, sıvı kapanım, jeotermometre ve jeobarometredir. Bu parametrelerden özellikle "kristalinite" ölçümleri diğerlerine göre çok daha yaygın ve kullanışlıdır.. Bu çalışmada, diyajenez ve çok düşük dereceli metamorfizma kullanılan terminolojilerin denestirilmemesinin yanısıra, analitik yöntem ve parametreler ile özellikle "kristalinite " ölçüm ler inde dikkat edilmesi gereken önemli noktaların açıklanması amaçlanmıştır.*

## Giriş

Çok düşük, dereceli metamorfizma, minerallerin ve organik maddenin litosmik basıncın etkisine göre yaklaşık 150 - 200 ile 350 - 400°C arasındaki dönüşümlerini kapsamaktadır.

Diyajenez - metamorfizma geçişinin tanımlanmasında litolojik farklılıklar ve faz dönüşümlerinin başladığı evrelerinin belirsizliğinin yanısıra, araştırmacılar tarafından kullanılan farklı terminolojiler de zorluklar çıkarmaktadır. Örneğin, evaporit, amorf ve/veya camı malzeme ve organik maddenini dönüşümü çoğu silikat **minerallerinkinden** daha düşük sıcaklıklarda meydana gelebilmektedir., Diğer taraftan, çoğu sedimanter kayalardaki faz dönüşümleri sedimantasyondan kısa bir süre sonra da başlayabilmekte ve «an gömülmeyle birlikte devam edebilmektedir., Daha da önemlisi değişik disip-

linlerdeki araştırmacılar dönüşümün derecesini, belirtmek ve adlandırmak için farklı terminolojiler kullanmışlardır\*

## Tanım ve terminoloji

Diyajenez ve çok düşük dereceli metamorfizma incelemelerinde kullanılan terimler aşağıdaki gibidir:

**Diyajenez:** Dar anlamda erken diyajenez sedimanın çökeltme ve bütünüyle taşlaşması veya çimentolanması sırasında meydana gelen değişimleri, geniş anlamda diyajenez ise taşlaşmanın bitiminden sonraki değişimleri de kapsamaktadır. Diyajenezin ileri evrelerinde sleyt klivajı da gözlenebilir- ve metamorfizmanın düşük dereceli kesimiyle çakışabilir. Bu da geniş anlamda "geç diyajenez", "epijenetik diyajenez", "gömülme diyajenez", "derin diyajenez" ve "katajenez" terimlerine karşılık gelmekte, bunlarda yazarlarca "gömülme metamorfizması ile eş anlamlı olarak, değerlendirilmektedir (Frey ve Kisch, 1987).

**Ankimetamorfizma** veya **Ankizon:** Yalnızca il El "kristalinite" verileri temel, alınarak tanımlanmaktadır.. Kühler (1967a, 1968) ankizon veya. ankimetamorfik zon kavramını geç diyajenez ve epizon arasında değerlendirmiştir.

**Epimetamorfizma** veya **Epizon:** Ankizon gibi yalnızca illit "kristalinite" verileri ile belirlenmekte ve ankizon dan sonraki bir üst metamorfik. dereceyi temsil etmektedir.

**Katajenez, Epijenenez** ve **Metajenez:** Katajenez ve metajenez, hidrokarbon kökenli kayalardaki evreleri tanımlamak için kullanılmıştır. Katajenez, Fersman (1922: Frey ve Kisch, 1987) tarafından örtü tabakaları etkisiyle çökeltme ortamı koşullarından farklı basınç ve sıcaklıklarda sedimanter kayalarda meydana gelen değişimler için kullanılmıştır. Katajenez terimi Rus jeologlanca kullanılan epijenenez ile hemen hemen eş anlamlıdır (Bates ve Jackson, 1980), Metajenez -ise

epijenez ile eşanlımlı **olup**, geniş anlamda hem. epijenez, hem de "protometamorfizma" terimlerini kapsar (Frey ve Kisch, 1987). Dar .ajılam.da metajenez ise epijenez (veya katajenez) ve metamorfizma arasındaki evreyi temsil eden başlangıç metamorfizması karşılık gelmektedir (Kossovskaya ve diğerleri, 1957; Kossovskaya ve Shutov, 1963).

**Çok Düşük Dereceli Metamorfizma:** Metamorfizmanın en düşük derecesi için kullanılmaktadır. Coombs (1961) ve Turne (1931) göre yeşilşist fasiyesinin, Winkler'e (1979) göre ise düşük dereceli metamorfizmanın başlangıcı olarak kabul edilmektedir. Çok düşük dereceli metamorfizma terimi "geç diyajenez" + "gömülme diyajenezi / metamorfizması" evrelerine karşılık gelmekte ve "katajenez" \ "epijenez", "metajenez" ve "epijenetik diyajenez" terimlerini de kapsamaktadır.

**Gömülme Diyajenezi / Metamorfizması ve Başlangıç Bölgesel Metamorfizma:** Bu terimler çok düşük dereceli metamorfizmanın alt bölümlerini oluşturmaktadırlar. Gömülme metamorfizması (veya gömülme diyajenezi) kalio sedimanter serilerdeki mineralojik ve eser miktardaki dokusal değişimler için kullanılmıştır. (Coombs, 1961). Winkler'e (1979) göre bölgesel gömülme metamorfizmasının çok düşük dereceleri için şistozite gelişmemektedir, Turner (1981), bölgesel, gömülme metamorfizması dinamotermal metamorfizmadan ayırt edilmesinde foliyasyon / şistozitenin bir ölçüt olmayacağını belirtmektedir. Kish (1983) ankimetamorfizmayı karakterize eden mineral modifikasyonlarına sahip ileri evre için genel bir terim olarak "başlangıç metamorfizması" nı kullanmaktadır. Sleyt klivajının gözlenmesi ve oiojenezle kökensel bir ilişkiye sahip olması durumunda ise "başlangıç bölgesel metamorfizma" d.ala uygun genel bir terim olabilmektedir. Başlangıç bölgesel metamorfizma. geol olarak prehnit pumpelüyit, pumpelliyit - aktinolit ve glokofan - lavsonit gibi mineral fasiyelerinin yanı sıra, ankizon ve antrasitik kömürleşme evrelerini de kapsamaktadır. Frey ve Kisch'e (1937) göre ise şistozite / foliyasyonun tipik olarak, gözlenmemesi ile bölgesel gömülme metamorfizması bölgesel dinamotermal metamorfizmasından ayrılmaktadır.

## inceleme yöntemleri

örnekleme

Şeyi ve sleyt/arduvaz türü litolojiler "kristalinite" indisi, ve politipi belirlemede, silttaşlan ve kumtaşlan ise daha ziyade- dokusal incelemelerde yaygın olarak kullanılmaktadır, toce **taneli** metakla.sfikleo.ii el örneği düzeyinde tammlanmasındaki zorluk, mineral içeriğinin an-

cak laboratuvar incelemelerinden sonra, saptanabilmesidir. Diyajenetik / metamorfik dönüşümler **ile** ilgili çalışmalarda derin sondaj koyularından alınan örnekler kesin, veriler sunmakla, birlikte, eoioe kesitlerden itibaren alınan yüzey örneklerinden de ayrıntılı bilgiler elde edilmektedir. Sondaj koyulan, doğrudan sıcaklık ve sıvı faz verileri, sağlamakla, bononla birlikte farklı litolojilerin sık sık tekrarlanması durumunda değerlendirmeler zorlaşmaktadır. Yüzeysel örneklemelelerde aynı formasyon diyajenetik kesimlerden çok düşük dereceli metamorfik içi kesimlere kadar doğrudan izlenebilmektedir. Ancak,, bu tip örneklemelelerde yüzlekler sürekli olmayabilir ve örnekler aberasyona da uğramış olabilirler.

İnce - kesit, petrografisi

- Çok düşük dereceli metamorfik kayalarda ince - kesit, incelemeleri çok sık kullanılması gereken, bir yöntem, olmalı, ve yanlgan sleytlerin bile gerekirse tutkal ile yapıştırılarak ince - kesitinin yapılmasına çalışılmalıdır.. İnce- tane- boyuna sahip olmaları nedeniyle matris minerallerinin mikroskopta incelenmesi mümkün olmamaktadır. Kristalinite indisi ve politipi incelemeleri için detritik mikanın tanımlanması önemlidir. Ayrıca, organik madde içeren örneklerin parlatma bloklarından itibaren gerçekleştirilen organik, madde yansıması ölçümleri de diyajenez - metamorfizma. geçişinin belirlenmesinde kullanılan önemli bir optik mikroskopik yöntemdir..

### X-ışını kunnımı

Çok düşük dereceli metaklastitlerin mineralojik, tanımlamaları için kullanılan en **hızlı** yöntemdir.. Litolojiye bağlı olarak, tüm kayaç, çeşitli tane boyuna sahip **non** - karbonat ve kil fraksiyonları kullanılabilir. Fillosilicatların tanımlamaları genellikle X-ışınlar difraktometresi ile yapılmakta,, ancak, buna ek olarak Guinier kamera tekniği de önerilmektedir. **Kil** plaketi sedimentasyon, yöntemi, ile hazırlanmakta\* normal, glikolla,, fırınlı ve gerektiğinde hidrazinli olarak çekimi yapılmaktadır. Mineralojik bileşim, "kristalinite"<sup>11</sup>, Mstal.it büyüklüğü ve politipinin yanısıra, organik maddenin grafitleşme derecesinin belirlenmesinde de X-ışınlarından yararlanılmaktadır.

### Elektron mikroskop

Ayrıntılı görüntüsü optik mikroskoptan daha kaliteli veya daha fazla, olan taramalı elektron mikroskop (SEM) •yöntemi, şeyi ve sleytlerdeki dokusal incelemelerde önemli olmaktadır. Bu çalışmaların çoğu ikincil elektron, modları **ile** yapılmış, ancak son yıllarda geri saçınımlı görüntülerin daha yararlı olduğu bilinmektedir. Geri saçınımlı taramalı elektron mikroskop kullanımı ile parlatılmış ince - kesitlerde her bir minerali **kont-**

rastları ve farklı sertlik ve rölyfleri yardımıyla tanımlamak mümkündür. Ayrıca, çok bileşenli kayaçlarda her bir mineralin ayrı ayrı analizi SENfe eklenen enerji ve/veya dalga boyu .saçınımlı. spektrometreler (WDS ve EDS) kullanılarak .mineral kimyası ile ilgili nicel bilgiler sağlanabilmektedir..

Geçirimli elektron mikroskop (TEM) yöntemi, örneklerdeki tabaka silikatlarının A. seviyesindeki karakteristiklerinin belirlenmesine olanak sağlamaktadır. Bu yöntem ile her bir iülosiikat: partikülünün yapısal tanımlamasının yanı sıra., ayrıntılı dokusal verileri de elde edilmektedir.

Elektron mikroprop metamorfik. petrolojide önemli bir kullanım alanı bulmakla birlikte, çok düşük - dereceli metaklastitlerde mineral kimyasal analizleri için daha az başvurulmaktadır. Bunun nedeni, özellikle 5 [im dan .küçük tane boyuna sahip bileşenlerde veya klorit - mika porfiroblastları / istiflerinde çoğu kez çok fazla analizler elde edilmesidir (Bozkaya, 1995).

#### Kimyasal analiz

Çok düşük dereceli metamorfizma ve kayaç ve/veya mineral kimyası arasındaki ilişkileri incelemek için yaş kim.yas.al. analiz yöntemlerinin. (FAAS,, GFAA, UV-VB, ICP, v.b.) yanısıra, kum yöntemler (XRF gibi) de kullanılmaktadır. Bu yöntemler doğrudan .ana .kayaç veya saf kil fraksiyonu içeren örneklerinde uygulanabilmektedir.

## Parametreler

#### Dokusal zonlar

Çok düşük dereceli metamorfizma ile ilişkili ilk dokusal zon tanımlamaları Ros yazarıca (Kosovs.ka.ya, 1961; Kosov&kaya ve Shutov, 1958, 1970) yapılmış ve sonra özellikle Frey (1970, 1987) ve Kisch (1983) tarafından geliştirilmiştir.. Yazarıca laii.iiBla.oai dokusal zonlann mikroskopik karakteristikleri aşağıda • verilmiştir:

(1) Ältere olmamış kil matriks zona: Bu zonda bazı d'uraysız detritik mineraller<sup>1</sup> (piroksen, amfibol, or-taç ve kalsik plajiyoklaz) tedrici olarak yok. olmakla, birlikte, ilksel sedimanler doku genel olarak korunmuştur. Detritik kuvarslar ile kil matriks arasındaki kesin, tane sınırları bu iki mineral arasında herhangi bir reaksiyonun olmadığına işaret, etmektedir. Bu zondaki kay açlara, bilinen epiklastik kayaç adl.ama.lan (kumtaşı, sultası vb.) verilmektedir...

(2) Altere kii matriks zonu: Bu zonda kil mineral-lerinin hidromika (=illit) ve klorite tedrici dönüşümleri ince taneli matr'iksi oluşturmaktadır. Matrikste otijenik kuvars oluşumuna da neden, olan basınç çözünmesi sü-

reçleri ile detritik kuvars ta.ii.e.leri çok ince testere dışı şeklinde görülürler.

(3) Ku.varsi.tlk. yapı ve hidromika - klorit matriks zona: Artan basınç çözünmesi kumtaşlarında kuvarsi-tik bir\* doku geliştirir. İlksel kil matriks hidromika, klorit ve kuvarsa dönüşmüş ve fillosilikatlar stress boyunca yönlennüşlerdir. ikinci ve üçüncü zondaki kayaçlar klastik dokularını halen korumalarından dolayı epiklas-tik sedimanler kayacın adının önüne <sup>n</sup>meta-<sup>n</sup> takısı getirilerek adlandırılabilir (meta-kumtaşı, meta-sütlaşı gibi).. Ancak, meta-sedimanter kayaçlar hem. ankizonu hem de epizonu temsil ettiklerinden, illit kristalinite ve-rileri kullanıldığında oluştukları zonasyonlar da belir-tilmelidir (ankimetamorfik kumlası» epimetamorfik sil-taşı gibi). Benzer yaklaşımlar kimyasal - biyokimyasal sedimanter kayaçlar için de uygulanabilir (metakireçta-şı, ankimetamorfik dolomit, gibi).

(4) İğnemsî yapı ve muskovit - klorit matriks zo-na: Bu zonun tipik özelliği yaygın basınç çözünmesinin bir sonucu olarak siltaşlarında iğnemsî veya dikensi yapıların gözlenmesidir. Fillosilikatlar üçüncü zonda-Kinden daha iri tanelidir ve ilksel klastik. dokusunu bütü-nüyle kaybetmiş, dolayısıyla metamorfik bir doku ka-zanmış olduğundan pelitik kayaçlar<sup>1</sup> sleyt ve fillitler ile (emsil edilir.

Yukarıdaki dört dokusal. zon. bölgesel epijenez ve .metajenez evrelerine (Kosovskaya ve Shutov, 1958, 1.963, 1970); birinci (erken epijenez), ikinci ve üçüncü dokusal zonun (geç epijenez) zeolit fasiyesine, dördün-cü dokusal zonun (erken metajenez) ise prêtaît - puni-pelliyit zonuna karşılık gelmektedir (Kisch., 1983; Frey, 1.987),.

Kullanılan analitik yöntemin kolaylığına rağmen,, çok düşük dereceli, metaklastitlerde dokusal zonların belirlenmesi zondadaki tedrici, değişimler' ve litolojik .farklılık nedeniyle zor olabilmektedir.

#### İndeks mineral birlikleri

Çok düşük dereceli metaklastitler bazaltik bileşimi!, meta - volkanik veya meta. - volkanoklastik kayaçlarda-ki gibi tipik mineral fasiyesleri (zeolit. - höylendit ve lö-montit, prehn.it. - plimpelliyit, prehn.it - aktinolit, pum-pelliyit - aktinolit., yeşilşist) ve indeks mineral birlikleri oluşturmamakla birlikte, özellikle- pelitik kayaçlann çok düşük dereceli, metamorfizması sonucu rektorit (düzenli karışık katmanlı I - S), paragonit / muskovit, paragon.it, pirofillit, lavsonit, stilpnomelan ve Mg - Fe - karpolit gibi indeks sayılabilecek bazı mineraller veya mineral birlikleri içerebilirler (Frey, 1987; Liou ve di-ğerleri, 1987),.

#### Kil mineralleri

Kırıntılı sedimanter kayaçların önemli bir bileşeni, olan kil mineralleri diyajenezden metamorfizma evresine kadar önemli mineralojik dönüşümlere uğrarlar.

Temel yapı ve bileşim, bakımından kil minerallerinden sadece iki grup metamorfik eşdeğerlerine benzemektedir (Velde, 1992). Bunlardan birincisi illitin egemen olduğu pofasik mika benzeri minerallerdir. İkincisi kloritler olup,, metamorfik kayaçlardaki yüksek sıcaklık fazlan ile sınır oluştururlar. Diğer kil. minerallerinin ise mel.amo.rfik mineral gruplarında eşdeğeri bulunmamaktadır.

Smektit miktarı gömülmeyle birlikte azalır ve K, Na ve Mg gibi egemen katyonlara göre sırasıyla Smektit -> I-S -> Paragonit, Smektit -> Klorit/smektit (C-S) -> Klorit, Smektit -> Vermikülit -> Klorit / vermikülit (C-V) -> Klorit biçiminde evrim gösterirler,

Kaolinit mineralleri smektitlerde olduğu gibi,, anki-metamorfizma zonunda tümüyle yok olmakta, veya dikil polimorfuna dönüşmektedir (Yalçın ve Bozkaya, 1996),.

