

Diyajenez - Metamorfizma geçişinin belirlenmesinde kullanılan yöntemler

Ömer Bozkaya,
Hüseyin Yalçın,

Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Sivas
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 ("kristalinite", kristalit büyüklüğü, politipi), organik madde (vitrit) 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" ölçümlerinde dikkat edilmesi gereken önemli noktaların açıklanması amaçlanmıştır.

Giriş

Çok düşük dereceli metamorfizma, minerallerin ve organik maddenin litostatik 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 camsı malzeme ve organik maddenin dönüşümü çoğu silikat minerallerinkinden daha düşük sıcaklıklarda meydana gelebilmektedir. Diğer taraftan, çoğu sedimanter kayalardaki faz dönüşümleri sedimantasyondan kısa bir süre sonra da başlayabilmekte ve artan gömülmeye 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 çökme 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, bunlar da yazarlarca "gömülme metamorfizması" ile eş anlamlı olarak değerlendirilmektedir (Frey ve Kisch, 1987).

Ankimetamorfizma veya Ankizon: Yalnızca illit "kristalinite" verileri temel alınarak tanımlanmaktadır. Kübler (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 ankizondan 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 çökme ortamı koşullarından farklı basınç ve sıcaklıklarda sedimanter kayalarda meydana gelen değişimler için kullanılmıştır. Katajenez terimi Rus jeologlarınca kullanılan epijenenez ile hemen hemen eş anlamlıdır (Bates ve Jackson, 1980). Metajenez ise

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

Çok Düşük Dereceli Metamorfizma: Metamorfizmanın en düşük derecesi için kullanılmaktadır. Coombs (1961) ve Turner'e (1981) göre yeşilist 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) kalın 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 metamorfizmasının dinamoermal 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 orojenezle kökensel bir ilişkiye sahip olması durumunda ise "başlangıç bölgesel metamorfizma" daha uygun genel bir terim olabilmektedir. Başlangıç bölgesel metamorfizma genel olarak prehnit pumpellyit, pumpellyit - aktinolit ve glkofan - lavsonit gibi mineral fasiyelerinin yanı sıra, ankizon ve antrasitik kömürleşme evrelerini de kapsamaktadır. Frey ve Kisch'e (1987) göre ise şistozite / foliyasyonun tipik olarak gözlenmemesi ile bölgesel gömülme metamorfizması bölgesel dinamoermal metamorfizmasından ayrılmaktadır.

İnceleme yöntemleri

Örnekleme

Şeyl ve sleyt/arduvaz türü litolojiler "kristalinite" indisi ve politipi belirlemede, siltaşları ve kumtaşları ise daha ziyade dokusal incelemelerde yaygın olarak kullanılmaktadır. İnce taneli metaklastiklerin el örneği düzeyinde tanımlanmasındaki zorluk, mineral içeriğinin an-

cak laboratuvar incelemelerinden sonra saptanabilmesidir. Diyajenetik / metamorfik dönüşümler ile ilgili çalışmalarda derin sondaj kuyularından alınan örnekler kesin veriler sunmakla birlikte, enine kesitlerden itibaren alınan yüzey örneklerinden de ayrıntılı bilgiler elde edilmektedir. Sondaj kuyuları doğrudan sıcaklık ve sıvı faz verileri sağlamakta, bununla 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 alterasyona da uğramış olabilirler.

İnce - kesit petrografisi

Çok düşük dereceli metamorfik kayalarda ince - kesit incelemeleri çok sık kullanılması gereken bir yöntem olmalı ve yarılgan sleytlerin bile gerekirse tutkal ile yapıştırılarak ince - kesitinin yapılmasına çalışılmalıdır. İnce tane boyuna sahip olmaları nedeniyle matriks 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 kırınımı

Çok düşük dereceli metaklastiklerin mineralojik tanımlamaları için kullanılan en hızlı yöntemdir. Litolojiye bağlı olarak, tüm kayaç, çeşitli tane boyuna sahip non - karbonat ve kil fraksiyonları kullanılabilir. Fillosilikatların tanımlamaları genellikle X-ışınları difraktometresi ile yapılmakta, ancak buna ek olarak Guinier kamera tekniği de önerilmektedir. Kil plakletleri sedimentasyon yöntemi ile hazırlanmakta, normal, glikollü, fırınlı ve gerektiğinde hidrazinli olarak çekimi yapılmaktadır. Mineralojik bileşim, "kristalinite", kristalit büyüklüğü ve politipinin yanı sıra, 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, şeyl 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 SEM'e eklenen enerji ve/veya dalga boyu saçınımı spektrometreler (WDS ve EDS) kullanılarak mineral kimyası ile ilgili nicel bilgiler sağlanabilmektedir.

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

Elektron mikropetroloji metamorfik petrolojide önemli bir kullanım alanı bulmakla birlikte, çok düşük - dereceli metaklastitlerde mineral kimyasal analizleri için daha az başvurulmaktadır. Bunun nedeni özellikle 5 µm 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 kimyasal analiz yöntemlerinin (FAAS, GFAA, UV-VIS, ICP, v.b.) yanısıra, kuru 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 Rus yazarlarca (Kossovskaya, 1961; Kossovskaya ve Shutov, 1958, 1970) yapılmış ve sonra özellikle Frey (1970, 1987) ve Kisch (1983) tarafından geliştirilmiştir. Yazarlarca tanımlanan dokusal zonların mikroskopik karakteristikleri aşağıda verilmiştir:

(1) **Altere olmamış kil matriks zonu:** Bu zonda bazı duraysız detritik mineraller (piroksen, amfibol, ortaç ve kalsik plajiyoklaz) tedrici olarak yok olmakla birlikte, ilksel sedimanter 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 kayaçlara bilinen epiklastik kayaç adlamaları (kumtaşı, silttaşı vb.) verilmektedir.

(2) **Altere kil matriks zonu:** Bu zonda kil minerallerinin hidromika (=illit) ve klorite tedrici dönüşümleri ince taneli matriksi oluşturmaktadır. Matrikste otijenik kuvarslar oluşumuna da neden olan basınç çözünmesi sü-

reçleri ile detritik kuvarslar taneleri çok ince testere dişi şeklinde görülürler.

(3) **Kuvarsitik yapı ve hidromika - klorit matriks zonu:** Artan basınç çözünmesi kumtaşlarında kuvarsitik bir doku geliştirir. İlksel kil matriks hidromika, klorit ve kuvarsa dönüşmüş ve fillosilikatlar stress boyunca yönlendirilmiştir. İkinci ve üçüncü zondaki kayaçlar klastik dokularını halen korumalarından dolayı epiklastik sedimanter kayacın adının önüne "meta-" takısı getirilerek adlandırılabilir (meta-kumtaşı, meta-silttaşı gibi). Ancak, meta-sedimanter kayaçlar hem ankizonu hem de epizonu temsil ettiklerinden, illit kristalinite verileri kullanıldığında oluştukları zonasyonlar da belirtilmelidir (ankimetamorfik kumtaşı, epimetamorfik silttaşı gibi). Benzer yaklaşımlar kimyasal - biyokimyasal sedimanter kayaçlar için de uygulanabilir (metakireçtaşı, ankimetamorfik dolomit gibi).

(4) **İğnemsî yapı ve muskovit - klorit matriks zonu:** Bu zonun tipik özelliği yaygın basınç çözünmesinin bir sonucu olarak silttaşlarında iğnemsî veya dikensi yapıların gözlenmesidir. Fillosilikatlar üçüncü zondan daha iri tanelidir ve ilksel klastik dokusunu bütünüyle kaybetmiş, dolayısıyla metamorfik bir doku kazanmış olduğundan pelitik kayaçlar sleyt ve fillitler ile temsil edilir.

Yukarıdaki dört dokusal zon bölgesel epijenez ve metajenez evrelerine (Kossovskaya ve Shutov, 1958, 1963, 1970); birinci (erken epijenez), ikinci ve üçüncü dokusal zonun (geç epijenez) zeolit fasiyesine, dördüncü dokusal zonun (erken metajenez) ise prehnit - pumpellyit zonuna karşılık gelmektedir (Kisch, 1983; Frey, 1987).

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

İndeks mineral birlikleri

Çok düşük dereceli metaklastitler bazaltik bileşimli meta - volkanik veya meta - volkanoklastik kayaçlardaki gibi tipik mineral fasiyesleri (zeolit - höylandit ve lömontit, prehnit - pumpellyit, prehnit - aktinolit, pumpellyit - aktinolit, yeşilşist) ve indeks mineral birlikleri oluşturmakla birlikte, özellikle pelitik kayaçların çok düşük dereceli metamorfizması sonucu rektorit (düzenli karışık katmanlı I - S), paragonit / muskovit, paragonit, pirofillit, lavsonit, stilpnomelan ve Mg - Fe - karpolit gibi indeks sayılabilecek bazı mineraller veya mineral birlikleri içerebilirler (Frey, 1987; Liou ve diğerleri, 1987).

Kil mineralleri

Kırıntılı sedimanter kayaların 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 benzerdir (Velde, 1992). Bunlardan birincisi illitin egemen olduğu potasik mika benzeri minerallerdir. İkincisi kloritler olup, metamorfik kayalardaki yüksek sıcaklık fazları ile sınır oluştururlar. Diğer kil minerallerinin ise metamorfik 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 dikit polimorfuna dönüşmektedir (Yalçın ve Bozkaya, 1996).

