



TÜRKİYE BİLİMSEL VE
TEKNİK ARAŞTIRMA KURUMU

THE SCIENTIFIC AND TECHNICAL
RESEARCH COUNCIL OF TURKEY

1997-1321

**GÜNEY MENDERES MASİFİNDE
GÖZLÜ GNAYSLARIN MİKROYAPISI
VE TEKTONİK ÖNEMİ**

PROJE NO: YDABÇAĞ 221/A

Yer Deniz Atmosfer Bilimleri ve
Çevre Araştırma Grubu

Earth Marine Atmospheric Sciences and
Environmental Researches Grant Group

1997-1321

**GÜNEY MENDERES MASİFİNDE
GÖZLÜ GNAYSLARIN MİKROYAPISI
VE TEKTONİK ÖNEMİ**

PROJE NO: YDABÇAĞ 221/A

Doç. Dr. Erdin Bozkurt

Tektonik Araştırma Ünitesi
Orta Doğu Teknik Üniversitesi
Jeoloji Mühendisliği Bölümü

S-119

R-160

Tv, E

Ağustos, 1998
ANKARA

ÖNSÖZ VE KATKI BELİRTME

“Güney Menderes Masifinde Gözlü Gnaysların Mikroyapısı ve Tektonik Önemi” adlı YDABÇAG-221/A kod nolu proje kapsamında batıda Bafa Gölü doğuda ise Yatağan kuzeydoğusu arasında kalan geniş bir bölgede yüzeyleyen gözlü gnaysların yapısal olarak üzerlerinde duran örtü şistleriyle olan dokunak ilişkileri incelenmiş, ayrıca gözlü gnayslarda gelişen deformasyonun kinematiği, tektonik ortamı ve deformasyonla koşut metamorfizma koşullarının belirlenmesi içinde detay mikroyapısal çalışmalar yapılmıştır. Sonuçta 5 bölüm, 18 Şekil, 1 Tablo dan oluşan 119 sayfalık kesin rapor hazırlanmıştır.

Dr. Bozkurt bu projenin gerek oluşturulması gerekse gerçekleştirilmesinin değişik aşamalarında, maddi ve teşvik edici manevi katkılarından dolayı başta Türkiye Bilimsel ve Teknik Araştırma Kurumu başkanı Sayın Prof. Dr. Dinçer Ülkü'ye, Yer Deniz Atmosfer Bilimleri ve Çevre Araştırma Grubu Yürütme Komitesi Sekreteri Sayın Prof. Dr. Cemal Saydam'a, Orta Doğu Teknik Üniversitesi Rektörü Sayın Prof. Dr. Süha Sevük'e, ODTÜ Jeoloji Mühendisliği Bölüm Başkanı Sayın Prof. Dr. Vedat Doyuran'a, TÜBİTAK Yer Deniz Atmosfer Bilimleri ve Çevre Araştırma Grubu çalışanlarına ve saha çalışmalarının değişik aşamalarındaki desteklerinden dolayı Sayın Mert Şafak Ertuğrul ve Sayın Mustafa Açlan'a teşekkürü bir borç bilir.

ÖZ

Menderes Masifi Dünya’da bilinen büyük çekirdek komplekslerden biridir. Masif yaklaşık doğu-batı uzanımlı Büyük Menderes ve Gediz grabenleri ile güney, merkezi ve kuzey olmak üzere üç submasife bölünmüştür. Güney Menderes Masifi birbirlerinden oldukça farklı olan iki tür kayaktan oluşmaktadır: (1) çekirdeği oluşturduğu düşünülen gözlü gnayslar ve (2) çekirdeği üzerleyen ve literatürde “örtü şistleri” olarak bilinen metasedimanlar. Büyük Menderes grabeninin güneyinde kalan Güney Menderes Masifinde çekirdek gnaysları olarak bilinen gözlü gnayslarla örtü şistleri arasındaki dokunak taban bloğunda yer alan granitik protolit kayaçların metamorfize olup milonitik gözlü gnayslara dönüştükleri güneye eğimli Alpin gerilmeli makaslama zonudur. Güney Menderes Masifinin doğu kesimlerinde özellikle Yatağan-Çine karayolu üzerinde yüzlek veren gözlü gnaysları başlıca iki grup altında toplamak mümkün olacaktır: (1) iri taneli, tümüyle rekristalize olmuş ve oldukça yassılaştırmış (flattened) feldispatlardan oluşan gözlü gnayslar ve (2) göreceli olarak az deforme olmuş, “retort” şekilli feldispat gözlerinde oluşan ve muhtemelen göreceli olarak genç olan granitik milonitler.

Güney Menderes Masifi ölçeğinde gerilmeli makaslama zonu milonitleşmesi sırasında oluşan tüm yapılar üst düzeylerin lokal mineral lineasyonuna paralel olarak G-GGB ya doğru hareket ettiği bir deformasyonu gösterirken, Yatağan-Çine karayolu üzerinde gözlemlenen ve bu çalışmada genç olduğu düşünülen granitik milonitlerdeki tüm kinematik belirteçler deformasyon sırasında üst düzeylerin K-KKD ya doğru hareket ettiğini göstermektedir. Güneye eğimli makaslama zonu ile uyumsuz olan bu hareket, masifin bu kesiminde ikincil antitetik makaslama zonu veya zonlarının varlığına işaret etmektedir.

Bilindiği gibi granitik kayalar oldukça geniş sıcaklık ve basınç koşullarına dayanıklı olduğundan, metamorfizmalarını takiben indeks olarak kullanılacak yeni metamorfik mineraller oluşmazlar. Buna karşın bireysel minerallerde özellikle feldispat, kuvars ve mikalarda deformasyonları sırasındaki metamorfizma koşullarının belirlenmesinde kullanılabilen önemli mikroyapısal değişimler olur. Güney Menderes Masifi genelinde tüm yapılar gözlü gnaysların milonitleşmesi sırasında metamorfizma koşullarının üst yeşilist-alt amfibolit fasiyesi koşullarında gerçekleştiğini göstermektedir. Ancak, yine Yatağan-Çine karayolu boyunca gözlü gnayslarda gelişen yapılar özellikle (1) biyotit ve muskovitlerin yeniden kristalleşerek tamamının (001) düzlemleri boyunca kayacın ana foliasyonuna paralel uzanmaları, (2) kuvars tanelerinin yeniden kristalleşip genelde Tip-4 kuvars ribonlarını oluşturması, ve (3) tümüyle rekristallize olup yassılaştıran feldispat gözlerinin bulunması masif genelinin aksine deformasyona eşlik eden metamorfizma koşullarının lokal olarak üst amfibolit fasiyesi koşullarına kadar ulaştığını göstermektedir. Masifin bu kesiminde yüksek sıcaklık koşullarının bulunması bu bölgedeki "differential uplift"e ve "local magma pulse"lerinin bulunmasına işaret etmektedir. Bu sonuç masifin bu kesiminde gözlemlenen ve genç olabileceği düşünülen az deforme olmuş granitik milonitlerin varlığıyla desteklenmektedir. Makaslama zonundaki milonitleşmenin bu genç granitin sokulumu sırasındaki "magma pulse"larıyla birlikte geliştiğine ve "thermal softening" mekanizması ve deformasyon sırasındaki "stress field"i etkileyerek magmatizmanın gerilmeli makaslama zonunun evrimine katkıda bulunduğunu göstermektedir.

Makaslama zonu aynı zamanda deformasyonla yaşıt muskovit-kuvars pegmatitleri içermektedir. Bu pegmatitlerin yaşı makaslama zonu deformasyonunun son safhalarının yaşını vermesi açısından oldukça önemlidir. Deforme olmamış veya çok az deformasyon geçirmiş mika kitapçıklarında yapılan Rb-Sr jeokronolojik analizler 54-52

Ma (Erken Eosen) yaşlarını vermektedir. Makaslama zonu genelinde deformasyona koşut gelişen metamorfizma koşullarının üst yeşilist-alt amfibolit fasiyesi koşullarında gerçekleşmiş olması ve saha ilişkilerinden dolayı bu yaşların milonitleşmenin son safhalarını temsil ettiği düşünülmektedir. Bu durumda Makaslama zonu erken Eosen'de aktif olup takip eden soğuma orta Eosen'de gerçekleşmiştir (daha önceden rapor edilen 43-37 Ma Ar-Ar yaşları).

Güney Menderes Masifinde yüzeyleyen ve gözlü gnayslarında içinde olduğu tüm metamorfik kayalar bir diskordansla erken orta Oligosen yaşlı Kale-Tavas molası ile üzerlenir. Bu ilişki Güney Menderes Masifinin erken Oligosen'de yüzeyde olduklarını göstermektedir. Submasif bu özelliği ile Büyük Menderes Grabeninin kuzeyinde kalan Menderes Masifinin diğer kesimlerinden oldukça farklıdır. Merkezi ve Kuzey submasiflerden yapılan güncel yapısal çalışmalar, submasiflerin düşük açılı ayrılma faylar boyunca deforme olarak Batı Anadoludaki geç Oligosen-erken Miyosen orojen çökmesine eşlik eden gerilmeli makaslama zonlarının taban bloklarında yavaş yavaş milonitleşerek erken Miyosen'de yüzeye çıktıklarını göstermiştir. Bu da Merkezi ve Kuzey submasiflerin kıta kabuğunun derinliklerinde deforme oldukları sırada Güney Menderes Masifinin yüzeyde olduğunu açıkça ortaya koymaktadır. Buradan yola çıkarak, Büyük Menderes Grabeninin kuzeyinde ve güneyinde kalan submasiflerin farklı değerlendirilmesi gerektiği, ve Menderes Masifinin tek bir çekirdek kompleks olmadığı aksine daha kompleks bir yapıya sahip olduğu sonucuna varılmıştır. Sonuç olarak, Menderes Masifi birbirlerinden yaş, deformasyon stili, deformasyon kinematığı gibi konularda oldukça farklı olan üç (güney, merkezi, kuzey submasifler) belkide daha fazla irili ufaklı çekirdek komplekslerden oluşmaktadır.

ABSTRACT

Menderes Massif in western Turkey is one of the largest known core-complexes in the world. It is conventionally divided into three submassifs as southern, central and northern where the east-west trending Büyük Menderes and Gediz grabens are taken as dividing lines, respectively. Southern Menderes Massif contains two distinct domains: (1) augen gneisses comprising the so-called "core" and (2) structurally overlying schists comprising the "cover" to the core. In the southern Menderes Massif to the south of Büyük Menderes Graben, the boundary between the so-called core augen gneisses and overlying cover schists is marked by a major, south-dipping Alpine extensional shear zone along which the granitic protoliths of the core rocks in the footwall were metamorphosed and converted into mylonitic augen gneisses. In the eastern part of the Southern Menderes Massif, particularly along Yatağan-Çine highway augen gneisses contain characteristically two distinct types of granitic mylonites: (1) relatively coarse-grained mylonite characterized by flattened and elongated large feldspar augens composed of fine-grained dynamically recrystallized feldspar grains, (2) relatively fine-grained, less deformed granitic mylonite with "retort shaped" feldspar augens.

Although on the scale of Southern Menderes Massif all kinematic indicators suggest a non-coaxial deformation during which the upper levels have moved S-SSW direction parallel to the local stretching lineation, at the eastern part of massif along Yatağan-Çine highway relatively fine-grained granitic mylonite was deformed during a top-to-the N-NNE shearing. This is inconsistent with the south facing shear zone which marks the boundary between the augen gneisses and structurally overlying cover schists at the scale of Southern Menderes Massif. The observed sense of shearing at this part of

the massif suggest the presence of secondary antithetic shear zone(s) in this part of the massif.

As is known granitic rocks contain minerals that are stable over large portions of P-T space, therefore no diagnostic mineral paragenesis develop to suggest the conditions prevailing during their metamorphism. However, microstructural changes occur, particularly in feldspars, quartz and micas which are commonly used in the estimation of conditions associated with their deformation. A detailed microstructural study in the western part of the southern Menderes Massif on the southern side of Beşparmak Mountain north of Selimiye (Milas) showed that the fabric development under upper greenschist-lower amphibolite facies conditions. Similar microstructural analysis of the granitic augen gneisses was carried out on the eastern part of the submassif to see whether there is a change in the intensity of deformation and in the degree of the metamorphism across the shear zone. For this purpose, representative number of oriented rock samples have been collected along north-south traverses from west to east along the shear zone.

The microstructures of deformed grains in the augen gneisses demonstrate that there is no change in deformation and metamorphism from west to east along the main Eocene extensional shear zone, except for one area to the north of Yatağan (Muğla) where an increase is evident. In this part of the massif, microstructures of feldspars, quartz and mica, particularly (1) complete recrystallization of biotites and muscovites with their (001) planes parallel to the main foliation, (2) complete recrystallization of elongated quartz grains and type-4 quartz ribbons and (3) more importantly the presence of highly flattened feldspars with complete recrystallization, all suggest that deformation has reached upper amphibolite facies conditions. This indicates local concentration of differential uplift and thus the local magma pulses. This conclusion is being supported

by the fact that relatively less deformed and fine-grained young granitic intrusion is exposed in this part of the Massif. This further suggest that mylonitization coincided with the thermal pulse associated with the intrusion. Continued magmatism contributed to the evolution of the shear zone through direct influence on stress field and through thermal softening.

Shear zone also contained syn-shearing muscovite-quartz pegmatite which can be shown to be syntectonic with the shearing movements within the augen gneisses in the major extensional shear zone. The ages observed relate to the shear-induced formation of the pegmatite during the late incremental shearing event, and to the subsequent thermal history of the shear zone. Undeformed or slightly deformed two large muscovite books from the pegmatite yielded early Eocene Rb-Sr age of 54-52 Ma. Rb-Sr ages of 54-52 Ma has been interpreted as the time close to the formation of the pegmatite and movements in the shear zone since the metamorphic conditions during the shear zone deformation has reached to upper greenschist-lower amphibolite facies conditions. It is therefore concluded that the new Rb-Sr ages clearly demonstrate the activity of the shear zone in the early Eocene time. The previously reported Ar-Ar cooling ages of 43-37 Ma suggest that subsequent cooling of the shear zone occurred during the middle Eocene.

The rocks of the southern submassif including the augen gneisses are unconformably overlain by unmetamorphosed molasse sediments of the Kale-Tavas basin of early medial Oligocene (Lattofian-Rupelian) which clearly demonstrates that the rocks of the southern Menderes Massif has been unroofed and surfaced by the early Oligocene. This in turn suggest that the southern submassif clearly differs from the other parts of the Menderes Massif that lie to the north of Büyük Menderes Graben (central and northern submassifs). Recent structural studies revealed that the central and

northern submassifs were exhumed along low-angle detachment faults during latest Oligocene-early Miocene extensional collapse of the Menderes Massif area and were at the surface by the early Miocene. This clearly indicates that the southern Menderes Massif was at the surface while the rocks of the central and northern submassifs were still at depth. We here propose that the submassif to the south of Büyük Menderes graben and those located to the north of graben must be considered separately and concluded that Menderes Massif as a whole is not a single core-complex, rather it is a more complex metamorphic culmination. Menderes Massif may comprise three (southern, central and northern) or may be more small-scale core-complexes that differ from one another on age, style of deformation, kinematics, and type of hanging wall rocks.

İÇİNDEKİLER

ÖNSÖZ VE KATKI BELİRTME	ii
ÖZ	iii
ABSTRACT	vi
İÇİNDEKİLER	x
ŞEKİLLER.....	xii
1. GİRİŞ.....	1
1.1. Amaç	1
1.2. Jeolojik Konum	3
1.3. Menderes Masifi	7
1.4. Çalışma Alanı	11
1.5. Çalışma Yöntemi	13
1.5.1. Arazi Çalışmaları	14
1.5.2. Laboratuvar Çalışmaları	15
1.6. Önceki Çalışmalar	15
2. STRATİGRAFI ve PETROGRAFI.....	21
2.1. Metasedimanlar	21
2.1.1. Semipelitik Gnayslar	22
2.1.2. Stromatik Migmatitler	23
2.1.3. Pisamitik Şistler	24
2.1.4. İki Mikalı Şistler	24
2.1.5. Fillitler	26
2.1.6. Mermerler	26
2.1.7. Sonuç	27
2.2. Gözlü Gnayslar	27
2.3. Neojen Sedimanları	31
2.4. Alüvyonlar	32
3. YAPISAL JEOLJİ ve DEFORMASYON	33
3.1. D ₁ ve D ₂ Deformasyonları	33

3.2. D ₃ Deformasyonu	35
3.2.1. Foliyasyon ve Mineral Lineasyonu	35
3.2.2. Milonitler	38
3.2.3. Kuvars Damarları ve Pegmatitler	39
3.2.4. Deforme Olmuş Minerallerin Mikroyapıları ve Bunların Tektonik-Metamorfik Önemi	42
3.2.4.1. Feldispatlar.....	43
3.2.4.2. Kuvars	69
3.2.4.3. Mikalar	73
3.2.4.4. Sonuç	77
3.2.5. Hareket Yönü	78
3.2.5.1. Asimetrik Feldispat Gözleri.....	79
3.2.5.2. S-C Fabrikler	81
3.2.5.3. Mika "fish"	83
3.2.5.4. Makaslama Bantları (Shear Bands)	83
3.2.5.5. Oblik Tane Şekli Foliyasyonları	84
3.2.5.6. Ötelenmiş Mineral Taneleri	84
3.2.5.7. Sonuç	84
3.2.6. Deformasyonun Yaşı: Yeni Rb-Sr Jeokronolojisi	85
3.2.7. Milonitleşmenin Tektonik Ortamı	89
3.3. D ₄ Deformasyonu	89
3.4. D ₅ Deformasyonu	90
3.5. Sonuç	91
4. TARTIŞMA.....	92
4.1. Yaş İlişkileri	92
4.2. Gözlü Gnaysların Dokunak İlişkileri	94
4.3. Pan-Afrikan Diskordansı	95
4.4. Hareket Yönü	97
4.5. Deformasyon Koşulları	98
4.5. Jeolojik Evrim	99
5. SONUÇ ve ÖNERİLER	101
DEĞİNİLEN KAYNAKLAR	103

ŞEKİLLER

Figure 1. A simplified map showing the location of Menderes Massif and Kırşehir massifs

Figure 2. Geological map showing the locations of Menderes Massif (MM) and Attic-Cycladic Massif (ACM). H- Hellenic Trench, V- volcanic arc. Area where metamorphic rocks expose is shown by dashed lines

Figure 3. Simplified geological map of western Anatolia. See Figure 2 for location

Figure 4. Simplified map of the Southern Menderes Massif and its surroundings

Figure 5. Pole diagram of mylonitic foliation measured from the mylonitic augen gneisses

Figure 6. Pole diagram of mineral elongation lineation measured from the mylonitic augen gneisses

Figure 7. (A) Simplified geological map of the southern flank of Beşparmak Mountain around Selimiye (Milas). See Figure 4 for general location. 1- foliation; 2- lineation; 3- formation boundary; 4- southern boundary of a Tertiary extensional shear zone; 5- normal fault; 6- anticline axis; 7- syncline axis; 8- Quaternary alluvium; 9- augen gneiss; 10- dolomitic marble; 11- phyllite; 12- schist; and 13- pelitic and psammitic gneisses. For general location see Figure 1. (B) A sketched geological map showing relationships of quartz veins within the augen gneisses (not to scale). f- foliation, L- lineation, V_I- 040°/60° W trending tension gashes, V_{II}- 140°/48° E trending quartz veins, V_{III}- E-W/ 86° S trending quartz vein. Note that en-échelon arrangement of tension gashes which is consistent with an approximately N-S extension and E-W compression surroundings.

Figure 8. Photomicrographs illustrating typical core-and-mantle microstructure defined by large feldspar porphyroclast cores surrounded by small subgrains and dynamically recrystallized new grains around their margins. Note the highly serrated boundaries of the core grain in (a) and (b). Brittle fracturing and extensive dynamic recrystallization along the fractures is very evident in (a, c and d). The undulatory extinction in these host grains is very clear and indicates that these grains are highly strained. The fractures filled with recrystallized new grains are very similar to Type I segregation bands (see a and d). The core grain in (a) is characterized by extensive fracturing with fractures oblique to the main foliation in the rock. In (c), the core grain is made of a large K-feldspar porphyroclast showing nice Carlsbad twinning. (d) is the blow up of the grain. The grain is elongated such that its long axis is almost parallel to the main foliation in the rock. The undulatory extinction and the effect of kinking is obvious at the right corner of the photo (d). Figure (b) is a highly strained granitic mylonite with a well-developed mylonitic foliation usually defined by long micas, particularly biotite. Although the rock is highly strained, remnants of feldspar porphyroclasts still survive.

Figure 9. (a) A pull-apart microstructure in feldspar porphyroclast. Following the fracturing of a large grain, two pieces are pulled apart. Note that how dynamically recrystallized new grains occupy the gap in-between. These new grains in the gap tend to show an preferred alignment which is oblique to the main foliation in the rock (approximately parallel to the edges of the photo). This oblique relation suggest a top-to-the-right sense of shearing during their crystallization (which is top-to-the south). (b) Photomicrograph illustrating typical core-and-mantle microstructure defined by large perthitic K-feldspar porphyroclast core surrounded by small subgrains and dynamically recrystallized new grains around their margins. Note that fracturing has also affected the host grain which shows serrated grain boundaries. (c) Photomicrographs illustrating typical core-and-mantle microstructure defined by large feldspar porphyroclast core surrounded by small subgrains and dynamically recrystallized new grains around their margins. Note the serrated grain boundaries. The host grain is affected by kinking and fracturing. Due to the imposed strain, the grain shows a nice undulatory extinction. (d) Again a photomicrograph of a typical core-and-mantle microstructure. This time core grain is being fractured and broken into smaller angular fragments. Following the fragmentation, each piece is separated and the gaps between them is filled with dynamically crystallized new grains.

Figure 10. (a) Photomicrograph of deformation twins in plagioclases. Please twins sharply terminate inside the host grain or have tapered ends. (b) Photomicrograph of a fractured and displaced large feldspar porphyroclast. Note that the oblique relation of long feldspars suggest a top-to-the left sense of shearing. However, the offset along the fracture indicates atop-to-the right shearing. This inconsistency together with the bulk sense of shear in augen gneisses suggest that the fracture is an antithetic micro-fault and the structure of the feldspar is a typical "bookshelving microstructure".

Figure 11. (a) Type I segregation band in a feldspar porphyroclast. Note that the fractures are almost normal to the main foliation in the rock (parallel to the margin of the photo) and is filled with dynamically recrystallized new grains. (b) Photomicrograph showing a pericline twinning in K-feldspar porphyroclast. Note that this grain also displays a typical core-and-mantle micro structure with surrounding fine-grained mantle. (c) Fractured and highly strained large feldspar porphyroclast. Note the host grain displays well developed kinking and undulatory extinction. The geometry and general appearance of the fractures are very similar to that of Type I segregation bands. Note that these fractures are all filled with dynamically recrystallized new grains. The relationship (cross-cutting relationship) between the kink bands and fractures clearly suggest that the kinking of the feldspar porphyroclast is being followed by fracturing. This observation is very much consistent with the field observations that plastic deformation is followed by more brittle deformation. This is one of the prime evidence of this study that the deformation-mylonitization of the augen gneisses occurred in an extensional shear zone. (d) A typical core-and-mantle microstructure defined by a large feldspar porphyroclast in the core surrounded by micaceous and fine grained matrix foliation. Please note the bending and kinking of the plagioclase porphyroclast. The kink bands has

nice rounded hinges. The serrated grain boundary of the porphyroclast is also very clear.

- Figure 12.** Photomicrographs showing highly strained plagioclase porphyroclasts. Note the homogeneously distributed and isolated plagioclase subgrains. The distinct misorientation of plagioclase subgrains is due to extensive Type IIP subgrain rotation. Note that twins terminate along the subgrain boundaries. Wedge-like or needle-like termination of mechanical twinning is evident.
- Figure 13.** Photomicrographs showing myrmekite development along the sides of K-feldspar porphyroclasts. Note that in (a and c) the myrmekite intergrowths are mainly concentrated along the long sides of the host grains which is almost parallel to the S-foliation in the rock but normal to the maximum shortening direction during their formation. This relation suggests that the myrmekite intergrowths are strain-related. (b and d) are close-up views of myrmekite intergrowths.
- Figure 14.** (a-c) Photomicrographs showing elongated and flattened large feldspar porphyroclasts. Note that the mylonitic foliation is more mica rich and is relatively well-developed. The feldspar porphyroclasts are oriented such that their long axes are parallel to the main foliation in the rock. The host grains are characterized by serrated grain boundaries. (d) A close-up view of one of these flattened grains. Please note that the porphyroclast is composed completely of subgrains and dynamically recrystallized new grains. All these structures of feldspar porphyroclasts suggest that metamorphic conditions during their deformation may have reached to upper amphibolite facies.
- Figure 15.** (a) Photomicrograph of a large quartz porphyroclast dynamically recrystallized into quartz aggregates. (b-c) Close-up views of this porphyroclast. Please note that some of the new grains tend to show a granoblastic polygonal structure where polygonal quartz grains meet at triple junctions with an angle of 120° . (d) A large, foliation-parallel, Type 4 quartz ribbon strained and recrystallized into an aggregate of new quartz grains. Note the serrated grain boundaries and undulatory extinction in the new grains. Elongate, newly recrystallized quartz grains show a preferred alignment and define a well-developed grain-shape foliation oblique to the main foliation in the rock. Please note that the mylonitic foliation is defined by the preferred parallel alignment of biotite and muscovite laths and mica-rich layers. The obliquity between the dynamically recrystallized new grains in the Type 4 quartz ribbon and the mylonitic foliation suggests a top-to-the-right shear sense, down to the south.

Figure 16. (a) A large, kinked biotite porphyroclast in the augen gneisses aligned with its (001) surfaces almost parallel to the mylonitic foliation in the rock. Note that kink bands have rounded hinges. (b) Photomicrograph of a large, kinked biotite porphyroclast oriented with its (001) surfaces oblique to the main foliation in the rock. This oblique relation suggest a top-to-the right sense of shearing, down to south. (c) Mica “fish” structure indicating a top-to-the right (south) sense of shearing. Note that the well-developed lozenge shape of the biotite porphyroclast. (d) Photomicrograph illustrating biotite porphyroclast aligned with its (001) surfaces oblique to the main foliation of the rock indicating a top-to-the right sense of shear.

Figure 17. (a) General view of the augen gneisses with garnet porphyroclasts in a micaceous matrix foliation. (b) same view in plane polarized light. (c) Photomicrograph illustrating a well-developed shear band foliation indicating a top-to-the right (south) shear sense. Note that micas in the foliation tend to bend into the zone. (d) A quartz porphyroclast dynamically recrystallized into elongate quartz aggregates. Note that new grains show preferred alignment and indicates atop-to-the right (south) shear sense.

Figure 18. Rb-Sr isochron plot of samples of mica books

1. GİRİŞ

1.1. Amaç

Son yıllarda Dünya'nın çeşitli bölgelerinde kıtasal gerilme alanları üzerinde yapılan çalışmalar sonucunda son derece şaşırtıcı sonuçlara ulaşılmıştır (Cirttenden ve diğerleri, 1980; Reynolds, 1985; Davis, 1983, 1987; Davis ve diğerleri, 1986; Lister ve diğerleri, 1984, 1986; Lee ve diğerleri, 1992; Dinter ve Royden, 1993; Skoutis ve diğerleri, 1993). Bu çalışmalar orta-alt kıta kabuğundaki yüksek dereceli metamorfik kayaçların gerilmeli makaslama zonları ve kırılğan ayrılma faylarının taban bloklarında deforme olarak (milonitleşme) yüzeylemesinde (Lister ve Davis, 1989) tektonik gerilmenin (normal faylanma ve gerilmeli sünümlü deformasyon) (Dewey, 1988) önemini ortaya koymuştur. Sözkonusu bölgelerdeki metamorfik masiflerin, "çekirdek karmaşıklar" (core complexes) modeli ile açıklanması, ile bu alanlarda çok yaygın olarak izlenen düşük eğimli fayların bir komprezyon rejiminde gelişmiş bindirme fayları olmadığı, tam tersine gerilme rejimin altında gelişmiş düşük açılı normal faylar olduğu bu çalışmalarda ortaya konulmuştur.