Di- ve trioktahedral vermikülitler (DV ve TV), yüzeysel bozunma ve/veya diyajenelik koşulların ürünleri olup, gömülme diyajenezinde TV •> Hidrobiyotit (B-V) -> Biyotit,, TV -> C-V -> Klorit, DV •-> I-DV -> Illit (beyaz mika) veya başlangıç fazının, di- ve trioktahedral smektit (DS ve TS) olması durumunda DS -\* V-D ~> Vermikülit -> I-V -> illit (beyaz mika), DS -> TV -> C-V •> Klorit, TS -> TS-TV -> V -) B-V -> Biyotit, biçiminde bir evrim gösterirler (Millot, 1970),.

Lifi / iğnemi sepiyolit - paügoriskitler / atapuljitler ise sadece diyajenez ortamlarında gözlenirler (Yalçın ve Bozkaya, 1995 ve bu çalışmadaki ilgili referanslar),. Diğer fillosilikatlerden talk. ve serpantin grubu mineralleri yüzeysel bozunma ve diyajenez ortamında oluşabildiği gibi, yeterli magnezyumun bulunduğu ıllrabazik kayaçların retrograd hidrotermal alterasyonu gibi daha yüksek sıcaklıklarda, ayrıca talk silisli dolomitlerin kontakt ve bölgesel metamorfizması ile de oluşabilmektedir (Deer ve diğ., 1992),.

İleri diyajenez ve çok düşük dereceli metamorfizmada önemli bir kavram olan "kristalimle", genellikle herhangi bir maddedeki, kristalin metaryalin miktarını belirtir (Frey,, 1987),. Kubier (1967a) kristal initeyi, kristal .kafesdeki düzenlenme derecesi olarak tanımlamış, ancak düzenin ne anlama geldiğini kesin olarak belirtmemektedir, "Kristalimle" terimi genellikle illit için uygulansa da, klorit,, kaolinit veya profilli! gibi diğer fillosilikatlarında da be.lirlenebilmektedir.

Kubier (1984) "illit kristalinite\*" terimi yerine Scherrer eşitliği (Schemer, 1918; Klug ve Alexander, 1974; Brindley, 1980; .Altai ve Tortu 1983) ile tanımlanan "Scheuer genişliği" terimini önermiştir., Schemer eşitliği,  $B = A^{29} = (K \cdot X) / N \cdot d$  , Cos 9 biçiminde olup, burada. B = 26 radyanında maksimum şiddetin yarı yüksekliğindeki açısız genişlik farkı,, K= yaklaşık l'e eşit (0.89 v 0.94) sabit değer (Klug ve Alexander, .1974),, k= dalga boyu, d= atom düzlemleri arasındaki mesafe, N= düzlem, sayısı,, N.d= egemen kırınımın büyüklüğü, 8= yansımanın Bragg açısını ifade etmektedir.. Kübler tarafından, "illit kristalinite" yerine "Scherrer genişliği" teriminin önerilmesi illitin kristalografik açıdan sıkı bir yapıda olmaması ve kristalinitenin ölçülen B değeri için uygun bir terim, olmamasından kaynaklanmaktadır. Günümüz yazarları illit kristalinite tanımının biraz problemlili olduğu konusunda görüş birliğinde olmakla birlikte, literatürde yerleşmiş bir terim olması, nedeniyle aynı şekilde kullanılması tercih edilmiş, ancak Kisch'in (1983) önerisiyle tırnak içinde yazılması uygun bulunmuştur (Frey,, 1987).

İllit "kristalinite" indeksleri

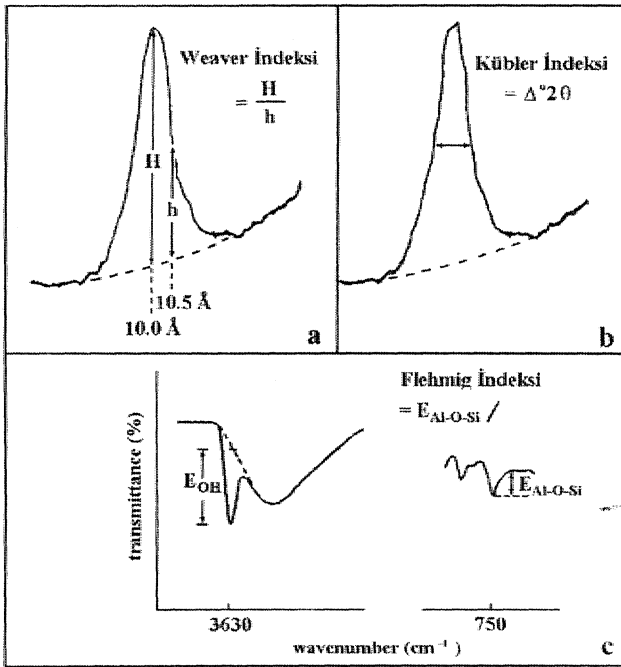
Literatürde birçok illit "kristalinite" ölçümü bulunmakta olup, bonlar aşağıda açıklanmış ve tartışılmıştır:

1. Weaver indeksi: Weaver (1960) ilk olarak illitin 10Å pikinin keskinliği ile şeyllerin metamorfizma derecesi arasındaki ilişkiyi araştırmış ve keskinlik oranı ile ifade edilen Weaver indeksini ( $WI = H(10.0\text{Å}) / h(10.5\text{Å})$ ) önermiştir (Şekil 1). Keskinlik, oranının sayısal değeri "kristalinite" nin .artmasıyla birlikte artmakla, diğer bir ifade ile 2.3 den küçük değerler diyajeneük zonu, 2.3 den 12.1 e kadar ki değerler ankizonu ve 12.1 den büyük değerler ise epizonu işaret, etmektedir.

2. Kübler İndeksi: Bu indeks birinci illit yansımasının, yan yüksekliğindeki genişliği olarak tanımlanır (Şekil 1).. Bu ölçüm yöntemi ilk önce Kübler (1964) tarafından, önerilmiş ve Kübler (1967a; 1968) ve Du.noyer de Segonzac ve diğerleri (1968) tarafından geliştirilmiştir.

Kubier indeksinin sayısal değeri "kristalinite" nin .artmasıyla azalmaktadır. Önceki çalışmalarda yarı. yükseklikteki pik genişliği değeri mm şeklinde ifade edilmiş, ancak şimdi, genellikle- A2\*8 olarak verilmektedir (Kisch, 1983 ve 1990; Kübler, 1984),. Kübler'e (1984) göne. ankizonun düşük ve yüksek derece limit, değerleri 0.42 ve 0.25° A2°eCuKa<sup>f</sup>dır.

Kübler (1968), Weaver<sup>1</sup> ve Kübler indekleriyle tanımlanan illit "kristalinite" değerleri için doğrusal, olma-



Şekil 1.1 Hit "kristalinite" indeksleri '.

yan bir korelasyon elde etmiştir. Weaver tarafından önerilen yöntemin metamorfizmaya uğramamış sedimanlarda daha iyi uygulanabileceği vurgulanmıştır.. Weaver indeksinde hata oranı daha düşük "kristalinite" değerlerine (diyajenetik), Kübler indeksinde ise daha yüksek "kristalinite" değerlerine (epizon) doğru azalmaktadır.

3. Weber indeksi: Weberin (1972a) tekniği illitin yarı yükseklikteki piki genişliği  $\{Hb I_{001} = \text{Kübler indeksi}\}$  ile kuvarsın (100) pikinin yarı yükseklikteki genişliğine (Hb Q100) oranım  $(Hb_{rel} = (Hb I_m / Hb Q_{100} \cdot 100))$  ifade etmektedir.

Weber'e (1972a) göre, bu ölçüm yalnızca. Hb (100) kuvars piki standart olarak kullanıldığında geçerlidir.. Weber indeksi genellikle Alman araştırmacılar tarafından kullanılmıştır..

4. Flehming indeksi: Hehming (1973), illit "kristalinite" tayini için infrared, yöntemi önermiştir.  $750 \text{ cm}^{-1}$  (EAl - O - Si) ve  $3630 \text{ cm}^{-1}$  (EOH) olmak üzere seçilen iki absorpsiyon bandının başlangıç - bitim oranlarının hesaplanmasıyla ilgilidir (Şekil 1). İyi kristalin muskovitin oranı  $(EAl - O - Si / EOH) = 10$  olarak, elde edilir. Flehming indeksi 0 - 10 arasında değişmektedir, infrared, yönteminin avantajı X-ışınları yönteminde sadece c- yönündeki, bu yöntemde ise tüm kristalografik yönlendeki düzensizlikler kullanılabilir.

Hunziker ve diğerleri (1986) Kübler ve Flehming indeksleri arasında doğrusal bir ilişkinin bulunduğunu be-

lirtmektedir. Pahalı olması, nedeniyle bu yöntem fazla tercih edilmemektedir.

5. Weber - Dunoyer de Segonzac - Econoinou indeksi: Schemer eşitliğinde kullanıldığı gibi,,  $hu$  indeksi illitin  $10 \text{ \AA}$  pikinin yarı yüksekliğindeki genişliğinin ölçülmesinden elde edilen egemen kırınımların büyüklüğü ile hesaplanmaktadır. Bu yöntemin ayrıntıları Weber ve diğerleri (1976) tarafından verilmiş olup,, az sayıdaki makalede görülmüştür.

İllit "kristalinite" değerlerinin kalibrasyonu

Gerek alelsel koşullar ve gerekse örnek hazırlama yöntemlerinden ileri gelen faktörlere bağlı olarak illit "kristalinite" değerlerini» her araştırmacıya göre farklılık sunması kaçınılmazdır. Bu açmazın, önüne geçebilmek için standart örnekler kullanılmaktadır..

C.Ü. Jeoloji Mühendisliği Bölümü Mineraloji - Petrografi ve Jeokimya Araştırma Laboratuvarları (MİP-JAL) X-ışınları difraktometresinde gerçekleştirilen "kristalinite indeksi standartları (CIS)" kullanılmaktadır. Şimdiye kadar tanımlanan en son standartlar özelliğın taşıyan örnekler (S W - 1, SW - 2, S W - 4, 5W-6) İngiltere'nin güneybatısındaki Variscan çok düşük dereceli metamorfik kuşağından alınmıştır. Yazarlarca petrografik ve mineralojik özellikleri ayrıntılı olarak tanımlanan standart örneklerden diyajenetik bölgeye düşen SW-1 ve SW-2'oin normal çekimdeki (N) illit "kristalinite" (İÇ) değerleri (yan yükseklikteki maksimum genişlik = FWHM) sırasıyla  $0.63$  ve  $0.47 \cdot A_{29}$ ; glikollü çekimde (G) ise  $0.57$  ve  $0.44 \cdot A_{29}$  dir. SW-2 diyajenez - ankizon sınırı  $0.42 \cdot A_{28}$ ; Kübler, 1984) yakın değerdedir. SW-4 (IC=  $0.38 \cdot A_{28}$ ) ankizon'da, SW-6 (IC=  $0.25 \cdot A_{20}$ ) ise ankizon - epizon sınırında, kristalli büyüklüğü ölçümleri için standart, olarak kullanılan muskovit kristalinin (MFC) IC değeri ise  $0.1 \cdot A_{28}$  olup, epizon bölgesinde yer almaktadır. Yukarıda belirtilen CIS örneklerinin FWHM değerleri ile MİP-JAL da ölçüleni FWHM' değerleri Çizelge 1 de verilmiştir. Çizelge de verilen değerler x-y diyagramlarına yerleştirilmiş olup (Şekil 2: ve 3),  $y=ax+b$  regresyon doğrusu ve korelasyon katsayıları hesaplanmıştır.

İllit "kristaliniteyi:" etkileyen faktörler

İllit "kristalinite" gerek kayacın oluşumuyla ilgili jeolojik (sıcaklık, sıvı basıncı., stress, zaman, litoloji, illit kimyası ve bazal yansımaların karışımı) ve gerekse deneysel ve örnek hazırlama koşullarına (kil ayırma, eşitleme, plaket hazırlama, tane boyu, kalyon doygunluğu, ve etilen glikol) bağlıdır (Kisch ve Frey, 1987),

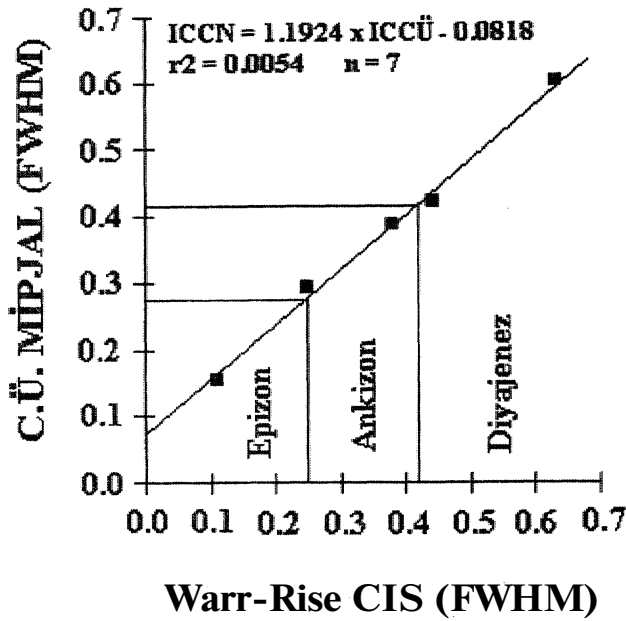
!.. Jeolojik koşullar: Sıcaklığın illit "kristalinitesi-ne" etki eden en önemli faktör olduğuna inanılmaktadır

**Çizelge 1.** (CIS) illit "kristalinite" standartlarının C.Ü. MİPJAL değerleri ile regresyon ilişkileri

Standart	İLLİT						KLORİT		
	NORMAL ÇEKİM (N)			GLİKOLLÜ ÇEKİM (G)			NORMAL ÇEKİM (N)		
	CIS	CÜ	St.Sp.	CIS	CÜ	St.Sp.	CIS	CÜ	St.Sp.
SW-1	0.63	0.601	(0.049)	0.57	0.552	(0.018)	0.34	0.342	(0.027)
SW-2	0.44	0.423	(0.025)	0.44	0.454	(0.007)			
SW-4	0.38	0.387	(0.023)	0.38	0.397	(0.001)	0.32	0.318	(0.022)
SW-6	0.25	0.294	(0.037)	0.25	0.298	(0.025)	0.25	0.277	(0.032)
MFC	0.11	0.156							

Doğrusal regresyon eşitlikleri ve r<sup>2</sup> değerleri:

Regresyon türü	Regresyon eşitliği	r <sup>2</sup>
Doğrusal	IC <sub>CN</sub> = 1.1924 x IC <sub>CÜ</sub> - 0.0818	r <sup>2</sup> = 0.9954
Doğrusal	IC <sub>CG</sub> = 1.2499 x IC <sub>CÜ</sub> - 0.1215	r <sup>2</sup> = 0.9987
Doğrusal	ChC <sub>CN</sub> = 1.4193 x ChC <sub>CÜ</sub> - 0.1400	r <sup>2</sup> = 0.9744

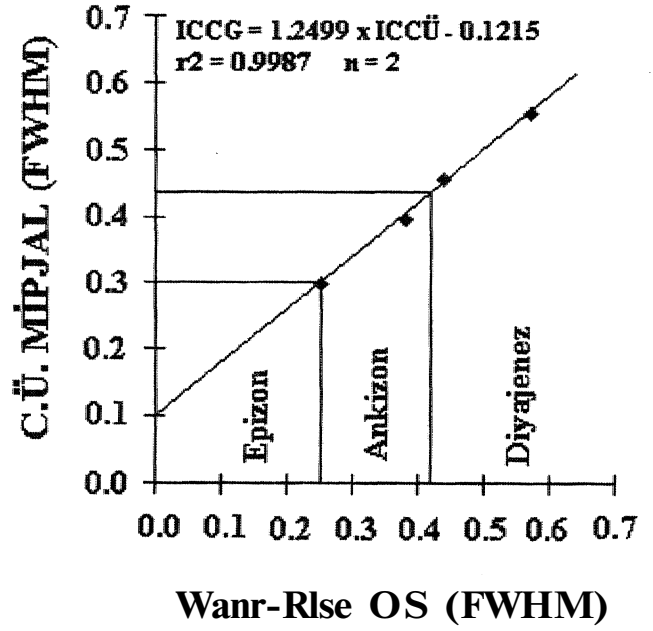


**Şekil 2.** CIS standartlarının yönlendirilmiş normal plakette- rinden itibaren hesaplanan düzeltilmiş ve düzeltilmemiş 10Å "kristalinite" değerleri (Kübler indisi; Å20Ş)

(Kübler, 1967a,b, 1968). Bu etki kontakt melamorfik halelerde çuk iyi gözlenmektedir (Schaer ve Persoz, 1976). Ayrıca az sayıdaki hidrotermal deneyler ile de desteklenmiştir (Smykatz - Kloss ve Althaus, 1974; Knimm, 19:84).

Sıvı basıncı genellikle önemsiz, sayılabilecek, bir etkiye sahip olmakla birlikte, doğrudan etkisi bilinmemektedir (Frey; 1987).