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

Lifsi / iğnemsisepiyolit - paligorskitler / atapuljitler ise sadece diyajenez ortamlarında gözlenirler (Yalçın ve Bozkaya, 1995 ve bu çalışmadaki ilgili referanslar). Diğer fillosilikatlardan talk ve serpantin grubu mineralleri yüzeysel bozunma ve diyajenez ortamında oluşabildiği gibi, yeterli magnezyumun bulunduğu ultrabazik kayaların retrograd hidrotermal alterasyonu gibi daha yüksek sıcaklıklarda, ayrıca talk silisli dolomitlerin kontakt ve bölgesel metamorfizması ile de oluşabilmektedir (Deer ve diğ., 1992).

"Kristalinite"

İleri diyajenez ve çok düşük dereceli metamorfizmada önemli bir kavram olan "kristalinite", genellikle herhangi bir maddedeki kristalin metaryalin miktarını belirtir (Frey, 1987). Kübler (1967a) kristaliniteyi, kristal kafesdeki düzenlenme derecesi olarak tanımlamış, ancak düzenin ne anlama geldiğini kesin olarak belirtmemektedir. "Kristalinite" terimi genellikle illit için uygulansa da, klorit, kaolinit veya pirofillit gibi diğer fillosilikatlarda da belirlenebilmektedir.

Kübler (1984) "illit kristalinite" terimi yerine Scherrer eşitliği (Scherrer, 1918; Klug ve Alexander, 1974; Brindley, 1980; Arkai ve Toth, 1983) ile tanımlanan "Scherrer genişliği" terimini önermiştir. Scherrer eşitliği, $B = \Delta^2 \theta = (K \cdot \lambda) / N \cdot d \cdot \cos \theta$ biçiminde olup, burada B = 2θ radyanında maksimum şiddetin yarı yüksekliğindeki açısal genişlik farkı, K= yaklaşık 1'e eşit (0.89 v 0.94) sabit değer (Klug ve Alexander, 1974), λ= dalga boyu, d= atom düzlemleri arasındaki mesafe, N= düzlem sayısı, N.d= egemen kırınımın büyüklüğü, θ= 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 tınak içinde yazılması uygun bulunmuştur (Frey, 1987).

İllit "kristalinite" indeksleri

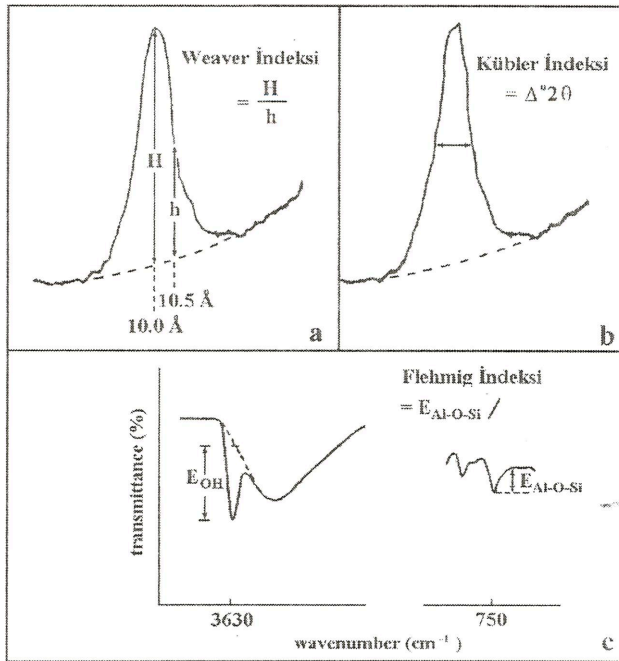
Literatürde birçok illit "kristalinite" ölçümü bulunmakta olup, bunlar aşağıda açıklanmış ve tartışılmıştır:

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 artmakta, diğer bir ifade ile 2.3 den küçük değerler diyajenetik 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 yarı yüksekliğindeki genişliği olarak tanımlanır (Şekil 1). Bu ölçüm yöntemi ilk önce Kübler (1964) tarafından önerilmiş ve Kübler (1967a; 1968) ve Dunoyer de Segonzac ve diğerleri (1968) tarafından geliştirilmiştir.

Kübler indeksinin sayısal değeri "kristalinite" nin artmasıyla azalmaktadır. Önceki çalışmalarda yarı yükseklikteki pik genişliği değeri mm şeklinde ifade edilmiş, ancak şimdi genellikle $\Delta^2 \theta$ olarak verilmektedir (Kisch, 1983 ve 1990; Kübler, 1984). Kübler'e (1984) göre ankizonun düşük ve yüksek derece limit. değerleri 0.42 ve 0.25° $\Delta^2 \theta$ Cu Kα'dır.

Kübler (1968), Weaver ve Kübler indekleriyle tanımlanan illit "kristalinite" değerleri için doğrusal olma-



Şekil 1. İllit "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: Weber'in (1972a) tekniği illitin yarı yükseklikteki piki genişliği (Hb I_{001} = Kübler indeksi) ile kuvarın (100) pikinin yarı yükseklikteki genişliğine (Hb Q_{100}) oranını (Hbrel = (Hb I_{001} / Hb Q_{100} · 100) ifade etmektedir.

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

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

Hunziker ve diğerleri (1986) Kübler ve Flehmig indisleri arasında doğrusal bir ilişkinin bulunduğunu be-

lirtmektedir. Pahalı olması nedeniyle bu yöntem fazla tercih edilmemektedir.

5. Weber - Dunoyer de Segonzac - Economou indeksi: Scherrer eşitliğinde kullanıldığı gibi, bu indeksi illitin 10 Å pikinin yarı yüksekliğindeki genişliğinin ölçülmesinden elde edilen egemen kırınımın büyüklüğü ile hesaplanmaktadır. Bu yöntemin ayrıntıları Weber ve diğerleri (1976) tarafından verilmiş olup, az sayıdaki makalede görülmüştür.

İllit "kristalinite" değerlerinin kalibrasyonu

Gerek aletsel koşullar ve gerekse örnek hazırlama yöntemlerinden ileri gelen faktörlere bağlı olarak illit "kristalinite" değerlerinin 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 özelliğin taşıyan örnekler (SW - 1, SW - 2, SW - 4, SW-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'nin normal çekimdeki (N) illit "kristalinite" (IC) değerleri (yarı yükseklikteki maksimum genişlik = FWHM) sırasıyla 0.63 ve 0.47° $\Delta 2\theta$; glikollü çekimde (G) ise 0.57 ve 0.44° $\Delta 2\theta$ dir. SW-2 diyajenez - ankizon sınırına (42° $\Delta 2\theta$; Kübler, 1984) yakın değerdedir. SW-4 (IC= 0.38° $\Delta 2\theta$) ankizon'da, SW-6 (IC= 0.25° $\Delta 2\theta$) ise ankizon - epizon sınırında, kristalit büyüklüğü ölçümleri için standart olarak kullanılan muskovit kristalinin (MFC) IC değeri ise 0.11° $\Delta 2\theta$ 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, asitleme, plaket hazırlama, tane boyu, katyon doygunluğu ve etilen glikol) bağlıdır (Kisch ve Frey, 1987).

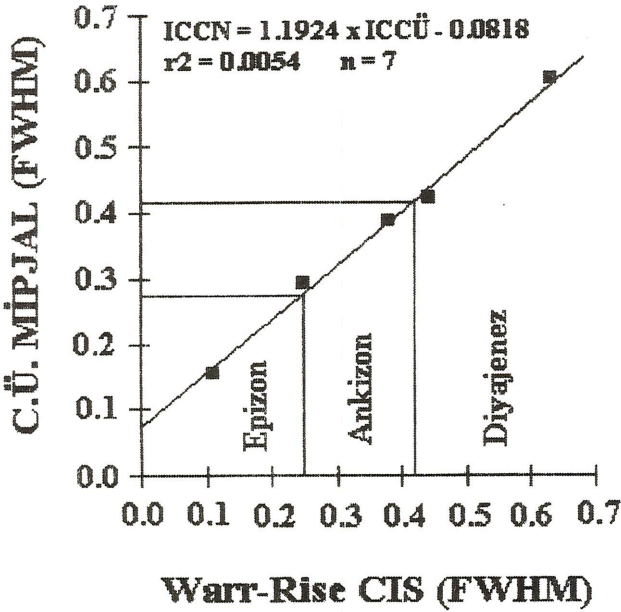
1. Jeolojik koşullar: Sıcaklığın illit "kristalinitesi-ne" etki eden en önemli faktör olduğuna inanılmaktadır

Çizelge 1. (CIS) illit "kristalinite" standartlarının C.Ü. MIPJAL 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^2 değerleri:

Regresyon türü	Regresyon eşitliği	r^2
Doğrusal	$IC_{CN} = 1.1924 \times ICC_{Ü} - 0.0818$	$r^2 = 0.9954$
Doğrusal	$IC_{CG} = 1.2499 \times ICC_{Ü} - 0.1215$	$r^2 = 0.9987$
Doğrusal	$Ch_{CN} = 1.4193 \times Ch_{CÜ} - 0.1400$	$r^2 = 0.9744$

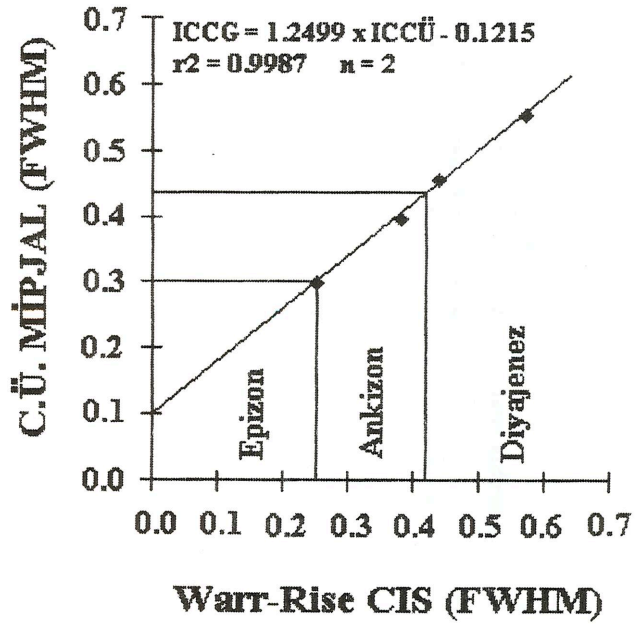


Şekil 2. CIS standartlarının yönlendirilmiş normal plakette-nden itibaren hesaplanan düzeltilmiş ve düzeltilmemiş 10Å "kristalinite" değerleri (Kübler indisi; $\Delta 2\theta$)

(Kübler, 1967a,b, 1968). Bu etki kontakt metamorfik halelerde çok iyi gözlenmektedir (Schaer ve Persoz, 1976). Ayrıca az sayıdaki hidrotermal deneyler ile de desteklenmiştir (Smykatz - Kloss ve Althaus, 1974; Krumm, 1984).