Bilindiği gibi Batı Anadolu ve onun batı uzantısı olan Ege Denizi'nde aktif kıtasal gerilme alanını teşkil etmekte olduğu bir çok jeolojik çalışmalarla ortaya konmuştur (Dewey ve Şengör, 1979; Le Pichon ve Angelier, 1981; Şengör ve Yılmaz, 1981; Şengör ve diğerleri, 1985; Dewey ve diğerleri, 1986; Eyidoğan, 1988; Şengör, 1987). Bu bağlamda Menderes Masifinde yapılacak yapısal çalışmalar bir yandan bölgedeki gerilmeli tektonik rejimin daha iyi anlaşılmasına katkıda bulunurken, diğer yandan "çekirdek komplekslerin" oluşum mekanizmalarına da ışık tutacaktır.

Menderes Masifini oluşturan kayaçların stratigrafisi ve petrografisi detay olarak çalışılmasına rağmen, masifin yapısal unsurları bu güne değin hemen hemen hiç

çalışılmamıştır. Özellikle de günümüzde halen etkisini sürdüren gerilme tektonizmasının masif üzerindeki etkisi ile ilgili veriler son yıllardaki bir iki çalışmanın (Bozkurt ve Park, 1994; 1997a, ve b; Hetzel ve diğerleri, 1995a ve b; Bozkurt, 1998a ve b) dışında ortaya konmamıştır.

Bu çalışmanın amacı: (1) Güney Menderes Masifi'nde geniş yüzlekler veren gözlü gnaylarda detay miktrotektonik çalışma ile deformasyona koşut gelişen metamorfizma koşullarını tesbit etmek, (2) deformasyonun türü ve tektonik ortamını yorumlamak, (3) bu deformasyona neden olan hareketlerin polaritesini (kinematığıni = hareket yönünü) belirlemek, (4) deformasyonun (milonitleşmenin) dolayısıyla gerilmeli makaslama zonunun yaşını tesbit etmek, (5) halen tartışmalı olan gözlü gnayların yaşını ve yapısal olarak üzerlerindeki örtü şistleriyle olan dokunak ilişkilerini tartışmak ve (6) elde edilen verilerin bir yorumunu yaparak gerek Güney Menderes Masifi'nin evrimine gerekse çekirdek komplekslerin oluşum mekanizmasına ışık tutmaktır.

Metamorfik kayaçların detay mikroyapısal/petrofabrik analizi bu kayaçların deformasyonu sırasındaki tektonizmanın (hareket yönü, tektonik ortam v.b.) ve metamorfizma koşullarının (özellikle granitik kayaçlarda) anlaşılmasında ve tahmin edilmesinde oldukça önemlidir.

Menderes Masifi'ni de içine alan Batı Anadolu günümüzde etkin olan kıtasal gerilmenin etkisi altında kalmıştır. Gerilmeli tektonizmanın masif üzerindeki etkisi, gerilmeli bir makaslama zonunda granitik kayaçların milonitleşmesi ile ifade edilir (Bozkurt ve Park, 1994a ve b; Bozkurt ve Park, 1995). Güney Mederes Masifi'nde, Selimiye civarında granitik kayaçların deformasyonu esnasındaki metamorfizma koşulları üst yeşilist-alt amfibolit fasiyesinde oluşmasına karşın (Bozkurt, 1994a ve b; Bozkurt ve Park 1997a ve b), makaslama zonunun diğer kesimlerinde (dolayısıyla

Güney Menderes Masifi genelinde) deformasyon sırasındaki metamorfizma koşullarının belirlenmesi ile ilgili herhangi bir yapısal çalışma yapılmamıştır.

Proje kapsamında elde edilecek mikroyapısal veriler, bir taraftan Menderes Masifinin yapısal evrimini anlamaya, diğer taraftan da, masifin Batı Anadolu'daki gerilmeli neotektonik rejim içindeki yerinin belirlenmesine katkıda bulunacaktır.

1.2. Jeolojik Konum

Batı Anadolu'da oldukça geniş yüzlekler (>40,000 km²) veren Menderes Masifi (Parejas, 1940) Türk Alpin orojeni içinde yer alan iki büyük metamorfik kuşağın batıdakini oluşturur (doğuda Kırşehir Masifi yer almaktadır; Şengör ve diğerleri, 1984) (Şekil 1). Güneybatıda Ege Denizi'ndeki Attic-Cycladic Masifini'nin doğudaki devamı olan Menderes Masifi (Şekil 2) bölgesel dağılımlı, kıtasal ölçekli büyük bir metamorfik komplekstir (Bozkurt ve Park, 1994, 1997a ve b; Verge, 1995; Hetzel ve diğerleri, 1995a ve b; Bozkurt, 1998a ve b). Massif kuzeyde İzmir-Ankara-Erzincan kenet kuşağı (Şengör ve Yılmaz, 1981), güneyde ise Likya Napları (De Graciansky, 1972) ile tektonik olarak üzerlenir (Şekil 3). Menderes Masifi ayrıca yaklaşık olarak doğu-batı uzanımlı horst ve graben yapıları ile karakterize olan "Ege Graben Sistemi" içinde yer alır. Uzun eksenin KD-GB uzanımlı masif elips şeklinde (200x300 km) bir metamorfik kulminasyondur (Şekil 1 ve 2). Menderes Massifi, sismik olarak aktif, yaklaşık D-B uzanımlı Gediz ve Büyük Menderes grabenleri ile kuzey, merkezi ve güney olmak üzere başlıca üç submasife bölünmüştür (Şekil 3).

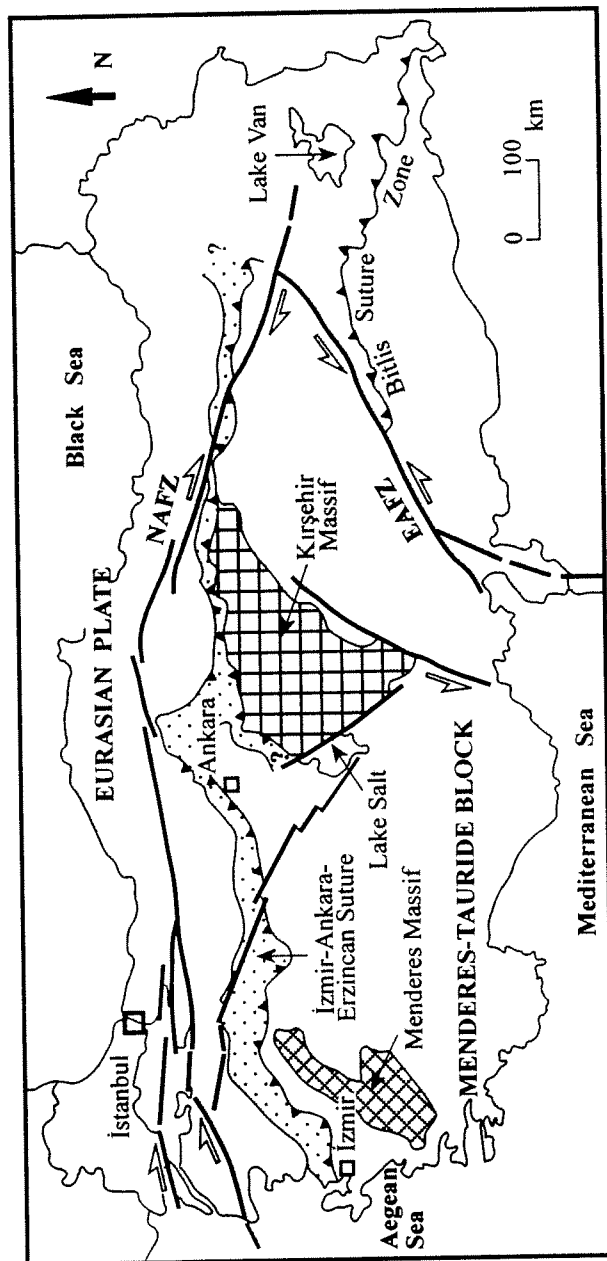


Figure 1. A simplified map showing the location of Menderes and Kırşehir massifs.

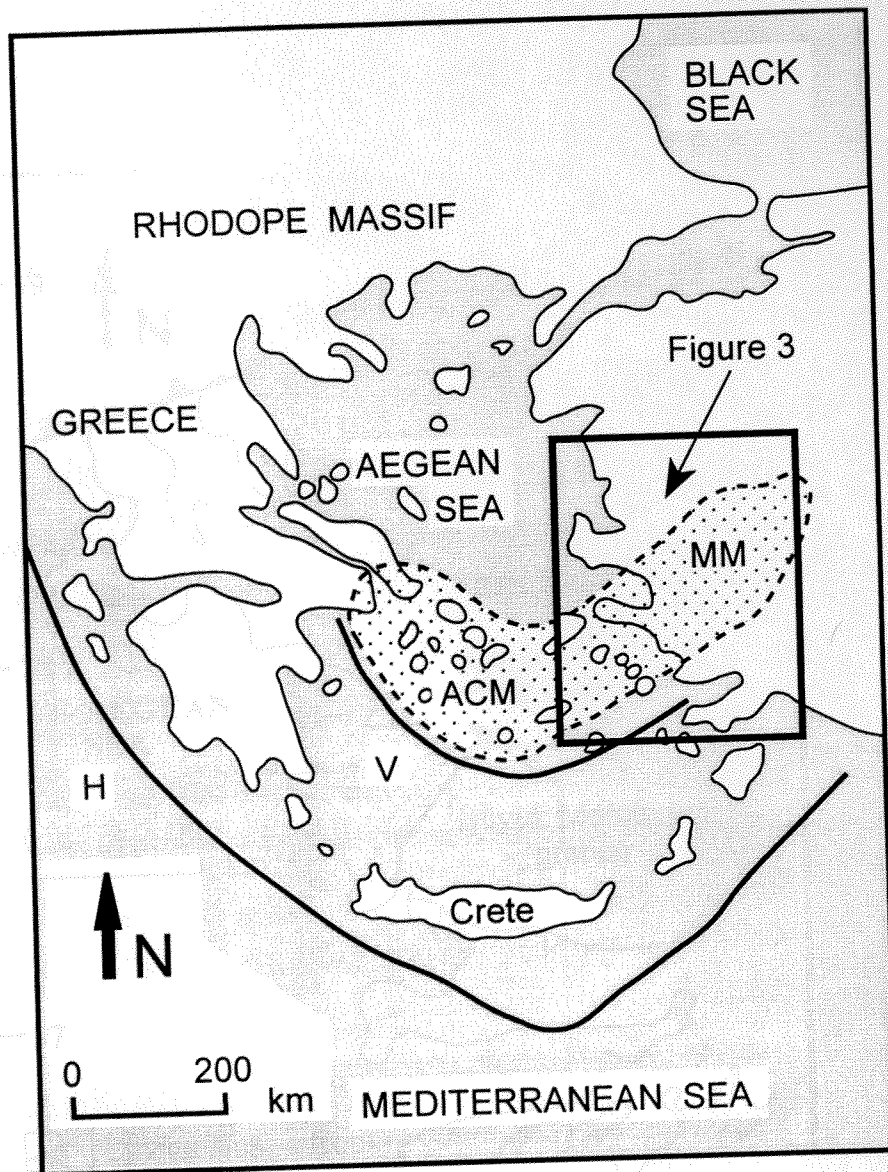


Figure 2. Geological map showing the locations of Menderes Massif (MM) and Attic-Cycladic Massif (ACM). H- Hellenic Trench, V- volcanic arc. Area where metamorphic rocks expose is shown by dashed lines.

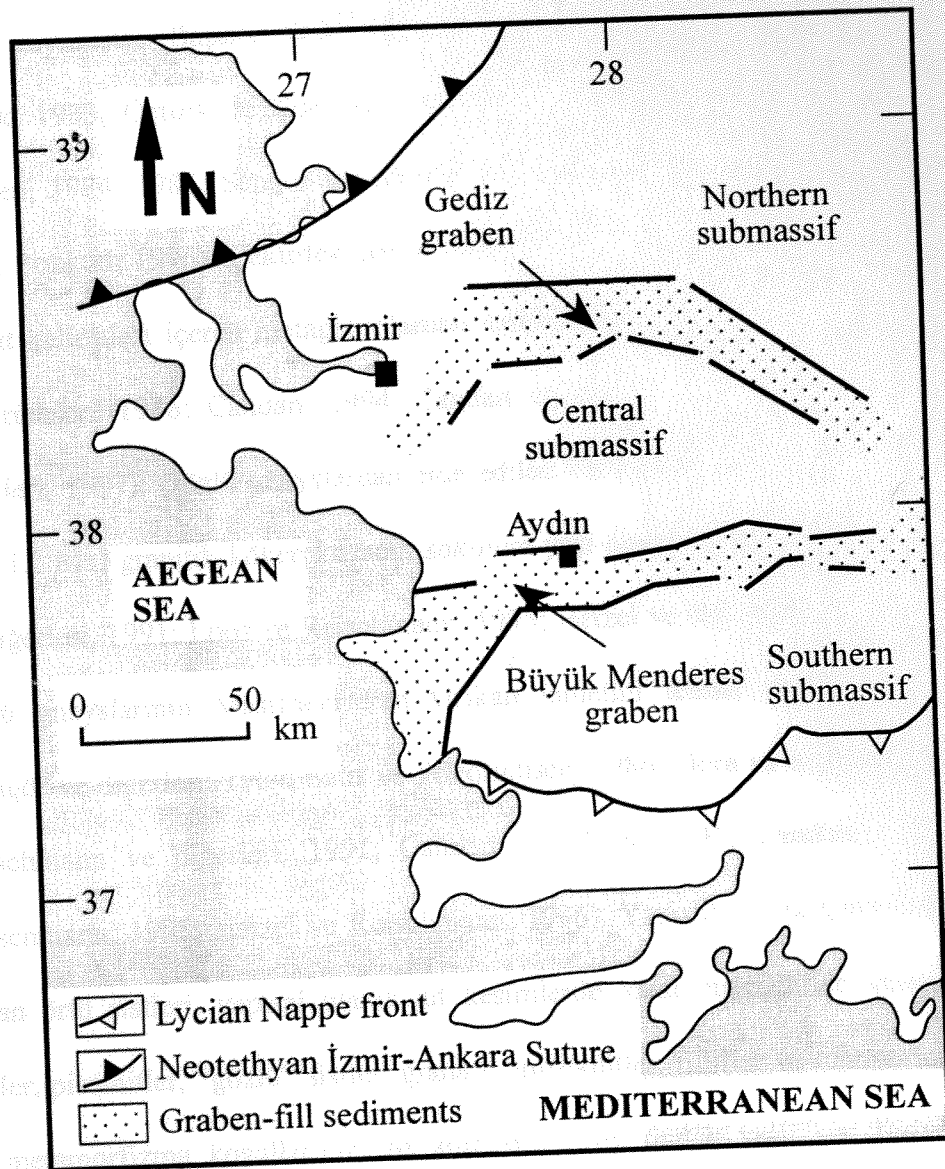


Figure 3. Simplified geological map of western Anatolia. See Figure 2 for location.

1.3. Menderes Masifi

Menderes Masifinde başlıca iki kaya türü tanımlanmıştır: çekirdeği oluşturan Prekambriyen yaşlı gözlü gnayslar; şist, mermer, ve metabaziklerden oluşan örtü birimleridir (Dürr, 1975). Bu güne değin yapılan çalışmalar metamorfizma derecesinin örtü şistlerinden çekirdek gnayslarına doğru göreceli-progresif bir artış gösterdiğini ortaya koymuştur (Başarı, 1970, 1975, 1982; Dürr, 1975; Çağlayan ve diğerleri, 1980; Akkök, 1983; Öztürk ve Koçyiğit, 1983; Evirgen ve Ashworth, 1984; Ashworth ve Evirgen, 1984, 1985; Şengör ve diğerleri, 1984; Konak, 1985; Satır ve Friedrichsen, 1986; Bozkurt, 1996). Çekirdek gözlü gnays, porfiroblastik gnays, iki mikalı şistler, ve eklojit kalıntıları içeren metagabrolardan oluşur (Şengör ve diğerleri, 1984; Satır ve Friedrichsen, 1986; Candan, 1994, Candan ve diğerleri, 1995, 1998; Oberhänsli ve diğerleri, 1997). Gözlü gnayslardan elde edilen Pb-Pb tek zirkon yaşları (560-530 ve 546 ± 1.2 Ma) granitik köken kayacın sokulum yaşı olarak yorumlanmıştır (Reischmann ve diğerleri, 1991; Loos ve Reischmann, 1995; Hetzel ve Reischmann, 1996). Çekirdek gözlü gnayslarının Masifdeki Pan-Afrikan temelini temsil ettiği ileri sürülmüştür (Şengör ve diğerleri, 1984; Satır ve Friedrichsen, 1986; Dora ve diğerleri, 1990, 1992; Reischmann ve diğerleri, 1991; Candan ve Kun, 1991; Candan, 1994; Loos ve Reischmann, 1995; Hetzel ve Reischmann, 1996). Yapısal olarak Çekirdeğin üzerinde duran örtü şistleri, yapısal olarak alt kesimlerde lokal migmatitler içeren iki mikalı şistler, pisamitler, "gözlü" şistler, granatlı amfibolitler, fillitler ve mermerlerden oluşan ve metamorfizma koşullarının üst amfibolit fasiyesinden yeşil şist fasiyesine kadar değiştiği üst Devoniyen öncesi-erken Eosen yaşlı metasedimanter bir istif ile temsil edilir.

Son yıllarda yapılan çalışmalarda, daha sonra Barroviyen tipli bölgesel (regional) metamorfizma tarafından etkilenmiş eklojit kalıntılarının varlığı hem çekirdek hemde örtü kayaçlarında ortaya konulmuştur (Candan, 1994; Candan ve diğerleri, 1995, 1998; Oberhänsli ve diğerleri, 1997).

Sayıları ve yaşları hale tartışmalı olmasına karşın, Menderes Masifinin kompleks ve polimetamorfik bir tarihçeye sahip olduğu masifte çalışan tüm araştırmacıların ortak görüşüdür. Masifin ilk metamorfizması (M_1) sadece çekirdek gnayslarını etkilemiş üst amfibolit fasiyesi koşullarında şiddetli deformasyon, yaygın migmatitleşme ve lokal anateksis ile birlikte gelişmiştir (Akkök, 1983; Şengör ve diğerleri, 1984; Satır ve Friedrichsen, 1986; Dora ve diğerleri, 1990, 1992; Candan ve Kun, 1991).

Daha sonraki Alpin olayları ilk deformasyon ve metamorfizma fazının hemen hemen tüm izlerini sildiğinden, 502 ± 10 Ma Rb-Sr tüm kayaç yaşları (Satır ve Friedrichsen, 1986) Prekambriyen yaşlı amfibolit fasiyesi metamorfizmasının yaşı hakkındaki eldeki tek veridir. Pan-Afrikan orojenezi sırasında kıta kabuğu kalınlaşması ve bunun sonucu şiddetli deformasyon ve metamorfizmaya bağlı olarak geliştiği ileri sürülen bu ilk faz 471 ± 9 Ma (Rb-Sr tüm kayaç analizi; Satır ve Friedrichsen, 1986) yaşlı yeğince deforme olmuş tonalitik ve granitik sokulumlarla sona erer (Şengör ve diğerleri, 1984; Satır ve Friedrichsen, 1986; Dora ve diğerleri, 1990, 1992; Candan ve Kun, 1991; Loos ve Reischmann, 1995). Candan (1994) yeni bulunan ve eklojit kalıntıları içeren metagabroların M_1 metamorfizmasından önce gelişen granulit fasiyesindeki yüksek basınç (HP) metamorfizmasına (HP metamorphism) işaret ettiğini ileri sürmesine karşın; Oberhänsli ve diğerleri (1997) HP-fazı yaş konağının halâ aydınlanmayı beklediğini ileri sürmüşlerdir.

İlk fazı takip eden ve tüm masifi etkileyen bölgesel yüksek sıcaklık/düşük basınç Barroviyen tipli Alpin metamorfizması (M_2) yapısal olarak alt düzeylerde lokal

anateksis ile birlikte gelişen üst amfibolit fasiyesi koşullarına kadar ulaşmasına karşın, üst düzeylerde (örtünün en dış kesimleri) sadece yeşilist fasiyesi koşullarına ulaşmıştır (Başarı, 1970, 1975; Çağlayan ve diğerleri, 1980; Akkök, 1983; Evirgen ve Ashworth, 1984; Şengör ve diğerleri, 1984; Konak, 1985; Kun ve diğerleri, 1988; Bozkurt, 1996). Şengör ve diğerleri (1984) tarafından Ana Menderes Metamorfizması (AMM) diye adlandırılan bu faz Neotetis Okyanusunun geç Paleojen sırasında kapanmaya başlaması ve bunun sonucu olarak Menderes-Toros platformunun ekaylanması sırasında Menderes Masifi alanının güneye doğru ilerleyen Likya naplarının altında gömülmesi sonucu gelişmiştir (Şengör ve Yılmaz, 1981; Şengör ve diğerleri, 1984). Biyostratigrafik olarak erken Eosen - erken Oligosen aralığında gelişen (Şengör ve diğerleri, 1984) Ana Menderes Metamorfizmasının yaşı radyometrik yöntemlerle 35 ± 5 Ma (biotit ve muskovit Rb-Sr soğuma yaşları) olarak saptanmıştır (Satır ve Friedrichsen, 1986). Çok yeni bir çalışmada, Ana Menderes Metamorfizması sırasında retrogresif yeşilist metamorfizması tarafından etkilenen yüksek basınç/düşük sıcaklık metamorfizması ürünü eklojit kalıntıları merkezi ve kuzey Menderes Masifinde gözlemlenmiştir (Candan ve diğerleri, 1998). Yazarlar HP/LT kayaçlarının Neotetis okyanusunun kapanımı sırasında gelişmiş olabileceğini ileri sürmüşlerdir.

Son zamanlarda masifte yapılan yapısal çalışmalar düşük açılı ayrılma faylarının (detachment faults) ve taban bloklarındaki gerilmeli makaslama zonlarının (extensional shear zones) Menderes Masifi metamorfik kayaçlarının yüzeye çıkmasında (exhumation) önemli role sahip oldukları ileri sürülmüştür (Bozkurt ve Park, 1994, 1997a; Hetzel ve diğerleri, 1995a ve b; Verge, 1995; Hetzel ve Reischmann, 1996; Bozkurt, 1998a). Bu çalışmaların tamamında, ayrılma faylarının taban bloğunda yer alan metamorfik kayaçların gerilmeli makaslama zonu içerisinde sınırlı deformasyona uğrayarak (milonitleşme) metamorfizmadan etkilendikleri verileri ortaya konmuştur.

Metamorfik kayaçların progresif yüzeylemesi (progressive exhumation) Güney Menderes Masifinde Eosen'de (Hetzl ve Reischmann, 1996 ve bu çalışma), merkezi ve kuzey submasiflerde ise geç Oligosen-erken Miyosen yaşlı orojen çökmesi sırasında gerçekleşmiştir (Hetzl ve diğerleri, 1995a ve b; Verge, 1995; Bozkurt, 1998a; Yusufoglu, 1998).

Çekirdek gözlü gnaysları ile gnaysları yapısal olarak üzerleyen örtü şistleri arasındaki dokunak ilişkisi uzun süre daha sonra Şengör ve diğerleri tarafından (1984) "Ana Supra-Pan-Afrikan Diskordansı (main Supra-Pan-African unconformity)" olarak adlandırılan uyumsuzluk düzlemi olarak yorumlanmıştır (Schuiling, 1962; Başarır, 1970, 1975; Çağlayan ve diğerleri, 1980; Öztürk ve Koçyiğit, 1983; Şengör ve diğerleri, 1984). Fakat güncel çalışmalar, önceki çalışmaların aksine gözlü gnaysların köken kayaçlarının granitler olduğunu ve yapısal olarak üzerlerindeki örtü şistleriyle lokal de olsa sıcak ilişkiler sunduğunu (Erdoğan, 1992, 1993; Bozkurt ve diğerleri, 1993, 1995) ve gözlü gnayslar ile örtü şistleri arasındaki dokunağın Alpin yaşlı bir gerilmeli makaslama zonu olduğunu, bu makaslama zonunun taban bloğunda yer alan gözlü gnaysların progresif olarak yüzeye çıkıp milonitikleştiklerini ortaya koymuştur (Bozkurt ve Park, 1994, 1997a).

Bozkurt ve Park (1994), Bozkurt ve diğerleri (1995) granitik köken kayacın ve takip eden gerilmeli makaslama zonu deformasyonunun Ana Menderes metamorfizmasından genç olması gerektiğini ileri sürmüşlerdir. Bu hipotezin dayanak noktaları ise: (1) granitik köken kayacının örtü şistlerindeki ana foliyasyonu (Ana Menderes Metamorfizması sırasında oluşan erken Eosen-erken Oligosen yaşlı fabrikler) kesip, deforme etmesi; ve (2) erken Miyosen yaşlı (21 ± 0.4 Ma; Becker-Platen ve diğerleri, 1977) volkanoklastik kayaçların gözlü gnaysları bir uyumsuzlukla üzerlemesi. Buna karşın Hetzel ve Reischmann (1996) yaptıkları radyometrik yaş tayinleri ile daha

önceden söylenenin aksine gerilmeli makaslama zonunun daha yaşlı olduğunu ve deformasyon sonrası soğumanın ise orta Eosen'de (43-37 Ma, Ar-Ar muskovit soğuma yaşları) gerçekleştiğini ortaya koymuşlardır.

Bu çalışma sırasında Almanya Tübingen Üniversitesinden Sayın Profesör Dr. Muharrem SATIR'ın yardımları ile makaslama zonu deformasyonun aşamalarından bir olan milonitik safhayı takip eden sünümlü-kırılgan deformasyon (ductile-brittle deformation) sırasında oluşan (late stage brittle-ductile overprint in the shear zone) pegmatit damarındaki "mika kitapçıklarından (mica books)" Rb-Sr jeokronolojik çalışma yapılmıştır. Bu çalışmanın amaçlarından biride elde edilen yeni yaş verilerini sunup, bu yaşların tektonik önemini tartışmaktır.