Stressin etkisi tartışmalı olup, (Kübler, 1967b) bunun farkedilir bk etkisi olmadığını belirtmiş, buna karşın Kübler (1967a), Frey ve diğerleri (1973) ile Aldahan ve Morad (1986) ise bazı tektonik makaslama zonlarında artış gösteren illit "kristalinite" değerleri ölçülmüştür. Birçok yazar (Flehmig ve Langheinrich, 1974; Teichmiiller ve diğ., 1979; Nyk, 1985), Kübler indeksi kullanıldığında mostro ölçeğindeki bir kıvrımda



**Şekil 3.** CIS standartlarının yönlendirilmiş glükolla plakette- rinden itibaren ölçülen düzeltilmiş ve düzeltilmemiş 10Å "kristalinite" değerleri (Kübler indisi; Å26)

deformasyon ve illit kristalinite arasında pozitif bir ilişki bulunmazken, Fleming indeksi kullanıldığında ise tektonik gerilmenin artmasıyla illit "kristalinite" nin arttığı belirlenmiştir. Diğer taraftan, Roberts ve Meniman (1985) Mr antiklinalin menteşe zonunda artan Kübler indeksi illit "kristalinite" değerleri, saptamışlar ve illit "kristalinite" ile bölgesel gerilme doğrudan bir ilişki ortaya koymuşlardır.

Zamanın illit "kristalinite" değerlerine etkisinin olması, olduğu vurgulanmaktadır (Essene, 1982). İllit sabit sıcaklıkla ne kadar uzun kalırsa daha iyi kristalleşecektir. Bununla birlikte- günümüzde laboratuvar ve arazi verileri bu hipotezi destekler' görünmemektedir.

İllit "kristalinite" belirlenmesinde litoloji önemli bir rol oynamaktadır, taneli klastik sedimanlar, ince tanelilerden, iyi kristalin, flütleri içermeye daha elverişlidir. Bunun nedeni, detritik illit veya muskovitin "kristalinite" değerlerinin yüksek olması, ve iri taneli sedimanların yüksek gözeneklilik, ve geçirgenliğe sahip olmasıdır ki, bu da illitin agradasyonuna neden olan gözenek suyunun sirkülasyonuna daha uygundur. Örneğin, kemşan şeyllerden daha iyi kristalin illüeri içermektedir (Dunoyer de Segonzac, 1970; Bozkaya, 1995; Yalçın ve Bozkaya, 1996).

Metakarbonatlarda illitin agradasyonunu, potasyum yetersizliği nedeniyle "normal" metaklastiüere göre geciktirmektedir. Bazı özel jeolojik ortamlarda smektitler epizonda dahi korunabilmektedir (Wilson, ve Bain, 1970; Dunoyer de Segonzac ve Abbas, 1976; Schaer ve Persoz, 1976; Zingg ve diğ., 1976). Benzer biçimde illit

agradasyonundaki gecikme yüksek organik madde içerebilen sedimanlarda da gözlenebilmektedir (Kübler, 1968; Weber, 1972b). Bu durumda illit kristalleri hidrofobik organik materyalle örtülmesi sonucu iyonik çözeltilerin sirkülasyonundan, korunmuştur. Diğer yandan, evaporitlerde yüksek potasyum olması, illit "kristalinitesi" ni arttıracaktır (Rumeau ve Kilbicky, 1966; Kübler, 1968). Kübler (1968; 1984) ve Dunoyer de Segonzac'a göre (1970), illit "kristalinitesine" litolojinin etkisi diyajenez veya metamorfizma derecesinin-artmasıyla birlikte azalmakta ve ankizonun başlangıcında ise önemsiz olmaktadır. Bununla birlikte, farklı kayaç türlerinde ankizonun yüksek sıcaklık kesiminde bile illit "kristalinite" değerlerinde sistematik farklılıklar saptanmıştır (Arkaı ve diğ., 1981).

flütteki potasyum içeriğinin artması daha iyi illit "kristalinitesi"ne neden olmaktadır (Weaver ve Beck, 1971; Hunziker ve diğ., 1986), Gerekli potasyum detritik K-feldispat» muskovit veya biyotitin bozunmasından sağlanabilmektedir. Mitte Al içeriğinin "kristaliniteye" etkisi tartışmalıdır. Esqoevin (1969) yalnızca alüminyumlu illitlerin "kristalinite" değerlerinin metamorfizma derecesini belirlemede kullanılabileceğini, magnezyumlu illitlerin uygun olmadığını belirtmektedir.

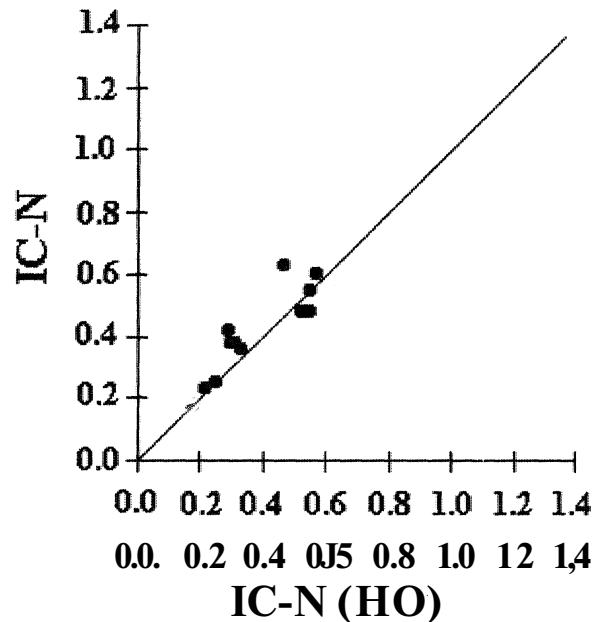
Ankizon veya epizonda 10 Å'a yafan bazal yansımalı diğer fillosilikatların varlığı illitin (001) pikinin genişlemesine neden olmaktadır (Frey, 1987; Yalçın ve Bozkaya, 1996). Bu tür mineraller pirofillit (9.2 Å), karşılık - tabakalı paragonit / muskovit (9.8 Å), margarit (9.6 Å) ve biyotit (10.0Å) olup, bu fazların bulunması durumunda gerçek illit "kristalinite" değerleri elde edilememektedir.

**2. Deneysel ve örnek hazırlama ile ilgili koşullar:** Bazı yazarlar (Foscolos ve Kodana» 1974; Merriman ve Roberts., 1935; Kemp ve diğ., 1985; Robinson ve Bevins, 1986) kil fraksiyonu ayırımı için öğütme işleminin sonra çeşitli aşamalarda ultrasonik ayırıcı kullanmışlardır. Weber (1972a) kısa süreli bir öğütmeden sonra (tane boyu yaklaşık 1 mm) kil ayırımı yapılmasını önermiştir. Toselli ve Weber (1982) ultrasonik ayırıcının amonyum çözeltisiyle ayırma işlemine göre- "kristalinite" değerlerinde bir artmaya neden olduğunu göstermiştir. Diğer yandan Kisch ve Frey (1987), düşük, dereceli, ankizonun 0.1 - 2 jım fraksiyonundaki bir illitin. 30 dakikayı aşan bir ultrasonik etkilemeden sonra bile "kristalinite" değerlerinde herhangi bir değişim, gözlenmediğine dikkat çekmiştir. Santrifüjleme yöntemi ile katyonlardan arındırılarak detloküle edilen süspansiyon, halindeki, örneklerden 3 saat 40 dakikalık sedimentasyondan sonra kil fraksiyonunun elde edilmesi

"kristalinite" incelemelerinde daha uygun gözükmektedir (Gündoğdu ve Yılmaz, 1983; Bozkaya, 1995),

Karbonatlı, sedimanlarda illitin zenginleştirilmesi için uygulanan asitleme "kristalinite" iod.eksin.de artmaya, neden olmaktadır. Bu artma, özellikle genişleyebilen yapraklar içeren, diyajenetik illitler için çok daha geçerlidir (Kübler, 1984; Krumm, 1984), Bununla birlikte, sülfatlı sedimanlarda NaCl, organik maddeli örneklerde H<sub>2</sub>O<sub>2</sub>, amorf silisli olanlarında ise. HF'in "kristaliniteye" olan etkisine ilişkin veriler' literatürde bulunamamıştır. Asitleme (%10HCl) işleminin, illit "kristalinite" derecesinde artmaya neden olduğu Bozkay (1995) tarafından da gözlenmiştir. Yazar, aynı seviyeye ait. karbonat içermeyen, diğer bir deyişle asiümeden geçirilmeyen örnekler için diyajenetik "kristalinite"\* asitleme işlemi yapılan karbonatlı örnekler için ise ankizon. değerleri bulmuştur. Bu değerlendirmeye litolojik farklılıkların neden olup olmadığını araştırılması amacıyla, karbonat, içermeyen on örnek üzerinde hem asitleme yapılmadan hem de asitleme yapıldıktan sonra "kristalinite" ölçümleri, yapılmıştır. Sonuçta, asitleme yapılan örneklerin pik genişliklerinin azaldığı, diğer bir ifadeyle "kristalinite" derecelerinin arttığı ortaya konulmuştur (Şekil 4), Bu nedenle "kristalinite"\* ölçümlerinde çok az veya hiç karbonat içermeyen kayaç örnekleri seçilmelidir.

Plaket hazırlamada en yaygın yöntem cam yarıklar / oluklar üzerine pipette kil süspansiyonunun dökülmesidir (Dunoyer ve Segonzac, 1969; Kisch, 1980a, b). Weber (1972a) kalın sedimentasyonlu örneklerdeki pik ge-



Şekil 4. Asitlenmemiş (IC-N) ve asiüenmiş (IC-N-HCl) örneklerin illit "kristalinite" değerleri arasındaki ilişki.

nişlemesini belirlemiş ve bunu sedimantasyon sırasındaki dikey tane boyu ayırılmasına bağlamıştır. Brime (1980), üç farklı yöntemle hazırlanan plaketlerden ölçtüğü pik genişliklerini karşılaştırmış ve sıvama ile hazırlanan lamların sedimante şiltlerden biraz daha geniş pikler gösterdiğini saptamıştır. Daha kalın olmalarından dolayı sıvama lamlar pipetlenmiş lamlardan daha yüksek  $I_{002}/I_{001}$  şiddet oranları da göstermektedir (Brime, 1980; Robinson ve Bevins, 1986), Warr ve Rice (1993) kalın, orta., ince ve çok ince sedimantasyonlu kil plaketerinde kalınlığın genelde kristalinifeyi azalttığı ve pik şiddetini ise artırdığını saptamıştır. Diğer bir ifadeyle, örnek kalınlığı arttıkça pik genişliği, de artmaktadır. Süspansiyon yöntemiyle dikey tane boylanması Elit "kristalinifeyi" etkileyeceği dikkate alınarak ve cam plakete üzerine ince kil çamuru homojen olacak biçimde sıvanarak korumaya bırakıldıktan sonra çekim yapılması çok daha uygun gözükmektedir (Giindogdu ve Yılmaz., 1983; Bozkaya, 1995).

İlli t "kristalini te" örneğinin iane boyuna da bağlıdır (Weber, 1972a; Teichmüller ve diğ., 1979; Weaver, 1984; Bozkaya, 1995). Çoğu çalışmada 2 jmm dan küçük kil boyu fraksiyon kullanılmış olup, çok daha küçük tane boydan (<0.1 um) piklerde genişlemeye neden olmaktadır (Brindley, 1980). Bu nedenle Weber (1972a), 2 - 6 Jim luk fraksiyonları çalışmayı önermiştir. Bununla birlikte, daha kaba tane boyu fraksiyonunun iyi kristalin detiitik illitleri daha fazla içermesi nedeniyle dezavantajı da bulunmaktadır. Bu nedenle Weber milimeirik boşluklu filtreler yardımıyla <0.1 (im fraksiyonun uzaklaştırılması sonucu ö. 1 - 2; jmm boyutlu fraksiyonu zenginleştirmiştir.

Kemp ve diğ. (1985), diyajenez - ankimetamorfizma geçişi için <2, \un fraksiyonlarında. 2 - 6 jmm fraksiyonlarının göre %20 ye ulaşan daha yüksek  $Hb_{rel}$  değerleri belirtmişler., ancak orta. - ankizonda aynı değerler sözkonusudnr. Arkai (1983; Arkai ve diğ., 1981), tüm kayaç ve çözünmüş kalıntı örnekleri ( $A_{20} = 0.34^\circ$  veya  $Hb_w = 150 - 155$ ), <2 fim fraksiyonlardakine ( $A_{26} = 0.38^\circ$  ve  $Hb_{rel} = 160$ ) göre daha geniş pik genişlikleriyle temsil edilen, bir metamorfizma. derecesine (lömontit - prêtaıt - kuvars fasiyesi ve pompelliyl - prehnit - kuvars fasiyesi arasındaki sınır) yerleştirmiştir.

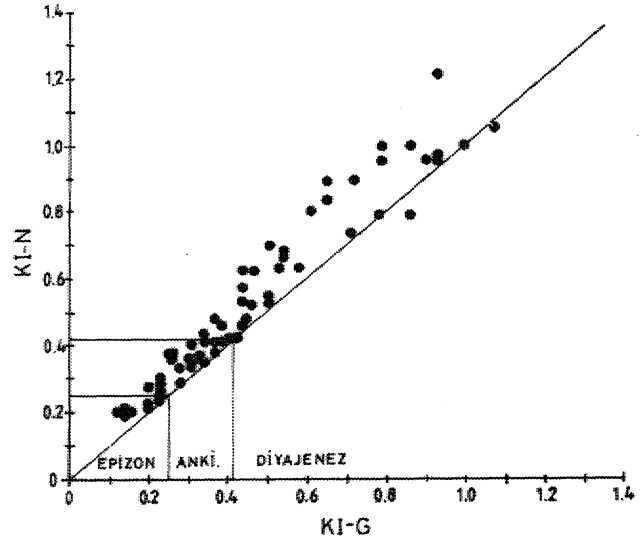
Birçok yazar, örnekleri K ve Mg iyonlarıyla doyurduktan sonra karşılaştırmıştır. Örneğin, Van Biljon ve Bensch (1970) ve Kisch (1980 a,b) tarafulandan K ile doygun örneklerde Mg ile doygun olanlardan daha dar pikler elde edilmiştir.

Diyajenetik ve dişlik - dereceli ankimetamorfik zonu illitlerinin.  $10\text{\AA}$  pikleri: genellikle bir tarafı düşük açılı (geniş aralıklı) olacak şekilde asimetriktir (Kisch, 1980a., b; Ivanova, ve diğ., 1979; Arkai ve Toth, 1983). etilen glikolun bu piklerin daraltması, geoşleyebilen. tabakaların şişerek, ayrılması sonucu piklerin simetrisindeki .artmayla ilişkilidir (Triplehorn, 1970; Kisch, 1980a, b, 1981).

.Etilen glikol etkisi sonucu daralma yüzdesi., diyajenetik bölgenin, yüksek dereceli kesiminde (Brime ve Perez, - Estaun, 1980; Roh.de, 1980) veya biraz, daha ileri evresinde (Teichmüller ve diğ., 1979; Kisch, 1980a., b) bile %30 a. kadar ulaşabilmektedir. Ancak, diyajenez - ankimetamorfizma geçişinde ender olarak %20'yi aşmakta (Kisch., 1980b; Teichmüller ve diğ., 1979), anki-zonda ise genellikle %10'dan daha. az olmaktadır (Kisch, 1930b; Brime ve Perez - Estaun, 1980; Rrey ve diğ., 1980; Dandois, 1981; Ahrendt ve diğ., 1977; Toselli ve Toselli, 1982; Warr ve Rice, 1993,1994).

Bozkaya (1995) normal ve glikollü çekimlerde "kristalinite" ölçümü yapmış., ancak zonların ayırımında normal çekimlerden elde edilen veriler kullanmıştır. Bunun nedeni glikollü çekimlerde pik genişlikleri normal çekimlerde ölçülen "kristalinite" değerlerine göre belirgin, bir artma göstermesidir (Şekil 5).

Geniş ve yeterli bir örnekleme yapıldıysa "kristalinite" değerlerinin harita üzerinde eşkristalinite eğrileri, olarak çizilmesi de mümkündür (Roberts ve Meniman, 1985). İllit "kristalinite" yöntemi jeotermometrik amaçlar için kullanılmamıştır, illit "kristalinite" yukarıda, özetlenen uygulamalardan daha farklı, amaçlar, örneğin



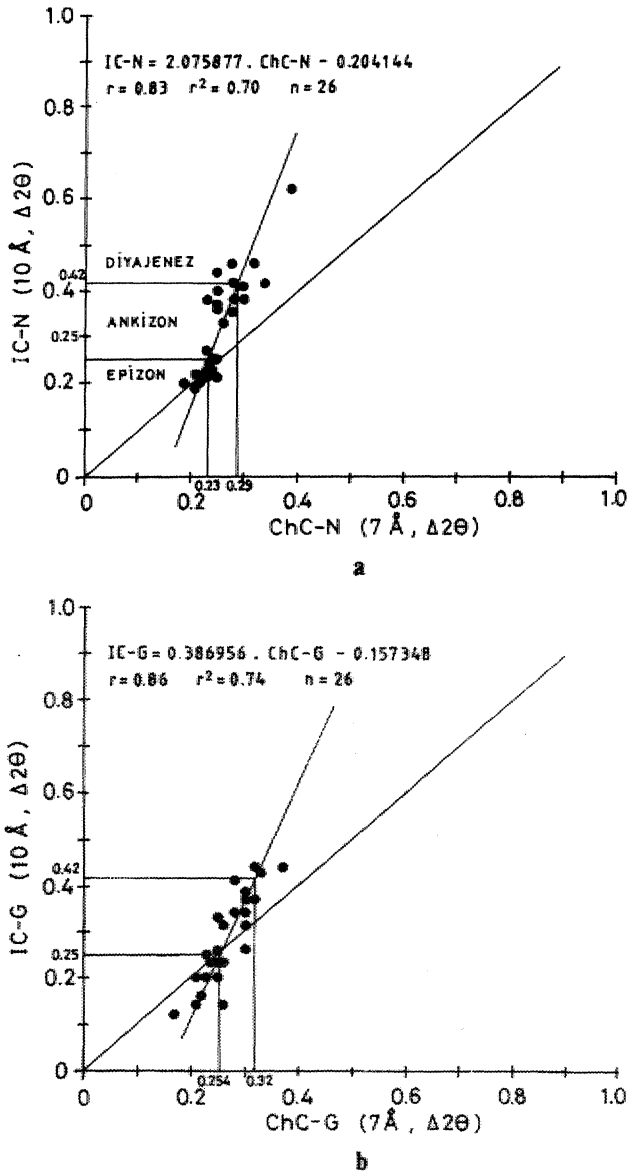
Şekil 5. Normal ve glikollü çekimlerden elde edilen illit "kristalinite" değerleri arasındaki ilişki.



düşük sıcaklık statik ve dinamik retrograd metamorfizması ile bozunma + gömülme diyajenezi arasındaki ayırım için de kullanılmıştır (Arkai, 1993).