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

Stressin etkisi tartışmalı olup, (Kübler, 1967b) bunun farkedilir bir 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; Teichmüller ve diğ., 1979; Nyk, 1985), Kübler indeksi kullanıldığında mostro ölçeğindeki bir kıvrımda



Şekil 3. CIS standartlarının yönlendirilmiş glükollü plakette-nden itibaren ölçülen düzeltilmiş ve düzeltilmemiş 10Å "kristalinite" değerleri (Kübler indisi; $\Delta 2\theta$)

deformasyon ve illit kristalinite arasında pozitif bir ilişki bulamazken, Flehmig indeksi kullanıldığında ise tektonik gerilmenin artmasıyla illit "kristalinite" nin arttığı belirlenmiştir. Diğer taraftan, Roberts ve Merri-man (1985) bir 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 sıcaklıkta 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. İri taneli klastik sedimanlar, ince tanelilerden iyi kristalin illitleri 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 kumtaşları şeyllerden daha iyi kristalin illitleri içermektedir (Dunoyer de Segonzac, 1970; Bozkaya, 1995; Yalçın ve Bozkaya, 1996).

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

agradasyonundaki gecikme yüksek organik madde içere-rikli 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 (Arkai ve diğ., 1981).

İllitteki 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. İllitte Al içeriğinin "kristaliniteye" etkisi tartışmalıdır. Esquevin (1969) yalnızca alüminyumlu illitlerin "kristalinite" değerlerinin metamorfizma derecesini belirlemede kullanılabileceğini, magnezyumlu illitlerin uygun olmadığını belirtmektedir.

Ankizon veya epizonda 10 Å'a yakın 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.

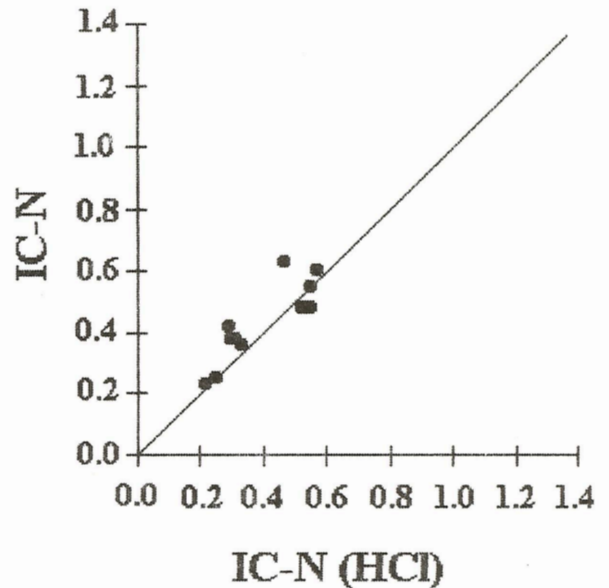
2. Deneysel ve örnek hazırlama ile ilgili koşullar:

Bazı yazarlar (Foscolos ve Kodama, 1974; Merriman ve Roberts, 1985; Kemp ve diğ., 1985; Robinson ve Bevins, 1986) kil fraksiyonu ayırımı için öğütme işleminden 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 çözeltilisiyle ayırma işlemine göre "kristalinite" değerlerinde bir artmaya neden olduğunu göstermiştir. Diğer yandan Kisch ve Frey (1987), düşük dereceli ankizonun 0.1 - 2 µm fraksiyonundaki bir illitin 30 dakikayı aşan bir ultrasonik etkilemeden sonra bile "kristalinite" değerlerinde herhangi bir değişim gözlenmediğine dikkat çekmiştir. Santrifüjleme yöntemi ile katyonlardan arındırılarak defloküle 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" indeksinde 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 H₂O₂, 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 asitlemeden 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 pipetle kil süspansiyonunun dökülmesidir (Dunoyer ve Segonzac, 1969; Kisch, 1980a, b). Weber (1972a) kalın sedimentasyonlu örneklerdeki pik ge-



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

nişlemesini belirlemiş ve bunu sedimentasyon sırasındaki dikey tane boyu ayrılaşmasına bağlamıştır. Brime (1980), üç farklı yöntemle hazırlanan plaketterden ölçtüğü pik genişliklerini karşılaştırmış ve sıvama ile hazırlanan lamların sedimente slitlerden biraz daha geniş pikler gösterdiğini saptamıştır. Daha kalın olmalarından dolayı sıvama lamlar pipetlenmiş lamlardan daha yüksek I002/I001 şiddet oranları da göstermektedir (Brime, 1980; Robinson ve Bevens, 1986). Warr ve Rice (1993) kalın, orta, ince ve çok ince sedimentasyonlu kil plaketterinde kalınlığın genelde kristaliniteyi azalttığı ve pik şiddetini ise artırdığını saptamıştır. Diğer bir ifadeyle, örnek kalınlığı arttıkça pik genişliği de artmaktadır. Süspansiyon yöntemiyle dikey tane boylanması illit "kristaliniteyi" etkileyeceği dikkate alınarak ve cam plakette üzerine ince kil çamuru homojen olacak biçimde sıvanarak kurumaya bırakıldıktan sonra çekim yapılması çok daha uygun gözükmektedir (Gündoğdu ve Yılmaz, 1983; Bozkaya, 1995).

İllit "kristalinite" örneğin tane boyuna da bağlıdır (Weber, 1972a; Teichmüller ve diğ., 1979; Weaver, 1984; Bozkaya, 1995). Çoğu çalışmada 2 µm dan küçük kil boyu fraksiyon kullanılmış olup, çok daha küçük tane boyları (<0.01 µm) piklerde genişlemeye neden olmaktadır (Brindley, 1980). Bu nedenle Weber (1972a), 2 - 6 µm luk fraksiyonları çalışmayı önermiştir. Bununla birlikte, daha kaba tane boyu fraksiyonunun iyi kristalin detritik illitleri daha fazla içermesi nedeniyle dezavantajı da bulunmaktadır. Bu nedenle Weber milimetrik boşluklu filtreler yardımıyla <0.1 µm fraksiyonun uzaklaştırılması sonucu 0.1 - 2 µm boyutlu fraksiyonu zenginleştirmiştir.

Kemp ve diğ. (1985), diyajenez - ankimetamorfizma geçişi için <2 µm fraksiyonlarında 2 - 6 µm fraksiyonlarına göre %20 ye ulaşan daha yüksek Hb_{rel} değerleri belirtmişler, ancak orta - ankizonda aynı değerler sözkonusudur. Arkai (1983; Arkai ve diğ., 1981), tüm kayalık ve çözünmüş kalıntı örnekleri ($\Delta 2\theta = 0.34^\circ$ veya $Hb_{rel} = 150 - 155$), <2 µm fraksiyonlardakine ($\Delta 2\theta = 0.38^\circ$ ve $Hb_{rel} = 160$) göre daha geniş pik genişlikleriyle temsil edilen bir metamorfizma derecesine (lömونتit - prehnit - kuvars fasiyesi ve pumpellyit - prehnit - kuvars fasiyesi arasındaki sınır) yerleştirmiştir.

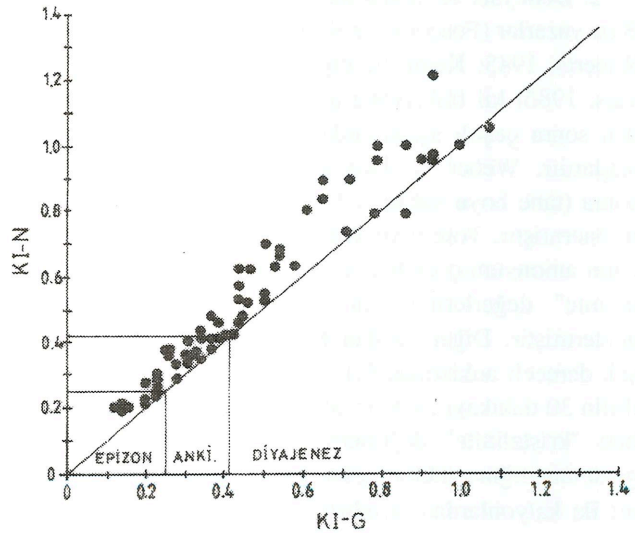
Birçok yazar, örnekleri K ve Mg iyonlarıyla doyurduktan sonra karşılaştırmıştır. Örneğin, Van Biljon ve Bensch (1970) ve Kisch (1980 a,b) tarafından K ile doygun örneklerde Mg ile doygun olanlardan daha dar pikler elde edilmiştir.