1.4. Çalışma Alanı

Çalışma alanı Beşparmak Dağlarının güney yamacında yüzeyleyen gözlü gnaysların tüm mostralarının incelenebilmesi amacı ile batıda Bafa Gölü doğuda ise Yatağan küzeydoğusuna kadar olan geniş bir alanı kapsamaktadır (Şekil 4). Fakat daha önce yapılan ön arazi gözlemleri ışığı altında çalışma Bafa gölü doğusunda ve Yatağan kuzey-kuzey doğusunda yoğunlaşmıştır. Masifin geri kalan kesimlerinde deformasyon-milonitleşmeye eşlik eden metamorfizma koşullarının tahmin edilmesine yardımcı olabilecek örnekleme ve saha gözlemleri yapılmıştır. Bu alanı başlıca iki birim karakterize etmektedir: (1) İri feldispat (K-feldispat ve plajioloklas) gözleri ve bu gözleri saran ince taneli -daha plastik davranan feldispat, kuvars ve mikadan oluşan matriksle karakterize olan iri taneli gözlü gnayslar; (2) yapısal olarak üstte kalan metasedimanlar (Şekil 3). İki birimi birbirinde ayıran dokunak taban bloğunda gözlü gnaysların yüzeye çıktığı güneye eğimli gerilmeli makaslama zonudur. Bu dokunak tüm Güney Menderes

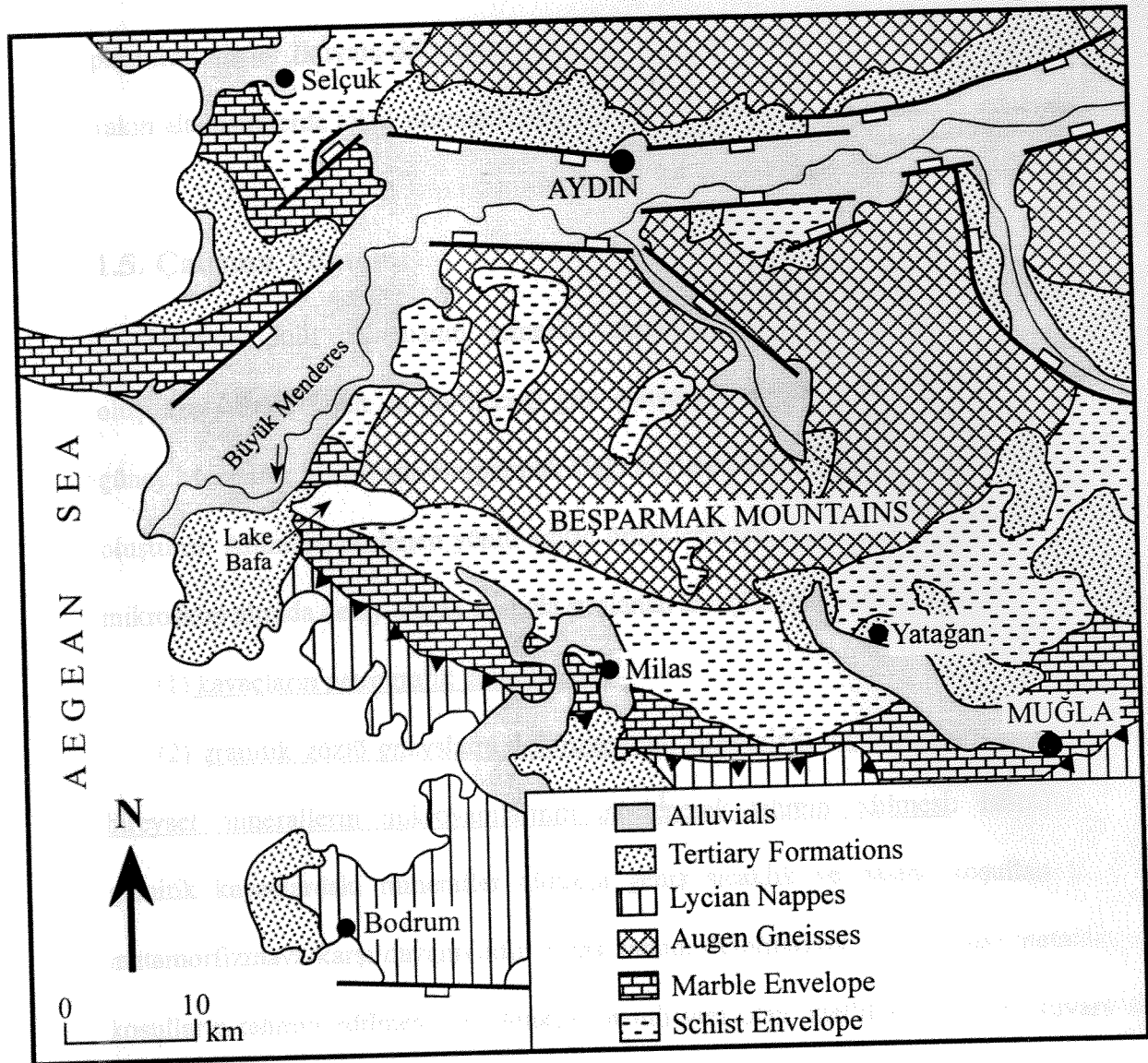


Figure 4. Simplified map of the Southern Menderes Massif and its surroundings

Masifi boyunca metasedimanlardaki bölgesel foliyasyonla konkordan-yarı konkordan konumdadır.

Metsedimanlar pelitik şistler muthemelen volkanik kökenli granat amfibolitler, pisamitik şistler (kuvars-iki mikalı şist), mermerler ve yapısal olarak gözlü gnayslara yakın alt kesimlerde lokal stromatik migmatilerden oluşur.

1.5. Çalışma Yöntemi

Mikrotektonik çalışmanın temelini araziden toplanan yönlü kayaç örnekleri oluşturur. Şekil 3'den de görüleceği gibi çalışma konusunu oluşturan gözlü gnayslar güney Menderes Masifi'nde Beşparmak Dağı boyunca oldukça geniş ve yaygın yüzlekler oluşturur. Araziden derlenen yönlü kayaç örneklerinden yapılan ince kesitler polarizan mikroskop altında detay olarak aşağıda sıralanan amaçlar için incelenmiştir:

(1) kayaçların petrografik tanımlaması;

(2) granitik gözlü gnaysların deformasyonu sırasındaki metamorfizma koşullarının bireysel minerallerin mikroyapılarının incelenerek tahmin edilmesi: Bilindiği gibi granitik kayaçlardaki mineraller oldukça geniş sıcaklık ve basınç koşulları altında metamorfizmaya karşı dayanıklıdır. Buna karşın, deformasyon esnasındaki metamorfik koşulların tahmin edilmesinde oldukça önemli yeri olan özellikle feldispat, kuvars ve mikalarda mikroyapısal değişiklikler olur;

(3) asimetrik feldispat porfiroklastları, S-C ilişkileri, "makaslama bantları (shear bands)", V-çek ayır mikroyapısı, asimetrik kuvars C-fabrikleri gibi çeşitli kinematik belirteçleri kullanarak deformasyon esnasındaki hareket yönü belirlemek.

Bu proje arazi ve laboratuvar çalışmaları olmak üzere başlıca iki aşamada gerçekleşmiştir.

1.5.1. Arazi Çalışmaları

Bu proje kapsamında çalışma alanı olarak Güney Menderes Masifi'nde gözlü gnaysların yüzelediği Beşparmak Dağları seçilmiş olup; çalışma kuzey-güney yönlü traversler boyunca gerçekleştirilmiştir. Çalışmanın bu aşamasında:

(1) ön çalışmalar sırasında gerek hava fotoğrafları çalışmasında gerekse literatürden elde edilen veriler ışığında seçilen tip alanlarda detay yapısal çalışma yapılmıştır. Bu çalışmada değişik kaya birimleri ile fay, mezo- ve makro-kıvrımlar, makaslama zonları, foliyasyon, lineasyon gibi yapıların sahada arazi gözlemleri yapıp, gerekli ölçümler alınmış ve gerekli hallerde 1:25 000 ölçeğinde harita alımı yapılmıştır;

(2) gerekli durumlarda arazi ilişkilerinin ve yapısal unsurların daha iyi tanımlanabilmesi için detay ölçeksiz ve çok küçük ölçekli harita alımı ve jeolojik kesitler hazırlanmıştır;

(3) ayrıca bu çalışmanın temelini oluşturacak olan yönlü kayaç örnekleri de toplanmıştır.

Arazide toplanan kayaç örneklerinin yönleri deforme olmuş kayaçların yapısal analizlerinde temel öğedir. Yönlü örnek alımında Prior ve diğerlerinin (1987) önerdiği metod uygulanmıştır. Bu metod şu aşamalardan oluşur: İlk aşamada foliyasyon düzleminin doğrultusu ölçülerek örnek üzerindeki uygun bir yüzeye uzun bir çizgi ile işaretlenir. Doğrultunun yönü bu çizgi üzerinde yarım bir okla belirlenir. İkinci aşamada ise foliyasyon düzleminin eğim miktarı ve yönü ölçülerek, örnek üzerinde doğrultuya dik olan kısa ve kalın bir çizgi ile gösterilir. Bütün bu ölçümler ve örnek kayacın fiziksel tanımlaması arazi defterine işlenmiştir.

Saha çalışması toplam 50 gün olarak planlanmış olup; daha sonra proje'de TÜBİTAK tarafında yapılan değişiklikler sonucu (bu proje ilkin doktora sonrası

çalışması şeklinde kabul edilmiş fakat bahsi geçen programın sona erdirilmesinden dolayı alt yapı projesine dönüştürülerek bütçesi daraltılmıştır) amaç doğrultusunda planlanan çalışma tam anlamıyla gerçekleştirilememiş ancak 20 günlük bir saha çalışması gerçekleştirilmiştir.

1.5.2. Laboratuvar Çalışmaları

Laboratuvar çalışmalarında ise yönlü kayaç örneklerinden hazırlanan ince kesitler petrografik ve fabrik analizi için detay olarak polarizon mikroskop altında incelenmiştir. Ayrıca arazide derlenen foliyasyon ve lineasyon ölçümleri yapısal analizi paket programları kullanılarak yapılmıştır. Laboratuvar çalışmalarının en önemli aşmasını oluşturan ince kesitler doğal olarak deforme olmuş yönlü kayaç örneklerindeki lineasyona paralel, foliyasyona dik olarak kesilerek hazırlanmıştır. Bu genelde deformasyon sırasındaki harekete paralel, sıkışmaya ise dik bir yöndür. Kayaç örneğindeki tüm bilgiler yapısal çalışmaların yorumlanması ve özellikle hareket yönünün sağlıklı belirlenmesi için ince kesite geçirilmiştir.

1.6. Önceki Çalışmalar

Güney Menderes Masifi oldukça düzenli, çok kalın üç ayrı litolojik istiften oluşur: (1) masifin çekirdeği olarak tanımlanan milonitik gözlü gnayslar, (2) Palaeozoyik şist ve (3) Mesozoyik-Cenozoyik mermer örtüleridir (Şekil 4). Oldukça büyük "retort-shape" feldispat porfiroklastları veya gözleriyle karakterize edilen gözlü gnayslar blastik milonitik dokulu olup, bu doku içerisinde muskovit, biyotit, kuvars ve feldispatlardan oluşan orta-ince taneli ve daha plastik davranan matriks feldispat gözlerini sarar (Bozkurt, 1994a, b; Bozkurt ve Park, 1994a ve b, 1995, 1997a ve b).

Palaeozoyik şist örtüsü; migmatit, semipelitik ve pisamitik gnays, granlı şist, yeşilşist, kalkşist, pisamitik şist, kalkşist-semipelite ardalanması, fillitler ve dolomitik mermerlerden oluşan oldukça düzenli bir istifte temsil edilirler (Dürr, 1975; Başarır, 1970, 1975, 1982; Çağlayan ve diğerleri, 1980; Meşhur ve Akpınar, 1984; Öztürk ve Koçyiğit, 1983; Şengör ve diğerleri, 1984; Satır ve Friedrichsen, 1986; Konak ve diğerleri, 1987; Erdoğan, 1992; Bozkurt, 1996). Örtünün alt seviyelerini oluşturan granatlı şistlerden Geç Devoniyen-Erken Karbonifer (Çağlayan ve diğerleri, 1984; Konak ve diğerleri, 1987); üst seviyeleri oluşturan karbonatlardan ise Vizyen-Geç Permian yaşları tesbit edilmiştir (Önay, 1949; Schuiling, 1962; Çağlayan ve diğerleri, 1984). Böylece şist örtüsü Geç Devoniyen'den-Geç Permian'e kadar olan bir zaman aralığını temsil etmektedir. Mermer örtüsü şist örtüsünü oluşturan kayaların üzerine uyumsuz olarak bir taban konglomerası ile gelir (Çağlayan ve diğerleri, 1984; Öztürk ve Koçyiğit, 1983, Meşhur ve Akpınar, 1984; Şengör ve diğerleri, 1984; Konak ve diğerleri, 1987) ve şu litolojilerden oluşur: (1) Geç Triyas-Liyas yaşlı şistler, metavolkanikler ve rekristalize kireçtaşları; (2) Jura-Erken Kretase yaşlı boksitli rekristalize kireçtaşları; (3) Geç Kretase yaşlı rudist içeren rekristalize kireçtaşları; (4) Geç Kretase-Paleosen yaşlı breşleşmiş pelajik kireçtaşları; ve (5) Geç Paleosen-Erken Eosen yaşlı filiş, olistostromal fasiyesler içeren kristalize kireçtaşı ve serpentin blokları (Dürr, 1975, Gutnic ve diğerleri, 1979; Çağlayan ve diğerleri, 1980; Şengör ve diğerleri, 1984; Konak ve diğerleri, 1987). Böylece güney Menderes Masifi'ndeki mermer örtüsü Geç Triyas'tan Erken Eosen'e kadar olan bir zaman aralığını temsil etmektedir.

Menderes Masifi'nin tektonik tarihçesi yapısal olarak alt düzeylerde üst amfibolit fasiyesine, üst seviyelerde ise yeşil şist fasiyesine ulaşan Barroviyen-tipli regional bir metamorfizmayı içermektedir. "Ana Menderes metamorfizması" diye tanımlanan ve masifi şekillendiren en son metamorfik olay olduğu ileri sürülen (Şengör ve diğerleri,

1984) bu olayın Erken Eosen-Erken Oligosen zamanında Likya Naplarının kuzeyden güneye doğru tektonik taşınması sırasında masif alanının napların altında gömülmesinin sonucu olduğu ileri sürülmektedir (Şengör ve Yılmaz, 1981; Şengör ve diğerleri, 1984). Bu yaş 35 ± 5 Ma Rb/Sr mika yaşları ile de oldukça uyumludur (Satır ve Friedrichsen, 1986).

Menderes Masifi'ndeki milonitik gözlü gnaysların kökeni yıllardan beri tartışma konusu olmuştur. Daha önceki bir çok çalışmada sedimentar köken önerilmiş (Schuiling, 1962; Başarır, 1970; Çağlayan ve diğerleri, 1980; Öztürk ve Koçyiğit, 1983; Meşhur ve Akpınar, 1984; Şengör ve diğerleri, 1984; Satır ve Friedrichsen, 1986) olmasına karşın, granitik kökende ileri sürülmüştür (De Graciansky, 1965; Konak, 1985; Konak ve diğerleri, 1987). Ancak bu yazarlar, gözlü gnaysların Prekambriyen yaşlı olduğunu ve milonitik gözlü gnayslarla bunları yapısal olarak üzerleyen Paleozoyik şist örtüsü arasındaki ilişkinin de daha sonra Şengör ve diğerlerince (1984) "Ana Supra-Pan Afrika Diskordansı" diye adlandırılan bir uyumsuzluk yüzeyi olduğunu savunmuşlardır. Buna karşın yeni çalışmalar (Bozkurt ve diğerleri, 1992, 1993, 1994, 1995; Erdoğan, 1992; Bozkurt ve Park, 1995, 1997a ve b; Bozkurt, 1996), oldukça deforme olmuş milonitik gözlü gnaysların köken kayasının Palaeozoyik metasedimanları kesen granitik kayaçlar olduğunu göstermiştir. Erdoğan (1992) bu kayaçların Bafa gölünün doğu kesiminde Mesozoyik-Cenozoyik mermer örtüsünün 50 m altına kadar sokulduğunu gözlemlemiştir.

Milonitleşmenin plütonik köken kayasının kimyasal bileşiminde kuşkusuz bazı önemsiz değişmelere yol açmış olmasına karşın, gözlü gnayslar köken kayasının kristallendiği granitik eriğin ana kimyasal bileşimini korumaktadır (Bozkurt, 1994a; Bozkurt ve diğerleri, 1994, 1995). Gözlü gnaysların köken kayaçları kalk-alkali, S-tipi, turmalin-granat içeren, geç tektonik yada tektonizma sonrası iki mikalı lökograditler

olarak tanımlanmıştır. Gözlü gnayslar aynı zamanda çok yaygın olarak turmalince zengin, alkalin nitelikli, monzonitik bileşimli aplitik dayklarca kesilir. Bozkurt (1994a, b), Bozkurt ve diğerleri (1995) gözlü gnayslardaki kimyasal, izotop, mineralojik verilere ve saha ilişkilerine göre, granitik köken kayasının, Barroviyen tipi metamorfizma sırasında, olasılıkla derin kıtasal metagrovak ve bunlarla birlikte bulunan granitik dilimlerin ergimeye uğraması sonucu oluşmuş boranca zengin, suya doymuş bir eriyikten türemiş olduğunu göstermiştir.

Bozkurt (1994a, b), Bozkurt ve Park (1997b) Selimiye'nin (Milas) kuzeyinde Beşparmak Dağının güney eteklerinde yüzeyleyen granitik milonitlerde yaptığı detay fabrik ve mikroyapısal çalışmada, masifin bu kesiminde yüzeyleyen milonitik gözlü gnayslardaki fedispat, kuvars ve mikalarda gözlenen mikroyapılar, daha önceden öne sürülen almandin-amfibolit fasiyesinin tersine, üst yeşilist-alt amfibolit fasiyesindeki fabrik gelişimi ile tutarlı olduğunu göstermiştir.

Masifte yapılan güncel yapısal çalışmalar, Ege bölgesinde geç Oligosen - erken Miyosen orojenik çökmesine eşlik eden düşük açılı, normal atımlı ayrılma fayları ve bunların taban bloğunda gelişen gerilmeli makaslama zonlarının varlığını; ve masifin bu makaslama zonları boyunca yüzeylediğini (exhumation) ortaya koymuştur (Bozkurt ve Park, 1993, 1994, 1997a ve b; Hetzel ve diğerleri, 1995a ve b; Verge, 1995; Okay ve diğerleri, 1995).

Güney Menderes masifinde yapılan bir çalışmada Bozkurt ve Park (1993, 1994, 1997a ve b) gözlü gnayslar ile metasedimanlar arasındaki dokunak ilişkisini ayrılma fayı olarak yorumlayıp, bu yapının taban bloğunu oluşturan granitik kayaçaların ilerleyen deformasyon (progressive deformation) sırasında milonitleştiklerini ve milonitleşmeyi takiben breşleşip sonunda kataklastik deformasyona uğrayarak kataklastikleri oluşturduklarını göstermişlerdir. Taban bloğunda, alttan üste doğru çok az deforme

olmuş granitler, milonitik granitler, breşleşmiş milonitler, kataklastikler ve ayrılma fayı düzleminden oluşan onlarca metre kalınlığındaki yapısal dizilim ve üst düzeylerin G-GGB ya hareket etmesi, fay düzlemi üzerinde gelişen kayma çizikleri (slip-lineations) ile lokal gerilmeli mineral lineasyonunun birbirlerine koşut uzanmalarını dikkate alarak, Yazarlar kıtasal ölçekli güneye eğimli, normal atımlı bir gerilmeli makaslama zonunun varlığını ilk defa ortaya koymuşlardır. Dokunak ilişkileri ile literatürdeki bilgileri değerlendirerek Bozkurt ve Park (1994) bu makaslama zonunun ve ilgili deformasyonun yaşının erken Oligosen ile (milonitlerin protoliti olan granitlerin kestiği bölgesel S₁ foliyasyonun yaşı) ile erken Miyosen (milonitik granitleri diskordans ile üzerleyen metamorfizmaya uğramamış en yaşlı birim) arasında değiştiğini dolayısıyla geç Oligosen olduğunu ileri sürmüşlerdir.

Yazarlar gerilmeli makaslama zonundaki deformasyonu Batı Anadolu'da kıtasal gerilmelinin başlangıcı olarak kabul edilen Geç Oligosen-Erken Miyosen zamanında, orojenin gerilme sonucu çöküşüyle korele edilmiştir. Sonuç olarak Menderes Masifi'nin güney kesimlerindeki granitik plütonun milonitleşmesi, batı çöküşüne eşlik eden bir gerilmeli makaslama zonunun yüzeylemiş taban bloğu olarak yorumlanmış ve masifin bir çekirdek kompleksin evrimindeki erken evreyi temsil edebileceği söylenmiştir (Bozkurt, 1994a; Bozkurt ve Park, 1994a ve b). Böylece güney Menderes Masifi'nde Tersiyer yaşlı bir deformasyonun ve metamorfizmanın varlığı ortaya konmuştur. Masifte yapılan bu ilk mikrotektonik çalışma (Bozkurt, 1994a, b) Tersiyer yaşlı bir gerilmeli makaslama zonunun varlığını ortaya koymasına karşın oldukça lokal olup makaslama zonunun yanal devamı ve alt dokanağı hakkında herhangi bir veri ortaya koyamamıştır.

Daha güncel bir çalışmada Hetzel ve Reischmann (1996) makaslama zonun ve deformasyonun daha yaşlı olduğunu [Ar-Ar muskovit yaşı 43-37 My (Eosen)] tartışmasız bir şekilde ortaya koymuşlardır. Benzer yaşlar (Rb-Sr Mika yaşı) milonitik

deformasyonun son safhalarında oluşan mika kitapçıklarından (mica books) alınmıştır (bu çalışma).

Merkezi submasifin kuzey kanadında, Alaşehir grabeninin güney kenarı boyunca Hetzel ve diğerleri (1995b) daha önce Evirgen ve Ataman (1981, 1982) tarafından oldukça iyi çalışılıp haritalanan fakat gerek oluşum mekanizması gerekse tektonik önemi tartışılmayan milonitik zonu yapısal bir çalışma yaparak, kuzeye düşük açı ile eğimli, milonitler ile Neojen sedimanları arasındaki dokunağı oluşturan ayrılma fayının varlığını ve bu fayın taban bloğunda milonitlerin oluşmasında sorumlu üst düzeylerin K-KKD hareket ettiği gerilmeli normal atımlı bir makaslama zonunun varlığını tesbit etmişlerdir. Yazarlar, ayrıca fayın taban bloğunda yer alan Sinancılar granitoidinin deformasyonla yaşıt olup sintektonik olarak sokulduğunu ve deformasyonun ilerleyen safhalarında deforme olduklarında göstermişlerdir.

Kuzey submasifte benzer yapısal çalışma Verge (1995) tarafından yapılmış, yine bu çalışmada kuzeye eğimli ayrılma fayı ve taban bloğunda üst düzeylerin K-KKD ya hareket ettiği normal atımlı gerilmeli bir makaslama zonunun varlığı ortaya konmuştur.

Hetzel ve diğerleri (1995a) Alaşehir grabeninin kuzey kenarında ve Küçük Menderes grabeninin hemen kuzeyinde yaptıkları çalışma ile Bozkurt ve Park (1994) ın çalışmasını dikkate alarak, Menderes Masifinin kuzeye ve güneye eğimli iki ayrılma fayının taban bloklarında yüzelediğini, ve bu bağlamda tamamı dikkate alındığında Menderes Masifinin tipik bir simetrik çekirdek kompleks olduğunu idda etmişlerdir. Fakat, güneyde submasifteki deformasyonun daha yaşlı olduğu ve bu çalışmanın sonuçları dikkate alındığında, Hetzel ve diğerlerinin (1995a) yaptığı yorumun masifin günümüzdeki görüntüsünü yansıtmadığı ortaya çıkacaktır.

2. STRATİGRAFİ ve PETROGRAFİ

Raporun bu bölümünde Güney Menderes Masifi'nde Beşparmak Dağlarının güney yamacı boyunca yüzeyleyen kaya birimleri tanımlanıp, bu birimler arasındaki dokunak ilişkileri saha gözlemleri ile aktarılacaktır.

Güney Menderes Masifinde yüzeyleyen kaya birimleri, litolojik özellikleri ile dokunak ilişkileri, ve bu çalışmanın amacı dikkate alındığında başlıca üç grup altında toplanabilir: (1) metasedimanlar, (2) granitik gözlü gnayslar, ve (3) metamorfikleri diskordansla üzerleyen Neojen sedimanları ile alüvyonlardır.

2.1. Metasedimanlar

Güney Menderes Massifinde metasedimanlar oldukça geniş bir bölgede yüzeyleyen ve literatürde örtü şistleri ile örtü mermerleri olarak bilinen birimlerdir. Bu çalışma sırasında sadece örtü şistlerinin gözlü gnayslara yakın olan kesimlerinde çalışma yapıldığından özellikle mermer örtüsüne dahil olan kayalar anlatılmayacaktır. Örtü şistlerinin yapısal olarak altta bulunan gözlü gnayslarla olan dokunak ilişkileri konkordan olduğu gibi, kesme ilişkileri de yaygın olarak gözlenir. İki birim arasındaki dokunak Güney Menderes Masifi genelinde metasedimanların en karakteristik yapısal ve fiziksel özelliği olan bölgesel foliyasyona paraleldir. Ancak kesme ilişkilerinin geliştiği yerlerde gözlü gnaysların granitik protoliti şistlerin bölgesel foliyasyonunu kesip diskordan ilişkiler sunar. Daha önce yapılan detay çalışmalarda bu dokunağın güneye orta eğimli, gerilmeli bir makaslama zonu olduğu ortaya konmuştur (Bozkurt ve Park, 1995, 1997a ve b). Raporun tartışma bölümünde gözlü gnayslarla örtü şistleri

arasındaki dokunak ilişkisi ve bu dokunağın tektonik önemi ayrıca detay olarak tartışılacaktır.

Bu çalışmanın ana temasını gözlü gnayslar ve onlarda gelişen özellikle mikroyapıların tektonik ve metamorfik önemi oluşturduğundan metasedimanlar (örtü şistleri) kısaca anlatılacaktır.

Örtü şistleri genelde mika ve uzamış (elongated) kuvars minerallerinin yönlü dizilimleriyle ifade olan iyi gelişmiş bölgesel bir foliyasyon ve yaklaşık KKD-GGB yönlü mineral lineasyonu (stretching lineation) ile karakterize edilirler.

Güney Menderes Masifinde örtü şistleri birbirlerine yatay ve düşey geçişli olan değişik litolojilerden oluşur. Bunlar alttan üste doğru önemli semipelitik gnayslar (alt kesimlerde stromatik migmatitler şeklindedir), semipelitik-pisamitik gnays ardalanması, psamitik şistler, iki mikali şistler, fillitler ve mermerler.

2.1.1. Semipelitik Gnayslar

Güney Menderes Masifinde metasedimanların (örtü şistleri) yapısal olarak en alttaki litolojileridir. Karakteristik olarak koyu-açık yeşil renkli fakat mika içeriğine göre mat veya parlak görünümlüde olabilirler. Bölgesel foliyasyonun yanı sıra mika pulcuklarının paralel dizimleri sonucu oluşmuş lepidoblastik fabrik karakteristik özelliklerindedir. Lepidoblastik doku koyu yeşil renkli biyotitlerin dizimleri sonucu özellikle alt kesimlerde daha da netlik kazanmıştır. Özellikle gözlü gnayslara yakın kesimlerde açık renkli kuvars düzeyleri ile koyu renkli mika düzeylerinin bir kaç milimetre ile birkaç santimetre ölçeğinde ardalanması sonucu oluşmuş gnaysik doku (gneisso texture) gerek saha gözlemlerinde mezo ölçekli gerekse laboratuvarında mikroskop ölçeğinde karakteristik olarak gelişmiştir. Bölgesel foliyasyon mika minerallerinin yoğunlaştığı alanlarda oldukça iyi gelişmesine karşın, kuvars minerallerinin

yoğunlaştığı düzeyler daha masivdir. Gözlü gnayslarla olan dokunakları boyunca, semipelitik gnayslar gözlü gnaysların içinde anklav olarak bulunurlar.

Semipelitik gnaysların mineral bileşimleri protolit kayacın ilksel kimyasına bağlı olarak oldukça değişkenlik sunmasına karşın tüm örneklerde mika (biyotit ve daha az miktarda muskovit), kuvars, plajyoklas, ve yer yer de granat mineralleri ana bileşenleri oluştururken, apatit ve sfen aksesuar (accessory) minerallerdir. Granat mineralinin büyüdüğü kesimlerde kayaç tipik porfiroblastik dokulu olup; bu doku içerisinde mikaca zengin matriks foliyasyonu iri, granat profiroblastlarını sarar. Gerek saha gözlemlerinde gerekse laboratuvar çalışmalarında granat minerallerinin karakteristik özelliklerinden biri olan S-şekilli kuvars inklüzyonları (inclusions) ile kayacın ana foliyasyonu arasındaki ilişki (S-şekilli inklüzyonlar ana foliyasyona geçişli) granat profiroblastlarının “sin-tektolik” olarak geliştiklerini göstermektedir. Mika minerallerinin (001) düzlemleri ve yassılaştırmış (elongated) kuvars minerallerinin uzun eksenlerinin paralel dizilimleri kayacın ana foliyasyonunu tanımlar. Kayaç, foliyasyona paralel kuvars (Q-domain) ve mikaca zengin (P-domain) düzeylere ayrılarak sahada gözlemlenen gnays dokusunun mikroskop altındaki yansımasını oluşturur.