### Klorit "kristalinite" ölçümleri

Klorit 7 Å pik genişliği birçok, araştırmacı tarafından incelenmiştir (Le-Corre., 1975; Schaefer ve Persoz, 1976; Deuffloff ve diğ., 1980; Dandois, 1981; Diba ve Williams - Jones, 1983; Altai, 1991). Genelde klorit "kristalinitesi" ile illit "kristalinitesi" arasında doğrusal bir ilişki olduğu gözlenmiştir (Bozkaya, 1995; Şekil 6). Her ikisinin mutlak değerleri, genellikle aynıdır (Duba ve-William - Jones., 1983)... Ancak diğer bazı çalışmalarda kloritin aynı örnekteki ilikten daha iyi kristaliniteye sahip olduğu belirtilmiştir (Schaer ve Persoz., 1976;

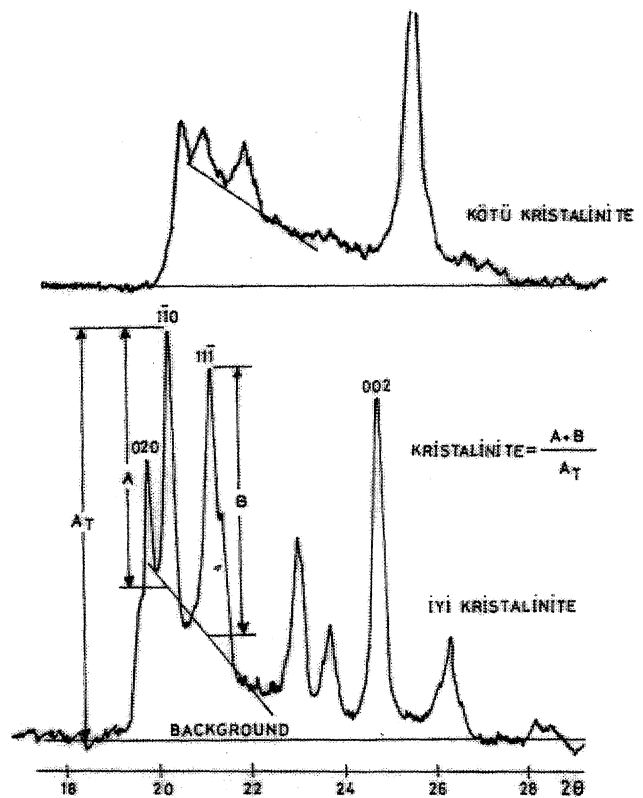


Şekil 6. (a) normal ve (b) glikollü çekimlerden elde edilen illit ve klorit "kristalinite" değerleri arasındaki ilişki.

Dandois, 1981; Arkai, 1991; Bozkaya, 1995). Metamorfik derecenin artmasıyla kloritin "kristalinitesinin" düzelmesinin nedeni bilinmemektedir. Klorit "kristalinite"\* kristal kafesinin yapışma düzlemlerinin boyutunun artmasından ve tekdüze kimyasal bileşiminden, ileri gelebilir. Kimyasal açıdan farklı kloritler pik genişlemesine neden olan bazal boşluktan çok az farklılık sunarlar. Arkai (1991), Merilerin normal ve etilen glikollü çekimlerden itibaren 14Å ve 7Å piklerini ölçmüş (A\*26) ve illit "kristalinitesi" (A\*29) değerleriyle karşılaştırmış, kloritlerin 14Å piklerinin "kristalinitesinin" genellikle daha düşük, buna karşın 7Å piklerinin "kristalinitesinin" daha yüksek olduğunu belirlemiştir,

### Kaolini! "kristalinite" ölçümleri

Kaolinit "kristalinitesi" ya yönelmemiş çekimlerdeki bazal olmayan bazı yansımaların şiddet oranları (Hinckley., 1963; Şekil. 7), ya da yönlendirilmiş çekimlerdeki 7Å pik genişliği (Brauckmann ve Füchtbauer 1983) yardımıyla elde edilmektedir. Ancak diyajenetik ve çok düşük dereceli metamorfik kayalarda çalışılabilir kaolinit. "kristalinitesi" (Hinckley indeksi), kloritin bulunması durumunda güvenilir olmayacaktır., Kaolinit - kömür tonştaynlarıoda kömürleşme derecesinin artmasıyla, birlikte kaolini! "kristalinitesi" değerinde bir artış gözlenmiştir (Eckhardt, 1965). Stadler (1971), 200°C nin üzerindeki sıcaklıklara karşılık gelen yüksek kömürleşme derecelerinde değişen kaolinit. "kristalinit-



Şekil 7. Kaolinitin yönelmemiş çekimlerinde Hinckley kristalinite indeksi (Hinckley, 1963).

led" elde etmiştir. Brauckmann ve Fütchbauer (1983), silttaşlarındaki kaolinit "kristalinitesi" değerlerinde bazaltik dayk kontağına doğru artış gözlemişlerdir. Hinekley "kristalinite" değerlerinin düzenli hegzagonal kaolinitlerde yüksek, iyi gelişmemiş kristallerde ise düşük olduğu belirtilmiştir (Sayın» 1987),

#### Pirofillit "kristalinite" ölçümleri

Pirofillit "kristalinitesi" için Ianovici ve diğerleri (1981) tarafından altı indeks önerilmiştir. Bunlardan beş tanesi X-ışınları bazal yansımaları, biri de Infrared spektroskopisi özelliklerine dayandırılmıştır. Yüksek dereceli anklzon pirofillitleri, diyajenez - ankizon geçişi yakınındaki pirofillitlerden daha iyi "kristaliniteye" sahip olduğu belirtilmiştir (Frey, 1987).

#### PoEimorfi ve Politipi

Diyajenez - çok düşük dereceli metamorfizmada polimorfizma ve bunun özel bir şekli olan politipi, aşağıda açıklanacağı gibi birçok fillosilikat minerali için kullanılmaktadır.

#### İllit / .mika politipleri

Mika mineralleri için polimorfizma ilk defa Hendle ve Jefferson (1939; Bailey, 1988) tarafından tanımlanmıştır. Mikalarda altı adet standart politip olduğu belirtilmiştir (Smith ve Yoder, 1956). Bunlar vektöriyel özelliklerine göre A ve B olmak üzere iki gruba ayrılmış olup, A grubu mikalar İM, 2M1 ve 3T politiplerini, B grubu mikalar ise 2Or, 2M2 ve 6H politiplerini kapsamaktadır (Bailey, 1980,1984, 1988).

A grubu politipleri (özellikle bir ve iki tabakalı monoklinik formlar) B grubu politiplerinden daha bol bulunmaktadır (Bailey, .1984). Elite bir tabakalı monoklinik düzensiz politipi (İMd) ve iki tabakalı monoklinik politipi (2M1) yaygındır. Üç tabakalı trigonal (3T) ve 2M2 yapısal formları enderdir (Yoder ve Engster, 1955; Dunoyer de Segonzae, 1970). Levinson'a göre (1955) ince taneli illit iri moskovit: kristalleri gibi aynı politip göstermektedir..

İleri diyajenez veya çok düşük, dereceli, metamorfizmada illitin İMd den 2M1 e doğru evrimi birçok yazar tarafından belirtilmiş ve 2M1 / (2M1 + İMd) oranını da metamorfik derecenin önemli bir ölçüğü olarak kullanmışlardır (Maxwell ve Hower, 1967; Dunoyer de Segonzac, 1970; Frey,, 1970; Gavish ve Reynolds, 1970; Foscolos ve Kodama, 1974; Foscolos ve diğerleri,, 1976; Weaver ve Broekstra, 1984; Meirman ve Roberts, 1985; Hunziker ve diğ.,, 1986). Bununla birlikte, Ktibler

(1967a, b) tarafından vurgulandığı gibi detritik 2M1 illitin bulunması bu ilişkiyi çelişkili hale getirebilmektedir., Bu yüzden metamorfizma başlamadan önce yalnızca İMd polimorfunun olduğunun kanıtlanması gerekmektedir.

2M1 / (2M1 + İMd) illit politip oranının belirlenmesi gelişigüzel yönlendirilmiş örneklerdeki (hkl) yansımalarına ait piklerin ölçümüyle belirlenmektedir., 2M1 illit. politipi oranı  $I(3.74\text{\AA}) / I(2.58\text{\AA})$  (Velde ve Hower,, 1963),,  $I(3.00\text{\AA}) / I(2.58\text{\AA})$  (Reynolds,, 1963) ve  $I(2.80\text{\AA}) / I(2.58\text{\AA})$  (Maxwell ve Hower,, 1967) pik şiddetleri, oranlarından elde edilmektedir. Buradaki 3.74,, 3.00 ve 2.80Å yansımaları yalnızca 2M1 mikaya özgü .iken. 2.58Å yansıması her iki politipte de bulunmaktadır. Bu yöntemin hassasiyetinin düşmesinin nedeni; pik oranlarını etkileyen tane boyutları (Velde ve Hower, 1963),, başka minerallerden gelebilecek karışıklıklar ve gelişigüzel yönlendirilmiş örneklerin, yeniden hazırlanmasındaki güçlüklerdir. Maxwell ve .Hower (1967) tarafından önerilen yöntem, başka, minerallerden gelebilecek karışıklıklar açısından, diğerlerine göre daha çok kullanılmıştır., Bunların dışında Pique ve Wybrecht (1987) %2M miktarı için  $\%2M = I(2.98\text{\AA}) \times 100 / I(2.98\text{\AA}) + I(3.07\text{\AA})$  formülünü önermiştir.,

Başlangıç materyallerde tüm sıcaklıklarda birincil faz olarak İMd yapısının gözlenmesi, bu polimorfun yarı - duraylı; İMd den sonra. İM düzeninin gelmesi (İMd -> İM) ve düşük sıcaklıklarda da devanı etmesi İM muskovitinin duraylı bir- form olduğuna işaret etmektedir (Yoder ve Eugster, 1955; Velde,, 1965; Mukhamet - Galejev ve diğerleri, 1986). Uzun süreli işlemler temel, alınarak İM -> 2M geçişi. ~2 kbar so. basıncı ve 200 - 350°C sıcaklıklar arasında olup, yüksek sıcaklıklarda en. duraylı form 2M yapısıdır.

illit politipinin gelişimini etkileyen faktörlere başlıca sıcaklık, sıvı. basıncı (Velde,, 1965; Cloos, 1983),, stress, zaman (Yoder ve Eugster, 1955; Velde,, 1965), litoloji (Kisch, 1983), illit kimyasıdır (Radoslovich ve Norrish, 1962),

Sonuç olarak; başlangıç in.etamorfizma.asi incelemelerinde illit İMd -> 2M politip dönüşümü illit "kristalinitesi" yönteminden daha az uygulanmıştır. Bunun nedeni, 2M1 / (2M1 + İMd) oranının belirlenmesinin uzun zaman alması ve görel olarak hatalı olmasıdır. Eğer bir çalışmada zaman ve kimyasal bileşimin önemli faktörler olduğu ortay konulursa, metamorfizma derecesi için İMd -> 2M1 geçişinin uygulanmasında çok daha dikkatli olunmalıdır (Frey, 1987).

### Klorit polimorf ve politipikri

Trioktahedral kloritin 7Å → 14Å polimorf ve Ib → lib (her ikisi de 14Å) politipi değişimleri bulunmaktadır. 7Å → 14Å polimorf değişiminin metamorfik indikatör olarak kullanımı iki faktör tarafından engellenmektedir, Birincisi, 14Å kloritin de olması durumunda pik çakışması nedeniyle 7Å kloritin (aynı zamanda 7Å şamozit, bertiyerin veya septaklorit) belirlenmesindeki güçlük, ikincisi ise örnekteki 14Å kloritlerin bütünüyle 7Å kloritten türemiş olmamasıdır... Nitekim,, doğal örneklerden elde edilen optik ve XRD (Schoen, 1964; Delaloye, 1966; Frey, 1970) ile TEM / STEM verilerine {Lee ve diğ., 1984; Ahn ve Peacor, 1985} göre aynı örnekte hem 7Å hem de 14Å klorit gözlenmiştir... 7Å polimorto 14Å fazının muhtemelen yarı - kararlı bir öncüsü (Schoen, 1964; Ahn ve Peacor, 1985; Cho ve Fawcett, 1986) olup, birlikte bulunduğu **14A** polimorfu ile kimyasal bileşim açısından, hemen hemen aynıdır... 7Å → 14Å polimorfu geçişindeki sıcaklık verilerine (Delaloye, 1966; Karpova, 1969; Frey, 1970; Velde, 1985) göre 7Å → 14Å polimorf dönüşümü zeolit fasiyesinde meydana gelmekle birlikte,, 7Å polimorfu sıcaklık aralığının yaklaşık 200 - 300°C olduğu ankizooda da gözlenebilmektedir.

Bailey ve Brown (1962) kloritlerdeki tabakaların yarı - düzeni istiflenmesinde, ya da düzenli tabakalı kloritlede teorik, olarak altı tabaka - tabakalararası birleşme veya 14Å yapısal, birimi olduğunu belirtmiştir. Altı farklı yapısal, grup; Iaa, Ibb, Ilaa, Ilbb, Iba (=Iab) ve II-ab (=IIba) olarak tanımlanmışlardır. Buradaki I veya II numaraları tabakalararası yaprağın oryantasyonunu (I oryantasyonu 2: 1 tabakası içindeki oktahedral yaprak için önerilmiştir), a harfi tabakalararası yaprağı alttaki 2: 1, b harfi ise üstteki 2:1 tabakasına göre olan konumlarının ifade etmektedir;. Eğer<sup>1</sup> tabakalararası yaprak alttaki ve üstteki, tabakalara göre- simetrik koomda ise {aa veya bb) sembolde yalnızca, bir harf kullanılması yeterlidir (Ia, lib' gibi). Asimetrik, tabakalararası konumlar (ab veya ba) β açısında farklı olmasıyla belirlenebilir (Örneğin,, Ibb için β = 90°; Iba, (veya Ib için ise β = 97\***dir**). Kloritlerin yapısal birim hücre şekilleri, ise- ortorombik, monoklinik veya triklinik olabilmektedir..

Bailey ve Brown (1962)=, Ilaa ve- Ilab yapısal formlarının doğada, gözlenmediğini ve diğer politiplerin ise bolluk sırasına, göre; Ilbb (veya lib; β = 97°), Ibb (veya Ib; β = 90°), Iba (veya Ib; β = 97°) ve Iaa (veya Ia; β = 97°) olduğunu belirtmişdir. Hayes (1970) bu dört politipe ek olarak. İbd düzensiz klorit tanımlamıştır ki, bu da 2.4-2.5Å. bölgesindeki.  $h_m$  difraksiyon bandının eksikliğiyle karakteristiktir.

X-ışınları toz difraksiyon patemleinde kloritlerin

altı mümkün grubu tanımlanabilmektedir. Öğütme herhangi istiflenme düzenini bozabilir<sup>1</sup> ve hatta tabaka - tabakalararası tipi değiştirebilir {Ibb → Iba -> Iaa; Shi-rozu, 1963}, Ibb' ve Ilab yapıları için d - değerleri diğer dördünden daha farklıdır (Bailey, 1980; 1988). Çünkü bo ikisi β = 90° olan ortogonal birim hücre şeklinde olup, diğer dördü, için 'β = 97° olan monoklinik şekilli birim hücre esas alınmıştır.,"

Geç diyajenez ve başlangıç metamorfizması sırasında 14Å trioktahedral klorit. politiplerinde değişilin gözlenmiştir. Hayes (1970), I tipi klorit yapılarının yalnızca diyajenetik. süreçlerle oluştuğu sonucuna varmıştır. Sıcaklığın artması ile meydana gelen diyajenetik kristalizasyon, kristalografik veriler ve. öğütme deneyleri baz alınarak doraylılık sıralaması, İbd (d= düzensiz) → Ib (β = 97°) → Ib (β = 90°) olarak önerilmiştir. Başlangıç metamorfizması koşulları sonuçla Ib (β = 90°) → lib politip dönüşümüne neden, olmaktadır. Bu yüzden metamorfizma geçilmemiş sedimanlardaki lib kloritler büyük bir olasılıkla detritik kökenlidirler.,

Hayes'e göre (1970) kloritlerin kimyasal bileşimi, yapısal duraylılığa çok az etki etmektedir., Bununla birlikte kimyasal bileşimin, çok. önemli etkileri olduğu da belirtilmiştir. Örneğin, Karpova (1969), Mitsui (1975) ve Shirozu (1978), lib politipinin lib politipli metamorfik kloritlerin Ib politipine sahip sedimanter kloritlerden daha fazla tetrahedral Al ve daha. fazla oktahedral Mg içerdiğini savunmuşlardır.