Diyajenetik ve düşük - dereceli ankimetamorfik zonu illitlerinin 10Å pikleri genellikle bir tarafı düşük açılı (geniş aralıklı) olacak şekilde asimetrikdir (Kisch, 1980a, b; Ivanova ve diğ., 1979; Arkai ve Toth, 1983). etilen glikolün bu piklerin daraltması, genişleyebilen 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; Rohde, 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), ankizonda ise genellikle %10'dan daha az olmaktadır (Kisch, 1980b; Brime ve Perez - Estaun, 1980; Frey 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 ayrımında 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 Merriman, 1985). İllit "kristalinite" yöntemi jeotermometrik amaçlar için kullanılamamıştır. İllit "kristalinite" yukarıda özetlenen uygulamalardan daha farklı amaçlar, örneğin

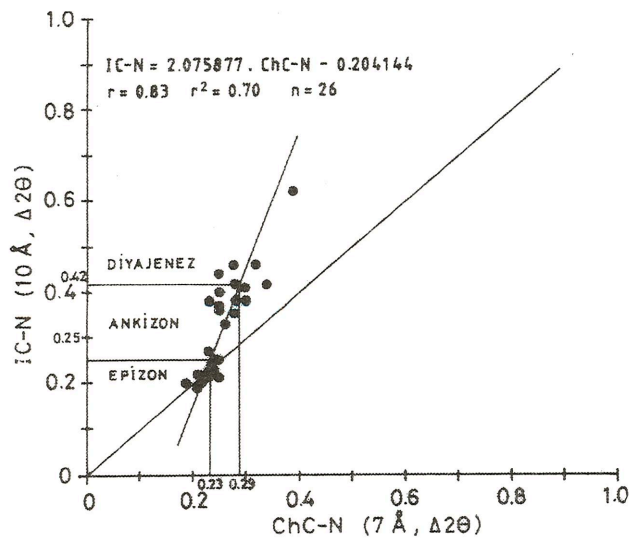


Şekil 5. Normal ve glikollü çekimlerden elde edilen illit "kristalinite" değerleri arasındaki ilişki.

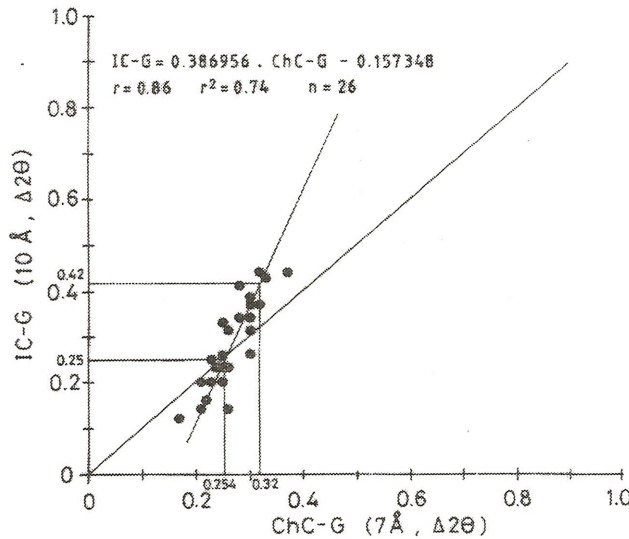
düşük sıcaklık statik ve dinamik retrograd metamorfizması ile bozunma + gömülme diyajenezini arasındaki ayırım için de kullanılmıştır (Arkai, 1993).

Klorit "kristalinite" ölçümleri

Klorit 7 Å pik genişliği birçok araştırmacı tarafından incelenmiştir (Le Corre, 1975; Schaer ve Persoz, 1976; Deutloff ve diğ., 1980; Dandois, 1981; Duba ve Williams - Jones, 1983; Arkai, 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 illitten daha iyi kristaliniteye sahip olduğu belirtilmiştir (Schaer ve Persoz, 1976;



a



b

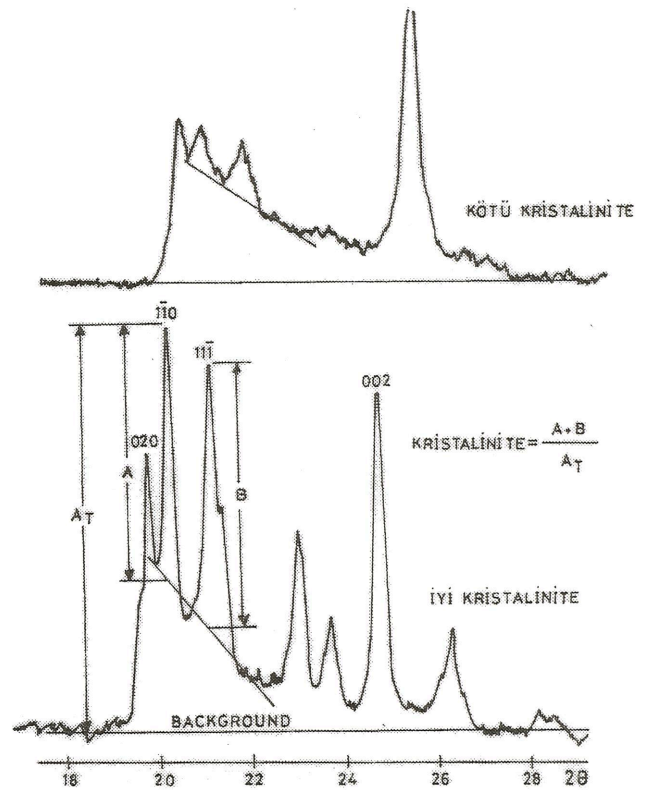
Şekil 6. (a) normal ve (b) glikollü çekimlerden elde edilen illit ve klorit "kristalinite" değerleri arasındaki ilişki.

JEOLÖJİ MÜHENDİSLİĞİ, Sayı 49

Dandois, 1981; Arkai, 1991; Bozkaya, 1995). Metamorfik derecenin artmasıyla kloritin "kristalinitesinin" düzelmesinin nedeni bilinmemektedir. Klorit "kristalinite", kristal kafesinin yapılaşma düzlemlerinin boyutunun artmasından ve tekdüze kimyasal bileşiminden ileri gelebilir. Kimyasal açıdan farklı kloritler pik genişlemesine neden olan bazal boşlukları çok az farklılık sunarlar. Arkai (1991), kloritlerin normal ve etilen glikollü çekimlerden itibaren 14Å ve 7Å piklerini ölçmüş ($\Delta^2\theta$) ve illit "kristalinitesi" ($\Delta^2\theta$) değerleriyle karşılaştırmış, kloritlerin 14Å piklerinin "kristalinitesinin" genellikle daha düşük, buna karşın 7Å piklerinin "kristalinitesinin" daha yüksek olduğunu belirlemiştir.

Kaolinit "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 Führtbauer, 1983) yardımıyla elde edilmektedir. Ancak diyajenetik ve çok düşük dereceli metamorfik kayalarda çalışılabilen kaolinit "kristalinitesi" (Hinckley indeksi), kloritin bulunması durumunda güvenilir olmayacaktır. Kaolinit - kömür tonştaynlarında kömürleşme derecesinin artmasıyla birlikte kaolinit "kristalinitesi" değerinde bir artış gözlenmiştir (Eckhardt, 1965). Stadler (1971), 200°C nin üzerindeki sıcaklıklara karşılık gelen yüksek kömürleşme derecelerinde değişen kaolinit "kristalinitesi"



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

leri" elde etmiştir. Brauckmann ve Fütchbauer (1983), siltttaşlarındaki kaolinit "kristalinitesi" değerlerinde bazaltik dayk kontağına doğru artış gözlemişlerdir. Hincley "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 ankizon pirofillitleri, diyajenez - ankizon geçişi yakınındaki pirofillitlerden daha iyi "kristaliniteye" sahip olduğu belirtilmiştir (Frey, 1987).

Polimorfi 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 Hendricks ve Jeferson (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 1M, 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). İllitte bir tabakalı monoklinik düzensiz politipi (1Md) ve iki tabakalı monoklinik politipi (2M1) yaygındır. Üç tabakalı trigonal (3T) ve 2M2 yapısal formları enderdir (Yoder ve Eugster, 1955; Dunoyer de Segonzac, 1970). Levinson'a göre (1955) ince taneli illit iri muskovit kristalleri gibi aynı politip göstermektedir.

İleri diyajenez veya çok düşük dereceli metamorfizmada illitin 1Md den 2M1 e doğru evrimi birçok yazar tarafından belirtilmiş ve $2M1 / (2M1 + 1Md)$ oranını da metamorfik derecenin önemli bir ölçeği 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; Merriman ve Roberts, 1985; Hunziker ve diğ., 1986). Bununla birlikte, Kübler

(1967a, b) tarafından vurgulandığı gibi detritik 2M1 illitin bulunması bu ilişkiyi çelişkili hale getirebilmektedir. Bu yüzden metamorfizma başlamadan önce yalnızca 1Md polimorfunun olduğunun kanıtlanması gerekmektedir.