2.1.2. Stromatik Migmatitler

Güney Menderes Masifi genelinde semipelitik gnaysların özellikle yapısal olarak alt kesimlerinde veya granitik gözlü gnaysların dokunağına yakın alanlarda, lökokratik granitik düzeyler (layers) (leucosome veya lit-part-lit intrusion of granite) içeren stromatik migmatitler lokal olarak oldukça karakteristiktir. Genelde yanal olarak devamsız, foliyasyona paralel lökosom düzeyleri ile ardalanmış ve şist düzeylerinin lökosomlarla olan sınırları boyunca kalınlığı bir kaç milimetre olan çok koyu renkli mikalardan oluşan melanosom veya restitler migmatitlerdeki önemli saha gözlemleridir.

2.1.3. Pisammitik Şistler

Pisamitik şistler Güney Menderes Masifinde semipelitik gnaysların hemen üzerinde pisamitik şist ve semipelitik şist araldanması ile başlayan ve daha sonra tamamen tipik beyaz-kirli beyaz-krem renkli pisamitlere geçen isitifin en belirgin ve karakteristik litolojisidir. Mika minerallerinin özellikle biyotitin oksidasyona uğradığı kesimlerde kırmızımsı bir görünüm de kazanmışlardır. Tipik olarak bi-minerallik olup, bol miktarda kuvars ve göreceli olarak az miktarda mika minerallerinden oluşurlar. Foliyasyon örtü şistlerinde diğer litolojilere göre daha az gelişmiş olmasına karşın mika minerallerinin yoğunlaştığı yerlerde daha netlik kazanmıştır. Mikaların düzensiz dağıldığı yerlerde, pisamitik şistler monoton benekli (salt and pepper appearance) bir görünüm kazanır.

Petrografik olarak pisamitik şistler saha gözlemlerini destekler şekilde, bol miktarda kuvars, az miktarda plajioloklas ve mikalardan, aksesuar mineral olarak da apatit'den oluşmuştur. Mika mineralleri yapısal olarak alt kesimlerde genelde biyotit üst kesimlerde is muskovitten oluşur.

2.1.4. İki Mikalı Şistler

Pisamitik şistler üzerlerine gelen semipelitik şist düzeyi ile mikalı şistlere geçer. Güney Menderes Masifindeki en yaygın litoloji mikalı şistlerdir. Bu birim birbirleri ile yanal ve düşey geçiş sunan değişik litolojilerden (mikalı şist, pisamitik şist, granat-mikalı şist ve kalkşist-mermer) oluşmaktadır. Tipik olarak lepidoblastik dokulu olan mikalı şistler mika minerallerinin (biyotit-muskovit mineralleri) (001) düzlemleri ile uzamış kuvars minerallerin uzun eksenlerinin birbirlerine paralel olarak tercihli dizilimleri (preferred orientation) ile oluşmuş ve çok iyi gelişmiş bölgesel foliyasyon ve mineral lineasyonu ile karakterize edilirler. Gerek foliyasyon gerekse lineasyon

pisammitik şistlerde daha az belirgin olup, mika minerallerinin yoğunlaşmasına göre netlik kazanmaktadır. Granatların olduğu alanlarda kayaç tipik porfiroblastik dokulu olup, iri granat porfiroblastları ince taneli mika matriksi tarafından sarılırlar. Porfiroblastik granat şistler tipik olarak koyu yeşil-kahvengi renklidirler.

Petrografik olarak mikalı şistlerde biyotit, muskovit, kuvars, plajyoklas ve geliştiği yerlerde granat ana bileşenleri, sfen ise aksesuar minerali oluşturmaktadır. Semipelitik gnaylarda olduğu gibi granatlarda S-şeklinde kayacın ana matriks foliyasyonuna geçen inklüzyonlar gelişmiştir. Bu özellikleri granatların sin-tektonik olarak büyüdüklerini, matriks foliyasyonun porfiroblastları sarması ise granat porfiroblastların büyümesini takiben deformasyonun devam ettiğine (progressive deformation) işaretler. Q- ve P-düzeylerinin ardalanmasından oluşan gneisso doku özellikle yapısal olarak alt kesimlerde karakteristiktir. Mikalı şistlerin ana minerallerinden olan granat ve mika minerallerinin tane boyu yapısal olarak üst kesimlere gidildikçe gözle görülür bir küçülme göstermektedir. Ayrıca biyotit mikalı şistlerin yapısal olarak alt kesimlerinde oldukça yaygın ve iri olmasına karşın üst düzeylere doğru gözle görüklür bir azalma sunarlar. Gneisso doku, biyotit miktarındaki azalma, ve mineral tane boylarındaki küçülme, üst düzeylere doğru metamorfizma derecesinin azaldığının bir işareti olarak değerlendirilebilir. Bahsi geçen ana bileşenlerin dışında iki mikalı şistler volkanik kökenli granat amfibolitler ve muhtemelen semipelitik-pelitik şistlerle oldukça yaygın olarak ardalanmış mermer düzeylerinden kaynaklanma olasılığı yüksek Ca-metasomatizmasına bağlı olarak geliştiği düşünülen hornbilit-, clinozoit- veya hornbilit-granat şistleride içerir. Petrografik özelliklerine ve mineral içeriğine göre iki mikalı şistlere değişik isimler verilebilir: granat-iki mikalı şist, feldispat şist, hornbilit-granat şist, hornbilit şist, muskovit-albit-kuvars-klinozoisit şist, grafitik albit-klorit-muskovit şist.

Mikalı şistlerin içinde yer alan yer yer gerek lens gerekse kalın düzeyler şeklinde gözlenen pisamitik şistler yukarıda açıklanan biminerallik özellikleri göstermekle beraber bu kesimlerde biyotit yerine muskovit daha yaygın olarak gelişmiştir.

2.1.5. Fillitler

Fillitler, örtü şistlerinin en üst kesimlerinde yer alırlar. Mika minerallerinin bir birbirlerine paralel dizilimleriyle oluşan çok iyi bir şiztozite sunarlar. Genelde tipik yeşil ve gri renkleri dikkat çekmesine rağmen grafitin olduğu kesimlerde tipik olarak parlak ve siyah renklidirler. Bu birim içinde de yaygın olarak kalkışt bantları ve kuvars podları gelişmiştir. Kuvars podlarının olduğu kesimlerde budinleşme karakteristiktir. Fillitler tipik olarak, grafit, klorit, kuvars, muskovit ve opaklardan oluşur. Tüm örneklerde, kayaç mika minerallerinin paralel dizilimleriyle karakterize olan tipik, iyi gelişmiş foliyasyon sunar.

2.1.6. Mermerler

Mermerler (kalkıştler) de masifte oldukça yaygın olan birimdir. Şist örtüsü içerisinde yer alan yüzlekleri genelde lens ve bant şeklinde veya diğer litolojilerin içerisinde ardaşımli olarak yer alırken; yapısal olarak alt kesimlerde foliyasyon ilksel katmanlanmaya yaklaşık paralel gelişmiş ve genelde mika minerallerinin yoğunlaşması ile tanımlanırken diğer kesimlerde (yapısal olarak üst düzeylerde) kayaçtaki ilksel tabakalanma oldukça net olarak gözlenmiştir. İki mikalı şistlerin içinde ardalanan değişik kalınlıktaki düzeylerin dışında mermerler fillitlerin üzerinde oldukça kalın ve masiv bir düzey oluşturur. Genelde koyu gri renkli olup, mineral lineasyonu özellikle yapısal olarak alt kesimlerde iyi gelişirken ve genelde mika minerallerinin birbirlerine paralel dizilimleriyle tanımlanır.

Metasedimanlar içinde değişik düzeylerde gelişen mermerler, genelde kalsit mineralinden, az miktarda da muskovit ve/veya biyotit, kuvars, plajjoklas, yer yer de grafitten oluşur. Yapısal olarak alt kesimlerde klinozoisite de rastlanılmıştır. Mika minerali olarak, yapısal olarak alt düzeylerde biyotit (bazen muskovit ile birlikte), üst düzeylerde ise muskovit bulunur.

2.1.7. Sonuç

Petrografik, dokusal, mikroyapısal ve saha gözlemleri, metamorfizma koşullarının yapısal olarak alt kesimlerde üst-orta amfibolit fasiyesi koşullarına, üstte doğru azalarak yeşilşist fasiyesine kadar değişen koşulların etkin olduğu bölgesel Barrovian tipli bir metamorfizmayı göstermektedir (Bozkurt, 1996). Metamorfizmanın kilmaks (climax) dönemlerinde gözlü gnaysların köken kayaçaları “remobilize” olmuş ve metasedimanlara konkordan bir şekilde sokulmuşlardır (Bozkurt, 1996; Bozkurt ve Park, 1997b).

2.2. Gözlü Gnayslar

Güney Menderes Masifinde oldukça geniş yüzlekler veren “granitik milonitler” literatürde oldukça yaygın olarak kullanıldığı ve okuyucu tarafından ne kast edildiği iyi algılandığı için gözlü gnayslar olarak tanımlanmıştır. Bu kayaçlar kirli beyaz-krem renkli olup, kayaçta mika oranının (özellikle biyotit) artmasına bağlı olarak daha koyu renkli de olabilirler.

Gözlü gnayslar dinamotermal metamorfizmaya uğramış, orta eğimli, az gelişmiş milonitik (crude) foliyasyon, iyi gelişmiş K-KKD gidişli uzamış mineral lineasyonu (stretching mineral lineation) gösteren tipik milonitik granitlerdir. Kayaçta iyi gelişmiş

lineasyon genelde mika mineralleri, asimetric feldispat porfiroklastlarının uzun eksenleri ve uzamış kuvars şeritlerinin (quartz ribbons) uzun eksenleri boyunca paralel-yarı paralel uzanımlarıyla temsil edilirler. Oldukça iri asimetric feldispat megakristalleri (porfiroklast veya göz/augen) ile karakterize olan gözlü gnayslar blastik porfiroklastik dokulu olup, bu doku içerisinde orta-ince taneli ve daha plastik davranan matriks feldispat gözlerini sarar. Feldispat porfiroklastlarının uzun eksenlerinin boyu değişken olmasına karşın, 7-8 cm ye kadar ulaşabilir. Deformasyonun yeğin olduğu alanlarda (areas of higher strain) feldispat porfiroklastları asimetric gözlere dönüşmüş, diğer alanlarda (areas of lower strain), ise feldispatların ilksel euhedral formlarını korudukları görülmüştür. Gözlü gnaysların özellikle üzerlerindeki örtü şistleriyle olan dokunaklarına yakın kesimlerde karakteristik olarak siyah turmalin minerali bulunmaktadır.

Gözlü gnayslar yer yer, özellikle metasedimanlara yakın olduğu alanlarda veya bu iki birimin dokunağı boyunca yaygın olarak örtü şistlerden türemiş anklavlar içerirler. Metsedimanların sınıra yakın alanlarda stromatik migmatit karakterinde olması ve aynı zamanda semipelitik gnaysların gözlü gnaysların içinde anklav şeklinde bulunması kısmı ergimenin bir işareti olarak değerlendirilebilir.

Oldukça yeğin deformasyona uğramış gözlü gnayslar, genelde iri feldispat (potas feldispat ve plajiolklas), biyotit, muskovit ve kuvarstan oluşur. Yer yer turmalin ve granat da gözlenmiştir. Zirkon, apatit ve sfen aksesuar mineraller olarak bulunurlar. Mikroskop altında foliyasyon özellikle mika minerallerinin (001) düzlemlerinin ve uzamış kuvars mineralleri ile kuvars ribonlarının paralel dizilimleriyle oldukça iyi gelişmiştir. Yukarıda da bahsedildiği gibi, kayaç mikroskop altında da blastomilonitik dokulu olup, bu doku içerisinde biyotit, muskovit, kuvars, K-feldispat ve plajiolklas dan oluşan orta-ince taneli ve daha plastik davranan matriks iri asimetric feldispat porfiroklastlarını sarar.

K-feldispat, kayacın en önemli bileşenidir. Hemen hemen tüm örneklerde K-feldispatlar mikropertitik dokulu olup tipik polisentetik ikizlenme daha küçük yeniden kristalleşmiş subgrainlerde gelişmiştir. Yer yer mikrokilin de görülmüştür. Plajioloklas K-feldsparlar kadar olmasada kayacın önemli bileşenlerindedir. Tipik Albit ikizlenmesinin yanı sıra, Carlsbad-Albit ikizlenmesi birlikte gelişmiştir. Mekanik kökeni belirten periklin ikizlenmesi (pericline twining) de bazı örneklerde karakteristik olarak gelişmiştir. Kuvars, kayaç içinde "Type 4 quartz ribbons" iri profiroklast veya matriks foliyasyon içerisinde yeniden kristallenmiş taneler olarak yer alır. Bazı örneklerde gözlenen kuvars porfiroklastları genelde polgonal taneler olarak yeniden kristallenmişlerdir. Granatlar çok az sayıdaki örnek te gözlenmiştir. Fakat Yatağan kuzeyinde Masifin diğer kesimlerine göre granatların daha yoğun olduğu söylenebilir. Genelde porfiroklast olarak gelişen granatlar, bu özelliklerinden dolayı gözlü gnaysların köken kayacı olarak kabul edilen granitlerden gelen magmatik granatlar olarak yorumlanabilirler. Muskovit ve biyotit ler yeniden kristallenip kayaçtaki mikroyapı ve foliyasyonu kontrol ederken, özellikle biyotitler pretektonik kristaller olarak da korunmuşlardır.

Gerek sahada diğer birimlerle olan dokunak ilişkileri gerekse yüzlek (outcrop) ölçeğinde ki genel görünümler dikkate alındığında, Güney Menderes Masifinin Yatağan kuzeyinde Yatağan-Çine yolu boyunca yapılan çalışmada gözlü gnaysları iki grup altında toplamak mümkündür:

- (1) Genelde az deforme olmuş, ince taneli, iri, "retort-shaped" feldispat profiroklastları ve bunları saran ince taneli plastik matriksten oluşan granitik milonitler. Feldispat porfiroklastları kayaçta tipik göz yapısını oluşturur. Yapısal anlamda değerlendirildiğinde "çekirdek-ve-manto yapısı" olarak adlandırılabilen bu yapı içerisinde çekirdek tek bir

feldispat tanesinden oluşmaktadır. Kayacın foliyasyonu ve gerilmeli mineral lineasyonu yapısal olarak dokunaktan uzaklaştıkça belirginlik kazanmasına karşın yukarıda detay olarak verilen gözlü gnayslara göre oldukça kaba (crude) gelişmiştir. Saha ilişkileri ve deformasyon sitali dikkate alındığında, bu granitlerin göreceli olarak daha genç oldukları düşünülmektedir.

- (2) Yukarıda gerek saha özellikleri gerekse petrografik özellikleri detay olarak verilen gözlü gnayslar. Masifin bu kesiminde gözlü gnayslar yine tipik profiroklastik dokulu olup “çekirdek-ve-manto-yapısı” ile karakterize olmuşlardır. Bu yapı içerisinde çekirdek taneleri genelde tek bir feldispat mineralinin yerine irili-ufaklı birden fazla dinamik yeniden kristalleşmeye uğramış feldispatlardan oluşur. Ayrıca bir çok kesimde feldispat porfiroklastları uzamış ve yassılaştırmış (elongated-flattened) ve kayadaki ana foliyasyona paralel konum kazanmışlardır.

Bu çalışmada net olarak gözlenilmemesine karşın, daha az deforme olmuş granitik milonitler yeğince deforme olmuş gözlü gnaysları keser konumdadır. Deformasyon sırasındaki hareket yönlerinde farklı olduğu bu iki tür milonitlerin tektonik önemi ilerideki Tartışma Bölümünde irdelencektir.

2.3. Neojen Sedimanları

Çalışma alanında Milas-Yatağan arasında, özellikle Yatağan civarında Neojen birimleri oldukça karakteristiktir. Çalışma amacının dışında kaldığı için Neojen birimleri bu aşamada incelenmiştir. Aşağıda verilen bilgiler eldeki literatürün bir özeti niteliğindedir.

Neojen çökelleri litolojik ve stratigrafik özelliklerine göre başlıca iki birimden oluşmaktadır: (1) Eskihisar formasyonu ve (2) Yatağan formasyonu.

Eskihisar formasyonu göl ve akarsu kökenli çökellerden oluşur. Aldukça değişken olmasına karşın alttan üstte doğru birimin başlıca litolojileri şunlardır: bol mikalı kaba taneli kil, kum ve çakıltası ar dalanması, humuslu kil, killi linyit, beyaz-gri renkli tüfitler, kalın kömür katmanı (10 m civarında), killi kireçtaşı ve kireçtaşı. Bu birim alttaki metamorfik kayalar bir uyumsuzlukla üzerlerken, Yatağan formasyonu tarafında açılı bir uyumsuzlukla üzerlenir. Eskihisar formasyonunun değişik düzeylerindeki fosil topluluklarına göre birimin yaşı orta Miyosen olarak belirlenmiştir (Atalay, 1980). Ancak Eskihisar sporomorf topluluğunun yaş konağının aşağıya çekildiği düşünüldüğünde Eskihisar formasyonun yaşı bu çalışmada erken Miyosen olarak kabul edilmiştir.

Yatağan formasyonu bölgedeki en yaygın birimdir ve turuncu rengi ile oldukça karakteristiktir. Genelde tuf, silt, kum, kil, marn ve çakıltası ar dalanmasında oluşan akarsu nitelikli karasal bir istif ile bol gastropod fosilli tüfit, kil, marn ve kireçtaşından oluşan gösel bir istif ile temsil olunur. Kendisinden yaşlı birimleri bir diskordansla üzerleyen Yatağan formasyonu tavanda genç alüvyonlarla açılı uyumsuzlukla üzerlenir. Fosil içeriğine göre birim yaşı Üst Miyosen olarak belirlenmiştir (Atalay, 1980).

2.4. Alüvyonlar

Çalışma alanında alüvyonlar iri taneli havza kenarı (alüvyon yelpazesi, alüvyon önlüğü ve taşkın ovası çökelme ortamları) ve havza ortası (menderesli akarsu ovası) depolanma sitemleri olmak üzere başlıca iki ana sedimantasyon sisteminde oluşmuşlardır.

Alüvyonlar yamaç breşleri, alüvyon yelpazeleri, alüvyon önlüğü ve menderesli akarsu sedimanlarından oluşur. Beşparmak dağlarının güney eteklerinin yüksek kesimlerden doğup güneye doğru akan dereler yamaç eğiminin birden bire azalması nedeniyle taşımış oldukları yükü çökelterek çok sayıda değişik boyutta alüvyon yelpazesini oluşturmuşlardır. Başlıca seçilmiş, gevşek tuturulmuş çakıl, kum, silt ve kilden oluşan alüvyon yelpazelerinde tane boyu yelpazelerin distal kesimlerine doğru incelerek küçülür.

3. YAPISAL JEOLJİ ve DEFORMASYON

Güney Menderes Menderes Masifi'nin bu kesiminde yapılan çalışmada 5 ayrı deformasyon fazı (D₁-D₅) tesbit edilmiştir. Deformasyon fazlarından D₁-D₂ örtü şistlerini, D₃-D₄ gözlü gnaysları, D₅ ise tüm masifi etkilemiştir. Bu fazlardan D₃-D₄ projenin amacı çerçevesinde kaldığından detay olarak irdelenirken diğer fazlar kısaca özetlenecektir.

3.1. D₁ ve D₂ Deformasyonları

Güney Menderes Menderes Masifi'nde oldukça geniş alanlarda yüzlekler veren metasedimanlar (örtü şistleri) düzlemsel (foliyasyon) ve linear (mineral lineation) bileşenleri olan tipik L-S tektonitlerdir (L-S tectonites). Örtü şistlerinde göze çarpan en önemli yapı olan bölgesel foliyasyon (S₁) köken kayacındaki (protolith) orijinal katmanlanmaya (S₀) koşut veya yarı koşut (parallel or subparallel) oluşmuşlardır. Genelde KB-GD veya BKB-DGD gidişli foliyasyon, F₂ kıvrımlarından dolayı kuzeye ve güneye ortaç eğimlidirler. Genelde foliyasyon doğrultusu lokal sayılabileceklerin dışında değişim sunmaz. Metasedimanlaraki foliyasyon, özellikle semipelitik gnayslarda ve yapısal olarak alt kesimlerde kompozisyonal foliyasyon şeklinde de gelişmiş ve tipik "P-" ve "Q-domain" leriyle ifade edilmiştir.

Metasedimanlarda görülen KKB- ve KKD gidişli L₁ mineral lineasyonu kıvrımların buldukları kanatlarına göre kuzeydoğu ve güneybatıya ortaç dalımlı yapılarıdır. Lineasyonunun doğrultusu litolojik dokunaklar boyunca bir değişiklik sunmaz ve genelde mika ve kuvars minerallerinin birbirlerine koşut dizilimleri ile temsil olunur.

F_1 kıvrımları metasedimanlarda özellikle karbonatların yoğun olduğu birimlerde ve semipelitik-pelitik kayalarda oldukça iyi gelişmişlerdir. Genellikle “intrafolial” kıvrımlar şeklinde gelişen yapılar, uygun litolojilerde çok iyi gelişmiş aksiyal düzlem foliyasyonu (S_1 ; axial plane foliation) sunarlar. Geliştiği yerlerde kıvrım eksenleri lokal mineral lineasyonuna paralel veya yarı paralel uzanmışlardır. Kimi yerlerde “shear folds” şeklinde de geliştikleri gözlemlenmiştir. Kıvrım eksenlerinin bakışım yönünde olduğu gibi F_1 intrafolial kıvrımlarının geometrisi (genelde S- ve Z- şeklinde) hareket yönü vermekte önemli bir özellik olup tamamı üst düzeylerin kuzeye doğru hareket ettiğini gösterir.

Özellikle karbonatların yoğun olduğu kesimlerde F_1 kıvrımları budinleşme ile gelişmişlerdir. Budinler genelde competent karbonat ve incompetent semipelitik düzeylerin aralandığı kesimlerde oldukça iyi gelişmiş olup foliyasyona dik sıkışmayı ve foliyasyona paralel genişlemeyi gösterir. Budinlerin kıvrımlanmadan etkilenmemiş olmaları, F_1 kıvrımları ile budinlerin aynı deformasyonun sonucu geliştiğinin bir göstergesidir.

Metasedimanlarda bölgesel ölçekli ikinci büyük yapı S_1 foliyasyonunu deforme eden yaklaşık D-B uzanımlı F_2 kıvrımlarıdır. Bu yapılar oldukça yaygın olarak gelişmiş ve metasedimanların tamamını özellikle üst düzeyleri etkilemişlerdir. Geliştiği kesimlerde S_1 ve S_0 yapılarının deformasyonuna bağlı olarak uygun litolojilerde mika minerallerinin yönlenmesi/yoğunlaşması ile sahada kolayca tanımlanan küçük kıvrımlar şeklinde S_2 krenülasyon klivajı gelişmiştir. Kuvarsca zengin kesimler kıvrımların eksenlerine yakın yerlerde (fold hinges), mika mineralleri ise kanatlarda yoğunlaşmıştır. Mika ve kuvars minerallerinin bu özellikleri klivaj gelişimi sırasında metamorfik segregasyonu mekanizmasının etkin olduğunu gösterir. Bu deformasyon sırasında gelişen S_2 foliyasyonu kıvrım eksenleri boyunca gelişirken, S_1 foliyasyonu

mikrolitonde korundu. Bu kıvrımların asimetrisi D_2 deformatyonu sırasında hareket yönünün kuzeye doğru olduğunu göstermektedir. D_1 ve D_2 deformatyonları arasındaki hareket yönünün aynı olması, bu fazların birbirleri ile ilişkili olduklarını ve progresif deformatyonun birbirini izleyen fazları olduğunu göstermektedir.

3.2. D_3 Deformatyonu

Çalışma alanında D_3 deformatyonu örtü şistlerinin yapısal olarak hemen altında yer alan ve bu birimlerden bir gerilmeli makaslama zonu ile ayrılan gözlü gnayslarda gelişen milonitik S_3 foliasyonu ve yaklaşık K-KKD gidişli G-GGB dalımlı genişlemeli mineral lineasyonu (stretching mineral lineation) ile ifade olunur.

D_3 Deformatyonuna bağlı olarak gelişmiş değişik yapılar, deformatyonun kinematiki (hareket yönü), tektonik ortamı ve yaşı aşağıda tartışılacaktır.

3.2.1. Foliasyon ve Mineral Lineasyonu

Makaslama zonunun taban bloğunda yer alan milonitik kayalar da tipik L-S tektonitlerdir (L-S tectonites). Çok iyi gelişmiş milonitik foliasyon (mylonitic foliation; S_3) ve foliasyon düzlemi üzerinde gelişmiş yaklaşık K-KKD gidişli genişlemeli mineral lineasyonu (stretching mineral lineation; L_3) milonitik kayaların en önemli özellikleridir. Planar ve lineer yapıların eğim ve dalım miktarları genelde 25° - 50° civarındadır. Daha sonraki kıvrımlanmanın etkisinden dolayı gözlü gnayslardaki milonitik foliasyonun eğim yönü doğuya ve batıyadır (Şekil 5 ve 6).

Milonitik foliasyon planar mika mineralleri (biyotit ve muskovit) ile kuvars minerallerinin paralel dizimleri ile oldukça iyi gelişmiştir. Gözlü gnayslarda, bu foliasyon rigid feldspar porfiroklastlarını sararak tipik blastomilonitik dokuyu

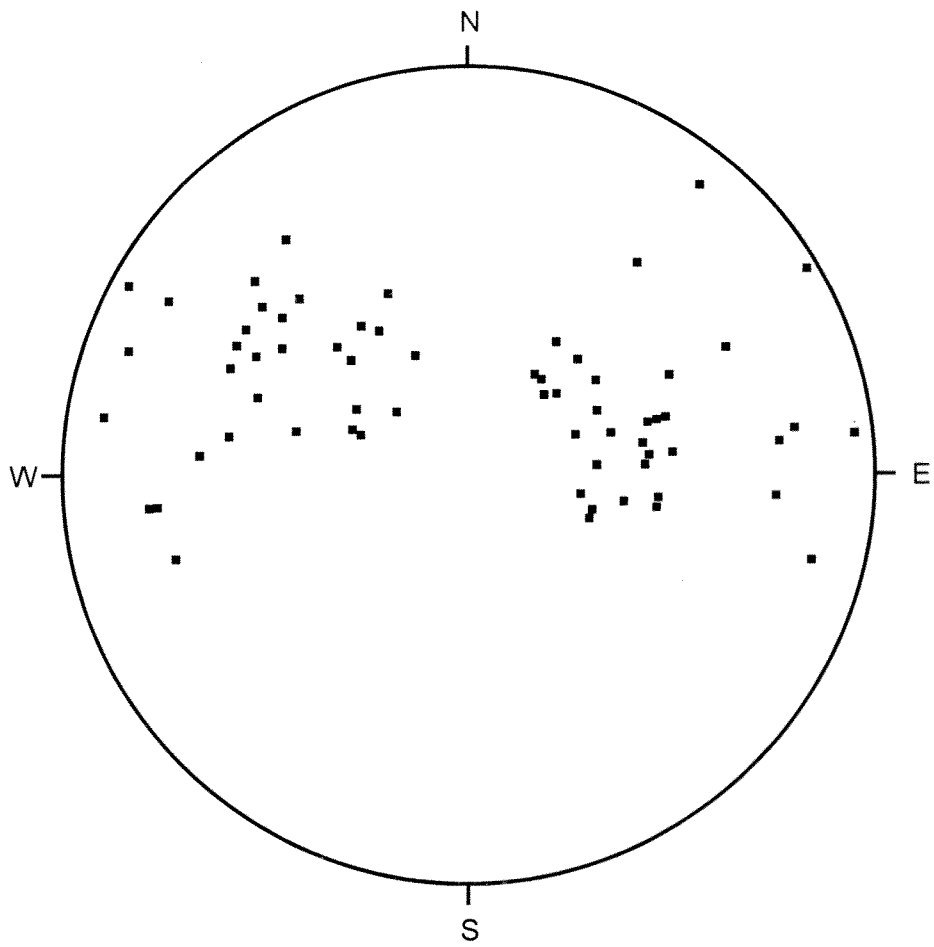


Figure 5. Pole diagram of mylonitic foliation measured from the mylonitic augen gneisses.