Ib → lib politipi. dönüşümü ile ilgili sıcaklık verileri oldukça sınırlıdır.. Hayes'e göre (1970), bu dönüşüm metamorfizmanın en düşük derecesinde (yaklaşık 150 - 200°C) oluşmaktadır... Karpova. (1969), politip dönüşümlerinin başlangıç: ve derin katajenez (=epijenez) evreleri arasındaki geçişte olduğunu, bunun, da zeolit: fasiyesine karşılık geldiğini ve- yukarıda belirtilen sıcaklık aralığında geliştiğini gözlemiştir. Mitsui (1975), yaklaşık 200 - 300°C lik sıcaklarda Ib ve lib klorit politiplerinin birlikte bulunduğunu belirtmiştir,

### Kaolin.it politipleri

Bazı bazal olmayan, yansımalar<sup>1</sup> yardımıyla ayrılabilen üç kaolinit politipi (kaolinit, dicit ve nakrit) vardır (Bailey, 1980, 1988). Kaolinit minerallerinin asıl bileşen olarak oluştuğu, yerlerde (örneğin kuvars - kaolinit: kumtaşları, tonştayn veya damarlar) politipler kolaylıkla saptanabilmektedir. Bununla birlikte, kaolinit. şeyi ve sleytlerde daha çok minör bileşen olarak bulunur ve politiplerinin belirlenmesi ler zaman mümkün değildir. Bu nedenle kaolinit politiplerinin dağılımı ile ilgili bilgiler sınırlıdır ve muhtemelen literatürde kaolinli olarak, tanımlananların çoğu, gerçekte dicit veya nakrit olabilir..

Dikit, sondaj kuyusundaki 100°C (Ferrera ve Kübler, 1964) ve 8CTC (Dunoyer de Segonzac, 1969) sıcaklığında, ankizonun çok: düşük dereceli kesiminde (Clauer ve Lucas, 1970), ve erken geç epijenetik evrede (Rodionova ve KovaTskaaya, 1974) belirlenmiştir. Kosovskaya ve Shutov (1963, 1970) tarafından kuvars - dikit fasiyesinin derin epijenez evresindeki kuvars - kaolini! kayaçları için karakteristiktir. Literatürde sınırlı ve farklı sonuçlar elde edilmesi, dikitin indeks mineral olarak kullanılmasını güçleştirmekle birlikte, pirofillit ve paragonit / muskovit ve paragonitün bulunduğu tektonik gömülme ile ilişkili metasedimanter serilerde ankizonda, olasılıkla, düşük epizonda bile korunabilmektedir (Yalçın ve Bozkaya, 1996).

#### Pirofillit polimorfleri

Pirofillitin bir triklitik ve bir de monoklinik olmak üzere iki polimorfi ayırtlanmış (Brindley ve Wardle, 1970) olup, her ikisi de doğada gözlenmektedir (Frey, 1978; Ivanovic ve diğ., 1981; Frey ve diğ., 1988). Pirofillit polimorfi ve metamorfik derece arasındaki ilişki ile ilgili çalışmalar literatürde yeterince bulunmamakla birlikte, Eberl (1979; Frey, 1987) hidrotermal deney verilerine göre, çoğu silikat polimorflarının tersine monoklinik pirofillitin düşük - sıcaklık formu olduğunu belirtmiştir.

#### Kristalit büyüklüğü

Özellikle mika minerallerinde ölçülen kristalit büyüklüğü (kristalit yüzey alanı veya X-ışınlanma taradığı yöndeki düzlem sayısı) Kübler indisi değerlerinin (B) pik genişliği değerlerine dönüştürülmesi ile elde edilmektedir. Merriman ve diğerleri (1990) tarafından Kübler indisi ( $B = A \cdot 28$ ) ile pik genişliği (p) arasında  $\beta = 1.038949 \cdot B - 0.08250323$  şeklinde doğrusal bir ilişki bulunmaktadır. Daha sonra bulunan  $\beta$  değerinden itibaren  $N \approx 8.05 / \beta$  formülüyle kristalit büyüklüğü elde edilir (Merriman ve diğ., 1990). Yazarlar diyajenez - ankizon ve ankizon - epizon geçişlerine ait Kübler indisi değerlerinin sırasıyla  $B = 0.43$  ve  $0.25$ ,  $A = 28$  kristalit büyüklüklerini de  $N_{0.01} = 22$  ve  $47$  hesaplamış ve pik genişliği ( $\beta$ ) ile efektif beyaz mika kristalit büyüklüğü (NQM) ilişkisini ortaya koymuşlardır. Benzer bir ilişki Warren - Averbach (W - A) yöntemini (Warren ve Averbach, 1950) kullanan Warr ve Rice'm çalışmalarda da saptanmıştır (Warr ve Rice, 1994).

Scherrer eşitliğinde de görülebileceği gibi kristalit büyüklüğü ve pik genişliği arasında ters bir ilişki söz konusudur. Gerçekte de kristalografik olarak kristalit

büyükülüğü ve kafes düzeni veya düzensizliği polikristalin homojen bir fazın difraksiyon piklerini temsil etmektedir (Klug ve Alexander, 1974), Küçük kristalitler pik genişliğine neden olurlar. Brindley (1980) tarafından da vurgulandığı kristalit büyüklüğü 10 dan daha küçük ise ( $< 100 \text{ \AA}$ ) X-ışınlanma kırınımı genişler ve hatta, farkedilir derecede yer değiştirebilir. Diğer bir ifade ile kristalit büyüklüğü arttıkça pik genişliği azalacak, ve kristalinite artacaktır. Merriman ve Roberts'e (1985) göre;  $N > 20$  ise XRD pikleri keskin ve şiddetli olmakta,  $N < 15$  ise önemli, derecede genişlemekte ve:  $N = 1$  olduğunda ise Bragg yansıması gerçekleşmemektedir.

Nadeau ve diğerleri (1984, 1985) ile Merriman ve diğerleri (1990) kristalit büyüklüğünü XRD ile hesaplamının yanı sıra, TEM ile de incelemişler ve sonuçta TEM ile belirlenen kristalit büyüklüğü değerlerinin yönlendirilmiş XRD değerlerinden daha küçük olduğunu belirlemişlerdir. Bazı yazarlar (Ebert ve Srodon, 1988; Ebert ve diğ., 1990; Warr ve Rice, 1993, 1994) kristalit büyüklüğü ölçümünde Warren - Averbach yöntemini (Warren ve Averbach, 1950) kullanmıştır. Ayrıca Ebert ve Velde (1989) gridlerinden itibaren kristalit büyüklüğü hesaplandığı da bilinmektedir.

#### Organik madde yansıması ve grafitleşme derecesi

Vitrinit, liptinit ve inertinit şeklinde gruplandırılan organik madde (maseral) yansımalarından (özellikle vitrinit) itibaren belirlenen kömürleşme derecesi kayacın diyajenez veya metamorfizma derecesinin tahmininde önemli bir rol oynamaktadır (Teichmüller, 1987). Kömürleşme mineral dönüşümlerinin aksine, dönüşüm olmayan bir süreç olup, iyon konsantrasyonu, pH, Eh ve kısmi su basıncı, gibi faktörlere bağlı değildir.

Kömürleşme sırasındaki kimyasal ve fiziko - kimyasal değişimler tekdüze olmayıp farklı rank evrelerine göre değişiklik sunarlar. Rank parametreleri organik maddenin hidrojen ve karbon içeriği ile vitritlerin uçucu madde, nem içeriği ve kalorilik değeri gibi kimyasal parametreler olduğu gibi (Pattisky ve Teichmüller, 1960, Teichmüller, 1987), vitrinit liptinit, inertinit, ekso-düzenli maserallerinin yansımaları (Teichmüller, 1987) ile özellikle liptinitlerin floresans şiddeti ve spektral floresans (Jacop, 1964, Teichmüller ve Ottenjan, 1977, Hutton ve diğerleri, 1980) gibi optik parametreleri de kapsamaktadır. Bunun yanı sıra spor - polen (Grayson, 1975, Harpu 1987) ve termal alterasyon renk indisleri (Staplin, 1969) de önemli sonuçlar verebilmektedir. Rank evreleri ve parametreleri ile ilgili veriler Çizelge 2 de verilmiştir.

Diyajenez - ankizon ve antrizon - epizon sınırlarına ait değişik araştırmacılarca belirlenen ortalama random organik madde yansıma değerleri (%Rm) sırasıyla 2.3 - 3.5 ile 4.0 - 5.5 % Rro arasında değişmektedir (Çizelge 3). Buna göre diyajenez evresi Kuzey Amerikan. (ASTM) sınıflama.sı.öa göre torba evresinden, antrasit evresine kadarla rank değerlerini .kapsamaktadır. Aekizon evresi, yaklaşık olarak antrasit, epizon ise meta - antrasit evresine' karşılık gelmektedir.

Organik maddenin, toz XRD karakteristikleri ve elektron difraksiyonu meta, - antrasit - grafit, aralığındaki çok düşük dereceli metamorfizmanın ileri derecesi-

oin indikatörü olarak kullanılmıştır (Landis, 1971, ita-ya, 1931, Tagiri, 1981, Pesquera ve Velasco, 1988, Barranechea ve diğ.,, 1992). Tagiri (1981) tarafından önerildiği gib X-ışınlan toz difraksiyonu verilerinden itibaren ölçülen grafitleşme derecesi  $GD = Kd_{002} \cdot 100 / \log (/1000)] \cdot 100$  ( $L_{002} = 91 / \beta$ ,  $\beta =$  Grafitin 002 pikinin yarı yükseklikteki genişliği) formülü ile ifade edilmektedir.,

Pesquera ve Velasco (1988) ve Barranechea ve diğ., (1992)  $d_{002}$  ve  $L_{002}$  değerleri yardımıyla ankizon. klorit - biyotit. + muskovit ve biyotit. • + andaluzit + granat zoolannın ayırımı yapmıştır.

Çizelge 2. Alman (DIN) ve Kuzey Amerikan (ASTM) sınıflamalarına göre kömürleşme evreleri, fiziksel ve kimyasal rant parametreleri (Teichmüller, 1987)

Rank		Yanma Rm <sub>01</sub>	Uçucu Madde %	Karbon (kuru, kilitiz) Vitril	Nem	Kalorifik Değer Btu/lb (kcal/kg)	Çeşitli Rank Parametrelerinin Uygulanabilirliği	
Alman	USA						nem içeriği (kilitiz)	kalorifik değer (nemli, kilitiz)
Turf	Peat	0.2	68					
			64	ca.60	ca.75			
Weich-	Lignite	0.3	60			7200 (4000)		
Matt-	Sub-Bitum. C	0.4	56	ca.35				
	Coal B	0.4	52	ca.71	ca.25	9900 (5500)		
Glanz-	Coal A	0.5	48					
	C	0.6	44	ca.77	ca.8-10	12600 (7000)		
Flamm-	B	0.7	40					
Gasflamm-	A	0.8	36					
Gas-	High volatile bit. coal	1.0	32					
	Medium Volatile Bitumin. Coal	1.2	28	ca.87		15500 (8650)		
Fett-	Low Volatile Bitumin. Coal	1.4	24					
Ess-	Semi-Anthracite	1.6	20					
Mager-	Anthracite	1.8	16					
	Anthracite	2.0	12					
Anthrazit	Anthracite	3.0	8	ca.91		15500 (8650)		
Meta-Anthrazit	Meta-Ant.	4.0	4					

Çizelge J. Diyajenez - Ankizon ve Ankizon - Epizon sınırlarında belirlenen Rm (%) değerleri..

Referans	Diyajenez-Ankizon	Ankizon-Epizon
Kisch, 1974	-2.25	-4.00
Kähler vd., 1979	2.6-2.8	4.00
Heroux vd., 1979	2.5-3.0	
Teichmüller vd., 1979	3.5*	5.0*
Frey vd., 1980	2.65-3.1	5-5.5

\* Ankizon ve epizon değerleri Kähler'in (1984) değerlerine göre daha yüksektir.

\* Ämtern <wsepfion steğerki KÄtert> (1984)değerlerine göre <faiyriksdtok.

### Jeotermometre ve jeobarometre

Çok düşük dereceli metaklastiller için birçok, güvenilir jeotermometre ve jeobarometre bulunmaktadır. Tabaka silikatlarındaki politipi ve polimorfları "krista-üniteleri" ve dağılımlarıyla Ugil verileri nicel sıcaklık tahminleri için kullanılmamıştır. P-T koşullarının açıklanması için, dehidrasyon ve kaolinit üçüncü reaksiyonların kullanılması durumunda ise sıvı bileşiminin bilinmesi gerekmektedir. Aşağıda kısaca belirtilenlerin dışında diğer kullanışlı jeolojik termometreler kömürleşme derecesi, ve radyojenik izotop verilerinden çıkarılabilmektedir.

1. Kalsit - dolomit **jeotermometresi**:  $\text{CaCO}_3$  -  $\text{MgCO}_3$  sisteminde dolomitte dengedeki kalsitteki  $\text{MgCO}_3$  miktarına göre sıcaklık tahmini yapılabilmektedir (Turner, 1981). Sıcaklık tahminlerine basıncın etkisi küçüktür. Doğal karbonatların çoğu  $\text{MgCO}_3$  yanı sıra,  $\text{FeCO}_3$  ve  $\text{MnCO}_3$  gibi bileşikler, de içerdiklerinden kalsit - dolomit jeotermometresi için demir düzeltmesi de gerekmektedir (Bickle ve Powell, 1977). Bu yazarlar tarafından kalsit - dolomit termometresi 300 - 450°C sıcaklık aralığında ve 3 ile 5 kbar basınç altında  $\text{CaCO}_3$  -  $\text{MgCO}_3$  -  $\text{FeCO}_3$  sisteminde deneysel, olarak çalışılmasıyla daha da kullanışlı hale getirilmiş ve Powell ve diğerlerinin (1984) teorik çözümlemeleriyle birleştirilmiştir. McDowell ve Paces (1985), jeotermal bir sistemde 200°C ye yakın sıcaklıklarda kalsitin dolomit ve ankerit ile birlikte dengede olduğunu saptamışlardır.

2. Faz dengeleri **jeotermometresi**: Pirofillit, paragonit, lavsonit ve Mg - Fe - karpolit içeren bazı mineral birliklerinin duraylılık ilişkileri çok düşük - dereceli metaklastitler için P - T tahminleri, sağlayabilmektedir (Frey; 1987). Bununla birlikte organik maddenin varlığı su akü vitesini sınırlamaktadır. Böylesi durumlarda petrojenetik gridlerin doğrudan uygulanmasında su aktivitesi göz önüne alınmalıdır.

### 3. Kil mineralleri jeotermometresi

a. İlit / smektit **jeotermometresi**: Pollastro (1990, 1993; Eslinger ve Glasniann, 1993), sıcaklığın illitleşme faktörü için egemen bir faktör olduğunu, ancak zaman gibi ikincil denetleme mekanizmalarının da bulunduğunu belirtmiştir. Bu nedenle zaman faktörünü.

gözönüne alan iki model önermiştir. Birincisi, ısınmanın ana kökeninin (bölgesel) jeotermal gradyan olduğunu ozon süreli gömülme diyajenezine uygulanabilen "Hoffman ve Hower" modeli, ikincisi ise, 3 Ma dan daha az sürede kritik sıcaklık etkisinde kalmış bölgeler için uygulanabilen "kısa - ömürlü jeotermal" modelidir. Yazar, sadece şeyi ve çamurtaşlarında, değil, keza çeşitli kayalarındaki kil mineral birliklerinden de I/S mineralojisi bazında, sıcaklık verileri elde edilebileceğini belirtmiştir. Price ve McDowell (1993), I/S jeotermometresini maksimum gömülme sıcaklıkları, fosil jeotermal gradyanı ve maksimum gömülme derinliğini hesaplamak için kullanmışlardır. Derinlikle birlikte I/S deki genişleyebilirliğin %80 den % 0 a doğru değişimine ek olarak bazı kuyularda, kaolinitten klorite dönüşüm de belirtilmiştir.

**b. Klorit jeotermometresi**: Bu jeotermometre için bir yapısal değerleri de bileşimsel olmak üzere dört yöntem bulunmaktadır. Birincisi politipi olup, kısmen sıcaklıkla ilişkili olarak. İdoritlerde gözlenen yapısal değişimleri esas alan daha ziyade nitel bir yöntemdir (Hayes, 1970), Walker (1993) I-tipi kloritlerin II-tipi kloritlere geçişinin Hayes (1970) tarafından önerildiği gibi daima 200°C sıcaklıkta olmadığını, II-tipi kloritlerin 135°C kadar düşük sıcaklıklarda da oluşabileceğini ifade etmiştir.

ikincisi (frahedral Al yöntemi) jeotermal sistemlerde ölçülen sıcaklıklarla kloritlerde tetrahedral Al miktarı arasındaki ilişkiyi esas alan ampirik bir kalibrasyon yöntemidir (Cathelineau ve Nieva, 1985; Cathelineau, 1983),

Üçüncüsü altı - bileşimli klorit katı çözelti yöntemi (Walshe, 1936), sonuncusu teorik klorit - karbonat reaksiyonları ve  $\text{CO}_2$  -  $\text{H}_2\text{O}$  karışmazlığı yöntemi (Hutchinson, 1990) olup, yaygın kullanılmamaktadır.