$2M1 / (2M1 + 1Md)$ 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 Wybrect (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 1Md yapısının gözlenmesi, bu polimorfun yarı - duraylı; 1Md den sonra 1M düzeninin gelmesi (1Md → 1M) ve düşük sıcaklıklarda da devam etmesi 1M muskovitinin duraylı bir form olduğuna işaret etmektedir (Yoder ve Eugster, 1955; Velde, 1965; Mukhamet - Galejev ve diğerleri, 1986). Uzun süreli işlemler temel alınarak 1M → 2M geçişi ~2 kbar su basıncı ve 200 - 350°C sıcaklıklar arasında olup, yüksek sıcaklıklarda en duraylı form 2M yapısıdır.

İllit 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 metamorfizması incelemelerinde illit 1Md → 2M politip dönüşümü illit "kristalinitesi" yönteminden daha az uygulanmıştır. Bunun nedeni, $2M1 / (2M1 + 1Md)$ oranının belirlenmesinin uzun zaman alması ve görelilik olarak hatalı olmasıdır. Eğer bir çalışmada zaman ve kimyasal bileşimin önemli faktörler olduğu ortay konulursa, metamorfizma derecesi için 1Md → 2M1 geçişinin uygulanmasında çok daha dikkatli olunmalıdır (Frey, 1987).

Klorit polimorf ve politipleri

Trioktahedral kloritin $7\text{\AA} \rightarrow 14\text{\AA}$ polimorfu ve Ib \rightarrow Iib (her ikisi de 14\AA) politipi değişimleri bulunmaktadır. $7\text{\AA} \rightarrow 14\text{\AA}$ polimorf değişiminin metamorfik indikatör olarak kullanımı iki faktör tarafından engellenmektedir. Birincisi, 14\AA kloritin de olması durumunda pik çakışması nedeniyle 7\AA kloritin (aynı zamanda 7\AA şamozit, bertiyerin veya septaklorit) belirlenmesindeki güçlük, ikincisi ise örnekteki 14\AA kloritlerin bütünüyle 7\AA 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 7\AA hem de 14\AA klorit gözlenmiştir. 7\AA polimorfu 14\AA fazının muhtemelen yarı - kararlı bir öncüsü (Schoen, 1964; Ahn ve Peacor, 1985; Cho ve Fawcett, 1986) olup, birlikte bulunduğu 14\AA polimorfu ile kimyasal bileşim açısından hemen hemen aynıdır. $7\text{\AA} \rightarrow 14\text{\AA}$ polimorfu geçişindeki sıcaklık verilerine (Delaloye, 1966; Karpova, 1969; Frey, 1970; Velde, 1985) göre $7\text{\AA} \rightarrow 14\text{\AA}$ polimorf dönüşümü zeolit fasiyesinde meydana gelmekle birlikte, 7\AA polimorfu sıcaklık aralığının yaklaşık $200 - 300^\circ\text{C}$ olduğu ankizonda da gözlenebilmektedir.

Bailey ve Brown (1962) kloritlerdeki tabakaların yarı - düzenli istiflenmesinde, ya da düzenli tabakalı kloritlerde teorik olarak altı tabaka - tabakalararası birleşme veya 14\AA yapısal birimi olduğunu belirtmiştir. Altı farklı yapısal grup; Iaa, Ibb, Iaa, Ibb, Iba (=Iab) ve Iiab (=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 konumlarını ifade etmektedir. Eğer tabakalararası yaprak alttaki ve üstteki tabakalara göre simetrik konumda ise (aa veya bb) sembolde yalnızca bir harf kullanılması yeterlidir (Ia, Iib gibi). Asimetrik tabakalararası konumlar (ab veya ba) β açısından farklı olmasıyla belirlenebilir (Örneğin, Ibb için $\beta = 90^\circ$; Iba (veya Ib için ise $\beta = 97^\circ$ dir). Kloritlerin yapısal birim hücre şekilleri ise ortorombik, monoklinik veya triklinik olabilmektedir.

Bailey ve Brown (1962), Iaa ve Iiab yapısal formlarının doğada gözlenmediğini ve diğer politiplerin ise bolluk sırasına göre; Ibb (veya Iib; $\beta = 97^\circ$), Ibb (veya Ib; $\beta = 90^\circ$), Iba (veya Ib; $\beta = 97^\circ$) ve Iaa (veya Ia; $\beta = 97^\circ$) olduğunu belirtmiştir. Hayes (1970) bu dört politipe ek olarak Ibd düzensiz klorit tanımlamıştır ki, bu da $2.4-2.5\text{\AA}$ bölgesindeki h_{01} difraksiyon bandının eksikliğiyle karakteristiktir.

X-ışınları toz difraksiyon paternlerinde kloritlerin

altı mümkün grubu tanımlanabilmektedir. Öğütme herhangi istiflenme düzenini bozabilir ve hatta tabaka - tabakalararası tipi değiştirebilir (Ibb \rightarrow Iba \rightarrow Iaa; Shirozu, 1963). Ibb ve Iiab yapıları için d - değerleri diğer dördünden daha farklıdır (Bailey, 1980, 1988). Çünkü bu ikisi $\beta = 90^\circ$ olan ortogonal birim hücre şeklinde olup, diğer dördü için $\beta = 97^\circ$ olan monoklinik şekilli birim hücre esas alınmıştır.

Geç diyajenez ve başlangıç metamorfizması sırasında 14\AA trioktahedral klorit politiplerinde değişim 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 duraylılık sıralaması, Ibd (d= düzensiz) \rightarrow Ib ($\beta = 97^\circ$) \rightarrow Ib ($\beta = 90^\circ$) olarak önerilmiştir. Başlangıç metamorfizması koşulları sonuçta Ib ($\beta = 90^\circ$) \rightarrow Iib politip dönüşümüne neden olmaktadır. Bu yüzden metamorfizma geçirmemiş sedimanlardaki Iib 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), Iib politipinin Iib politipli metamorfik kloritlerin Ib politipine sahip sedimanter kloritlerden daha fazla tetrahedral Al ve daha fazla oktahedral Mg içerdiğini savunmuşlardır.

Ib \rightarrow Iib politipi dönüşümü ile ilgili sıcaklık verileri oldukça sınırlıdır. Hayes'e göre (1970), bu dönüşüm metamorfizmanın en düşük derecesinde (yaklaşık $150 - 200^\circ\text{C}$) 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 $200 - 300^\circ\text{C}$ lik sıcaklarda Ib ve Iib klorit politiplerinin birlikte bulunduğunu belirtmiştir.

Kaolinit politipleri

Bazı bazal olmayan yansımalar yardımıyla ayrılabilen üç kaolinit politipi (kaolinit, dikit 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 şeyl ve sleytlerde daha çok minör bileşen olarak bulunur ve politiplerinin belirlenmesi her zaman mümkün değildir. Bu nedenle kaolinit politiplerinin dağılımı ile ilgili bilgiler sınırlıdır ve muhtemelen literatürde kaolinit olarak tanımlananların çoğu gerçekte dikit veya nakrit olabilir.

Dikit, sondaj kuyusundaki 100°C (Ferrero ve Kübler, 1964) ve 80°C (Dunoyer de Segonzac, 1969) sıcaklıklarda, ankizonun çok düşük dereceli kesiminde (Clauer ve Lucas, 1970), ve erken geç epijenetik evrede (Rodionova ve Koval'skaya, 1974) belirlenmiştir. Kosovskaya ve Shutov (1963, 1970) tarafından kuvars - dikit fasiyesinin derin epijenez evresindeki kuvars - kaolinit kayaçları için karakteristik oldukları düşünülmüştür. Literatürde sınırlı ve farklı sonuçlar elde edilmesi, dicitin indeks mineral olarak kullanılmasını güçleştirmekle birlikte, pirofillit ve paragonit / muskovit ve paragonitin bulunduğu tektonik gömülme ile ilişkili metasedimanter serilerde ankizona, olasılıkla düşük epizonda bile korunabilmektedir (Yalçın ve Bozkaya, 1996).

Pirofillit politipleri

Pirofillitin bir triklinik ve bir de monoklinik olmak üzere iki politipi ayırtlanmış (Brindley ve Wardle, 1970) olup, her ikisi de doğada gözlenmektedir (Frey, 1978; Ianovici ve diğ., 1981; Frey ve diğ., 1988). Pirofillit politipi 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 popülasyonlarının büyüklüğü veya X-ışınlarının taradığı yöndeki düzlem sayıları) Kübler indisi değerlerinin (B) pik genişliği değerlerine dönüştürülmesi ile elde edilmektedir. Merriman ve diğerleri (1990) tarafından Kübler indisi ($B = \Delta 2\theta$) ile pik genişliği (β) arasında $\beta = 1.038949.B - 0.08250323$ şeklinde doğrusal bir ilişki bulunmaktadır. Daha sonra bulunan β değerinden itibaren $N_{001} = 8.05 / \beta$ 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 , $\Delta 2\theta$ kristalit büyüklüklerini de $N_{001} = 22$ ve 47 hesaplamış ve pik genişliği (β) ile efektif beyaz mika kristalit büyüklüğü (N_{001}) ilişkisini ortaya koymuşlardır. Benzer bir ilişki Warren - Averbach (W - A) yöntemini (Warren ve Averbach, 1950) kullanan Warr ve Rice'in çalışmalarında 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

büyüklüğü 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-ışınları 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 yansımaları gerçekleşmemektedir.