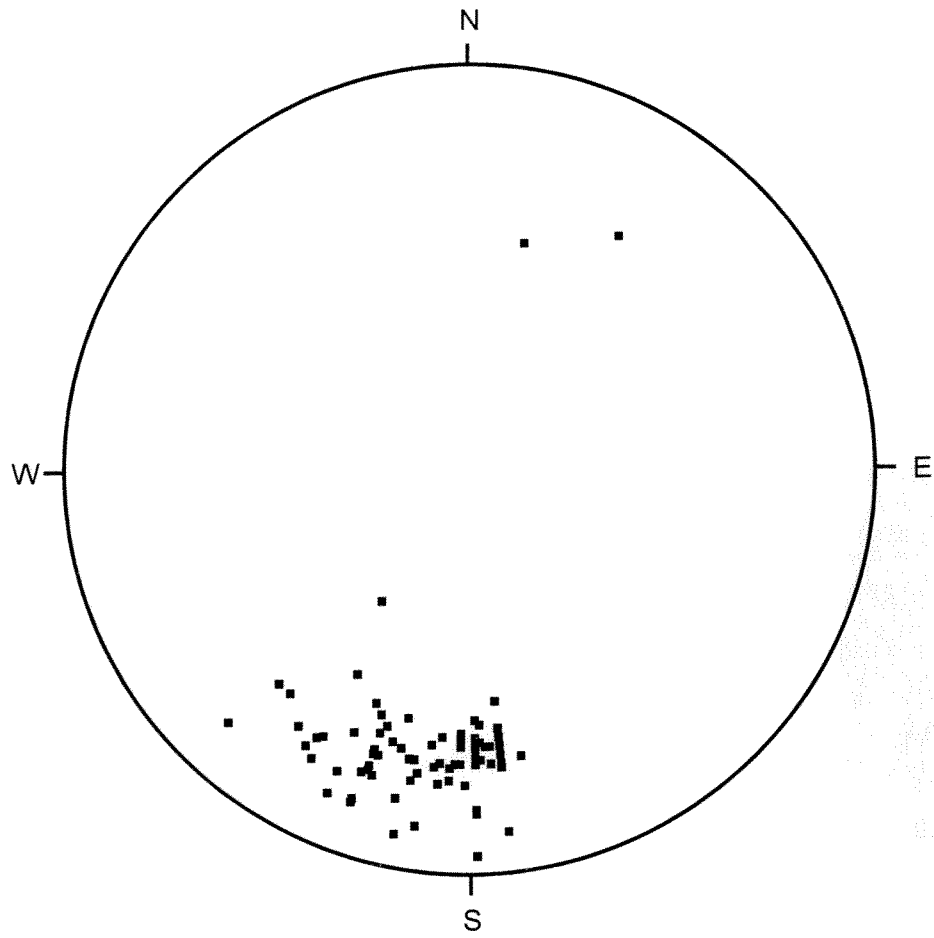


Figure 6. Pole diagram of mineral elongation lineation measured from the mylonitic augen gneisses.

oluşturmuşlardır. Gerilmeli mineral lineasyonu ise asimetric feldispat gözlerinin uzun eksenleri ile mika ve kuvars minerallerinin tercihli yönlenmesi (preferred orientation) ve birbirlerine koşut uzanımları ile tanımlanır.

3.2.2. Milonitler

Gerilmeli makaslama zonunun taban bloğunda (footwall block) kalınlığı oldukça değişken milonitik kayalardan oluşan bir zon gelişmiştir. Gözlü gnayslarla örtü şistleri arasındaki dokunaktan uzaklaştıkça yapısal olarak altta doğru granitik gözlü gnayslar tipik bir dizilim sunarlar. Milonitik kayaların dokunağa yakın yapısal olarak üst kesimleri ise dokunak boyunca gelişen kataklastik kayalardan oluşur. Kataklastikler alttaki milonitlerden türemiş olup ilişkileri geçişlidir (keskin bir dokunak görülmez). Altan üste doğru göreceli olarak az deforme olmuş gözlü gnayslar, milonitik gözlü gnayslar, breşleşmiş milonitler ve kataklastiklerden oluşan tipik bir fay yapısal sekans oluşturup, gerilmeli normal bir makaslama zonunun varlığını ve makaslama zonundaki deformasyonun sünümlüden (ductile) kırılana doğru progresiv bir değişim (progressive deformation from ductile to brittle) sunduğunu göstermektedir.

Milonitlerde foliasyon ve gerilmeli mineral lineasyonu oldukça iyi gelişmiştir. Bu kayalarda deformasyon sırasındaki kinematiği veren oldukça önemli mezo ve mikro yapılar gelişmiştir. Bu yapılar aşağıdaki bölümde detay olarak irdelenerek tektonik önemleri tartışılacaktır.

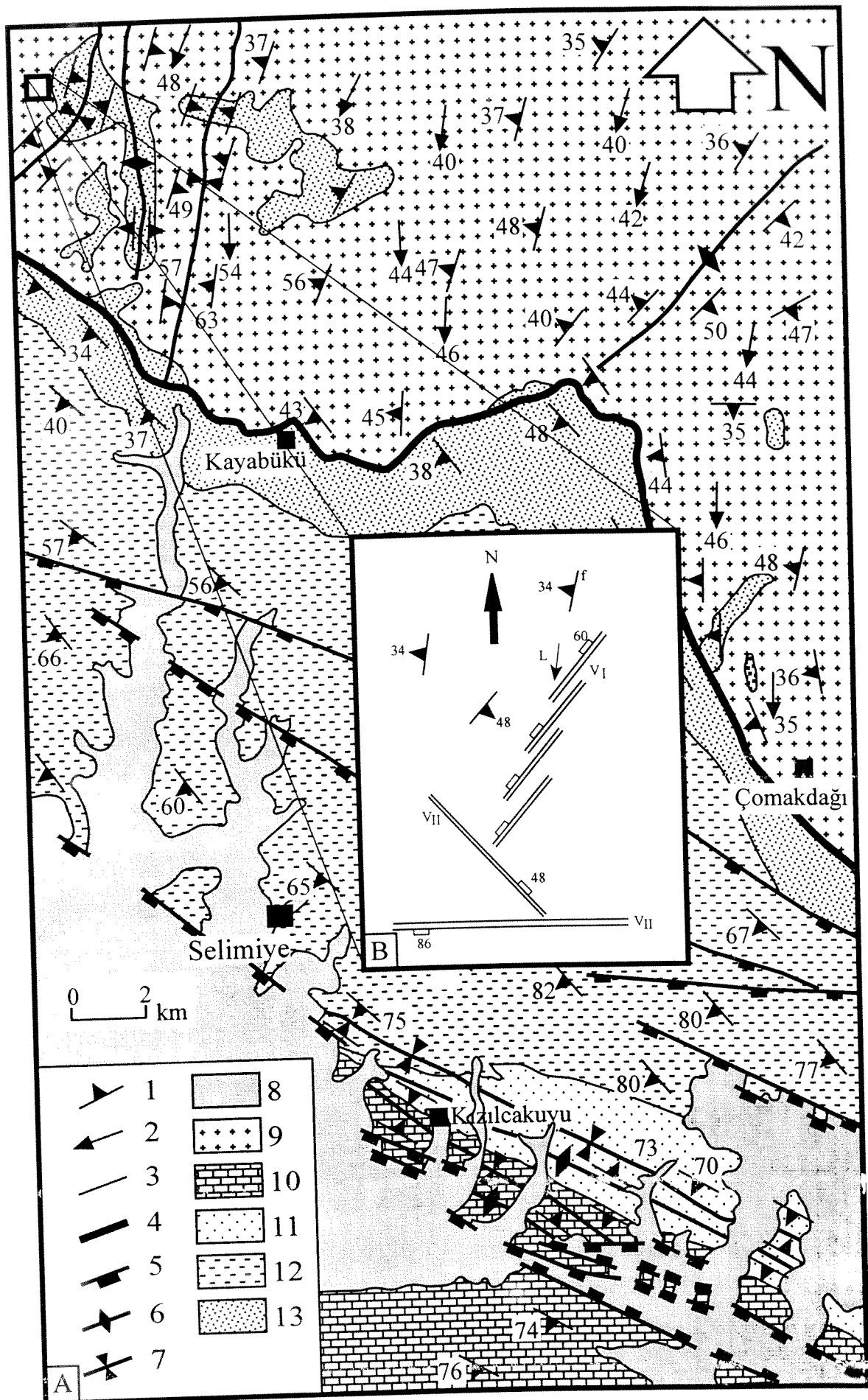
Milonitlerin üzerinde dokunağa yakın kesimlerde yer alan kataklastik kayaların geliştiği kesimlerde kırılma deformasyonunun verileri (içi dolgulu çatlaklar ve çok küçük ölçekli, cm veya mm ölçeğinde, faylar) oldukça yaygın olarak gelişmiştir. En üst kesimlerde mikroskopik kırılma (brittle) yapılar gelişmiştir. Altındaki milonitlerde gözlemlenen foliasyon ve mineral lineasyonunu deforme eden breşler ve kataklastikler

genelde foliasyon sunmazlar. Kayaç çok ince taneli kuvars, klorit, muskovitten oluşan matriks içerisinde köşeli litik ve mineral tanelerinden oluşur. Mikroskop altında oldukça yaygın gözlemlenen çatlak ve damarlar kuvars ve çoğunlukla Fe-oksit ve hidroksitleriyle doldurulmuştur.

3.2.3. Kuvars Damarları ve Pegmatiler

Kuvars damaları, özellikle gözlü gnayslarda dokunağa yakın kesimlerde milonitik fabrikleri keser konumda oldukça yaygın olarak bulunurlar. Kuvars damarları başlıca üç set halinde gelişmişlerdir (Şekil 7) : (1) KD-GB ve KB-GD gidişli damarlar. Bu damarların eğimleri orta değerden-dike kadar (40-85°) değişmektedir. Bazen konjuget (conjugate) damarlar halinde de gelişmişlerdir. Bu damarların kalınlıkları oldukça değişken olmasına karşın 50 cm den 2 m ye kadar değişmektedir. Bu damarlar boyunca milonitik foliasyonun ötelenmesi veya foliasyonun genel gidişindeki değişim kinematik belirteç olarak ta kullanılmıştır. (2) Kuvars damarlarının ikinci seti KD-GB gidişli “tension gash”lerdir. Plastik makaslama zonu boyunca “en échelon” setleri oluşturan bu damarlar planar gerilme çatlakları olup makaslama zonunun çeperleri ile 45° lik açı yaparken, maksimum sıkışma yönüne dik konumdadırlar. Milonitik dokuların üzerine gelişen ve milonitik foliyasyonu kesen bu yapılar oluşumları sırasında gözlü gnaysların plastik-kırılgan geçişinde (ductile-brittle transition) deforme olduklarını gösterirler. (3)

Figure 7. (A) Simplified geological map of the southern flank of Beşparmak Mountain around Selimiye (Milas). See Figure 4 for general location. 1- foliation; 2- lineation; 3- formation boundary; 4- southern boundary of a Tertiary extensional shear zone; 5- normal fault; 6- anticline axis; 7- syncline axis; 8- Quaternary alluvium; 9- augen gneiss; 10- dolomitic marble; 11- phyllite; 12- schist; and 13- pelitic and psammitic gneisses. For general location see Figure 1. (B) A sketched geological map showing relationships of quartz veins within the augen gneisses (not to scale). f- foliation, L- lineation, V_I- 040°/60° W trending tension gashes, V_{II}- 140°/48° E trending quartz veins, V_{III}- E-W/ 86° S trending quartz vein. Note that en-échelon arrangement of tension gashes which is consistent with an approximately N-S extension and E-W compression.



Kuars damarlarından üçüncü set, muskovit-kuvars pegmatitini de içeren D-B uzanımlı yapılarıdır. Bu damarlar sadece gözlü gnaysların üzerlerindeki metasedimanlarla olan dokunakları boyunca gelişmişlerdir. Genelde güneye doğru yüksek açı ile eğimli veya dik olan (75-90°) yapılar gözlü gnayslardaki milonitik foliyasyonu kesip deforme ederken, üstteki metasedimanlara kesinlikle geçmemektedir.

Kuars damaları ile milonitik foliyasyon arasındaki kesme ilişkileri, kuvars damarlarının kesinlikle foliyasyondan genç olduğunu gösterir. Bu ilişki iki şekilde yorumlanabilir: (1) kuvars damarları milonitik foliyasyonu oluşturan deformasyona göre genç yapılarıdır ve daha sonraki farklı bir deformasyon fazı sırasında oluşmuşlardır. Bu durumda kuvars damarlarının kesinlikle üstteki metasedimanlarında etkileyip kesmesi gerekir ki, yukarıda da belirtildiği üzere arazideki ilişkileri böyle olmadığını göstermektedir. Farklı bir deformasyonda gelişip metasedimanları kesmeleri iki ana kaya tipinin deformasyon sırasındaki davranış (rheology) farklılıklarından kaynaklanabilir. Yani granitik kayalar deformasyon sırasında daha kırılığa davranırken metasedimanlar daha plastik özelliklidirler. Fakat bu durumda kuvars damarlarının dokunak boyunca metasedimanlara doğru kamalanarak bitimlenmesi gerekir. Bu yorumu destekler hiç bir gözlem yapılmamıştır; (2) ikinci ve kuvvetle muhtemel olasılık ise, kuvars damarlarının gerilmeli makaslama zonunda deforme olan gözlü gnaysların daha kırılığa davranmaya başladığı gerilmeli makaslama zonu deformasyonunun son safhalarında oluşmasıdır.

Yaklaşık D-B uzanımlı, kalın muskovit-kuvars pegmatiti sadece bir lokalitede gözlü gnaysların içinde gözlemlenmiştir (Şekil 7). Diskordan pegmatit damarı oldukça iri mika profiroblastları (porphyroblasts) veya mika kitapçıkları (mica books) içermektedir. Bu damarda diğerleri gibi milonitik foliyasyonu kesip deforme etmiştir. D-B uzanımlı bu yapılar ayrılma fayına yakın yapısal olarak üst kesimlerde daha kırılığa yapıların oluşmasına neden olan yaklaşık D-B uzanımlı bir sıkışmayı ifade ederler. Bozkurt ve Park

(1997a) tarafından tanımlanan ve gözlü gnayslardaki milonitik foliyasyonu deforme eden yaklaşık K-G gidişli kıvrımlar bu kırılıgan yapıların (kıta kabuğu derinliklerinde plastik deformasyon) derinlik eşdeğerleri olabilirler.

Ayrıca, planar “en échelon tension gash” lerin bulunması ve çok az ve/veya hiç bir deformasyon izine rastlanılmamış olması bu yapıların dönmediğini ve sonuç olarak ta oluşumlarını takiben deformasyonun son erdiğini gösterir. Bu yorum, kuvars damarlarının gerilmeli makaslama zonu deformasyonun son safhalarında oluştuğu sonucu ile de oldukça uyumludur.

Mika kitapçıkları oldukça önemli yapılardır, çünkü deformasyondan hiç etkilenmemiş olmaları veya çok az etkilenmeleri bu yapıların deformasyon yaşının radyometrik olarak belirlenmesinde kullanılacaklarıdır. Daha önce pegmatit damarları içermeyen kayaçlarda bile makaslama zonu deformasyonuna bağlı olarak pegmatitlerin gelişebileceği vurgulanmıştır (Piasecki, 1988; Piasecki ve Cliff, 1988).

3.2.4. Deforme Olmuş Minerallerin Mikroyapıları ve Bunların Tektonik-Metamorfik Önemi

Bilindiği gibi metamorfizmaya uğrayan sedimanter kökenli kayaçlarda metamorfizma koşullarının belirlenmesinde anahtar olarak kullanılacak yeni mineral parajenezleri (mineral paragenesis) gelişmektedir. Değişik P-T koşullarına bağlı olarak progresif bir gelişim sunan mineral parajenezleri köken kayacın ilksel kimyasına bağlı olarak değişkenlik sunmaktadır. Buna karşın granitoid kayaçlarda metamorfizmaya bağlı olarak herhangi bir mineralojik değişim olmamaktadır. Granitik kayaçlardaki mineraller oldukça geniş sıcaklık ve basınç koşullarında metamorfizmaya dayanıklı olmalarına karşın, deformasyon sırasındaki metamorfizma koşullarının tahmin

edilmesinde oldukça önemli yeri olan ve özellikle feldispat, kuvars ve mikalarda mikroyapısal değişiklikler olur.

İlerideki bölümlerde Güney Menderes Masifi'nde Beşparmak Dağlarının güney yamaçlarında oldukça geniş yüzlekler veren ve köken kayaları granitik olan gözlü gnaysların ana bileşenleri feldispat (ortoklaz ve plajyoklas), kuvars ve mikalarda (biyotit ve muskovit) gelişen mikroyapılar detay olarak anlatılıp, bu yapıların gerek deformasyon gerekse deformasyona eşlik eden metamorfizma koşullarının belirlenmesindeki önemleri tartışılacaktır.

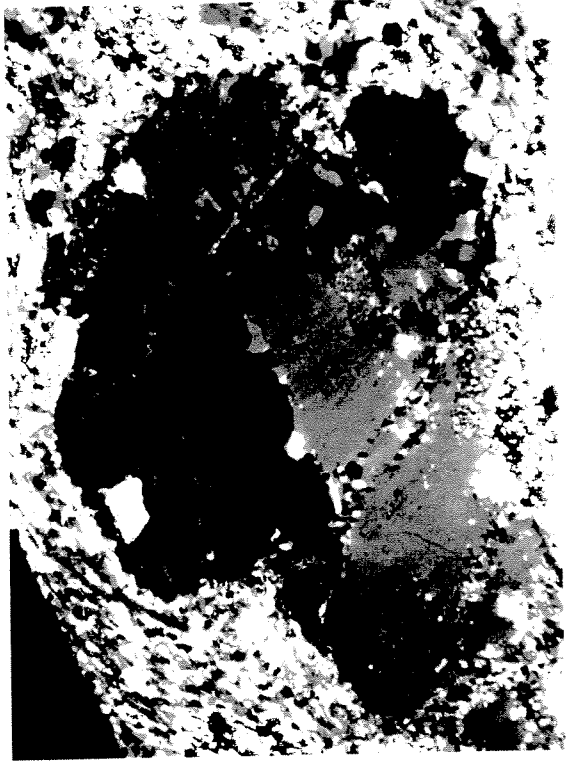
4.2.4.1. Feldispatlar

Feldispatlarda gelişen en önemli yapı oldukça iri-büyük feldispat çekirdeği ve bunu saran yeniden dinamik kristalleşmeye uğramış (dynamic recrystallization) ince mineral tanelerinden oluşan mantodan ibaret “çekirdek-ve-manto mikroyapısıdır” (core-and-mantle microstructure) (White, 1977). Bu yapı içerisinde çekirdeği oluşturan feldispat taneleri manto taneleri ile karşılaştırılmayacak kadar büyüktür. Aynı şekilde çekirdeklerin çapı kendilerini saran mantonun genişliğinden de oldukça büyüktür (Şekil 8) .

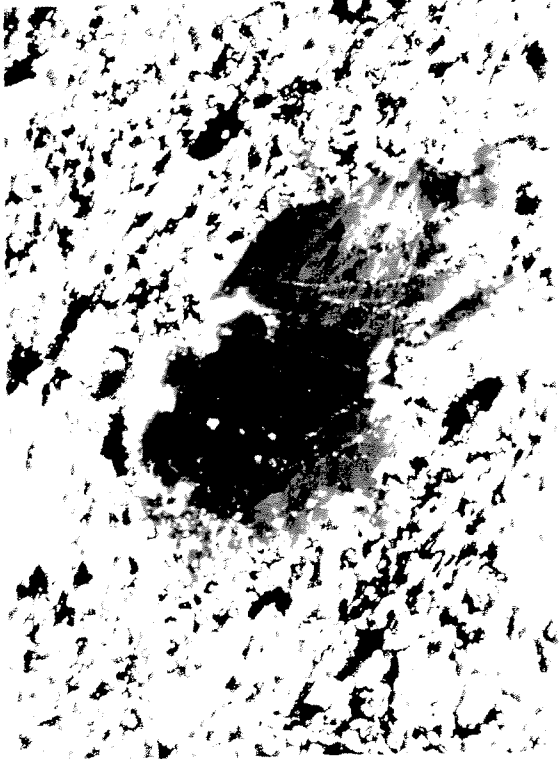
Figure 8. Photomicrographs illustrating typical core-and-mantle microstructure defined by large feldspar porphyroblast cores surrounded by small subgrains and dynamically recrystallized new grains around their margins. Note the highly serrated boundaries of the core grain in (a) and (b). Brittle fracturing and extensive dynamic recrystallization along the fractures is very evident in (a, c and d). The undulatory extinction in these host grains is very clear and indicates that these grains are highly strained. The fractures filled with recrystallized new grains are very similar to Type I segregation bands (see a and d). The core grain in (a) is characterized by extensive fracturing with fractures oblique to the main foliation in the rock. In (c), the core grain is made of a large K-feldspar porphyroblast showing nice Carlsbad twinning. (d) is the blow up of the grain. The grain is elongated such that its long axis is almost parallel to the main foliation in the rock. The undulatory extinction and the effect of kinking is obvious at the right corner of the photo (d). Figure (b) is a highly strained granitic mylonite with a well-developed mylonitic foliation usually defined by long micas, particularly biotite. Although the rock is highly strained, remnants of feldspar porphyroclasts still survive.



b



d



d

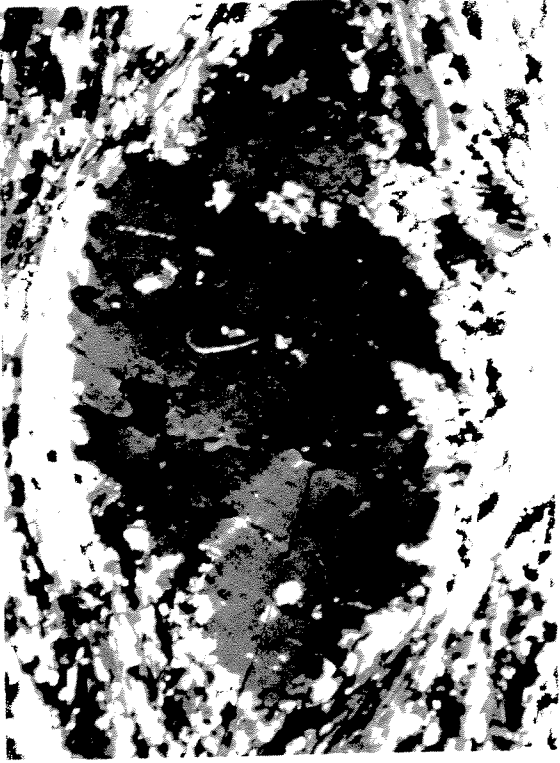


c

Feldispatlarda tane boyu küçülmesi çatlaklanmaya (fracturing) bağlı olarak geliştiği gibi çatlaklar boyunca her bir parçanın birbirinden ayrılması (separation of broken fragments) ile netlik kazanır (Şekil 8 ve 9) . Tane içinde izole olan ve tane sınırları boyunca yoğunlaşan bu çatlakların dağılımı “isotropic” veya tamamen “anisotropik” olup, kayacın S-düzlemlerine paralel-yarı paralel konumlu, C-düzlemlerine ise 60°-80° arasında değişen açılı bir ilişki sunarlar. Çatlaklar boyunca genellikle atım olmamasına karşın, feldispat tanelerini bir baştan diğer başa kesen çatlaklar (grain-scale fractures/faults) boyunca ötelenme (normal atım) gelişmiştir. Kuvars, feldispat, biyotit ve muskovitlerin yeniden dinamik olarak kristalleşmesi (dynamic recrystallization) çatlaklar boyunca karakteristik olarak gelişmiştir (Şekil 8a ve d).

Feldispat mineralleri ayrıca tane boyu büyüklüğündeki çatlaklar (grain-scale faults) boyunca da deforme olmuş ve ötelenmişlerdir. Bu mikrofaylar tek veya “conjugate” olarak gelişmiş yapılardır. Egemen yapılar, diğer kinematik belirteçler tarafından işaret edilen hareketle uyumlu atım gösterdiklerinden genelde sentetik

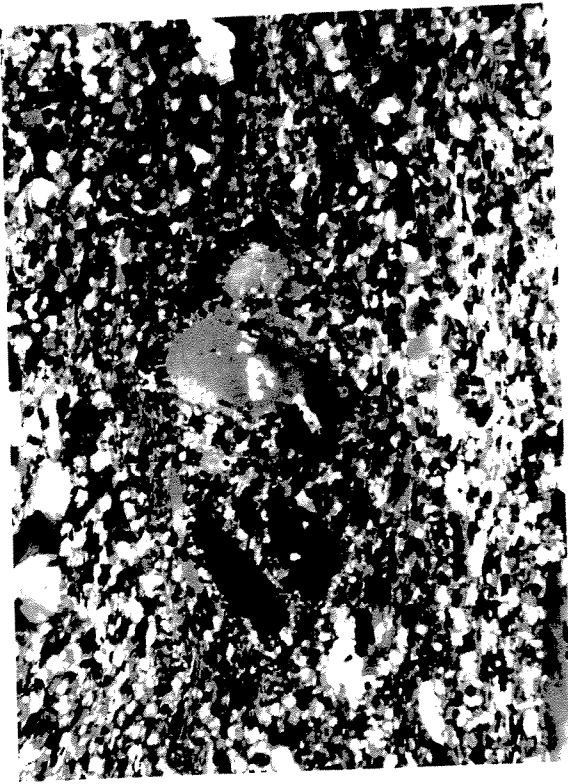
Figure 9. (a) A pull-apart microstructure in feldspar porphyroclast. Following the fracturing of a large grain, two pieces are pulled apart. Note that how dynamically recrystallized new grains occupy the gap in-between. These new grains in the gap tend to show an preferred alignment which is oblique to the main foliation in the rock (approximately parallel to the edges of the photo). This oblique relation suggest a top-to-the-right sense of shearing during their crystallization (which is top-to-the south). (b) Photomicrograph illustrating typical core-and-mantle microstructure defined by large perthitic K-feldspar porphyroclast core surrounded by small subgrains and dynamically recrystallized new grains around their margins. Note that fracturing has also affected the host grain which shows serrated grain boundaries. (c) Photomicrographs illustrating typical core-and-mantle microstructure defined by large feldspar porphyroclast core surrounded by small subgrains and dynamically recrystallized new grains around their margins. Note the serrated grain boundaries. The host grain is affected by kinking and fracturing. Due to the imposed strain, the grain shows a nice undulatory extinction. (d) Again a photomicrograph of a typical core-and-mantle microstructure. This time core grain is being fractured and broken into smaller angular fragments. Following the fragmentation, each piece is separated and the gaps between them is filled with dynamically crystallized new grains.



p



p



d



c

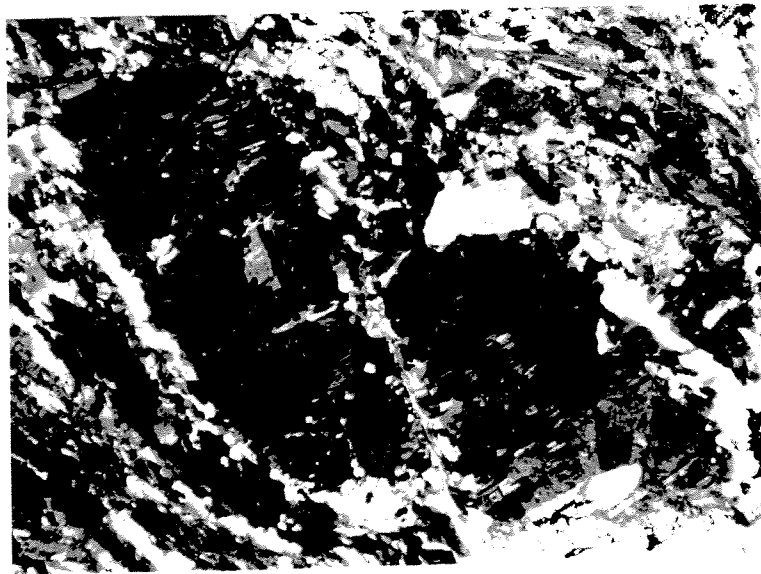
yapılardır (synthetic structures). Bu çatlaklar feldispat, kuvars ve mikaların (özellikle biyotit) geniden kristalleşmesi ile karakteristik özellik kazanmışlardır (Şekil 9a). Bazı iri feldispat taneleri çatlaklar boyunca irili ufaklı üçgen şekilli parçalara bölünmüşlerdir. Çatlakların taneyi boydan boya kesmediği durumlarda, hareket yönü veya çatlaklar boyunca gelişmesi muhtemel atımlar, plajiooklaslardaki Albit ikizlenmesinin ötelenip-ötelenmemesine bakılarak tayin edilmiştir. Birden fazla çatlağın birbirlerine paralel olarak geliştiği durumlarda, çatlaklar boyunca gelişen ötelenmeden dolayı “feldispat dominoları” (feldspar dominoes) (Tullis, 1978) karakteristik olarak gelişmiştir (Şekil 10a) . Literatürde “book shelving” olarak adlandırılan bu yapılar gerek sahada mezo ölçekde gerekse laboratuvarında mikroskop ölçeğinde kullanılan önemli kinematik belirteçlerdendir.