Caritat ve diğerleri (1993), doğal koşullardaki tüm olayları kapsayacak tek bir klorit jeotermometresi olmadığını ve jeotermometre verilerinin çok dikkatli ve yalnızca paleosıcaklık belirlemelerinde diğer alternatif yöntemlerle birlikte kullanılmasını gerektiğini ileri sürmüşlerdir.

c. **Muskovit b<sub>0</sub> - jeobarometresi**: Sassi (1972) ve Sassi ve Scolari (1974) tarafından, yeşilist fasiyesi me-lapelitleri için kullanılmıştır. Daha sonra Fadan ve diğerleri (1982), Robinson ve Bevins (1986) yüksek - dereceli ankizonun şeyi ve sleytleri için bu yöntemi, daha da geliştirmişlerdir.

Muskovit b<sub>0</sub> parametresinin jeotermobarometre olarak kullanılmasında iki faktöre dayandırılmıştır, Birincisi; bazı özel mineral birliklerindeki potasik beyaz mikanın

seladonit içeriğinin, sıcaklık sabit, olduğunda basınçla birlikte artmasıdır, Guidotti ve Sassi (1976) çok yaygın oluşmaları nedeniyle muskovit + albit + kuvars ± karbonatlar ± grafit birliklerinin kullanımını önermişlerdir.. Mu-Pa-Py-Qz, Mu-Pa-Ab-Qz veya Mu-Ab-KMz birlikleri diğer birçok Mu-Ab-Qz birliklerine göre tercih edilmiştir. İkincisi ise;  $b_0$  parametresi ile seladonit içeriği arasio.da. pozitif bir korelasyonun olmasıdır (Guidotti, 1984).. Ancak 2M1 muskovitinin (060) yansıması ile kuvarsin (331) yansımasının çakışmamasına dikkat, edilmelidir (Frey ve diğ., 1983). Bu problem foliyasyona dik olarak kesilen ince kayaç dilimleri üzerinde çalışılarak. (Sassi ve Scolari, 1974) veya Guinier kamera tekniği kullanımıyla büyük, ölçüde azaltılmıştır. Diğer önemli bir problem de, çok düşük dereceli metaklastiklerin, geniş bir Mm.ya.sal bileşim aralığına sahip detritik ve otijenik potasik beyaz mika. içemeleridir (Huuziker ve diğ., 1986). Bu da herhangi bir maksimum pik. vermeksizin çok geniş. (060) yansımalarına neden, olabilir;. Ayrıca, çok sayıdaki örneğin  $b_0$  aralıkları belirlenmeli, veriler kümülatif eğriler şeklinde sunulmalı ve grubun standart, sapması  $0^*01 \text{ \AA}$  dan küçük olmalıdır\* Fasiyes seriler (Miyashiro, 1961),  $b_0 < 9.000 \text{ \AA}$ . (Düşük basınç),  $9,000 < b_0 < 9.040 \text{ \AA}$  (Orta basınç),  $b_0 > 9.040 \text{ \AA}$  (Yüksek basınç) gibi ayırtlanabilir (Sassi ve diğ., 1976; Guidotti ve Sassi, 1936),..

Guidotti ve Sassi'ye (1986) göre  $b_0$  verilerinin çoğunun yalnızca düşük sıcaklık aralığı için geçerli olması nedeniyle bu uygulama. kalimif olarak ele alınmalıdır;. Ayrıca muskovitteki  $b_0$  değerini etkileyen seladonit içeriğini denetleyen mineral dengesinin sıvı fazdaki suyun aktivitesine bağlı dehidrasyon reaksiyonları ile ilişkisi belirlenmelidir. Bu nedenle organik madde içeren çok düşük dereceli metapelitler için. daha yüksek.  $b_0$  değerleri beklenilmiştir.

d. Sıvı **kapanım** jeotermobarometresi: Çok düşük dereceli metamorfik kayalarda yer alan bazı minerallerdeki, (özellikle kuvars) sıvı kapanımlar, kapanlanmadan günümüze kadar<sup>1</sup> hemen hemen sabit bileşimli ve sabit, hacimli kapalı, sistemler olarak; değerlendirilebilir (Mollis,, 1987).. Sıvıların deneysel verileri ilgili jeolojik P - T koşulları için geçerli olduğu durumlarda, jeotermometrik ve jeobarometrik bilgiler elde edilebilir...

Çok düşük dereceli metamorfizma ile ilgili sıvı kapanım, çalışmalarının en kapsamlı çalışmaların gerçekleştirildiği. Alp'lerden elde edilen verilere göre (Frey ve diğerleri, 1980) sıvı kapanımlar diyajenetik bölgede yüksek hidrokarbon,, deşik dereceli aokizonda  $\text{CH}_4$ , yüksek dereceli epizonda ise  $\text{H}_2\text{O}$  büşimindedir.

Diyajenez - ankizon ve ankizon - epizon geçişleri için. değişik araştırmacılara,, sıvı kapanımlardan itibaren

**Çizelge 4.** Diyajenez - Ankizon ve Ankizon - Epizon sınırlarında belirlenen sıcaklık ( $^{\circ}\text{C}$ ) değerleri.

Referans	Diyajenez-Ankizon	Ankizon-Epizon
Durney, 1974	240	
Barlier vd., 1974	200	
Frey, 1980; Frey vd., 1980	200	300
Dube & William-Jones, 1983		300
Robinson vd., 1980	150-200	
Brauckmann, 1984	145-155*	
Niedermaier vd., 1984	180-200	300-350

\* Sıcaklık değerleri kuvars-illit oksijen izotop verilerinden tübaren ölçülmüştür.

\* Sıcaklık değerleri kuvars-illit oksijen izotop verilerinden itibaren

ilde edilen sıcaklık değerleri Çizelge 4 de verilmiştir. Buna göre diyajenez - ankizon. geçişi için 150 - 240  $^{\circ}\text{C}$ , ankizon - epizon geçişi için ise 300 - 550  $^{\circ}\text{C}$  sıcaklık değerleri önerilmektedir. Basınç değeri ise Frey ve diğerlerinin (1980) sıvı kapanım, çalışmalarından elde ettikleri, verilere: göre- diyajenez - ankizon sınırı için. 1200 bar,, düşük dereceli ankizon ( $\text{CH}_4$  zone) ile yüksek, dereceli, epizon ( $\text{H}_2\text{O}$  zonu) sınırın, ise 1.700 bar'dır.

## Sonuçlar ve öneriler

Kırıntılı seéimanter kayaların diyajenez - çok düşük dereceli metamorfizma geçişinin belirlenmesinde kullanılan çeşitli parametreler Çizelge 5'de verilmiştir. Araştırmacılar kullandıkları yöntemlere göre farklı ölçütleri temel almış ve diyajenez - metamorfizma evreleri için farklı tanımlamalar yapmışlardır.

illit "kristalinite" verilerine göre (Kübler, 1984), diyajenez ( $>0.42 \text{ A}^{\circ}26$ ), ankizon ( $0.42 - 0.25 \text{ A}^{\circ}29$ ) ve epizon ( $<0.25 \text{ A}^{\circ}20$ ) bölgeleri ayırtanmıştır.

özellikle- bazik volkanik - volkanoklastik sedimenter kayalarda yaygın olan indeks metamorfik mineraller yardımıyla zeolit, prehnit. - pumpellyit,, pumpellyit - aktinolit ve yeşilist fasiyesleri ayırtlanmıştır (Winkler, 1979; Lion ve diğerleri,, 1987).. Kfiblerin (1984) diyajenetik sonuna karşılık gelen zeolit fasiyesi höylandit ve lömontit alt fasiyeslerine ayrılmaktadır\* Prehnit - pumpellyit ankizona, pumpellyit - aktinolit ve yeşilist. fasiyesleri ise epizona. karşılık gelmektedir..

Hidrokarbon amaçlı çalışmalarda kullanılan epijenez ve- metajenez terimleri. (Kossovskaya ve Shutov, 1970) deneştirme açısından uygun olmayıp. Kus araştırmacılar dışında kullanım alanı bulamamıştır. Erken ve geç epijenez Küblerin (1984) diyajenetik bölgesinde yer almakta ve olasılıkla, höylandit. ve lömontit. fasiyeslerine karşılık, gelmektedir. Metajenez daha geniş bir terim olup, erken, metajenez ankizon'a ve prehnit - pumpellyit fasiyesine, geç metajenez ise epizona ve prehnit: - aktinolit fasiyesine karşılık, gelmektedir (Kisch, 1987).. Katajenez terimi ise epijenez ve metajenez de içeren daha üst. bir terimdir..

Genel terminoloji açısından çok düşük dereceli metamorfizma (Frey ve Kisch, 1987) Kubiern (1984) di-

Çizelge 5. Diyajenez - çok düşük dereceli metamorfizmanın ayrı edilmesinde kullanılan parametrelerin dengeştirilmesi.

İLLİT KRİSTALİNİTE	METAMORFİK FASİYES	HİDROKARBON	GENEL TERMINOLOJİ	KAYAÇ ADI		SICAKLIK T (°C)	SIVI KAPANIM	KÖMÜR RANKI	TABAKA SİLİKATLARI
				PETROGRAFI	İLLİT KRİSTALİNİTE				
Kühler (1984) Δ *20	Winkler (1979)	Kossovskaya & Shutov (1970)	Kisch (1983, 1987) Frey & Kisch (1987)			Frey vd. (1980), Frey (1986)	Frey vd. (1980)	Frey vd. (1980)	Ka S I S I M C P-M P Pr
DİYAJENEZ	ZEOLİT	Höylendit	Erken Epijenez	Erken Diyajenez	Çakıltaş, Kumtaş, Silttaş, Çamurtaş Kiltaş, Şeyl Kireçtaş, Dolomit		Yüksek hidrokarbon zonu (HHC)	Bitümlü kömür	K
		Lömontit	Geç Epijenez						
0.42						200 °C 1200 bar		Semi-antrast 2.65-3.1 % Rm	
ANKİZON (ANKİMETAMORFİZMA)	Prehnit-Pumpellyit	Erken Metajenez	Gömlüne diyajenezi / metamorfizması	Klastik dokulu ise : Meta-KAYAC (Meta-silttaş vb.) Metamorfik dokulu ise : Arduvaz / Sleyt ve Fillit	Ankimetamorfik KAYAC (Ankimetamorfik silttaş vb.)	270 °C 1700 bar	Metan zonu (CH <sub>4</sub> )	Antrast	D
0.25									
EPİZON (EPİMETAMORFİZMA)	Pumpellyit-Aktinolit	Geç Metajenez	DÜŞÜK DERECELİ METAMORFİZMA	S İ S T		300 °C 400 °C	Su zonu (H <sub>2</sub> O)	5.0-5.5 % Rm Meta-antrast	3M
	Yeşilsist								



yajenetik zonunun alt kesimlerinden (lömöntit fasiyesi) epizonun üst kesimlerini (purnPELLİİT - aktinolit fasiyesi) de kapsayan, geniş bir alanı temsil etmektedir.

Petrografik, adlandırılmalarda öncelikle dokusal ilişkiler göz önüne alınmalıdır. Diyajenelik bölgede yer alan ve metamorfik etkinin, gözlenmediği kayalara doğrudan sedimanter kayaç adlamaları verilmektedir (kumtaşı, silttaşı v.b.). Çok düşük dereceli metamorfizma bölgesinde yer alao ve ilksel klastik dokunun korunduğu, ancak metamorfik dokunun da gözlenebildiği kayaçlar meta-öntakısı getirilerek adlandırılır (meta-kumtaşı, meta-silttaşı v.b.). Kayaç tümüyle metamorfik dokulu ise arduvaz / sleyt ve fillit isimleri verilir. Metakayaç adlaması hem ankizonu hem de epizonu temsil edebilir. Bu nedenle kayacın temsil ettiği "kristalinite" zoolarının da verilmesi daha uygun olabilmektedir (ankimetamorfik silttaşı gibi).

Diyajenez - ankizon ve ankizoo - epizon geçişleri için değişik araştırmacılar sırasıyla 15Ö - 24Ö°C ve 300 - 350°C arasında değişen sıcaklıklar<sup>1</sup> elde edilmekle birlikte, diyajenez - ankizon sınır için 200°C, ankizon - epizon sınırı için ise 300°C sıcaklık değerleri kullanılabilir gözükmektedir (Frey ve diğerleri, 1980; Frey, 1986),

Sıvı kapanım verilerine; göre (Frey ve diğerleri, 1980) diyajenetik bölgede yüksek hidrokarbon, düşük dereceli ankizonda CH<sub>4</sub>, yüksek dereceli epizonda ise H<sub>2</sub>O bileşimine sahip kapanımlar yer almaktadır. Sıvı kapanımlardan elde edileo sıcaklık ve basınç değerleri, ise diyajenez - ankizon sınır için 200°C ve 1200 bar, düşük dereceli ankizon (CH<sub>4</sub> zonu) ile yüksek dereceli epizon (H<sub>2</sub>O zonu) sınırı ise 270°C ve HOObarth.

Organik, madde yansımalarından itibaren elde edilen kömür rankı velilerine göre diyajenez: bölgesi semi - antrasit, bitümlü kömür ve daha düşük rankh organik maddeleri kapsamaktadır. Diyajenez - ankizon sınırı 2.65 - 3.1% Rm değerlerine karşılık gelmekte, ankizon yaklaşık olarak antrasit evresini kapsamaktadır. Anki- zon - epizon sınırı ise yaklaşık olarak, antrasit - meta - aetrsit geçişine karşılık gelen 5.0 - 5.5 % Rm değerleri sunmaktadır.

Paragonit / muskovit, paragonit ve pirofilit dışında kalan fillosilikatların mineralojik dönüşümleri zonlan belirlemede kesin ölçüt oluşturmamaktadır. Bononla birlikte, kaolin.it, smektit, sepiyolit, paligorskit ve karışık tabakalı kil minerallerinin yok oluşu ve illitlerin 2M1, kloritlerin lib politiplerinin yaygınlaşması metamorfizmaya geçildiğini işaret etmektedir.

Sonuçta diyajenez ve çok düşük dereceli metamorfizma ile ilgili incelemelerde bir ölçütten ziyade, müm-

kün olduğunca fazla ölçüt göz önüne alınarak zonlar tanımlanmalı ve özellikle de terminoloji dikkatlice kullanılmalıdır.

#### DEĞİNİLEN BELGELER

- Ahu, J., Peacor, B.R., 1985, Transmission electron microscopic study of diagenetic chlorite in Gulf Coast argillaceous sediments. *Clays and Clay Minerals*, 33, 228 - 236.
- Ahcendt, H., Hunziker, J.C., Weber, K., 1977., Age and degree of metamorphism and time- of nappe emplacement along, the southern margin of the Damara, orogen Namibia (SW - Africa). *GeoLRctsch.* 67,719-74:2..
- Aldahan, A.A., Morad, S., 1986, Mineralogy and chemistry of diagenetic clay minerals in. Proterozoic sandstones from Sweden. *Amer. J. Sei.* 286 (1), 29 - 30..
- Arkai, P., 1983, Very low - and low - grade Alpine' regional metamorphism of the Paleozoic and Mesozoic formations of the Bükkium, NE - Hungary. *Acte. Geol. Hung.* 26(1-2), 83 - 101.
- Arkai, P., 1991, Chlorite crystallinity: an empirical approach and correlation with illite crystallinity, coal rank and mineral grades as exemplified by Paleozoic and Mesozoic rocks of northeast Hungary. *J. Metamorphic Geol.*, 9, 723 - 734.
- Arkai, P., 1993, The distinction between low-T fetrograde 'metamorphism and weathering + burial diagenesis of the gneiss and mica schist basement complex, Great Plain, Hungary: A novel use of illite "crystallinity". *N. Jb. Miner. Mil.*, 8.337 -351.
- Altai i\, Oorvath, Z.A., Tom, M.N., 1981, Transitional very low- and low-grade regional metamorphism of the Paleozoic formations, Uppony Mountains, NE-Hungary: mineral assemblages, illite crystallinity.» bo and vitrinite reflectance data. *Acta Geol. Acad. Sei. Hung.* 24, 265 -294.
- Arkai, P., Totti, M.N., 1983, Illite crystallinity: combined effects of domain size and lattice distortion.. *Acta Geol. Hung.* 26(3-4), 341-358.
- Bailey, S.W., 1930; Structures of layer silicates,. In *Crystal Structures of Clay Minerals and their X-ray Identifications*, eds. Brindley, G.W. and Brown/G., *Min. Soc London*, 2 - 123.
- Bailey, S.W., 1984, Classification and structures of the micaLS. In *Micas*, ed., Bailey, S.W., *Rev. Mineral. 13*, Mineralogical Society of America, 1 -12.
- Bailey, S.W., 198-8, X-ray diffraction identification of the polytypes of mica, serpentine, and chlorite.. *Clays and Clay Minerals*, 36,3,193 - 213.
- Bailey, S.W., Blown, B.E., 1962, Chlorite polytypism: I. Regular and semirandom one- - layer structures. *Amer. Mineral.* 47, 819 - 850.
- Bariier, I., Ragot, J.-P., Touray, J.-C., 1974, L'évolution des Terres Noires subalpines méridionales d'après l'analyse mineralogique des argiles et la reflectometric des particules carbonées, *B1111.R.R.G.Ä.* (2me ser.), sect 11(6), 533 - 548.
- Barrenechea, J.F., Rodas, M., Arche, A., 1992, Relation between graphitization of organic matter and clay mineralogy, Silurian black shales in Central Spain. *Mineralogical Magazine*, 56,477 - 485.
- Bates, R.L., Jackson, J.A., eds., 1980, *Glossary of Geology*. 2nd edn., Amer. Geol. InsL, Falls Church, Virginia.
- Bickle, M., Powell, R., 1977, Calcite - dolomite geothermometry for iron - bearing carbonates. *Contrib. Miner. Petrol.* 59, 281 - 292.