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

Organik madde yansımaları 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, dönüşü 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 kalorifik değeri gibi kimyasal parametreler olduğu gibi (Patteisky ve Teichmüller, 1960, Teichmüller, 1987), vitrinit liptinit, inertinit, eksudatinit 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, Harput, 1987) ve termal alterasyon renk indisleri (Staplin, 1969) de önemli sonuçlar verebilmektedir. Rank evreleri ve parametreleri ile ilgili veriler Çizelge 2 de verilmiştir.

www.kocaeliuniv.tr

Diyajenez - ankizon ve ankizon - epizon sınırlarına ait değişik araştırmacılarca belirlenen ortalama random organik madde yansımaya değerleri (%Rm) sırasıyla 2.3 - 3.5 ile 4.0 - 5.5 % Rm arasında değişmektedir (Çizelge 3). Buna göre diyajenez evresi Kuzey Amerikan (ASTM) sınıflamasına göre turba evresinden antrasit evresine kadarki rank değerlerini kapsamaktadır. Ankizon 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-

nin indikatörü olarak kullanılmıştır (Landis, 1971, İtalya, 1981, Tagiri, 1981, Pesquera ve Velasco, 1988, Barranechea ve diğ., 1992). Tagiri (1981) tarafından önerildiği gibi X-ışınları toz difraksiyonu verilerinden itibaren ölçülen grafitleşme derecesi $GD = [(d_{002}) - 3.70] / \log (/1000)] \cdot 100$ ($Lc_{002} = 91 / \beta$, β = Grafitin 002 pikinin yarı yükseklikteki genişliği) formülü ile ifade edilmektedir.

Pesquera ve Velasco (1988) ve Barranechea ve diğ. (1992) d_{002} ve Lc_{002} değerleri yardımıyla ankizon, klorit - biyotit + muskovit ve biyotit + andaluzit + granat zonlarının ayırımını yapmıştır.

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

Rank		Yanma Rm ₀₀₁	Uçucu Madde %	Karbon (kuru, kışkız) Vitril	Nem	Kalorifik Değer (kcal/kg)	Çeşitli Rank Parametrelerinin Uygulanabilirliği	
Alman	USA						nem içeriği (kışkız)	kalorifik değer (nemli, kışkız)
Turf	Peat	0.2	68					
			64	ca.60	ca.75			
Weich-	Lignite	0.3	60			7200 (4000)		
Braunkohle			56	ca.35				
Matt-	Sub-Bitum. Coal	0.4	52	ca.71	ca.25	9900 (5500)		
Braunkohle			48					
Glanz-	C	0.5	44	ca.77	ca.8-10	12600 (7000)		
Braunkohle			40					
Flamm-	B	0.7	36					
Gasflamm-			32					
Gas-	A	1.0	28	ca.87		15500 (8650)		
			24					
Fett-	Medium Volatile Bitumin. Coal	1.2	20					
	Low Volatile Bitumin. Coal	1.6	16					
Ess-			12					
Mager-	Semi-Anthracite	2.0	8	ca.91		15500 (8650)		
	Anthracite	3.0	4					
Anthrazit			4					
Meta-	Anthracite	4.0						
Anthrazit	Meta-Ant.							

Çizelge 3. Diyajenez - Ankizon ve Ankizon - Epizon sınırlarında belirlenen R_m (%) değerleri.

Referans	Diyajenez-Ankizon	Ankizon-Epizon
Kisch, 1974	-2.25	-4.00
Kübler 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 Kübler'in (1984) değerlerine göre daha yüksektir.

Jeotermometre ve jeobarometre

Çok düşük dereceli metaklastitler için birçok güvenilir jeotermometre ve jeobarometre bulunmaktadır. Tabaka silikatlarındaki politipi ve polimorfların "kristaliniteleri" ve dağılımlarıyla ilgil veriler nicel sıcaklık tahminleri için kullanılamamıştır. P-T koşullarının açıklanması için dehidrasyon ve karışık uçucu 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: CaCO_3 - MgCO_3 sisteminde dolomitte dengedeki kalsitteki MgCO_3 miktarına göre sıcaklık tahmini yapılabilmektedir (Turner, 1981). Sıcaklık tahminlerine basıncın etkisi küçüktür. Doğal karbonatların çoğu MgCO_3 in yanı sıra FeCO_3 ve 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 CaCO_3 - MgCO_3 - FeCO_3 sisteminde deneysel olarak çalışılmasıyla daha da kullanışlı hale getirilmiş ve Powell ve diğerlerinin (1984) teorik çözümlenmeleriyle birleştirilmiştir. McDowell ve Paces (1985), jeotermal bir sistemde 200°C ye yakın sıcaklıklarda kalsitin dolomit ve ankeritle 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 aktivitesini sınırlamaktadır. Böylesi durumlarda petrojenetik gridlerin doğrudan uygulanmasında su aktivitesi göz önüne alınmalıdır.

3. Kil mineralleri jeotermometresi

a. İllit / smektit jeotermometresi: Pollastro (1990, 1993; Eslinger ve Glasmann, 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 uzun 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" modeldir. Yazar, sadece şeyl 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, diğerleri de bileşimsel olmak üzere dört yöntem bulunmaktadır. Birincisi politipi olup, kısmen sıcaklıkla ilişkili olarak kloritlerde 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.

İkincisi (tetrahedral Al yöntemi) jeotermal sistemlerde ölçülen sıcaklıklarla kloritlerde tetrahedral Al miktarı arasındaki ilişkiyi esas alan ampirik bir kalibrasyon yöntemidir (Cathelineau ve Nieva, 1985; Cathelineau, 1988).

Üçüncüsü altı - bileşenli klorit katı çözelti yöntemi (Walshe, 1986), sonuncusu teorik klorit - karbonat reaksiyonları ve CO_2 - H_2O 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 kullanılması gerektiğini ileri sürmüşlerdir.

c. Muskovit b_0 - jeobarometresi: Sassi (1972) ve Sassi ve Scolari (1974) tarafından yeşilist fasiyesi metapelitleri için kullanılmıştır. Daha sonra Padan ve diğerleri (1982), Robinson ve Bevins (1986) yüksek - dereceli ankizonun şeyl ve sleytleri için bu yöntemi daha da geliştirmişlerdir.

Muskovit b_0 parametresinin jeotermobarometre olarak kullanılması 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-Kf-Qz birlikleri diğer birçok Mu-Ab-Qz birliklerine göre tercih edilmiştir. İkincisi ise; b_0 parametresi ile seladonit içeriği arasında 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 kimyasal bileşim aralığına sahip detritik ve otijenik potasik beyaz mika içermeleridir (Hunziker 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 Å dan küçük olmalıdır. Fasiyes serileri (Miyashiro, 1961), $b_0 < 9.000$ Å (Düşük basınç), $9.000 < b_0 < 9.040$ Å (Orta basınç), $b_0 > 9.040$ Å (Yüksek basınç) gibi ayırtlanabilir (Sassi ve diğ., 1976; Guidotti ve Sassi, 1986).

Guidotti ve Sassi'ye (1986) göre b_0 verilerinin çoğunun yalnızca düşük sıcaklık aralığı için geçerli olması nedeniyle bu uygulama kalitatif 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 hemen hemen sabit bileşimli ve sabit hacimli kapalı sistemler olarak değerlendirilebilir (Mullis, 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 diğ., 1980) sıvı kapanımlar diyajenetik bölgede yüksek hidrokarbon, düşük dereceli ankizonda CH_4 , yüksek dereceli epizonda ise H_2O bileşimindedir.

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

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

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

* Sıcaklık değerleri kuvars-illit oksijen izotop verilerinden itibaren ölçülmüştür.

elde edilen sıcaklık değerleri Çizelge 4 de verilmiştir. Buna göre diyajenez - ankizon geçişi için 150 - 240 $^{\circ}C$, ankizon - epizon geçişi için ise 300 - 350 $^{\circ}C$ sıcaklık değerleri önerilmektedir. Basınç değeri ise Frey ve diğ., 1980) sıvı kapanım çalışmalarından elde ettikleri verilere göre diyajenez - ankizon sınırı için 1200 bar, düşük dereceli ankizon (CH_4 zonu) ile yüksek dereceli epizon (H_2O zonu) sınırı ise 1700 bar'dır.

Sonuçlar ve öneriler

Kırıntılı sedimanter 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 ($>0.42 \Delta^{\circ}2\theta$), ankizon ($0.42 - 0.25 \Delta^{\circ}2\theta$) ve epizon ($<0.25 \Delta^{\circ}2\theta$) bölgeleri ayırtlanmıştır.

Özellikle bazik volkanik - volkanoklastik sedimanter kayalarda yaygın olan indeks metamorfik mineraller yardımıyla zeolit, prehnit - pumpelliyyit, pumpelliyyit - aktinolit ve yeşilist fasiyesleri ayırtlanmıştır (Winkler, 1979; Liou ve diğ., 1987). Kübler'in (1984) diyajenetik zonuna karşılık gelen zeolit fasiyesi höylandit ve lömontit alt fasiyeslerine ayrılmaktadır. Prehnit - pumpelliyyit ankizona, pumpelliyyit - aktinolit ve yeşilist fasiyesleri ise epizona karşılık gelmektedir.

Hidrokarbon amaçlı çalışmalarda kullanılan epijenez ve metajenez terimleri (Kossovskaya ve Shutov, 1970) denetim açısından uygun olmayıp, Rus araştırmacılar dışında kullanım alanı bulamamıştır. Erken ve geç epijenez Kübler'in (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 - pumpelliyyit fasiyesine, geç metajenez ise epizona ve prehnit - aktinolit fasiyesine karşılık gelmektedir (Kisch, 1987). Katajenez terimi ise epijenez ve metajenezi de içeren daha üst bir terimdir.