“Serrated” tane sınırları (serrated grain boundaries) olan feldispatlar genelde ince taneli, yeniden kristalleşmiş manto tarafından sarılırlar (Şekil 8d ve 9b). Mantoda feldispat taneleri “subgrainler” şeklinde karakteristik olarak gelişmişlerdir. “Subgrain”lerin yaygın olduğu durumlarda manto genişliği iki “subgrain” çapı toplamı kadardır (Şekil 8a-c ve 9a-c). Her ne kadar mantoyu oluşturan minerallerin (özellikle feldispatların) kimyası-kompozisyonu mikroprop (microprope) yöntemleri ile belirlenmemiş ise de, literatürden biliyoruz ki manto taneleri “host” tane olan çekirdek feldispatları ile aynı bileşime sahip olacakları gibi tamamen farklı da olabilirler.

Figure 10. (a) Photomicrograph of deformation twins in plagioclases. Please twins sharply terminate inside the host grain or have tapered ends. (b) Photomicrograph of a fractured and displaced large feldspar porphyroclast. Note that the oblique relation of long feldspars suggest a top-to-the left sense of shearing. However, the offset along the fracture indicates atop-to-the right shearing. This inconsistency together with the bulk sense of shear in augen gneisses suggest that the fracture is an antithetic micro-fault and the structure of the feldspar is a typical “bookshelving microstructure”.



a



b

Deformasyonun yeğin olduğu kesimlerde (areas of high strain) iri feldispat taneleri feldispat+kuvars+mika'lerden oluşan ince taneli matriks içerisinde yüzer konumdadır (Şekil 8a ve 9a). Bu taneler eşkenarlı (equidant) oldukları gibi dikörtgenimsi (inequidant) de olabilirler. Eşkenar olmadıkları durumlarda, iri feldispat tanelerinin uzun yüzeyleri boyunca genelde milonitik gözlü gnaysların S-düzlemlerine paralel olma eğilimi gösterirler. Bu özelliklerinde dolayı, diğer kinematik belirteçlerin desteklemeleri durumlarında, oluşmalarından sorumlu deformasyon sırasındaki hareket yönünün belirlenmesinde de kullanılmışlardır. Bunun aksine, oldukça iyi yuvarlaklaşmış feldispat taneleride ince taneli matriks foliyasyon içerisinde yüzer konumdadırlar (Şekil 8a ve 9a). Genelde tane sınırları pürüzsüz-düzgün bir görünüm sunan iri feldispat porfiroklastları, tane boyu çekirdekten matrikse doğru tedrici olarak küçülen manto tarafından sarılırlar. Tane boyları arasındaki farklılıktan dolayı manto matriks foliyasyonundan kolayca ayırt edilir. Gerek “çekirdek-ve-manto mikroyapısı” içerisindeki feldispat porfiroklastları gerekse matriks içinde yüzer konumlu porfiroklastlar bir çok örnekte görülen çatlaklar, çatlaklar boyunca yeniden kristalleşme, kinkleşme ve benzeri yapılar gibi deformasyon izleri bulunmaktadır.

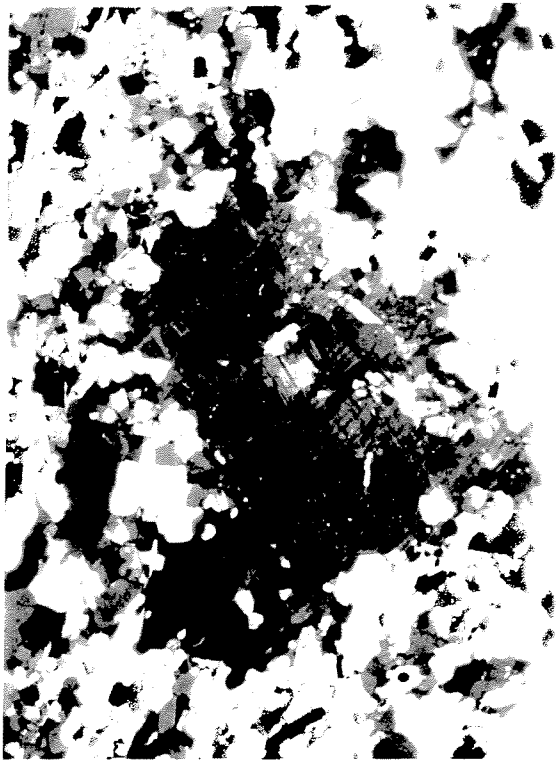
Matriks ve mantolarda yaygın olarak gelişen yeniden dinamik kristalleşme (dynamic crystallization) feldispat tanelerini kesen dar fakat doğru uzanımlı bantlar boyunca gelişmiştir. Yeniden kristalleşme, mineral sönmesindeki (extinction) keskin değişimler veya plajyoklaslardaki Albit ikizlenmesinin genel gidişindeki değişimlerle oldukça net ve yaygın olarak gelişmiştir. Bu “bantlar”, yukarıda kısaca özetlenen özelliklerinden dolayı Hanmer (1982a ve b) tarafından tanımlanan “Type-2 segregation bands” lara çok benzemektedir (Şekil 8a ve d).

Feldispatların kırılğan deformasyonu (brittle deformation) değişik geometrilere sahip ve genelde feldispat ve kuvarsın yaygın bir biçimde yeniden kristalleştiği “çek-ayır

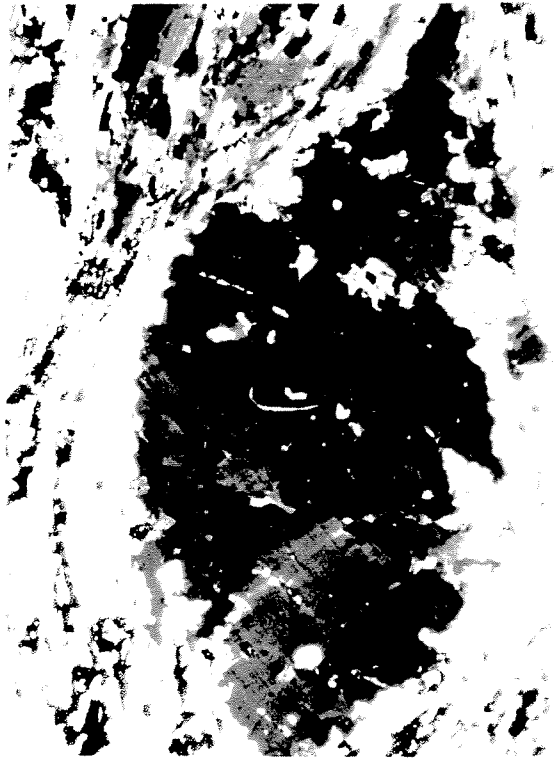
mikroyapılarının” (pull-apart microstructure) oluşmasına neden olmuştur (Şekil 9d). Bu yapıların geometrisi simetrikten asimetriğe kadar değişim sunmakta (from synthetic to asymmetric), ve hatta çek-ayır yapısını kontrol eden çatlakların her iki tarafında kalan parçalanmış tanelerin deformasyon sırasında farklı hızlarda dönmesine bağlı olarak (rigid body rotation) V-şekilli çek-ayır mikroyapısı gelişmiştir.

Undulatör sönme (undulatory extinction) tüm plajioklas ve ortoklaz tanelerinde gelişen ön önemli deformasyon ürünüdür ve bu minerallerin deformasyon sırasında kristal latis (crystal lattice) yapılarının tahrihi (distortion) ve/veya bükümlenmesine bağlı olarak gelişmiştir. Bu minerallerin mikrokinkleşmesi (microkinking) ve mikroçatlaklanması (microfracturing) na bağlı olarak, undulatör sönme düzensiz olarak gelişmiştir (Şekil 9b, 11b-d) . Feldispatlarda, özellikle plajioklaslarda, deformasyon bant (deformation band), deformasyon lamelleri (deformation lamelle) ve kink bantları (kink bands) yaygın olarak gelişmiş deformasyon belirteçleridir (Şekil 10a ve 12).

Figure 11. (a) Type I segregation band in a feldspar porphyroclast. Note that the fractures are almost normal to the main foliation in the rock (parallel to the margin of the photo) and is filled with dynamically recrystallized new grains. (b) Photomicrograph showing a pericline twinning in K-feldspar porphyroclast. Note that this grain also displays a typical core-and-mantle microstructure with surrounding fine-grained mantle. (c) Fractured and highly strained large feldspar porphyroclast. Note the host grain displays well developed kinking and undulatory extinction. The geometry and general appearance of the fractures are very similar to that of Type I segregation bands. Note that these fractures are all filled with dynamically recrystallized new grains. The relationship (cross-cutting relationship) between the kink bands and fractures clearly suggest that the kinking of the feldspar porphyroclast is being followed by fracturing. This observation is very much consistent with the field observations that plastic deformation is followed by more brittle deformation. This is one of the prime evidence of this study that the deformation-mylonitization of the augen gneisses occurred in an extensional shear zone. (d) A typical core-and-mantle microstructure defined by a large feldspar porphyroclast in the core surrounded by micaceous and fine grained matrix foliation. Please note the bending and kinking of the plagioclase porphyroclast. The kink bands has nice rounded hinges. The serrated grain boundary of the porphyroclast is also very clear.



b



p



d



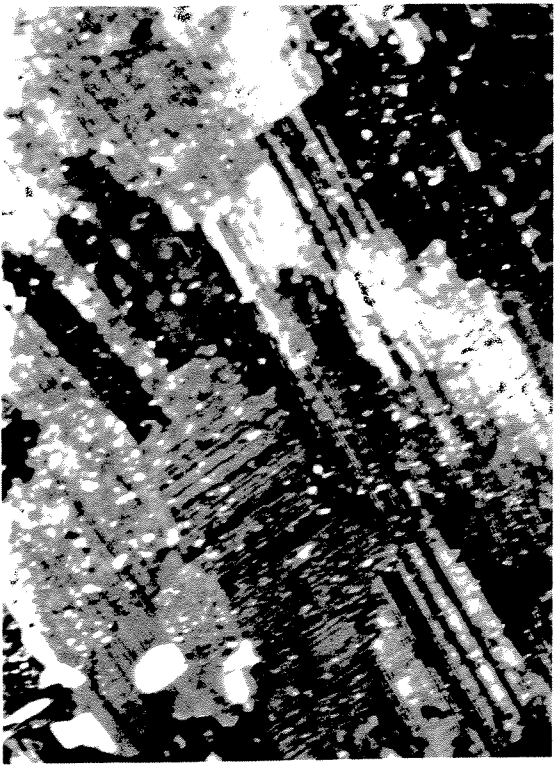
c

K-feldispatlarda mikrokink yapılarının sınırlı sayıda gelişmiş olması, bu yapıların ya gelişmediğini ya da çok az sayıda oluştuğunu göstermektedir. Geliştiği kesitlerde, tane sınırları boyunca yoğunlaşmış feldispat profiroklastlarının kuyruk (tails) kesimleri boyunca küçük taneli feldispat+kuvars minerallerinden yeniden kristalleşmiş olması ve ana profiroklastların mikrokinkleşmiş olması düşük sıcaklık koşullarına rağmen K-feldispat megakristallerinin kristal-plastik (crystal-plastic) mekanizmalarla deforme olduğunu gösterir (Bkz. Simpson ve Wintsch, 1989). “Subgrain” büyümesine bağlı olarak geliştiği varsayılan, yaygın undulatör sönme (Bkz. Marshall ve Wilson, 1976) K-feldispat profiroklastlarında da karakteristik olarak gelişmiştir.

“Pericline ikizlenme (pericline/polysynthetic twinning) genelde matriksi oluşturan K-feldispatlarda yaygın olarak gelişmekle birlikte, daha iri olan K-feldispat porfiroklastlarında fazlaca rastlanılmamıştır (Şekil 12c) . İri porfiroklastlarda genelde “pertitik” (perthitic) doku karakteristik olarak gelişmiştir. K-feldispat porfiroklastlarında gelişen diğer bir önemli yapı, özellikle eşkenar olmayan tanelerin maksimum sıkışma yönüne bakan ve S-foliasyonuna yaklaşık paralel olan uzun yüzeylerinde K-feldispatların gerileyen replasmanı (retrogressive replacement) yoluyla vermikular (vermicular) kuvars ve plajyoklasların birlikte büyümesi sonucu oluşan “myrimekite” oluşumlarıdır (Şekil 13). Myrimekite oluşumu Simpson (1985) ve Simpson ve Wintsch

Figure 12. Photomicrographs showing highly strained plagioclase porphyroclasts. Note the homogeneously distributed and isolated plagioclase subgrains. The distinct misorientation of plagioclase subgrains is due to extensive Type IIP subgrain rotation. Note that twins terminate along the subgrain boundaries. Wedge-like or needle-like termination of mechanical twinning is evident.

Figure 13. Photomicrographs showing myrimekite development along the sides of K-feldspar porphyroclasts. Note that in (a and c) the myrimekite intergrowths are mainly concentrated along the long sides of the host grains which is almost parallel to the S-foliation in the rock but normal to the maximum shortening direction during their formation. This relation suggests that the myrimekite intergrowths are strain-related. (b and d) are close-up views of myrimekite intergrowths.



p



p



p



c



b



p



d



c

(1989) in gözlemlerine uygun olarak K-feldispatların maksimum sıkışma yönüne bakan yüzeyleri boyunca yoğunlaşmışlardır. Buna karşın, genişleme yönüne bakan yüzeylerde sınırlı sayıda veya hiç “myrmekite” oluşumunun ve genelde yeniden dinamik olarak kristalleşmiş feldispat “subgrainleri” ve kuvars taneleri ile karakterize olurlar. Hemen hemen görüldüğü tüm kesitlerde “myrmekit” oluşumlarının iri feldispat tanelerine bakan yüzeyleri üçgenimsi olup, iyileşme proseslerinin (recovery processes) geliştiğine işaret etmektedir.

İri plajyoklas tanelerinin birbirleriyle bulunduğu kesimlerde, tane sınırları “serrated” olurken, diğer matris foliyasyonu içinde yüzer konumda izole oldukları durumlarda tane sınırları pürüzsüz normal ve düzgündürler (smooth). Yeniden kristalize olan taneler genelde kayacın yüksek basınç kesimlerinde (high bulk strains) (genelde kayaçtaki S-foliyasyonuna paralel maksimum sıkışma yönüne dik olan yüzeyler) yoğunlaşmışlardır.

Plajyoklaslarda gelişen ve özellikle lokalize olmuş yeğince deformasyon alanlarında (areas of high strain) gelişen en önemli yapı “çekirdek-ve-manto mikroyapısıdır”. Genelde bu yapı içerisinde iri plajyoklas porfiroklastları daha ince taneli yeniden kristalleşmiş “subgrain”lerden oluşan bir manto tarafında sarılırlar. Bazı durumlarda bu manto kayacın ana foliyasyonuna paralel olarak tipik asimetric porfiroklast yapısını oluşturarak önemli bir kinematik belirteç oluştururlar. “Host” tane üzerinde yeni mineral kristalleşmesi kink bantları boyunca gelişmiştir. Yeni taneler özellikle Albit ikizlenmeleri dikkate alındığında “host” taneye göre farklı bir yönelme gösterirler (misoriented). Gerek yeniden kristalize olan taneler gerekse “subgrain”ler karakteristik olarak undulatör sönme gösterirler.

Plajyoklas tanelerinde deformasyonun varlığına işaret eden kıvrılmış-deforme olmuş ikizlenmeler, undulatör sönme, tane sınırlarında sönümlenme, dar-iğnemsiz

deformasyon ikizlenmeleri oldukça yaygın olarak gelişmiştir (Şekil 12). Genelde sadece “Albite” ve “Pericline” ikizlenme gelişmiştir. Plajiooklaslardaki ikizlenmelerin büyük bir çoğunluğunun “Albite” ikizlenme kuralına uymasına rağmen bunlarla birlikte gelişen “pericline” ikizlenmesi, plajiooklaslardaki ikizlenmelerin büyük bir çoğunluğunun mekanik yollarla oluştuğunu gösterir (Bkz. Marshal ve Wilson, 1976). Albite ikizlenmelerinin morfolojisi White (1975) tarafından tanımlanan “deformasyon ikizlenmelerine (deformation twining)” çok benzemektedir (Şekil 12). “Pericline” ikizlenme özellikle iri plajiooklas porfiroklastlarında yaygın değildir. İri feldispatların bir kısmı çok keskin kinkleşmiş sönme (kinked extinction) özelliğini sunmakta ve kink bantları taneleri bir baştan bir başa katetmektedir. Buna karşın kama şeklinde (wedge-shaped) gelişen ikizlenmeler tane içerisinde kalmaktadır. Bu ikizlenmelerin büyük bir bölümü “subgrain” sınırı boyunca bitimlenmektedir. Bu durum “subgrain” sınırının ya deformasyon ikizlenmesinden önce yada “subgrain” oluşumu ile deformasyon ikizlenmesinin gelişimlerinin aynı anda olduğuna işaret eder. Deformasyon ikizlenmesi ve polisentetik ikizlenme plajiooklaslarda birlikte görülmüşlerdir. Deformasyon ikizlenmeleri tane sınırı boyunca incelerek bitimlenir veya tane içinde keskin bir şekilde sönümlenirler. Morfolojileri dikkate alındığında bu ikizlenmelerin mekanik yollarla oluştuğu sonucuna varılır (Bkz. Smith, 1974; Jensen ve Starkey, 1985; Smith ve Brown, 1988). Kink bantları plajiooklas tanelerini boydan boya keser dar “diffuse” şeklinde gelişmiş yapılardır. Bu yapılar genelde ana kayaçtaki C-yüzeyleriyle 20°-30° lik bir açı yaparken, “host” minerallerdeki ikizlenmelerle daha büyük açılı (dike yakın) konumdadırlar. İstisnalar dışında “Albite” ikizlenmeleri C-yüzeyleriyle 60°-70° lik bir açı yaparken, bu durum S-düzlemleriyle olan ilişkilerinde 10°-35 civarındadır.

Feldispatlarda tane boyu küçülmesi önemli ölçüde “subgrain rotation” mekanizması yoluyla gerçekleşmiştir. Bu mekanizma ile oluşan yeniden kristalize

“subgrain”ler genelde yarı-diktörge veya eşkenar şekillidirler. Matriksin tane boyu ile karşılaştırdığında, oldukça iri olan “subgrain” taneleri, küçük-ince tane boyu olarakta gelişmişlerdir. Mekanizmada rotasyon (rotation) önemli bir yere sahip olduğundan, “subgrain”ler “host” tanelerin genel konumları ile uyumsuzluk sunarlar. “Subgrain” ve “host grain” sınırları boyunca “Albite” ikizlenmesi devamlı gibi görülmekte dikkatle incelendiğinde “subgrain” tane sınırlarının oluşmalarını takip eden rotasyona bağlı distorsiyon (distortion) izleri olarak gelişmiştir. Bazı örneklerde, “host grain” ve “subgrain” lerde “Albite” ikizlenmesi arasındaki uyumsuzluk rotasyonun fazlalığından dolayı oldukça net olarak ta gelişmiş, ve ikizlenmelerdeki aykırılık 2° - 7° ye kadar ulaşabilmiştir. “Subgrain”lerde ikizlenme bazı örneklerde “host grain”e devamlılık sunarken, bazı örneklerde ise ikizlenmeler oldukça aykırıdır. Örneklerin yapısal konumları dikkate alındığında ikizlenme aykırılıklarının makaslama zonunun derinliklerine doğru artması deformasyonun “progressive” olduğunu göstermektedir. Rotasyonun fazla olduğu durumlarda, “subgrain”ler “host grain”lerden tamamen ayrılarak yeni izole taneler oluşturmuşlardır.

Breşik zonlarda, feldispatlar kırılma deformasyona uğrayıp, bol çatlaklı olup ve parçalanmışlardır. Çatlaklar ince taneli feldispat ve kuvars, yer yer de biyotit ile doldurulmuşlardır.

Feldispatlarda gelişen ve yukarıda detay olarak anlatılan tüm mikroyapılar Güney Menderes Masifinde oldukça geniş yüzlekler veren gözlü gnaysların en önemli bileşeni olan feldispatlarda deformasyon ve tane boyu küçülmesinin “subgrain rotation” ve “grain boundary migration” mekanizmaları ve bu mekanizmalara bağlı olarak gelişen yeniden dinamik kristalleşme (dynamik recrystallization) ile gerçekleştiğini göstermektedir. K-feldispatlarda “grain boundary migration” mekanizması ile oluşan

yeni taneler “host grain” bileşiminden oldukça farklı bileşime sahip olup (Bkz. Yund ve Tullis, 1991) daha ince tanelidirler. İncelenen tüm kesitlerde “subgrain rotation” mekanizması “çekirdek-ve-manto mikroyapısı” içerisinde iri çekirdek feldispat porfiroklastlarından mantoya doğru gri tondaki net değişimin nedenidir.

Yukarıda bahsi geçen ve feldispatlarda oldukça yaygın bir şekilde gelişen tüm mikroyapılar, ayrıca stress dağılımındaki lokal varyasyonlar ve deformasyon oranı (strain rate) ile yakından ilgilidirler. Benzer yapılar, doğal olarak deforme olmuş kayalardaki feldispat minerallerinde de oldukça yaygın olarak gelişmiştir (örnek: Olsen ve Kohlstedt, 1985; Vidal ve diğerleri, 1980; Pryer, 1993). “Çekirdek-ve-manto mikroyapısı” içerisinde çekirdek porfiroklastlarının etrafını saran manto içerisinde yaygın olarak gelişen dinamik yeniden kristalleşmenin “subgrain rotation” ve “grain boundary migration” mekanizmaları ile gerçekleşmiş olması aynı zamanda “clim- ve recrystallization-accomodated dislocation creep” mekanizmalarının da birlikte çalıştıklarına işaret etmektedir. İri feldispat profiroklastlarını saran manto içinde tane boyunun çekirdekten maktrikse doğru küçülmesi, çekirdekten matrikse doğru “strain rate”in arttığını ve en dış mantoyu oluşturan “subgrain”lerin yeniden kristalleşmesinde “recrystallization-accommodated dislocation creep” mekanizmasının etkin olduğunu göstermektedir.

Dislocation: Minerallerin yeniden kristalleşmesi ve deformasyonu sırasında oluşan, termodinamik olarak durağan olmayan kristal yapılarındaki (crystal lattice) noksanlıkların tamamı (defects)
(Bkz. Barker, 1990; s. 134)

Creep: Düşük stres (low stress) koşullarının uzun süre etkin olmasıyla oluşan ve süreklilik arz eden kayaç veya bireysel minerallerin çok yavaş deformasyonu (Bkz. Barker, 1990; s. 133).

Buradan çıkabilecek en önemli sonuç gözlü gnaylarda doğal deformasyon hızı (natural strain rate) oldukça yüksek olduğundan “climb-accommodated dislocation creep” mekanizması fazlaca etkin olamamıştır.

Sırt sırta vermiş feldispat tanelerinin (iri boylu) incelenen tüm örneklerde “serrated” tane sınırlarının olması “grain boundary migration” mekanizmasının etkin olduğunun en önemli işaretlerindedir. Benzer sınır ilişkilerinin feldispat ve diğer mineraller arasındaki tane sınırları boyunca gelişmemiş olması Tullis ve Yund (1980)’un da ileri sürdüğü gibi feldispatların deformasyonu lokalize etme özelliklerini gösterdiği gibi, uygun koşullar oluştuğunda “grain boundary migration” mekanizmasının feldispatların deformasyonundaki en önemli mekanizma olabileceğine de işaret etmektedir.

Doğal olarak deforme olmuş feldispatlarda yapılan gerek detay mikroyapısal, gerekse deneysel çalışmalar “subgrain”lerden oluşan manto ile çevrilen feldispat profiroklastlarının yeniden kristalleşen manto tarafından sarılan feldispat megakristallerinden daha düşük hızda (low strain rate) deformasyona uğradıklarını göstermiştir. Matriks minerallerinin tane büyüklüğü ile mantoda yeniden kristalleşen minerallerin tane büyüklüklerinin arasındaki benzerlik, dinamik kristalleşme sonucu oluşmuş minerallerin daha duragan (stable) olduğunun işaretidir.

Passchier ve Simpson (1986), iri feldispat tanelerini saran manto genişliğinin mantoda gerçekleşen yeniden kristalleşme oranı ile porfiroklastlarını rotasyona uğrama hızı-oranı arasındaki ilişkiye bağlı olduğunu ileri sürerek, (1) dinamik kristalleşme

oranı-hızının az olduğu veya (2) profiroklast rotasyonunun yüksek hızlı olduğu durumlarda yeniden kristalleşen manto genişliğinin çekirdek taneye göre küçük olduğunu söylemişlerdir. Tüm kayaçtaki matriks oranı ise yeniden kristalleşen tanelerin ana taneden ayrılması ve matrikse dahil olmasıyla birlikte deformasyonun ilerleyen safhalarında progresif bir artış sunmaktadır.

“Type-2 segregation band” lar boyunca (iri feldispat porfiroklastlarında) gelişen yeni mineral oluşumları “neocrystallization” mekanizmasına işaret etmekte ve feldispatların kırılğan-plastik geçişinde (brittle-ductile transition) deforme olduğunu göstermektedir.