- Bozkaya, Ö., 1995, Doğa Toroslardaki (Sanz - Tufanbeyli - Saimbeyli yöreleri) sedimanter ve çok değişik dereceli metasedimanter kayaçların mineralojisi ve jeokimyası... Doktora. Tezi, C.Ü. Fen Bil. Enst., 334 s {yayınlanmamış}.
- Brauckmann, F.J. 1984, Hochdiagenese im Muschelkalk der Massive von B ramsche und Vlotho. Boch'umer Geol. Geotech. Arb. 14.
- Brauckmann, F.J., Füchtbauer, H., 1983, Aerations of Cretaceous siltstones and sandstones near basalt contacts (Nügsuaq, Greenland). *Sediment. Geol.* 35, 193 - 213.
- Brime, C., 1980, Influencia del modo de preparation de las muestras en le relacion 1(002)/1(001) de las illitas. *Brcviora Geol. Asturica* 24(3-4), 24-2&.
- Brime, C., Perez, - Estaun, A., 1980, La transicion diagenesis. - metamorfismo en la region, del Cabo Penas. *Oiademos do Lab. Xeoloxto de Laxe* 1, 85 - 97.
- Brindley, G.W., 1980, Order - disorder clay mineral structures: in. *Crystal Structures of Clay Minerals and Their X-ray Identification*, G.W. Brindley and G. Brown, eds., Mineralogical Society, London, 125 - 195.
- Brindley, G.W., Wanfie, R., 1970, Monoclinic and triclinic forms of pyrophyllite and prophyllite anhydride. *Amer. Miner.* 55, 1259 - 1272.
- Caritat, P. de., Hutcheon, I., Walshe, J.L., 1993, Chlorite geodimetry: A review. *Clays and Clay Minerals*, 41, 2, 219-239..
- Cathelineau, M., 1988, Cation site occupancy im chlorites and. Diles as a function of temperature. *day Minerals*, 23, 471 - 485.
- Cathelineau, M., Nieva, D., 1985, A. chlorite solid solution geothermometer. The. Los Azofres geothermal system (Mexico). *Contrib. Mineral. Pet.*, 91, 235 - 244.
- Ctto., M., Fawoett, J.J., 1986, A. kinetic study of clinoclore and its high - temperature- equivalent forsterite - cordierite - spinel at 2. kbar water pressure.. *Amer. Miner.* 71, 68 - 77. •
- Claaer, N., Lucas, J., 1970, Mineralogie de la fraction fines des schistes de Steige - Vosges, septentrionales. *Bull. Groupe Fr. Argiles* 22, 223 - 235.
- Cloos, M., 1983, Comparative study of melange matrix and metabasals from the Franciscan subduction complex with the basal Great Valley sequence, California. *J. Geol.* 91, 291 - 306.
- Coombs, D.S., 1961, Some recent work on the lower grades of metamorphism. *Austr. J. Sci.*, 24, 203 - 215.
- Curtis, C.B., Hughes, C.R., Wmteman, J.A., Whittle, C.K., 1985, Compositional variations within some sedimentary chlorites and some comments on their origin.. *Miner. Mag.*, 49, 375 - 386.
- Dandois, Ph., 1981, Diagenese et metamorphisme des domaines calédonien et hercynien de la vallée de la Meuse entre Charleville - Mezieres et Namur (Ardennes franco - belges). *Bull. Soc. Belg. Geol.* 90, 299 - 316.
- Deer, W.A., Howie, R.A., Zesman, J., 1992, *Rock Forming Minerals II: Sheet Silicates*. Longman, London,
- Delaloye, M.F., 1966, Contribution a l'etude des silicates de fer sedimentaires., IJS gisement de Chamson (Valais). *Beitr. Geol. Schweiz. Geotechn. Serie* 13/9,
- Deetioff, O., Teichmüller, M., Telchmüller, R., Wolfy, M., 1980, Inkohlungs - Untersuchungen im Mesozoikum des Massivs von Vlotho (Niedersächsisches Tektonikum). *Neues Jh. Geol. Paläont. Mh.* 1980, 321 - 341.
- Duba, D., Williams - Jones, A.E., 1983, The application of iUite crystallinity, organic matter reflectance., and isotopic techniques to mineral exploration: a case study in southwestern Gaspe, Quebec. *Eicon. Geol.* 78, 1350 - 1363..
- Dunoyer de Segonzac, G., 1969, Les minéraux argileux dans la diagenese - passage au metamorphisme., *Mem. Serv. Carte Geol. Alsace Lorraine* 29.
- Dunoyer de Segonzac, G., 1970, The transformation of clay minerals during diagenesis and low-grade metamorphism: a review. *Sedimentology*, 15, 281 - 346..
- Dunoyer de Segonzac, G., Abbas, M., 1976, Métamorphisme des argiles dans le: Rhetien des Alpes sud-occidentales» *Sei. Geol. Bull.* 29, 3 - 20.
- Dunoyer de Segonzac, G., Ferrero, J., Köhler, B., 1968, Sur la cristallinité de Tillite dans la diagenese et rancimelamorphisme. *Sediment.*, 10, 137 - 143.
- Dumey, D., 1974, Relations entre les températures d'homogénéisation, d'inclusions fluides et les minéraux métamorphiques dans les nappes helvétiques du Valais. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, (7) 16, 269 - 272.
- Ebert, D.D., Srodon, J., 1988, Orswald ripening and in terparticle - diffraction effects for illite crystals. *American Mineralogist.* 73, 1335 - 1345.
- Eberl, D.D., Vetde, B., 1989, Beyond the Kubier index., *Clay Minerals*, 24, 571 - 577.
- Eberl, D.D., Srodon, J., Kralik, M., Taylor, B.E., Peterman, Z.E., 1990, Ostwald ripening of clays and metamorphic minerals. *Science*, 248 474 - 477.
- Eckhardt, F.-J., 1965, lieber den Einfluss der Temperature auf den kristallographischen Ordnungsgrad von Kaolinit. *Proc. Int. Clay Conf., Stockholm, 1963*, 2, 137 - 145.
- Eslinger, E., Glasmann, J.R., 1993, Geothermometry and Geochronology using clay minerals - An Introduction. *Clays and Clay Minerals*, 41, 2, 117 - 118,
- Esquevin, J., 1969, Influence de la composition chimique des illites sur leur cristallinité. *Bull. Centre Rech. Pau - SNPA* 3, 147 - 153.
- Essaie, E.J., 1982, Geologie thermometry and barometry. In *Characterization of Metamorphism through Mineral Equilibria*, ed. Ferry, J.M. *Reviews in Mineralogy* 10, Mineralogical Society of America, 153 - 206.
- Ferrera, J., Kubler, B., 1964, Presence de dickite et de kaolinite dans les gres Cambriens d'Hassi Messaoud. *Bull. Serv. Carte Geol. Alsace Lorraine*, 17/4, 247 - 261.
- Fehming, W., 1973, Kristallinität und Infrarotspektroskopie natürlicher dioktaedrischer illite. *Neues Jb. Miner. Mh.* 351 - 361.
- Hebmg, W., Langheinrich, G., 1974, Beziehung zwischen tektonischer Deformation und iUite - Kristallinität. *Neues Jb. Geol. Paläontol. Abh.* 146, 325 - 326.,
- Foscolos, A.E., Kodama, H., 1974, Diagenesis of clay minerals from Lower Cretaceous shales of north - eastern British Columbia. *Clays and Clay Minerals*. 22, 319 - 335.
- Foscolos, A.E., Powell, T.G., Günther, R.R., 1976, The use of clay minerals and organic geochemical indicators for evaluating the degree of diagenesis and oil generating potential of shales. *Geochim. Cosmochim. Acta* 40, 953 - 966.
- Frey, M., 1970, The step from diagenesis to metamorphism in pelitic rocks, during Alpine orogenesis. *Sedimentology*, 15, 261 - 279.

- Frey, M., 1978, Progressive low - grade metamorphism of a Kack shale formation, Central Swiss Alps, with special reference to phyllite and mandate bearing assemblages. *J. Petrol.* 19, 95 - 135.
- Frey, M., 1986, Very low- grade metamorphism of the Alps:- An introduction.. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 66., 13-27.
- Frey, M., 1987, Very low - grade metamorphism of clastic sedimentary rocks. In *Low Temperature Metamorphism*. Ed. M. Frey, Blackie and Son., Glasgow., 9 - 58.,
- Frey, M., Hunziker, J.C., Jager, E., Stem, W.B., 1983, Regional distribution of white K-mica polymorphs and their phengite content in the Central Alps. *Contrib. Miner. Petrol.* 83., 185 -197.
- Frey, M., Hunziker, J.C., Roggwiler, P., Schindler, C., 1973, Progressive niedriggradige Metamorphose glaukonitführender Horizonte in den helvetischen Alpen der Ostschweiz. *Contrib. Miner. Petrol.* 39, 155 - 218.,
- Frey, M., Kisch, H.J., 1987, Scope of subect (very low - grade metamorphism). In *Low Temperature Metamorphism*, Ed. Frey, M., Blackie and Son., Glasgow., 1 - 8.,
- Frey, M., Saunders, J., Schwander, H., 1988, The mineralogy and metamorphic geology of low - grade metasediments, Northern Range, Trinidad. *J. Geol. Soc. London*, 145, 563 - 575..
- Frey, M., Teichmüller, M., Teichwiler, R., Mullis, I., Künzi, B., Breitschmid, A., Grüner, U., Schwizer, B., 1980, Very low - grade metamorphism in external parts of the Central Alps: Illite crystallinity, coal rank and fluid inclusion data. *Ecol. geol. Helv.* 73., 173 - 203.
- Gavish, E., Reynolds, R.C., 1970, Structural changes and isomorphic substitution in illites from limestones of variable degrees of metamorphism. *Israel J. Chem.* 8, 477 - 485.
- Grayson, I.F., 1975, Relationship of paragenetic transiency to carbon and hydrocarbons in clastic rocks., In *Pétrographie organique et potentiel pétrolier*, ed. Alpern, B., Centre National de la Recherche Scientifique, Paris., 261 - 273,
- Guidotti, C.V., 1984, Micas in metamorphic rocks. In *Micas*, ed. Bailey, S.W., *Reviews in Mineralogy* 13, Mineralogical Society of America, 357 - 467.
- Guidotti, C.V., Sa&si, F.P., 1976, Muscovite as a petrogenetic indicator mineral in pelitic schists. *Neues Jb. Miner. Abh.* 127, 97 -142.,
- Guidotti, C.V., Sassi, F.P., 1986, Classification and correlation of metamorphic facies series by means of muscovite data from low - grade metapelites. *Neues Jb. Miner. Abh.* 153., 363 - 380.
- Gündoğdu, M.N., Yılmaz, O., 1983, Kil mineralojisi yöntemleri, *L Ulusal Kil Sempozyumu, Çukurova Üniversitesi, Adana* Bildiriler Kitabı, s. 319-330.
- Harpur, O.B., 1987, Güneydođu Anadolu'daki dört petrol kuyusunda organik ve inorganik diyajenezin incelenmesi, H.Ü. Fen Bilimleri Ens., Yük. Lis., Tezi, S9 s. (yayınlanmamış).
- Hayes, J.B., 1970, Polytypism of chlorite in sedimentary rocks. *Clays and Clay Minerals* 18, 285 - 306..
- Heroux, Y., Changnon, A., Bertrand, R., 1979, Compilation and correlation of major thermal maturation indicators. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 63, 2128 -2144..
- Hinckley, D.N., 1963, Variability in "crystallinity" values among the kaolin deposits of the coastal plain of Georgia and South Carolina, *Clays and Clay Minerals* 11, 229 - 235.
- Hunziker, J.C., Frey, M., Claover, N., Dalmeyer, R.D., Friedrichsen, H., Hehmig, W., Hochstrasser, K., Roggwiler, P., Schwander, H., 1986, The evolution of alite to muscovite: mineralogical and isotopic data from the Glarus Alps, Switzerland. *Contrib. Mineral. Petrol.* 92., 157 - 180.,
- Hutcheon, J., 1990, clay - carbonate reactions in the Venture area, Scotia Shelf, Nova Scotia, Canada. In *Reid - Mineral. Interactions: A Tribute to H.P. Engster*. Eds., R.J. Spencer and M. Chou, The Geochemical Society Special Publication 2, 199-212.,
- Hutton, A.C., Kanişler, A.J., Cook, A.C., McKirdy, D.M., 1980, organic matter in oil shales. I. *Austral. Petrol. Explor. Assoc.* 20, 44-68.
- Ianovici, V., Neacsu, G., Neacsu, V., 1981, Pyrophyllite occurrences, and their genetic relations with the kaolin minerals in Romania. *Bull. Mineral.* 104, 768 - 775.,
- Itaya, T., 1981, Carbonaceous material. In *pelitic schists of the Sambagawa metamorphic belt in central Shikoku, Japan*. Lithos 14, 215-224.
- Ivanova, N.V., Volkova, A.M., Rekhinskaya, L.G., Konycheva, R.A., 1979, Pyroclastic material in coal measures of the Donets Basin and its diagnosis. *Litol. Polezn. Iskop.* 1979 (6), 71 - 80 (transl. in *Lithol. Miner., Resour.* 1979 (6), 709- 718.
- Jacob, H., 1964, Neue Erkenntnisse auf dem Gebiet der Lumineszenzmikroskopie fossiler Brennstoffe. *Fortschr. Geol. Rheinl. Westf.* 12, 569 - 588.,
- Karpova, G.V., 1969, Clay mineral post - sedimentary ranks in terrigenous rocks. *Sedimentology* 13, 5 - 20.
- Kemp, A.B.S., Oliver, G.I.H., Baldwin, J.R., 1985, Low - grade metamorphism and accretion tectonics: Southern Uplands terrain, Scotland. *Mineral Mag.* 49, 335 - 344.
- Kisch, H.J., 1974, Anthracite and meta - anthracite: coal ranks associated with "ancient metamorphism" and "very - low - stage" metamorphism, I, II, III. *K. Ned. Akad. Wet., Amsterdam, Proc. Ser. B* 77 (2X81-118).
- Kisch, H.J., 1980a, Incipient, metamorphism of Gamhro - Silurian clastic rocks from the Janitland Supergroup, central Scandinavian Caledonides, western Sweden: illite crystallinity and Vitrinite reflectance. *J. Geol. Soc. London* 137, 271 - 288.
- Kisch, H.J., 1980b, Illite crystallinity and coal rank associated, with lowest - grade metamorphism of the Tavayanne grey wacke in the Helvetic zone of the Swiss Alps. *Edogae Geol. Helv.* 73., 753 - 777.,
- Kisch, H.J., 1981, Coal rank and illite crystallinity associated with the zeolite facies of Southland and the pumpellyite - bearing facies of Otago, southern New Zealand. *N.Z.J., Geol. Geophys.* 24, 349-360.
- Kisch, H.J., 1983, Mineralogy and petrology of burial diagenesis (burial metamorphism) in clastic rocks. In *Diagenesis in Sediments and Sedimentary Rocks*, 2, eds. Larsen, G. and Chiungar, G.V., Elsevier, Amsterdam, 289 - 493 and 513 - 541 (Appendix B- literature: published since-1976).
- Kisli, H.J., 1987, Correlation between indicators of very low - grade metamorphism. In *Low Temperature Metamorphism*. Ed. Frey, M., Blackie, Glasgow and London, 227 - 300,
- Kisch, H.J., 1990, Calibration of the anchizone: a critical comparison of illite "crystallinity" scales and for definition. *Journal of Metamorphic Geology* 8, 31 ~ 46;
- Kisch, H.J., Frey, M., 1987, Appendix: Effect of sample preparation on the measured 10A peak width of illite (Illite "crystallinity"). In *Low Temperature Metamorphism*. Ed. Frey, M., Blackie., Glasgow and London, 301 - 304.
- Klug, H.P., Alexander, L.E., 1974, *X-ray Diffraction Procedures*. 2nd edn., Wiley, New York.