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

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

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

Diyajenez - ankizon ve ankizon - epizon geçişleri için değişik araştırmacılarca sırasıyla 150 - 240°C ve 300 - 350°C arasında değişen sıcaklıklar 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 CH₄, yüksek dereceli epizonda ise H₂O bileşimine sahip kapanımlar yer almaktadır. Sıvı kapanımlardan elde edilen sıcaklık ve basınç değerleri ise diyajenez - ankizon sınırı için 200°C ve 1200 bar, düşük dereceli ankizon (CH₄ zonu) ile yüksek dereceli epizon (H₂O zonu) sınırı ise 270°C ve 1700 bar'dır.

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

Paragonit / muskovit, paragonit ve pirofillit dışında kalan fillosilikatların mineralojik dönüşümleri zonları belirlemede kesin ölçüt oluşturmamaktadır. Bununla birlikte, kaolinit, smektit, sepiyolit, paligorskit ve karışık tabakalı kil minerallerinin yok oluşu ve illitlerin 2M1, kloritlerin Iib 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

- Ahn, J., Peacor, D.R., 1985, Transmission electron microscopic study of diagenetic chlorite in Gulf Coast argillaceous sediments. *Clays and Clay Minerals*, 33, 228 - 236.
- Ahrendt, 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). *Geol. Rdsch.* 67, 719 - 742.
- Aldahan, A.A., Morad, S., 1986, Mineralogy and chemistry of diagenetic clay minerals in Proterozoic sandstones from Sweden. *Amer. J. Sci.* 286 (1), 29 - 80.
- Arkai, P., 1983, Very low - and low - grade Alpine regional metamorphism of the Paleozoic and Mesozoic formations of the Bükkium, NE - Hungary. *Acta Geol. Hung.* 26(1-2), 83 - 101.
- Arkai, P., 1991, Chlorite crystallinity: an empirical approach and correlation with illite crystallinity, coal rank and mineral facies as exemplified by Paleozoic and Mesozoic rocks of northeast Hungary. *J. Metamorphic Geol.*, 9, 723 - 734.
- Arkai, P., 1993, The distinction between low-T retrograde 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. Mh.*, 8, 337 - 351.
- Arkai, P., Horvath, Z.A., Toth, M.N., 1981, Transitional very low- and low-grade regional metamorphism of the Paleozoic formations, Uppony Mountains, NE-Hungary: mineral assemblages, illite crystallinity, b₀ and vitrinite reflectance data. *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.* 24, 265 - 294.
- Arkai, P., Toth, M.N., 1983, Illite crystallinity: combined effects of domain size and lattice distortion. *Acta Geol. Hung.* 26(3-4), 341 - 358.
- Bailey, S.W., 1980, 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 micas. In *Micas*, ed. Bailey, S.W., Rev. Mineral. 13, Mineralogical Society of America, 1 -12.
- Bailey, S.W., 1988, X-ray diffraction identification of the polytypes of mica, serpentine, and chlorite. *Clays and Clay Minerals*, 36, 3, 193 - 213.
- Bailey, S.W., Brown, B.E., 1962, Chlorite polytypism: I. Regular and semirandom one - layer structures. *Amer. Mineral.* 47, 819 - 850.
- Barlier, J., 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. *Bull. R.R.G.M.* (2me ser.), sect. II(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. Inst., Falls Church, Virginia.
- Bickle, M., Powell, R., 1977, Calcite - dolomite geothermometry for iron - bearing carbonates. *Contrib. Miner. Petrol.* 59, 281 - 292.

- Bozkaya, Ö., 1995, Doğu Toroslardaki (Sarız - Tufanbeyli - Saimbeyli yöreleri) sedimanter ve çok düşük dereceli metasedimanter kayaların mineralojisi ve jeokimyası. Doktora Tezi, C.Ü. Fen Bil. Enst., 334 s (yayınlanmamış).
- Brauckmann, F.J., 1984, Hochdiagenese im Muschelkalk der Massive von Bramsche und Vlotho. Bochumer Geol. Geotech. Arb. 14.
- Brauckmann, F.J., Füchtbauer, H., 1983, Alterations of Cretaceous siltstones and sandstones near basalt contacts (Nügssuaq, Greenland). *Sediment. Geol.* 35, 193 - 213.
- Brime, C., 1980, Influencia del modo de preparacion de las muestras en le relacion I(002) / I(001) de las illitas. *Breviora Geol. Asturica* 24 (3 - 4), 24 - 28.
- Brime, C., Perez - Estaun, A., 1980, La transicion diagenesis - metamorfismo en la region del Cabo Penas. *Cuadernos do Lab. Xeoloxico 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., Wardle, 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 geothermometry: A review. *Clays and Clay Minerals*, 41, 2, 219 - 239.
- Cathelineau, M., 1988, Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. *Clay Minerals*, 23, 471 - 485.
- Cathelineau, M., Nieva, D., 1985, A chlorite solid solution geothermometer. The Los Azufres geothermal system (Mexico). *Contrib. Mineral. Pet.*, 91, 235 - 244.
- Cho, M., Fawcett, 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.
- Clauer, 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 metashales 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.D., Hughes, C.R., Whiteman, 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 caledonien et hercynien de la vallee de la Meuse entre Charleville - Mezieres et Namur (Ardennes franco - belges). *Bull. Soc. Belg. Geol.* 90, 299 - 316.
- Deer, W.A., Howie, R.A., Zussmann, J., 1992, *Rock Forming Minerals II: Sheet Silicates*. Longman, London.
- Delaloye, M.F., 1966, Contribution a l'etude des silicates de fer sedimentaires, Le gisement de Chamoson (Valais). *Beitr. Geol. Schweiz. Geotechn. Serie* 13 / 9.
- Deutloff, O., Teichmüller, M., Teichmüller, R., Wolfy, M., 1980, Inkohlungs - untersuchungen im Mesozoikum des Massivs von Vlotho (Niedersächsisches Tektonogen). *Neues Jb. Geol. Palaont. Mh.* 1980, 321 - 341.
- Duba, D., Williams - Jones, A.E., 1983, The application of illite crystallinity, organic matter reflectance, and isotopic techniques to mineral exploration: a case study in southwestern Gaspe, Quebec. *Econ. Geol.* 78, 1350 - 1363.
- Dunoyer de Segonzac, G., 1969, Les mineraux 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, Metamorphisme des argiles dans le Rhetien des Alpes sud-occidentales. *Sci. Geol. Bull.* 29, 3 - 20.
- Dunoyer de Segonzac, G., Ferrero, J., Kübler, B., 1968, Sur la cristallinite de l'illite dans la diagenese et l'anchimetamorphisme. *Sediment.*, 10, 137 - 143.
- Durney, D., 1974, Relations entre les temperatures d'homogenisation d'inclusions fluides et les mineraux metamorphiques dans les nappes helvetiques du Valais. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, (7) 16, 269 - 272.
- Eberl, D.D., Srodon, J., 1988, Orswald ripening and interparticle - diffraction effects for illite crystals. *American Mineralogist*, 73, 1335 - 1345.
- Eberl, D.D., Velde, B., 1989, Beyond the Kübler 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, Ueber 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 cristallinite. *Bull. Centre Rech. Pau - SNPA* 3, 147 - 153.
- Essene, E.J., 1982, Geologic thermometry and barometry. In *Characterization of Metamorphism through Mineral Equilibria*, ed. Ferry, J.M. *Reviews in Mineralogy* 10, Mineralogical Society of America, 153 - 206.
- Ferrero, J., Kübler, 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.
- Flehmig, W., 1973, Kristallinität und Infrarotspektroskopie natürlicher dioktaedrischer illite. *Neues Jb. Miner. Mh.* 351 - 361.
- Flehmig, W., Langheinrich, G., 1974, Beziehung zwischen tektonischer Deformation und Illit - Kristallinität. *Neues Jb. Geol. Palaontol. 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., Gunther, P.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 black shale formation, Central Swiss Alps, with special reference to prophyllite and margarite 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., Stern, W.B., 1983, Regional distribution of white K-mica polymorphous 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, 185 - 218.
- Frey, M., Kisch, H.J., 1987, Scope of subvect (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., Teichmüller, R., Mullis, J., Künzi, B., Breitschmid, A., Gruner, U., Schwizer, B., 1980, Very low - grade metamorphism in external parts of the Central Alps: Illite crystallinity, coal rank and fluid inclusion data. *Ecloga 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, J.F., 1975, Relationship of palynomorph translucency to carbon and hydrocarbons in clastic rocks. In *Petrographie 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., Sassi, 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, I. *Ulusal Kil Sempozyumu, Çukurova Üniversitesi, Adana, Bildiriler Kitabı*, s. 319 - 330.
- Harput, O.B., 1987, Güneydoğu Anadolu'daki dört petrol kuyusunda organik ve inorganik diyajenezin incelenmesi. *H.Ü. Fen Bilimleri Ens., Yük. Lis. Tezi*, 89 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., Clauer, N., Dallmeyer, R.D., Fredrichsen, H., Flehmig, W., Hochstrasser, K., Roggviler, P., Schwander, H., 1986, The evolution of illite 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 *Fluid - Mineral Interactions: A Tribute to H.P. Eugster*. Eds. R.J. Spencer and I-M. Chou, The Geochemical Society Special Publication 2, 199 - 212.
- Hutton, A.C., Kantsler, A.J., Cook, A.C., McKridy, D.M., 1980, Organic matter in oil shales. *J. Austral. Petrol. Explor. Assoc.* 20, 44 - 68.
- Ianovici, V., Neacsu, G., Neacsu, V., 1981, Pyrophyllites 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 Sanbagawa metamorphic belt in central Shikoku, Japan. *Lithos* 14, 215 - 224.
- Ivanova, N.V., Volkova, A.N., Reksinskaya, L.G., Konysheva, 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. Resourc.* 1979 (6), 709 - 718).
- Jacob, H., 1964, Neue Erkenntnisse auf dem Gebiet der Lumineszenzmikroskopie fossiler Brennstoffe. *Fortschr. Geol. Rheinld. Westf.* 12, 569 - 588.
- Karpova, G.V., 1969, Clay mineral post - sedimentary ranks in terrigenous rocks. *Sedimentology* 13, 5 - 20.
- Kemp, A.E.S., Oliver, G.J.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 'anchimetamorphism' and 'very - low - stage' metamorphism, I, II, III. *K. Ned. Akad. Wet., Amsterdam, Proc. Ser. B* 77 (2), 81 - 118.
- Kisch, H.J., 1980a, Incipient metamorphism of Cambro - Silurian clastic rocks from the Jamtland 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 greywacke in the Helvetic zone of the Swiss Alps. *Eclogae 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 Chilingar, G.V., Elsevier, Amsterdam, 289 - 493 and 513 - 541 (Appendix B- literature published since 1976).
- Kisch, 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 geosynclinal regions. Dokl. Akad. Sci. USSR, Earth Sci. Sect. 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 geosynclinal 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 - 18 (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.
- Kübler, B., 1964, Les argiles, indicateurs de metamorphism. Rev. Inst. Franç. Petrol., 19, 1093 - 1112.
- Kübler, B., 1967a, La cristallinite de l'illite et les zones tout a fait superieures du metamorphisme. In Etages tectoniques. Colloque de Neuchatel 1966, A la Baconniere, Neuchatel, Suisse, 105 - 121.
- Kübler, B., 1967b, Anchimetamorphism et schistosite. Bull. Centre Rech. Pau - SNPA 1, 259 - 278.
- Kübler, B., 1968, Evaluation quantitative du metamorphisme par la cristallinite de l'illite. Bull. Centre Rech. Pau - SNPA 2, 385 - 397.
- Kübler, B., 1984, Les indicateurs des transformations physiques et chimiques dans la diagenese, temperature et calorimetrie. In Thermometrie et barometrie geologiques, ed. M. Lagache, Soc. Franç. Miner. Crist., Paris, 489 - 596.
- Kübler, B., Pittion, J.-L., Heroux, Y., Charollais, J., Weidmann, M., 1979, Sur le pouvoir reflecteur de la vitrinite dans quelques roches du Jura, de la Molasse et des Nappes prealpines, helvetiques 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 Corre, C., 1975, Analyse comparee de la cristallinite dans le Brioverian et le Paleozoique centre - armoricains: zoneographie et structure d'un domaine epizonal. Bull. Soc. Geol. France 17, 547 - 553.
- Lee, J.H., Peacor, D.R., Lewis, D.D., Wintsch, R.P., 1984, Chlorite - illite / muscovite interlayered and interstratified crystals: a TEM / STEM study. Contrib. Miner. 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 Llyn, 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.
- Millot, 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. Sci. Rep. Tohoku Univ. 13, 13 - 65.
- Miyashiro, A., 1961, Evolution of metamorphic belts. J. 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. Akad. Sci. USSR, Earth Sci. 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.
- Nadeau, P.H., Wilson, M.J., McHardy, W.J., Tait, J.M., 1985, The conversion of smectite to illite during diagenesis: evidence from some illitic clays from benitoites and sandstones. Mineral. Mag. 49(3), 393 - 400.
- Niedermayr, G., Mullis, J., Niedermayr, E., Schramm, J.-M., 1984, Zur Anchimetamorphose permio - skythischer Sedimentgesteine im westlichen Drauzug, Karnten - 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., Shagam, R., 1982, Use of the lattice parameter b_0 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, Inkohlungs - Verlauf, Inkohlungs - Massstabe und Klassifikation der Kohlen auf Grund von Virtrit - 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 de l'epizone Heritage et cristallisation synschisteuse Exempe 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., Condliffe, D.M., Condliffe, E., 1984, Calcite - dolomite geothermometry in the system CaCO_3 - MgCO_3 - FeCO_3 ; an experimental study. J. Metamorphic Geol. 2, 33 - 41.
- Price, K.L., McDowell, D., 1993, Illite / smectite geothermometry of the Proterozoic Oronto Group, midcontinent rift system. Clays and Clay Minerals, 41, 2, 134 - 147.