Yeğince deformasyona uğramış (highly strained) milonitik gözlü gnaylarda ince taneli matriks içerisinde yüzer konumdaki küçük-yuvarlaklaşmış feldispat megakristalleri karakteristik olarak gelişmiştir. “Low-strain” alanlarda göreceli olarak deformasyona uğramış veya oldukça fazla çatlaklı feldispat taneleri, ince ve küçük taneli yeniden kristalleşmiş feldispat taneleri ile sarılırlar. Buna karşın, “high strain” alanlarda, manto yeniden kristalleşmiş ince taneli minerallerin gözlerin etrafında ve bu gözlerin kuyruk kısımlarında yoğunlaşmışlardır.

Küçük ölçekli (grain-scale) faylanmaların olmadığı alanlarda feldispatlarda yoğun olarak görülen mikrokinkler, K-feldispatlardaki kataklastik akmanın (cataclastic flow) en önemli verileridir. K-feldispatların sınırlarına yakın alanlarda bu tür yapıların yoğunlaşması bu minerallerin yaygın özelliklerinden biri olan “perthitic texture” boyunca, “dislocation tangles” ların (minerallerin ilksel kristalleşme veya deformasyon esnasında oluşan kristal-lattice yapısındaki düzensizliklerin tamamı) tane sınırları boyunca sönmülenmesine bağlı olarak geliştiği söylenebilir. Bu “strain hardening” mekanizmasının (mineral tanesinin deformasyonunun zorlaşması anlamına geliyor) gerçekleştiğini dolayısıyla “recovery-accommodated dislocation glide” mekanizmasının

etkin olmasına ve “subgrain” ölçeğinde faylanmaya neden olmuştur. Bu mekanizmaların etkin olma limiti, deneysel çalışmaların sonuçlarına göre 450°C civarındadır (Bkz. Tullis ve Yund, 1987). Plajyoklaslarda yaygın olarak gelişen kink bantlarının üçgenimsi geometrisi ile kink bantlarının ve mekanik ikizlenmelerin yoğunluğu feldispatların deformasyonu sırasında “twin gliding” mekanizmasının da etkin olduğunu göstermektedir (Bkz. Pryer, 1993).

K-feldispatların etrafında, özellikle “inquadant” tanelerin sıkışma yönüne dik olan uzun yüzeyleri boyunca yoğunlaşan “myrmekite” oluşumları deformasyon koşullarının belirlenmesinde kullanılabilir çok önemli unsurlardır. Literatürde, feldispatların etrafında “myrmekite” büyümesinin başlıca iki mekanizmaya bağlı olarak gelişebileceği ileri sürülmüştür:

- (1) Hibbard (1979, 1987) çalışmalarında, myrmekite oluşmasının ve ilgili dokuların su içeren magmatik sıvıların yaygın olduğu ortamlarda “mobile feldspars” deformasyonuna bağlı olarak geliştiğini, kısaca tamamen kristalleşmemiş magmanın deformasyonu sonucu oluştuğunu ileri sürmüştür. Hibbard’a göre feldispatların deformasyonu tamamen kristalize olmuş magmanın değil, kristalleşmenin son safhalarında magmatik akışkanların (late stage magmatic fluids) yer değiştirmesi sonucu gerçekleşmiştir.
- (2) Simpson ve Wintsch (1989) ise deformasyon sırasındaki elastik stres enerjisinin (elastic strain energy) feldispat tanelerinin etrafında yoğunlaşmasına ve “strain hardening” mekanizmasına neden olurken, akışkan sıvıların etkisiyle K-feldispatların özellikle maksimum sıkışma yönüne dik olan uzun yüzeyler boyunca replasman reaksiyonlarına

(replacement reactions) yol açarak “mrymekite” oluşmasını sağlamaktadır.

Milonitik Gözlü gnaysların önemli bileşenlerinden K-feldispatların etrafında özellikle de “high strain” bölgelerinde gelişen “myrimekite” oluşumları, maksimum sıkışma yönüne dik uzun yüzeyler boyunca yoğunlaşması örneğimizde Hibbard (1979, 1987) hipotezinin söz konusu olamayacağını, ve “mrymekit” oluşmalarının tamamen deformasyona ve deformasyon sırasındaki P-Tkoşullarına bağlı olarak geliştiğini açıkça ortaya koymaktadır.

Yapılan önceki çalışmalar açıkça göstermiştir ki, doğal “strain rate” koşullarında feldispatlardaki dinamik kristalleşme yüksek sıcaklık koşullarında gelişir. Bu durumda sıcaklık 450°C den daha fazla olmalıdır (Voll, 1976; Tullis, 1983; Simpson ve Wintsch, 1989). Minimum alt amfibolit fasiyesi koşullarında ve 15 km yi aşan derinliklerde bulunan plütonlarda deformasyon sonucu “mrymekite” oluşmasının mümkün olacağı Simpson ve Wintsch (1989) tarafından örnekleriyle birlikte ortaya konmuştur.

Değişik mikroyapılar arasındaki ilişkiler bazı yapıların (özellikle mikrofay, lokal “pericline” ikizlenme) milonitleri oluşturan plastik deformasyonu takiben bu kayaçların daha düşük P-T koşullarında deforme olduklarını buda gözlü gnaysların yavaş yavaş yüzeye çıkarak azalan P-T koşullarında deformasyona uğradıklarını gösterir. Bu durum “Tartışma Bölümünde” irdeleneceği gibi “gerilmeli makaslama zonlarının en önemli özelliklerindedir. Bir çok durumda, daha kırılğan yapılar plastik yapıların üzerinde gelişmişler ve bu yapıları etkilemişlerdir. Yapısal olarak üzerlerindeki şistlere yaklaşıldığında kırılğan yapıların plastik deformasyon izlerini tamamen sildikleri ve milonitik kayaçların artık breşik bir görüntü kazandıklarını söylemek mümkündür. Mikroyapılardaki bu değişim gözlü gnaysların değişik metamorfizma koşullarından

yavaş yavaş geçerek yüzeylediklerini, deformasyonun ilkin plastik daha sonra plastik-kırılgan, en sonunda kırılığa geçtiğini işaret etmektedir. Bu kesimlerdek feldispatlar daha çok breşleşmiş ve bol çatlaklıdır.

Gözlü gnaysların Yatağa'nın kuzeyinde Yatağan-Çine kara yolu boyunca yüzeylen mostralalarında feldispatlarla ilgili en önemli unsur gözlerin konumları, geometrisi ve içerikleridir. Bu kesimlerde, Masifin hemen hemen tamamında masif genelinin aksine gözler uzamış ve yassılaştırmışlardır (elongated-flattened). Feldispat gözleri, gözlü gnayslarda tipik olarak geliştiği üzere ince taneli manto ve matriks ile sarılırlar. Bu kesimdeki fark, masifin diğer kesimlerinin aksine çekirdek tek bir feldispat tanesinden değil tamamen yeniden kristalleşmiş yeni tane ve "subgrain"lerden oluşan mozaik yapısı sunar. Bu gözleri yine feldispat+kuvars+mika dan oluşan matriks foliyasyonu sarar. Yine diğer kesimlerin aksine bu kesimde matriks foliyasyonu daha iyi gelişmiş ve mikaca (özellikle biyotitçe) daha zengindir.

K-feldispat tanelerinin özellikle ana kayacın S-foliyasyonuna paralel fakat maksimum sıkışma yönüne dik uzun yüzeyler boyunca gelişen "myrimekite" oluşumları ile yassılaştırmış ve tamamen yeniden kristallize olmuş irili ufaklı "subgrain"lerden oluşan feldispat gözleri deformasyon sırasındaki P-T koşullarının belirlenmesi açısından önemli yapılardır.

Feldispatlarda tane boyu küçülmesinin "subgrain rotation", "grain boundary migration" mekanizmaları ve çatlaklanma (fracturing) yoluyla gelişmesi, feldispatların deformasyon sırasında hem plastik hemde kırılıgı davranışlarının en önemli verisidir. Büyük feldispat çekirdeği (megakrist/porfiroklast) ve bunları saran yeniden kristalize olmuş ince tanelerden oluşan mantodan ibaret "çekirdek-ve-manto mikroyapısı" feldispatlarda karakteristik olarak gelişmiş en önemli ve yaygın yapıdır.

Plajioklastlardaki ikizlenme “Albite” ikizlenme kurallarına uyarken “pericline” ikizlenme ile birlikte gelişmiş olmaları, plajioklastlardaki ikizlenmelerin büyük bölümünün mekanik yollarla oluştuğunun en önemli verileridir. Deformasyon ikizlenmesi (deformation twining), kıvrılmış ve bükümlenmiş ikizlenmeler, undülatör sönme, deformasyon bandı ve kink bantları feldispatlarda gelişen önemli deformasyon belirteçleridir.

Feldispatlarda gelişen mikroyapıların deformasyon sırasındaki stres varyasyonlarına (stress variation) ve deforme olma oranı-hızındaki (strain rate) lokal değişimlere bağlı olarak geliştiği düşünülmektedir. Benzer yapılar 550°C ve daha yüksek sıcaklık koşullarında doğal deformasyona uğrayan feldispatlarda da gelişmiştir (Vidal ve diğerleri, 1980; Olsen ve Kohlstedt, 1985, Pryer, 1993). Feldispatların deformasyonuna eşlik eden etkin mekanizmalardan biri olan “dislocation climb” mekanizması 450°C ve daha yüksek sıcaklıklarda etkin olur (Bkz. Tullis ve Yund, 1987).

Yer kabuğunun derinliklerinde yer alan (deep-seated) ve etkinliğini sürdüren makaslama zonlarında (shear zones) kırılğan-plastik koşullarından (brittle-ductile transition) deforme olan kuvars-feldispat içerikli (quartzo-feldispathik) kayalarda, kuvars ve mikalar plastik deformasyona uğrarken, feldispatlar diğer minerallere göre daha rijid (rigid) davrandıklarından kırılğan deformasyona uğrarlar (Debat ve diğerleri, 1978; Tullis, 1978; Berthé ve diğerleri, 1979; Watts ve Williams, 1979; Kerrick ve diğerleri, 1980; Vidal ve diğerleri, 1980; White ve diğerleri, 1980; Simpson, 1981, 1985; Hanmer, 1982; Tullis ve diğerleri, 1982; White ve White, 1983; Simpson ve Wintsch, 1989, Pryer, 1993). Bu özellik, bu tür kayalarda bireysel minerallerin değişik reholojik (rheologic) özelliklerinden dolayı kırılğan ve plastik deformasyonun aynı anda geliştiklerinin bir verisidir.

Yeşilşist fasiyesi koşullarında deformasyona uğrayan milonitler ana kayaca göre tane boyu küçülmesine uğrarlar, ve bol miktarda çok az deformasyona uğramış veya deforme olmamış çatlaklı iri profiroklastları içerirler (Bkz. Tullis ve diğerler, 1982). Buna karşın, bu kayaçların derinlerde daha yüksek metamorfizma koşullarında deformasyona uğramış ve milonitik gnays haline gelmiş eşdeğerlerinde ise ana kayaca göre tane boyu küçülmesi ya hiç yoktur yada çok az miktarda gelişmiştir. Fakat bu kayaçlar gerçek anlamda profiroklast içermedikleri gibi “complete recovery” e uğramışlardır (Vidal ve diğerleri, 1980; Simpson, 1981, 1985).

Feldispatlarda gelişen kink bantları ve “curvi-planar” mikro çatlaklar (microcracks) boyunca gelişen yeniden kristalleşme düşük sıcaklık koşullarındaki plastik deformasyonu (low temperature plasticity) ve orta-yüksek yeşil şist fasiyesi koşullarını göstermektedir (Simpson, 1985).

“Inequidant” K-feldispat profiroklastlarının maksimum sıkışma yönüne dik uzun yüzeylerinde deformasyona bağlı olarak gelişen “myrimekite” oluşumları (strain-related myrimekite formation) minimum epidot-amfibolit fasiyesi koşullarını (400-450°C) gösterir (Simpson, 1985; Simpson ve Wintsch, 1989). Simpson (1985) bu tür “myrimekite” oluşumlarının düşük metamorfizma koşullarında deforme olan milonitlerde (low-grade mylonites) gelişmediğini fakat epidot-amfibolit fasiyesi ve daha yüksek koşullarda oluşan milonitlerde karakteristik olarak geliştiğini, “myrimekite” yoğunluğunun P-T koşullarına göre değişiklik sunduğunu (genellikle P-T koşulları artıkça, yoğunlaşmada o oranda artmaktadır) ortaya koymuştur.

Feldispat gözlerinin etrafını saran manto ve/veya kuyruklarda oluşan asimetric geometrinin içerisinde özellikle kuyruk kısımlarında gelişen ve düşük sıcaklık koşullarına rağmen yeniden kristalize olan K-feldispatlar, deformasyonları sırasında

kristal-plastik mekanizmaların etkin olduğunu göstermektedir (Bkz. Simpson ve Wintsch, 1989).

Feldispatlarda mekanik davranış biçiminden plastik davranış tarzına geçiş orta-yüksek yeşilist fasiyesi koşullarında gerçekleşmektedir. Tullis ve Yund (1985) deneysel olarak feldispat agregalarının (feldspar aggregates) “recrystallization-accommodated dislocation creep” mekanizması ile defomasyonlarının oldukça geniş P-T aralığında geliştiğini göstermesine karşın, feldispatların düşük sıcaklık koşullarında (450-500°C veya daha yüksek koşullar) “steady state dislocation creep” mekanizmasıyla da deforme olmaları mümkündür (Hanmer, 1982a ve b; Tullis, 1983; Simpson, 1985; Gapais, 1989a ve b). Aynı şekilde, Simpson (1985) plajioklasların tamamen polional mozaik şeklinde yeniden kristalleşmesinin epidote-amfibolit ve daha yüksek metamorfizma koşullarında gerçekleştiğini göstermektedir. Buna karşın plajioklaslarda tamamen yeniden kristalleşmenin (complete recrystallization) 530-600°C civarında başladığı da ileri sürülmüştür (Sturt, 1969; Boillier ve Gueymen, 1975; Bozzière ve Vauchez, 1978; Jensen ve Starky, 1985). Bu durumda feldispatların plastik deformasyonu ve plajioklasların tamamen yeniden kristalleşmesi 450-600°C ye kadar olan bir aralığı işaret etmektedir ki buda üst yeşilist-alt amfibolit fasiyesi koşullarıdır.

Bu durumda “subgrain rotation”, “grain boundary migration” mekanizmaları ve yeniden dinamik kristalleşme minimum 400-500°C civarında sıcaklık koşullarını belirlerken (Marshall ve Wilson, 1976; Wilson, 1980; Simpson ve Wintsch, 1989), dinamik yeniden kristalleşme yoluyla “recovery” ise doğal yollarla deforme olan kayalarda 500°C den daha yüksek sıcaklık koşullarındaki deformasyona işaret eder (Olsen ve Kohlstedt, 1985).

Tüm bunlara karşın, Tullis ve Yund (1985) yüksek amfibolit-granulit fasiyesi koşullarında, feldispatların yassılaşıp uzadıklarını (falttened) ve genelde “subgrain”

şeklinde yeniden kristalleşip “recovery-accommodated dislocation creep” mekanizmasıyla deforme olduklarını ortaya koymuşlardır. Bu durumda Güney Menderes Masifinin Yatağan kuzeyinde Yatağan-Çine karayolu güzergahı boyunca yüzeyleyen milonitik gözlü gnaysların uzamış-yassılaştırmış feldispat gözleriyle temsil edilmesi (Şekil 14) ve bu gözlerin yeniden kristalleşmiş irili-ufaklı tanelerden oluşması, lokal olarak bu bölgede metamorfizma koşullarının yüksek amfibolit fasiyesine kadar ulaştığını göstermektedir.

Feldispatlardaki kataklastik deformasyon “dislocation climb” mekanizmasının limitini belirler ve bu koşulların üst yeşilist fasiyesinden alt amfibolit fasiyesine kadar değiştiğini (450-500°C sıcaklık koşullarını) belirler (Pryer, 1993).

Tane boyu büyüklüğündeki sentetik faylar (grain-scale synthetic faults) deformasyon ikizlenmeleri, undulatör sönme, deformasyon bantları ve kink bantları 300°C ile 400°C civarındaki sıcaklık koşullarına işaret eder (White, 1975; Boullier, 1980; Pryer, 1993). Feldispatlardaki breşleşme ise 300°C civarında gerçekleşir (Pryer, 1993).

Sonuç olarak feldispatlarda gelişen tüm mikro yapılar Güney Menderes Masifinde önemli ve geniş yüzlekler veren gözlü gnaysların Yatağan kuzeyindeki yüzlekleri hariç genelde üst yeşilist-alt amfibolit koşullarında gerçekleştiğini söylemek mümkün. Yatağan kuzeyinde kalan alanlarda gözlü gnaysların deformasyonu ilerideki

Figure 14. (a-c) Photomicrographs showing, elongated and flattened large feldspar porphyroclasts. Note that the mylonitic foliation is more mica rich and is relatively well-developed. The feldspar porphyroclasts are oriented such that their long axes are parallel to the main foliation in the rock. The host grains are characterized by serrated grain boundaries. (d) A close-up view to one these flattened grains. Please note that the porphyroclast is composed completely of subgrains and dynamically recrystallized new grains. All these structures of feldspar porphyroclasts suggest that metamorphic conditions during their deformation may have reached to upper amphibolite facies.



b



d



d



c

Tartışma Bölümünde irdelenecek nedenlerden dolayı üst amfibolit fasiyesi koşullarına kadar yükselmiştir.

3.2.4.2. Kuvars

Milonitik Gözlü gnaysların ikinci önemli bileşeni olan kuvars taneleri veya profiroklastlarının deformasyonu ya (1) “çekirdek-ve-manto mikroyapısı”nı (Şekil 15a) veya (2) daha küçük taneli yeni kuvars agregalarından ibaret kuvars ribonlarını (kuvars ribbons) oluştururlar. Çekirdek-ve-manto yapısında, çekirdek parçalanmış bol kırıklı ve oldukça fazla deforme olmuş (highly strained) pre-tektonik veya karakteristik undulatör sönme sunan eski kuvars tanesinden (porfiroklast) oluşurken, çekirdeği saran manto yeni oluşan “subgrain” ve yeniden kristalleşen kuvars tanelerinden oluşur. Çekirdekten matrikse doğru “subgrain” boyları tedrici olarak küçülür, bu durum deformasyonun kuvars taneleri (büyük porfiroklast-large prophyroclasts) kenarları boyunca lokalize olduğuna işaret eder. Çatlaklanma (fracturing) ve yeniden kristalleşme yoluyla daha küçük tanelere dönüşme kuvars ta oldukça karakteristik ve yaygındır.

Kuvars aynı zamanda uzun-yassılaştırmış şeritler (long elongated quartz ribbons) veya feldispat minerallerinin etrafında gelişen basınç gölgelerinde (pressure shadows) poligonal (polygonal) taneleri şeklinde de gelişmişlerdir. Gözlü gnayslarda ana milonitik

Figure 15. (a) Photomicrograph of a large quartz porphyroclast dynamically recrystallized into quartz aggregates. (b-c) Close-up views of this porphyroclast. Please note that that some of new grains tend to show a granoblastic polygonal structure where polygonal quartz grains meet at triple junctions with angle of 120°. (d) A large, foliation parallel, Type 4 quartz ribbon strained and recrystallized into an aggregate of new quartz grains. Note the serrated grain boundaries and undulatory extinction in new grains. Elongate, newly recrystallized quartz grains shows a preferred alignment and defines a well-developed grain-shape foliation oblique to the main foliation in the rock. Please note that how mylonitic foliation is defined by the preferred parallel alignment of biotite and muscovite laths and mica-rich layers. The obliquity between the dynamically recrystallized new grains in the Type 4 quartz ribbon and the mylonitic foliation suggest a top-to-the right shear sense, down to the south.



b



p



d



c

foliyasyonun oluřturan mika mineralleri kuvars ribonlarının ve yeni oluřan tanelerin Őekillerini-geometrisi ve bűyűmesini kontrol etmiřlerdir. Kuvars ribonları, yeniden ilksel kristalleřmiř, uzamıř (elongated) ve “serrated” tanelerden oluřur ve bu űzellikleriyle Boullier ve Bouchez (1978) tarafından tanımlanan “Type-4 quartz ribbon”lara oldukęa bűyűk benzerlik sunarlar (Őekil 15d). Tip-4 kuvars ribonlarını oluřturan ve tane boyları 100 μ m dan daha bűyűk olan yeniden ilksel kristalleřmeye uęramıř kuvars taneleri genelde C-eksenleri boyunca (bu uzamıř tanelerin genellikle uzun eksenlerine karřılık gelmektedir) tercihli yűnlenme sunarak kayacın S-yűzeylerine paralel-yarı paralel fakat C-yűzeylerine oblik konumludurlar. Bu űzellik tercihli crystallografik yűnlenmeye neden olan ve yeęince deforme olmuř (strongly deformed) milonitlerde yaygın olarak geliřtięi gibi kuvars minerallerinin “basal-slip” mekanizması ile deforme olduklarını gűstermektedir.

Tip-4 quartz ribonlarında yeniden oluřmuř minerallerin “serrated” tane sınırlarının olması kuvars minerallerinin oldukęa fazla “mobile” olduklarını ve kristalleřmelerini takiben “grain boundary migration” mekanizması ile deforme olduklarını gűstermektedir (Őekil 15d). “Serrated” tane sınırı aynı zamanda yeniden kristalleřmenin ilksel dinamik kristalleřme yoluyla olduęunuda belirtmektedir (Bkz. White, 1977). “Grain boundary migration” mekanizması polygonal tanelerde yűksek aęılı dokunakların (high-angle boundaries) “lobe” Őeklinde yanındaki komřu minerale doęru gűçmesiyle bařlamıřtır. Çok yaygın yeniden kristalleřme ve deformasyon izi tařımayan kuvars taneleri (strain-free quartz grains) kuvarslardaki “recovery processes” űnemli olduęunu iřaret etmektedir. Buna karřın, bazı yeni oluřmuř kuvars tanelerinin undulatűr sűnme űzellikleri, “subgrain” oluřumunun erken safhalarını iřaret ederken, oluřumlarını takiben deformasyonun devamlılıęını da gűstermektedir.

Bahsi geçen mikroyapıların yanısıra deformasyon bantları ve deformasyon lamelleri (deformation bands and deformation lamelle) de kuvars minerallerinde yaygın olarak gelişmişlerdir. Kuvarsın deformasyonu sonucu oluşmuş tüm yapılar, undulatör sönme, “Type-4 quartz ribbon”, deformasyon band ve lamelleri, ve yeniden kristalleşmiş oblik kuvars taneleri kristal-plastik, tek eksenli deformasyonun (crystal-plastic non-coaxial deformation) varlığını işaret etmektedir.

Gözlü gnaylarda kuvarsın deformasyonu ya tipik “çekirdek-ve-manto mikroyapısını” yada ilksel yeniden kristelleşmeye maruz kalmış kuvars ribonlarını oluşturmuştur. Ayrıca undulatör sönme, deformasyon bantları ve deformasyon lamelleri kuvarslarda gelişen önemli deformasyon yapılarıdır. Bu yapıların tamamı kuvars minerallerinde dinamik kristalleşmenin etkin olduğunu göstermektedir. Yeniden kristalleşen kuvars mineralleri tane boylarının sıcaklık artıka büyüdüğü daha önceki çalışmalarda belirtilmiştir (Simpson, 1985). Bu değişim alt yeşilist fasiyesi koşullarında 5 µm dan başlayıp, orta yeşilist fasiyesinde 15 µm, epidote-amfibolit fasiyesi koşullarında ise 100-300 µm kadar değişmektedir (Simpson, 1985). Yüksek sıcaklıkta yeniden kristalleşen kuvars minerallerinin çok iri taneli oldukları ayrıca Etheridge ve Wilkie (1981) tarafından da not edilmiştir.

Yeni oluşmuş kuvars minerallerinin tane boyu büyüklükleri (Şekil 15), “Type-4 quartz ribons”, deformasyon bantları ve lamelleri kuvarsların deformasyonunda koşullarının minimum üst yeşilist-alt amfibolit fasiyesi koşullarında gerçekleştiğini göstermektedir. Göreceli olarak kuvars minerallerinin daha büyük kristallerle temsil edildiği Yatağn-Çine karayolundaki gözlü gnays yüzlekleri deformasyon sırasında masif geneline göre daha yüksek P-T koşulları göstermektedir. Bu gözlem, masifin bu kesiminde Tip-4 kuvars ribonların daha yaygın olması ilede desteklenmektedir.

3.2.4.3. Mikalar

Tüm mika mineralleri (biyotit ve muskovit) kayacın ana foliyasyonuna paralel olarak tercihli yönelme sunmaktadırlar. Mikalar genellikle tamamen yeniden kristalleşmiş, göreceli olarak büyük taneleri ise mekanik rotasyona uğramışlardır. Fakat, büyük mika (özellikle biyotit) porfiroklastları (001) yüzeyleri boyunca kayacın ana foliyasyonuna oblik, S-foliyasyonuna ise paralel konum kazanmışlardır. Undulatör sönme, bükülme (bending) ve kinkleşme gibi yapılar mikalarda gelişmiş önemli deformasyon belirteçlerdir. Kink bantları ve bükülme yapıları ile biyotitlerin (001) düzlemleri arasındaki açı oldukça yüksek olup dike yakındır. Kink bantları yuvarlaklaşmış sırtlarla (hinge) karakterize olurlar. Bazı çok iri biyotit porfiroklastları parçalanıp kırıklı bir yapı sunarken bazı porfiroklastlar ise tane boyundaki mikro faylar boyunca ötelenmişlerdir.

Biyotitler “bend-gliding”, kinkleşme ve çatlaklanma (fracturing) mekanizmaları ile deformasyona (internal deformation) uğramışlardır (Şekil 16) . Biyotit kristallerinin gerildiği (stretching) veya komşu feldispat tanesine “impinge” yaptığı durumlarda, büyüklükleri 25-10 µm arasında değişen polygonal kristaller şeklinde yeniden kristalleşmişlerdir.

Figure 16. (a) A large, kinked biotite porphyroclast in the augen gneisses aligned with its (001) surfaces almost parallel to the mylonitic foliation in the rock. Note that kink bands have rounded hinges. (b) Photomicrograph of a large, kinked biotite porphyroclast oriented with its (001) surfaces oblique to the main foliation in the rock. This oblique relation suggest a top-to-the right sense of shearing, down to south. (c) Mica “fish” structure indicating a top-to-the right (south) sense of shearing. Note that the well-developed lozenge shape of the biotite porphyroclast. (d) Photomicrograph illustrating biotite porphyroclast aligned with its (001) surfaces oblique to the main foliation of the rock indicating a top-to-the right sense of shear.



b



p



d



c

Mikalar özellikle biyotitler “bend gliding” ve “kinking” mekanizmalarıyla deformasyona uğramışlardır. Mikaların büyük bir çoğunluğu (001) yüzeyleri boyunca kuvars ribonlarının büyümesini kontrol etmiş ve bu yüzeylerinin tercihli yönelmesi ilede kayacın ana foliyasyonunu oluşturmuşlardır. İri mikalarda yaygın olarak gelişen kinkleşme orta-yüksek yeşilüst fasiyesi koşullarını işaret ederken (Simpson, 1985) ana foliyasyonu tanımlayan ve tamamen yeniden kristalize olan mikalar ise epidot-amfibolit fasiyesi koşullarına işaret etmektedir. Mikalarda gelişen tüm mikroyapılar özellikle üst yeşilüst- epidote-amfibolit fasiyesi koşullarında gelişen deformasyona işaret etmektedir.

Feldispat, kuvars ve mikaların yanı sıra milonitik gözlü gnayslar aynı zamanda deformasyon sırasında rigid kalıp daha kırılğan davranan granat ve turmalin kristalleride içerirler (Şekil 17a ve b) . Pretektonik minerallerin tüm özelliklerini gösteren bu mineraller kırılıp parçalanmışlar ve matriks foliyasyonu tarafından da sarılmışlardır. Bu mineraller rehelojik özelliklerinden dolayı deformasyon sırasında kırılğan davrandıkları ve bu yapılar deformasyon sırasındaki metamorfik koşulların tahmin edilmesinde kullanılamıyacağından anlatılmayacaktır.