- Kossovskaya, A.G., 1961, Specific nature of epigenetic alteration of terrigenous rocks in platform and géosynclinal regions. Doklady Acad. Sci. USSR., Earth Sei. Seel. 130,123 -125.
- Kossovskaya, A.G., Logvinenko, N.V., Shutov, V.D., 1957, Stages of formation and alteration in terrigenous rocks (in Russian). Dokl Akad. Nauk SSSR, 116,2,293 - 296.
- Kossovskaya, A.G., Shutov, V.D., 1958, Zonality in the structure of terrigenous deposits in platform and géosynclinal regions. Eclogae Geol. Helv., 51, 656 - 666. \* \* \*
- Kossovskaya, A.G., Shutov, V.D., 1963, Facies of regional epigenesis and metagenesis (in Russian). Izv. Akad. Nauk SSSR, Ser. Geol 1963 (7), 3 48 (transl. in Int. Geol. Rev., 7(1965), 1157-1167),
- Kossovskaya, A.G., Shutov, V.D., 1970, Main aspects of the epigenesis problem. Sedimentology, 15,11 -40.
- Krumm, H., 1984, Anchimetamorphose im Anis und Ladin (Trias) der Nördlichen Kalkalpen zwischen Arlberg und Kaisergebirge - ihre Verbreitung und deren baugeschichtliche Bedeutung. Geol. Rdsch., 73,223 - 257.
- Kühler\* B., 1964\* Les argiles, indicateurs, de metamorphism. Rev. Inst. Franc. Petrol., 19,1093 -1.11.2.
- Kubier, E.L., 1967a, La cristallinité de lillite et les zones tout à fait supérieures du métamorphisme. In Etages tectoniques. Colloque de Neuchâtel 1966, A la Baconnière. Neuchâtel, Suisse, 105-121.
- Kubier, E.L., 1967b, Anchimetamorphose und Schistosité. Bull. Centre Rech. Pau - SNPA 1,259 - 278,
- Kubier, E.L., 1968, Evaluation quantitative du métamorphisme par la cristallinité de lillite. Bull. Centre Rech. Pau -SNPA 2,385 - 397.,
- Kühler\* B., 1984, 'Les indicateurs, des transformations physiques et chimiques dans la diagenèse, température et calorimétrie. In Thermométrie et barométrie géologiques' éd. M. Lagache, Soc. Franc. Miner., Cost., Paris, 489 - 596.,
- Kubier, E.L., Pittion, J.-L., Heroux, Y., Charollais, J., Weidmann, M., 1979, Sur le pouvoir réflecteur de la vitrine dans quelques roches du Jura, de la Molasse et des Nappes préalpines, helvétiques et penniques. Eclogae Geol. Helv. 72,347 - 373..
- Landis, C.A., 1971, Graphitization of dispersed carbonaceous material in metamorphic rocks. Contrib. Mineral. Petrol. 30, 34 - 45.
- Le Cone, C., 1975, Analyse comparée, de la cristallinité dans le Brioverien et le Paléozoïque centre - armoricain: zéonographie et structure d'un domaine épizonal. Bull. Soc. Geol. France 17,547 - 553.,
- Lee, J.H., Peacor, D.R., Lewis, D.D., Winisch, R.P., 1984, Chlorite - illite / muscovite interlayered and interstratified crystals: a TEM / STEM study. Contrib. Mineral. Petrol. 88, 372-385,
- Levinson, A.A., 1955, Studies in the mica group: polymorphism among illites and hydrous micas. Amer. Miner. 40, 41-49.
- Liou, J.G., Maruyama, S., Cho, M., 1987, Very low grade metamorphism of volcanic and volcanoclastic rocks - mineral assemblages and mineral facies. In Low Temperature Metamorphism. Ed. Frey, M., Blackie, Glasgow and London, 59 - 113.
- Maxwell, D.T., Hower, J., 1967, High - grade diagenesis and low - grade metamorphism of illite in the Precambrian Belt Series. Amer. Miner. 52, 843 - 857.
- McDowell, S.D., Paces, J.B., 1985, Carbonate alteration minerals in the Salton Sea geothermal system, California. Amer. Miner., 68,1146-1159.
- Merriman, R.J., Roberts, B., 1985, A survey of white mica crystallinity and polytypes in pelitic rocks of Snowdonia and Ilyni, North Wales, Mineral Mag. 49(3), 305 - 319.
- Merriman, R.J., Roberts, B., Peacor, D.R., 1990, A transmission electron microscope study of white mica crystallite size distribution in a mudstone to slate transitional sequence, North Wales, UK. Contr. Mineral. Petrol., 106,27 - 44.
- Miilot, G., 1970, Geology of Clays, (trans. W.R. Farrand and H. Paquet). Springer Verlag, New York, Berlin, 429 pp.
- Mitsui, K., 1975, Diagenetic alteration, of some minerals in argillaceous sediments in western Hokkaido, Japan, Sei. Rep. Tohoku Univ. 13, 13 - 65.
- Miyashiro, A., 1961, Evolution of metamorphic belts. I. Petrol., 2,277-311.
- Mukhamet - Galeev, A.P., Zotov, A.V., Pokrovskiy, V.A., Kotova, Z.Y., 1986, Stability of the 1M and 2M1 polytypic modifications of muscovite as determined from solubility at 300°C at saturation steam pressure. Dokl Acad. Sci. USSR., Earth Sei. Sect. 278,140 -143.
- Mullis, J., 1987, Fluid inclusion studies during very low - grade metamorphism. In Low Temperature Metamorphism, ed. Frey, M., Blackie, Glasgow and London, 162 - 199.
- Nadeau, P.H., Wilson, M.J., McHardy, W.J., Tait, J.M., 1984, Interstratified clays, as fundamental particles. Science 225, 923 - 925.
- Madean, P.H., Wilson, M.I., McHardy, W.J., Tait, J.M., 1985, The conversion of smectite to illite during diagenesis: evidence from some illitic clays from bentonites and sandstones. Mineral. Mag. 49(3), 393 - 400.
- Niedenmayr, G., Mullis, J., Niedermayr, E., Schramm J.-M., 1984, Zur Anchimetamorphose im Westlichen Drauzug, Kaniten - Osttirol (Österreich). Geol. Rundsch. 73(1), 207 - 221.
- Nyk, R., 1985, Illite crystallinity in Devonian slates of the Meggen mine (Rhenish Massif). Neues Jb. Miner., Mh. 6, 268 - 276.,
- Padan, A., Kisch, H.J., Shaganra, R., 1982, Use of the lattice parameter of dioctahedral illite / muscovite for the characterization of P/T gradients of incipient metamorphism. Contrib. Mineral. Petrol. 79, 85 - 95.,
- Patteisky, K., Teichmüller, M., 1960, Inkohlung - Verlauf, Inkohlung - Massstab und Klassifikation der Kohlen auf Grund von Virrit - Analysen. Brennstoff - Chemie 41, 79 - 84; 97 -104; 133 -137.
- Pesquera, A., Velasco, F., 1988, Metamorphism of the Palaeozoic Cinco Villas massif (Basque Pyrenees); illite crystallinity and graphitization degree. Mineralogical Magazine, 52, 615 - 625. .
- Pique, A., Wybrecht, E., 1987, Origine des chlorites et Tepizone Heritage et cristallisation synschisteuse Exemple des grauwackes cambriennes du Maroc occidental. Bull. Mineral., 110,665-682.
- Pollastro, R.M., 1990, The illite / smectite geothermometer - Concepts, methodology, and application to basin, history and hydrocarbon generation. In Application of Thermal Maturity Studies to Energy Exploration. Eds. V.F. Nuccio and C.E. Barker. Soc. Econ. Paleontol. Mineral., 1 -18.
- Powell, R., Condillfe, D.M., Condillfe, E., 1984, Calcite - dolomite geothermometry in the system CaCO<sub>3</sub> - MgCO<sub>3</sub> - FeCO<sub>3</sub>; an experimental study. J. Metamorphic Geol. 2, 33 - 41.
- Price, K.L., McDowell, D., 1993, Illite / smectite geothermometry of the Proterozoic Oronto Group, mid-continent rift system. Clays and Clay Minerals, 41,2, 134 - 147.

- Radaslovich, E.W., Norrish, K., 1962, The cell dimensions, and symmetry of layer - lattice silicates.. L Some structural considerations\* Amer. Miner. 47., 599 - 616.
- Reynolds,, R.C., 1963, Potassium - rubidium ratio, and polymorphs in illites and microlines from the clay size fractions of Proterozoic carbonate rocks., *Geochim. Cosmochim. Acta* 27, 1097 - 1112.,
- Roberts, B., Merriman, R.J., 1985, The distinction between Caledonian and Variscan metamorphism in metapelites from North Wales: an analysis, of isocryst patterns, I. *Geol. Soc. London* 142(4), 615 - 624.
- Robinson» D. Bevens. R.E., 1986, Incipient metamorphism in the Lower Palaeozoic marginal basin of Wales.. *J. Metamorphic Geol* 4, 101 -113.
- Robinson, B., Micholls, R.A., Thomas, L.J., 1980, Clay mineral evidence- for low - grade Caledonian and Variscan metamorphism in south. - western Dyfed, south Wales. *Mineral. Mag.* 43, 857 - 863.,
- Rodionova, A.E., Koval'skaya, M.S., 1974, Dickite distribution in coal - bearing formations of the Donets Basin.. *Litologiya i Poleznye Iskopaemye* 6, 132 -137.
- Rohde, A., 1980, Clay minerals and illite crystallinity of the Almesakra Group. *Geol. Foren., Stockh. Fork* 102,26,
- Rumeau, J.J., Kalbicky, G., 1966., Evolution des minéraux argileux dans les dolomies et 'Calcaires, poreux de Crétacé supérieur de la plateforme d'Aquitaine. *Proc. Int. Clay Conf., Jerusalem*, 2, 103-117.
- Sassi» F.P., 1972., The petrological and geological significance of the low values of potassic white micas in low - grade metamorphic rocks. An application to the Eastern Alps. *Tschermak's Mineral. Petrogr. Mitt.* 18,10,5-113.
- Sassi, F.P., Scolari» A., 1974, The low value of the potassic white micas as a barometric indicator in low - grade metamorphism of pelitic schists. *Contrib. Miner., Petrol.* 45,1,43 -152.
- Sassi, F.P., Krautner, H.G., Zirpoli, G., 1976, Recognition of the pressure character in greenschist facies metamorphism. *Schweiz., Miner. Petrogr. Mitt.* 56., 427 - 434.
- Saym, S.A., 1987, Türkiye'nin farklı bölgelerine ait kaolinli derelerde kristalleşme derecesi., III. Ulusal Kil Sempozyumu, Ed. Türmenoğlu, A.G. ve Akıman, G., 21 - 27 Eylül 1987, Bildiriler, 57-72..
- Schaer, J.-P., Persoz, F., 1976, Aspects structural et pétrographiques du Haut Atlas calcaire de Midelt (Maroc). *Bull. Soc. Geol. France* 1S, 1239, 1250.
- Scheuer» P., 1915, Bestimmung der Grosse und der inneren Struktur von Kolloidteilchen mittels Röntgenstrahlen. *Göttinger Nachr. Math. Phys.* 2,98 -100.
- Sehnen, R., 1964, Clay minerals of the Silurian Clinton ironstones, New York State. *J. Sediment. Petrol.* 34, 855 - 863.
- Shirozu, H., 1963, Structural changes, of some chlorites by grinding.. *Mineral. (Japan)* 4, 1-11.
- Shirozu, B.L., 1978, Chlorite minerals, In *Clays and Clay Minerals of Japan*, eds. Sudo, T. and Shimoda, S., Elsevier, Amsterdam, 243-264..
- Smith, J.V., Yoder, H.S., 1956., Experimental and theoretical studies of the mica polymorphous. *Mineral. Mag.* 31, 209 - 235..
- Smykatz - Boss, W., Althaus, E., 1974, Experimental investigation of the temperature dependence of the "crystallinity" of illites and glauconites. *Bull. Groupe Franc. Argiles* 26, 319 - 325.
- Stadler\* G., 1971, Die Kaolin - kohlensteinen aus dem Westfälischen C und B der Untertagebohrung 150 der Steinkohleenergiewerke Ibbenbüren. und, ihre Bedeutung für die Karbonatigraphie Nordwest - Deutschlands. *Fortschr. Geol. Rheinl. Westf.* 18, 79 -100.
- Staplin, F.L., 1969. Sedimentary organic matter, organic metamorphism, and oil and gas occurrences. *Bull. Can. Petrol. Geol.* 17. 47-66.
- Tagtri, M., 1981, A measurement of the graphitizing - degree by the X-ray powder diffractometer. *Journal of the Japanese Association of Mineralogy, Petrology and Economic Geology* 76, 345 - 352.
- Teichmüller, H.M., 1987, Organic material and very low - grade metamorphism. In *Low Temperature Metamorphism*, Ed. M.Frey, 114- 161.
- Teichmüller, H.M., Ottenjann, K., 1977, Art und Diagenese von Liptiniten und lipoiden Stoffen in einem Erdölmuttergestein auf Grand fluoreszenzmikroskopischer Untersuchungen. *Erdöl und Kohle* 30, 387 - 398.
- Teichmüller, H.M., Teichmüller, R., Weber, K., 1979, Inkohlung und Illit - Kristallinität. - Vergleichende Untersuchungen im Mesozoikum und Paläozoikum von Westfalen. *Fortschr. Geol. Rheinl., Westf.* 27,201 -276.
- Toselli, A., Toselli, I.R., Rossi de., 1982., Metamorfismo de la Formación Puncoviscana en las provincias de Salta, Tucumán, Argentina.. 5th Cong. Latinoam. Geol., Argentina, 1982, Actas II, 37 - 52.
- Toselli, A.L., Weber, K., 1982., Anquimetafirismo en rocas del Paleozoico inferior en el noroeste de Argentina - Valor de la cristallinitad de la illita como indice. *Acta Geol. Lilloana (Argentina)* 14,1,87 - 200,
- Triplehorn, D.M., 1970, Clay mineral diagenesis in Atoka (Pennsylvanian) sandstones, Crawford County., Arkansas. *J. Sediment Petrol.* 40, 838 - 847.,
- Turner, F.J., 1981, *Metamorphic Petrology - Mineralogical, Field, And Tectonic Aspects*, 2nd edn., McGraw - Hill, New York.,
- Van Biljon, W.J., Bensch, J.J., 1970, The "crystallinity" of illites as a measure of contact metamorphism in mudstone of the Karoo System., South Africa.. In *Second Gondwana Symposium, Proceedings and Paper*, CSIR, Pretoria., South Africa, 451 - 453.
- Velde, B., 1965, Experimental determination of moscovite, polymorphic stabilities. *Amer. Miner.*, 50., 436 - 449.
- Velde, B., 1985., *Clay Minerals.. A Physico - Chemical Explanation of their Occurrence*. Elsevier, Amsterdam, Dev. in Sediment., 40,427 pp.
- Velde, B., 1992, *Introduction to Clay Minerals.. Chemistry, Origins, Uses and Environmental Significance*. Chapman and Hall., 198 p.,
- Velde, B., Hower, J., 1963, Petrological significance of illite polymorphs in Paleozoic sedimentary rocks. *Amer. Miner.* 48,1239 "12.54;
- Walker, J.R., 1993, Chlorite polytype geothermometry. *Clays and Clay Minerals*, 41, 2, 260' - 267.
- Walshe, J.L., 1986, A six - component chlorite solid solution model and the conditions of chlorite formation in hydrothermal and geothermal systems. *Econ. Geol.*, 81., 681 - 703.
- Wan, L.N., Rice, A.H.N., 1993, Crystallinity Index Standard. Unpublished report (Version 1 ), Geologisch - Paläontologisches Institut Ruprecht - Karls Universität. 45 p.

- Warr, L.N., Rice, A.H.N., 1994, Interlaboratory standardization and calibration of clay mineral, crystallinity and crystallite size data. *J. Metamorphic. Geol.* 12, 141 - 152,
- Wamn, B., Averbach, B.L., 1950, The effect of cold - work distortion on X-ray patterns. *Journal of Applied Physics*, 21, 595-599.
- Weaver, C.E., 1960» Possible uses of clay minerals in search for oil. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 44,4,505 -1518.
- Weaver, C.E., 1984, Shale - Slate Metamorphism In Southern Appalachians, eds. Weaver, C.E., et al., *Developments In Petrology* 10, Elsevier, Amsterdam.
- Weaver, C.E., Beck, K.C., 1971, day water diagenesis during burial: How mod. becomes gneiss. *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.* 134.
- Weaver, C.E., Broekstra, B.R., 1984, Illite - mica. In *Shale - Slate Metamorphism in Southern Appalachians*, eds. Weaver, C.E. et al. *Developments in Petrology* 10, Elsevier, Amsterdam» 67-97.
- Weber, K., 1972a, Notes, on the determination of illite crystallinity. *Neues Jb, Mineral Mh.* 1972,267 - 276,
- Weber, K., 1972b., Kristallinität des Illits in Tonschiefer und andere Kriterien schwacher Metamorphose im nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirge. *Neues Jb., Paläont. Abh.* 141,333 -363..
- Weber, K., Dunoyer de Segonzac, G., Economou<sup>^</sup>C., 1976, Une nouvelle expression, de la "crystallinité" de l'illite et des micas, Notion d'épaisseur apparente des cristallites. *C.R. Somm. Soc. Geol. Fr.* .5,225 - 227,
- Wilson, M.J., Bain, D.C., 1970, The clay mineralogy of the Scottish Dalradian meta - limestone- *Contrib. Miner. Petrol.* 26, 285 - 295.
- Winkler, H.G.F., 1979, *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. 5th edn., Springer Verlag» New York.
- Yalçın, H., Bozkaya, Ö., 1995, Sepiolite - palygoskite from the Hekimhan region (Turkey). *Clays and day Minerals*, 43, 6, 705-717.
- Yalçın, H., Bozkaya, Ö., 1996, Kangal - Alacahan yöresi Ost Paleozoik yaşlı metasedimanter kayaların mineralojisi: Bindirme tektoniği ile ilişkili çok düşük dereceli metamorfizma. (hazırlanmakta).
- Yoder, H.S., Eogster, H.P., 1955., Synthetic -and natural muscovites. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 8, 225 -280.
- Zingg, A., Hmziker, J.C., Frey, M., Ahrendt, H., 1976., Age and degree of metamorphism of the Canavese Zone and sedimentary cover of the Sesia Zone. *Schweiz. Mineral. Petrog. Mitt.* 56,361-375.