- Radoslovich, E.W., Norrish, K., 1962, The cell dimensions and symmetry of layer - lattice silicates. I. Some structural considerations. *Amer. Miner.* 47, 599 - 616.
- Reynolds, R.C., 1963, Potassium - rubidium ratios 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 burial and regional metamorphism in metapelites from North Wales: an analysis of isocryst patterns. *J. 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, D., Nicholls, 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. Fören. Stockh. Förh.* 102, 26.
- Rumeau, J.L., Kulbicky, G., 1966, Evolution des minéraux argileux dans les dolomies et calcaires, poreux de Crétacé supérieur de la plateforme d'Aquitane. *Proc. Int. Clay Conf., Jerusalem*, 2, 103 - 117.
- Sassi, F.P., 1972, The petrological and geological significance of the b_0 values of potassic white micas in low - grade metamorphic rocks. An application to the Eastern Alps. *Tschermaks Miner. Petrogr. Mitt.* 18, 105 - 113.
- Sassi, F.P., Scolari, A., 1974, The b_0 value of the potassic white micas as a barometric indicator in low - grade metamorphism of pelitic schists. *Contrib. Miner. Petrol.* 45, 143 - 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.
- Sayın, Ş.A., 1987, Türkiye'nin farklı bölgelerine ait kaolinitlerde kristalleşme derecesi, III. Ulusal Kil Sempozyumu, Ed. Türmenoğlu, A.G. ve Akıman, O., 21 - 27 Eylül 1987, Bildiriler, 57 - 72.
- Schaer, J.-P., Persoz, F., 1976, Aspects structuraux et pétrographiques du Haut Atlas calcaire de Midelt (Maroc). *Bull. Soc. Geol. France* 18, 1239 - 1250.
- Scherrer, P., 1918, Bestimmung der Grösse und der inneren Struktur von Kolloidteilchen mittels Röntgenstrahlen. *Göttinger Nachr. Math. Phys.* 2, 98 - 100.
- Schoen, 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 J. (Japan)* 4, 1 - 11.
- Shirozu, H., 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 - Kloss, W., Althaus, E., 1974, Experimental investigation of the temperature dependence of the "crystallinity" of illites and glauconites. *Bull. Groupe Franç. Argiles* 26, 319 - 325.
- Stadler, G., 1971, Die Kaolin - kohlenstonsteine aus dem Westfal C und B der Untertagebohrung 150 der Steinkohlenergiewerke Ibbenbüren und ihre Bedeutung für die Karbonstartigraphie Nordwest - Deutschlands. *Fortschr. Geol. Rheinld. 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.
- Tagiri, 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, M., 1987, Organic material and very low - grade metamorphism. In *Low Temperature Metamorphism*, Ed. M.Frey, 114 - 161.
- Teichmüller, M., Ottenjann, K., 1977, Art und Diagenese von Liptiniten und lipoiden Stoffen in einem Erdölmuttergestein auf Grund fluoreszenzmikroskopischer Untersuchungen. *Erdöl und Kohle* 30, 387 - 398.
- Teichmüller, M., Teichmüller, R., Weber, K., 1979, Inkohlung und Illit - Kristallinität - Vergleichende Untersuchungen im Mesozoikum und Paläozoikum von Westfalen. *Fortschr. Geol. Rheinld. Westf.* 27, 201 - 276.
- Toselli, A.J., Toselli, J.N., Rossi de, 1982, Metamorfismo de la Formación Punconviscana en las provincias de Salta y Tucumán, Argentina. 5th Congr. Latinoam. Geol., Argentina, 1982, Actas II, 37 - 52.
- Toselli, A.L., Weber, K., 1982, Anquimetamorfismo en rocas del Paleozoico inferior en el noroeste de Argentina - Valor de la cristalinidad de la illita como índice. *Acta Geol. Lilloana (Argentina)* 14, 187 - 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 Karroo System, South Africa. In *Second Gondwana Symposium, Proceedings and Paper*, CSIR, Pretoria, South Africa, 451 - 453.
- Velde, B., 1965, Experimental determination of muscovite polymorph 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 polymorphism in Paleozoic sedimentary rocks. *Amer. Miner.* 48, 1239 - 1254.
- 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.
- Warr, 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.
- Warren, B.E., 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, 1505 - 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, Clay water diagenesis during burial: How mud 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 Tonschiefern und andere Kriterien schwacher Metamorphose im nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirge. *Neues Jb. Palaont. Abh.* 141, 333 - 363.
- Weber, K., Dunoyer de Segonzac, G., Economou, 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 Clay Minerals*, 43, 6, 705 - 717.
- Yalçın, H., Bozkaya, Ö., 1996, Kangal - Alacahan yöresi Üst Paleozoyik yaşlı metasedimanter kayaların mineralojisi: Bindirme tektoniği ile ilişkili çok düşük dereceli metamorfizma. (hazırlanmakta).
- Yoder, H.S., Eugster, H.P., 1955, Synthetic and natural muscovites. *Geochim. Cosmochim. Acta* 8, 225 - 280.
- Zingg, A., Hunziker, 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. Petrogr. Mitt.* 56, 361 - 375.