Figure 17. (a) General view of the augen gneisses with garnet porphyroclasts in a micaceous matrix foliation. (b) same view in plane polarized light. (c) Photomicrograph illustrating a well-developed shear band foliation indicating a top-to-the right (south) shear sense. Note that micas in the foliation tend to bend into the zone. (d) A quartz porphyroclast dynamically recrystallized into elongate quartz aggregates. Note that new grains show preferred alignment and indicates atop-to-the right (south) shear sense.

3.2.4.4. Sonuç

Milonitik gözlü gnaysların deformasyonu sırasında bireysel minerallerden feldispat, kuvars ve mikalarda gelişen tüm yapılar dinamik yeniden kristalleşmenin etkin olduğunu göstermektedir. Feldispat, kuvars ve mikalarda gelişen yapılar deformasyonunun genelde üst yeşilist-alt amfibolit fasiyesi koşullarında gerçekleştiğini göstermektedir. Fakat Güney Menderes Masifinin Yatağan kuzeyinde Yatağan-Çine karayolu güzergahı boyunca yüzeyleyen milonitik gözlü gnaysların genel dokusu ve feldispat gözlerinin geometrisi, bileşenleri masifin bu kesiminde metamorfizma koşullarının yüksek amfibolit fasiyesine kadar ulaştığını göstermektedir. Benzer gözlemler Bafa gölü civarında da yapılmasına karşın gerekli detay çalışmalar yapılamadığından burada verilmeyecektir.

Fakat, masifin diğer kesimlerinde gözlü gnayslarında tipik “retort şekilli” feldispat porfiriklastlarının varlığı, ve detay mikroyapısal çalışmalar gözlü gnaysların deformasyonunun genelde üst yeşilist-alt amfibolit fasiyesi koşullarında gerçekleştiğini göstermektedir.

Yapısal olarak alt kesimlere gidildiğinde dinamik kristalleşmede azalma fakat feldispatların içsel deformasyonundaki (internal deformation) artma, derinliğe bağlı olarak P-T koşullarının ve sonuç olarakta deformasyon mekanizmalarının değiştiğini göstermesi açısından önemlidir.

Üst yeşilist-alt amfibolit, lokal olarak ta üst amfibolit fasiyesi koşullarında deforme olan milonitik gözlü gnayslarla, progresif deformasyona bağlı olarak deformasyonun ilerleyen safhalarında kırılğan-plastik ve daha sonrada tamamen kırılğan deformasyona uğrayıp breşleşmişler ve sonuç olarak kataklasitleri oluşturmuşlardır.



b



p



d



c

3.2.5. Hareket Yönü

Gözlü gnaysların milonitleşmesini kontrol eden deformasyonun gerçekleştiği makaslama zonunun tektonik ortamı ve bu zondaki hareket yönünün belirlenmesi çalışmanın en önemli aşamalarından birini oluşturmaktadır. Hareket yönü hem yüzlek ölçeğinde hemde mikroskop altında incelenen mezo- ve mikroyapılar kullanılarak tesbit edilmiştir. Bu çalışmada hareket yönü mezo ve mikro ölçeğinde gelişmiş ve aşağıda bazıları detay olarak anlatılacak önemli kinematik belirteçlerle belirlenmiştir: fabrik asimetrisi, asimetrik feldispat gözleri (σ - ve δ - yapıları), mika (biyotit) pulcukları (mica-“fish”), kırılmış ve ötelenmiş mineral (özellikle feldispat) taneleri, S-C fabrikler, makaslama bantları (shear bands)/extansiyonel krenulasyon klivajları (extension crenulation cleavage)/C'-foliyasyonu, oblik-asimetrik kuvars taneleri (oblique asymmetric quartz grains), asimetrik çek-ayır mikroyapısı (asymmetrik pull-apart microstructure) ve V-Şekilli çek ayır mikro yapısı (V-shaped pull-apart microstructure).

Mikroskop altında yapılan çalışmalar sahada toplanan yönlü örneklerden hazırlanan ince kesitlerde yapılmıştır. Yönlü örnekler kayadaki lineasyona paralel, foliyasyona dik yönde kesilerek (deformasyon sırasındaki genişleme yönüne- maximum elongation direction -paralel, maksimum sıkışma yönüne- maximum shortening direction -ise diktir) ince kesitler hazırlanmıştır. Yapılan tüm incelemelerde milonitlerde gelişen mezo ve mikro yapılar hareket yönünü vermesi açısından tartışma götürmez uyumlu sonuçlar vermiştir.

3.2.5.1. Asimetrik Feldispat Gözleri

Milonitik gözlü gnayslarda (deformasyona uğramış protolit granitlerde gelişen) gözler şeklinde oldukça yaygın olarak bulunan rijit feldispat profiroklastları bu çalışmada kullanılan en önemli kinematik belirteçlerden biridir.

Milonitik gözlü gnayslarda oldukça yaygın olarak gelişen göz (augen) yapıları genelde iri feldispat profiroklastlarından (bazı durumlarda gözler tek bir feldispat tanesinden oluşmayıp, irili-ufaklı tanelerden de oluşmuşlardır) oluşup genelde ince taneli ve daha plastik davranan matriks tarafından sarılırlar. Gözlerin boyu 0.5 cm'den 7-8 cm ye kadar değişmektedir. Feldispat gözleri genelde kendi boyutlarına göre ince taneli minerallerden oluşan manto ile sarılıp, her iki uçlarından kayacın ana foliyasyonuna yaklaşık paralel uzanan ve yeniden kristalleşmiş tanelerden oluşan uzamış kuyruklarla (tails) karakterize olurlar. Bu özellikleriyle literatürde tanımlanan σ -tipi profiroklastlara benzemektedirler (Simpson, 1981; Simpson ve Schmid, 1983; Hanmer ve Passchier, 1991). Profiroklast ve kuyrukları basamak türü geometri (Stair-stepping geometry) sunarlar. Çekirdekte yer alan feldispat profiroklastları genelde yeniden kristalleşmiş kuvars ve feldispatlardan oluşan ve profiroklastan uzaklaştıkça her iki tarafında kama şeklinde gelişmiş (wedge-shaped) kuyruk ile sarılırlar. Basamak türü geometrisi net olarak izlenen profiroklastlar gerek saha çalışmalarında gerekse laboratuvar çalışmalarında başvurulan önemli kinematik belirteçlerdendir.

Feldispat gözlerin büyük bir çoğunluğu Passchier ve Simpson (1986) tarafından tanımlanan σ_a -tipi profiroklastlar gibi ince taneli plastik davranan matriks içerisinde yüzer konumdadırlar. Gözlerin etrafında foliyasyon yön değiştirerek gözlerin kenarına paralel olarak uzanırlar. Gözlerin kuyruk kısımlarının geliştiği durumlarda genelde aynı tane büyüklükleri olan yeniden kristalize olmuş kuvars ve feldispatlardan oluşur ve herhangi bir iç yapı sunmazlar (structureless). Kayacın ana foliyasyonu gözler etrafında

asimetrik olarak dağıldığından bu gözler genelde “retort” şekilli olup uzun kenarları boyunca C-foliasyonuna oblik, S-foliasyonuna ise paralel olarak uzamışlardır. Deformasyon sırasındaki gerek manto gerekse kuyrukları oluşturan taneler daha zayıf olduğundan rotasyona uğrayarak foliasyona paralel konum kazanırlarken, daha dayanıklı olan gözler yavaş dönerek etraflarını saran foliasyona uzun eksenleri boyunca oblik konum kazanmışlardır.

Gerek sahada gerekse ince kesit çalışmalarında bu gözlerin ana foliasyona (C-foliasyonu) oblik konumlu ve bu foliasyon düzlemlerini keserek öteleyen makaslama bantları (shear bands)/C'-foliasyonu ile birlikte geliştikleri de görülmüştür. Bu özellikleri ile Passchier ve Simpson (1986) tarafında tanımlanan σ_b -tipi profiroklastlara oldukça benzerler.

Feldispat profiroklastlarının asimetrisi uzun yıllardır önemli bir kinematik belirteç olarak kullanılmaktadır (Eisbacher, 1970; Choukrounce ve Lagarde, 1977; Etchecopar, 1977; Lister ve Price, 1978; Berthé ve diğerleri, 1979; Simpson ve Schmid, 1983; Passchier ve Simpson, 1986; Simpson, 1986; Mawer, 1987). Tüm bu çalışmalarda, milonitik gnaysların ince taneli matriks içinde ve genelde “göz (augen)” veya profiroklast olarak kabul edilen iri ve dayanıklı feldispat, kuvars ve mika taneleri içerdikleri söylenmiştir. Lister ve Snoke (1984) bu yapıların basamak geometrisi gösterdiği durumlarda ve gözleri saran manto yapısının kuyruk şeklinde uzayarak foliasyona paralel olduğu durumlarda kinematik belirteç olarak kullanılabileceğini belirtmişlerdir (Bkz. Simpson, 1986). Basamak türü geometrinin gelişmediği durumlarda Simpson ve Schmid (1983) kama şeklinde gelişen mantonun “concave” yüzeylerinin hareket yönüne baktıklarını ve bu özelliklerinden dolayı kinematik belirteç

olabileceklerini söylemişlerdir. σ -tipi profiroklastların deformasyonun ilerleyen safhalarında maruz kaldıkları rotasyondan dolayı δ -tipi porfiroklastları oluşturmuşlardır.

3.2.5.2. S-C fabrikler

milonitik kayaçların S-C tektonitler (S-C tectonites) oldukları ve eş zamanlı oluşmuş iki foliyasyon içerdikleri görülecektir. Bu iki foliyasyon (C-foliasyonu, ve S-foliasyonu) birbirlerine oblik konumludur ve bunlardan S-foliasyonu deformasyon sırasındaki sıkışma eksenine dik, diğeri (C-foliasyonu) ise makaslama hareketine paralel konumda olup sıkışma eksenini ile yaklaşık 45° bir açı sunar. İşte bu oblik ilişkidir ki önemli kinematik belirteç olarak kullanılır.

Granitik kayaçların makaslama zonlarında deformasyona uğramasıyla “anastomose” doku oluşturan S- ve C-foliasyonları diye adlandırılan iki yapı eş zamanlı olarak gelişmektedir (Berthé ve diğerleri, 1979; Lister ve Snoke, 1989). Granitik kayaçların deformasyonu sonucunda oluşan bu tür milonitler “Type-I S-C mylonites” diye tanımlanmıştır (Lister ve Snoke, 1984). Genelde bu iki yapının eş zamanlı geliştiği ileri sürülmesine rağmen Shimamoto (1989) C-düzlemlerinin deformasyonun ilerleyen safhalarında S-foliasyonlarından daha sonra oluştuğunu ileri sürmüştür. İlk “South Armorican Shear Zone” da Berthé ve diğerleri (1979) tarafından tanımlanmışlardır. S-düzlemleri genelde maksimum sıkışma yönüne dik veya dike yakın bir konumda gelişirken, C-düzlemleri genelde makaslama zonunun duvarlarına paralel veya çok küçük açılı bir ilişki ile gelişirler. C-foliasyonu ile S-yüzeyleri arasındaki ilişki başlangıçta yaklaşık 45° civarındadır. C-düzlemleri (cisailment=shear=makaslama) genelde mika minerallerinin ve kuvars ribonlarının tercihli olarak birbirlerine paralel olarak yönlendirilmesi ile oluşurken gerek maksimum

sıkışma yönüyle gerekse S-düzlemleriyle 45° lik açı yaparlar. Gözlü gnayslar çok iyi gelişmiş S- ve C-foliasyonları ile karakterize olurlar. Bu düzlemler arasındaki açı 10-20° den 35-40° ye kadar değişkenlik sunmaktadır. S-düzlemleri ise mika (001) düzlemleri, yeniden kristalize olmuş uzamış kuvars taneleri ve feldispat porfiroklastlarının birbirlerine paralel-yarı paralel uzanmaları ile ifade edilirler ve genel maksimum sıkışma yönüne dik gelişirler. S-C düzlemleri gerek mostra gerekse mikroskop ölçeğinde rahatlıkla gözlemlenmişlerdir.

S-C fabriklerin gelişimi dikkate alındığında, milonitik granitler Tip I S-C milonitlerdir (Bkz. Lister ve Snoke, 1984). Bu kayaçlarda S-düzlemleri kuvars ribonlarının, pretektonik büyük mika minerallerinin (001) düzlemleri boyunca ve feldispat porfiroklastlarının tercihli yönlenmesinden oluşurken, C-düzlemi yeniden kristallenmiş mika mineralleri ile kuvars ve feldispatlarının yoğunlaştığı domainlerin paralel dizilimleriyle ifade olunur.

Berthé ve diğerleri (1979) deformasyon başlangıcında S- ve C-düzlemleri arasındaki açısal ilişkinin 45° den başlayarak deformasyonun ilerleyen safhalarında S-düzlemlerinin rotasyonuna bağlı olarak yavaş yavaş azaldığını söylemişlerdir. Bu çalışma ultramilonitik safhada S- ve C-düzlemlerinin birbirlerine paralel konuma geldiklerini de ortaya koymuştur. Berthé ve diğerleri (1979) S- ve C-düzlemlerinin açısal (α) ilişkisine bağlı olarak milonitleşmenin 4 safhada geliştiğini ileri sürmüşlerdir:

- | | |
|--------------------|---------------------|
| 1. ilk Safha: | $\alpha = 45^\circ$ |
| 2. İkinci Safha: | $\alpha = 25^\circ$ |
| 3. Üçüncü Safha: | $\alpha = 10^\circ$ |
| 4. Dördüncü Safha: | $\alpha = 0^\circ$ |

S- ve C-düzlemleri arasındaki yukarıda verilen açısız ilişkiler dikkate alındığında gözlü gnayslarda, deformasyon/milonitleşmenin birinci safhadan üçüncü safhaya kadar bir değişim sunduğu açıkça görülecektir.

3.2.5.3. Mika “fish”

Milonitik gözlü gnayslar köken kayacı granitoidlerde bulunan özellikle çok iri biyotitler makaslama zonu deformasyonu sırasında rijit davranım göstererek porfiroklastlar şeklinde korunmuşlar ve literatürde mika “fish” olarak bilinen yapıları oluşturmuşlardır (Eisbacher, 1970; Lister ve Snoke, 1984) (Şekil 16). Genelde (001) düzlemleri boyunca kayacın ana milonitik foliyasyonuna oblik konumdadırlar. Bu geometrileri ile deformasyona neden olan sıkışmaya dik kayacın S-foliyasyonuna ise paralel konumdadırlar. Biyotit porfiroklastlarının kayaçtaki milonitik foliyasyonla yaptığı bu oblik ilişki önemli kinematik belirteçlerdendir.

3.2.5.4. Makaslama Bantları (Shear Bands)

Makaslama bantları (shear bands) gerek milonitik gözlü gnayslarda oldukça yaygın olarak gelişmiş ve deformasyonun erken safhalarında oluşmuş milonitik foliyasyonu kesip deforme etmiştir (Şekil 17c). Makaslama bantları dikkatli incelendiğinde, mikroyapısal değişimin işaretlerini görmek mümkündür. Bu zonların yeğince dinamik kristalleşmeye uğradığı, zona paralel mika minerallerinin büyüdüğü, kırılğan (brittle) deformasyonu yaygın olduğu, ana foliyasyonun kalın mika bantlarından oluştuğu kesimlerde foliyasyon mikalarının makaslama zonuna doğru döndüğü, ve yine mikaların yoğun olduğu kesimlerde retrogresif olarak kloritleşmenin çok yaygın olduğu izlenecektir. Makaslama bantlarının kayaçlardaki ana foliyasyon ile yapmış olduğu geometrik ilişki önemli belirteçlerden biridir.

3.2.5.5. Oblik Tane Şekli Foliyasyonları (oblique grain-shape foliation)

Milonitleşmiş gözlü gnayslar dikkatle incelendiğinde, yeniden dinamik olarak kristalleşmiş feldispat, kuvars ve bazı mika mineral tanelerini uzun eksenleri boyunca kayaçtaki makroskopik foliyasyona (C-düzlemleri) oblik, S-düzlemlerine ise paralel büyüdükleri görülecektir (Şekil 15d ve 17d). Genelde oblik tane şekli foliyasyonu (oblique-grain shape foliation) diye tanımlanan bu yapı mikalarda (001) düzlemlerinin ana foliyasyona oblik gelişmesi ile tanımlanır. Özellikle kuvars ribonları (Type-4 kuvars ribons) ve ribonlarda yeniden dinamik kristalleşme sonucu oluşmuş uzamış kuvars minerallerin uzun eksenleri boyunca ribon kenarlarına, dolayısıyla kayacın ana foliyasyonuna tercihli olarak oblik yönlenmişlerdir.

3.2.5.6. Ötelenmiş Mineral Taneleri

Özellikle milonitik granitlerde gelişen bu yapılar, iri feldispat porfiroklastlarını saran matriks sünümlü deformasyona uğrarken plastik davranmıyarak kırıldıklarını gösterir. Özellikle birbirlerine paralel uzanan birden fazla “grain-scale” faylarla deforme olan feldispat gözlerinde çok karakteristik “book shelving” yapısı gelişmiştir (Şekil 10b). Kırılan ve sonrasında ötelenen mineral taneleri yukarıda anlatılan tüm kinematik belirteçlerin verdiği hareket yönü ile uyumlu olup deformasyon sırasında üst düzeylerin G-GGB doğru hareket ettiğini göstermektedir.

3.2.5.7. Sonuç

Gözlü gnayslar dinamotermal metamorfizmaya uğramış orta eğimli, az gelişmiş milonitik foliasyon ve iyi gelişmiş KKD-GGB gidişli uzamış mineral lineasyonu gösteren milonitik granitlerdir. Sonuç olarak, yukarıda anlatılan, gerek sahada gerekse

mikroskopta gözlenen tüm kinematik belirteçler (asimetrik feldispat profiroklastları, S-C ilişkileri, makaslama bantları, V-çek ayır mikro yapısı, asimetrik kuvars c-eksenleri gibi çeşitli kinematik belirteçler) üst düzeylerin, eğim yönünde gerilmeli lineasyonuna paralel olarak Güney Menderes Masifi genelinde G-GGB doğru hareket ettiği kıtasal ölçekli bir makaslama zonun varlığını ve ayrıca milonitleşme sırasında deformasyonu büyük ölçüde tek eksenli (non-caoxial) olduğuna işaret etmektedir.

Güney Menderes Masifi genelinde makaslama zonundaki hareketin G-GGB ya doğru olduğu tartışma götürmez bir gerçektir. Ancak Yatağan kuzeyinde masif genelinde yaygın olarak yüzeyleyen gözlü gnayslardan farklı olarak bu çalışmada belirlenen ve genç olabileceği üzerinde durulan granitik milonitlerde hareket üst düzeylerin, eğim yönünde gerilmeli lineasyonuna paralel olarak K-KKD yadır. Sadece bu farklı granitlerde hareket yönünün masif genelinden tamamen farklı-ters olması çok önemli bir gözlemdir. Aynı bölgede gözlü gnaysların bireysel minerallerinde masifin diğer kesimlerinin aksine daha farklı yapıların gelişmesi ve bu yapıların masifin bu kesiminde deformasyon sırasındaki metamorfizma koşullarının daha yüksek olduğunu belirtmesi hareket yönünün farklılığıyla birleştirildiğinde masifin evrimiyle ilgili önemli ip uçları vermektedir. Bu konu Tartışma bölümünde irdelenecektir.

3.2.6. Deformasyonun Yaşı: Yeni RB-Sr Jeokronolojisi

Yukarıda detay olarak irdelendiği gibi muscovit-kuvars pegmatitin ve muskovit profiroblast/kitapçıklarının ana kayaktan gelmedikleri ayrıca gerilmeli makaslama zonundaki deformasyon sırasında oluştukları ortaya konduğunda, mika profiroblast/kitapçıkları makaslama zonu hareketinin yaşının belirlenmesinde kullanılmışlardır. Bu çalışmada Rb-Sr metodu muskovit profiroklastlar üzerinde uygulanmıştır.

İki taze ve deforme olmamış mika profiroblastları/kitapçıkları kuvars-muskovit pegmatitinden izotop yaşlandırması için seçilmiştir.

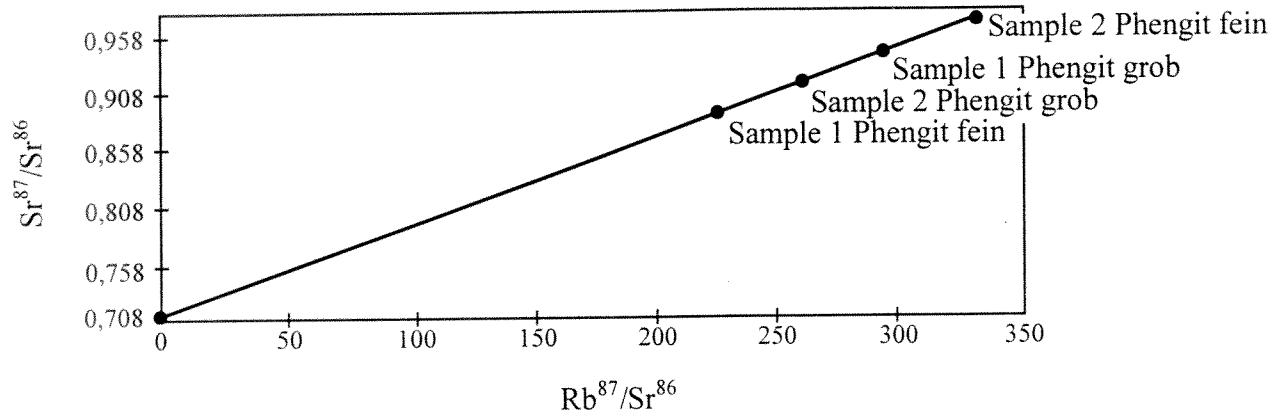
Yaşı belirlenen pegmatit damarı gerilmeli deformasyon zonu taban bloğunu oluşturan gözlü gnaysların içinde özellikle “çekirdek” gnasyaları ile örtü şistleri arasında dokunağa yakın kesimlerde gelişmişlerdir. Elde edilen yaşlar migmatitleşme sonucu oluşan pegmatit damarının (shear-induced formation of the pegmatite), gerilmeli makaslama zonu deformasyonunun son safhalarının (late incremental shearing event), ve devamındaki termal soğumanın yaşını (the subsequent thermal history) vermektedir.

Rb-Sr mika verileri Tablo 1’de verilmiş ve Şekil 18 de değerlendirilmiştir. Muskovit örnekleri 54 ± 4.9 Ma to 52 ± 0.405 Ma (Ypresian=erken Eosen) yaşlarını vermiştir.

Muskovitlerde Sr dağılması (Sr diffusion) için kapanım sıcaklıkları (closure temperatures) yaklaşık $c.500 \pm 50^\circ\text{C}$ civarındadır. Daha önceki detay mikroyapısal çalışmada da belirtildiği gibi makaslama zonundaki deformasyon koşulları alt amfibolit-üst yeşilşist fasiyesi koşullarında gerçekleştiğinden (Bozkurt ve Park, 1997b) 52-54 Ma Rb-Sr mika yaşları pegmatit damarının oluşum zamanı ve makaslama sonundaki hareketin yaşı olarak yorumlanmıştır. Sonuç olarak yeni Rb-Sr yaşları makaslama zonunun erken Eosen’de aktif olduğunu göstermektedir. Daha önce rapor edilen gözlü gnaslardaki 43-37 Ma mika Ar-Ar soğuma yaşları (Hetzl ve Reischmann, 1996) ise deformasyon sonrası soğumanın orta Eosen’de gerçekleştiğini göstermektedir.

Table 1. Rb-Sr data

Sample	Sr (ppm)	Rb (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Age
EB-1 Phengit (0.5-1 mm)	6.50	627.0	285.4	0.93787	
EB-1 Phengit (63-125 μm)	10.1	789.1	230.2	0.88095	
EB-1 Quartz	0.22	0.094	1.254	0.72322	
EB-2 Phengit (0.5-1 mm)	12.0	1035	254.4	0.91691	
EB-2 Phengit (63-125 μm)	7.38	830.4	333.6	0.95910	
EB-2 Quartz	0.05	0.315	17.87	0.77911	

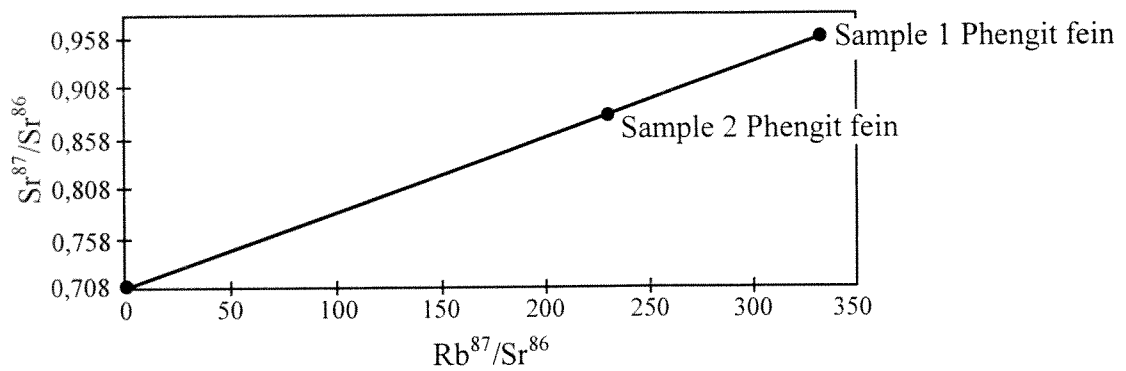


MODEL I

Rb ⁸⁷ /Sr ⁸⁶ -initial	
0,711581	54 ± 4,9 Ma

MODEL III

Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶ -initial	
0,712726 ± 0,191	54 ± 8,31 Ma



MODEL I

Rb ⁸⁷ /Sr ⁸⁶ -initial	
0,71169	52 ± 0,405 Ma

Figure 18. Rb-Sr isochron plot of samples of mica books.

3.2.7. Milonitleşmenin Tektonik Ortamı

Makaslama zonunun taban bloğunda gelişen deformasyon güneye ortaç eğimli milonitik foliyasyon ile güneye ortaç dalımlı genişlemeli mineral lineasyonunun oluşumu ile ifade olunur. Bütün durumlarda kinematik belirteçler gözlü gnaysların milonitik deformasyonu sırasında üst düzeylerin mineral lineasyonuna paralel olarak G-GGB ya hareket ettiğini (Yatağan civarındaki genç granitin deformasyonu sırasındaki hareket yönü hariç) göstermiştir. Milonitleşme sırasında oluşan yapılar (milonitik foliyasyon ve eğimi, mineral lineasyonu ve hareket yönü) bize güneye eğimli bir makaslama zonunun varlığına işaret etmektedir. Yukarıda bahsi geçen yapıların hemen hemen tamamı sıkışmalı veya gerilmeli makaslama zonlarından herhangi birinde gelişmesi kuvvetle muhtemeldir. Fakat, gerek saha gözlemleri gerekse dokunak ve yapısal ilişkiler, özellikle gerilmeli makaslama zonları için tipik olan ve milonitleşmemiş veya az deforme olmuş gnayslardaki üste doğru, milonitler, kataklasitler ve son olarakta ayrılma fayın dan oluşan yapısal dizilim, masifin bu kesiminde gelişen deformasyonun genişlemeli normal bir makaslama zonunda oluşunu gösterir.

3.3. D₄ Deformasyonu

Güney Menderes Masifi genelinde D₄ deformasyonu sadece D₃ eformasyonunda olduğu gibi gözlü gnayslarda gelişmiş ve yaklaşık KKD-GGB gidişli F₄ kıvrımları ile temsil edilir (Şekil 6). Milonitik gözlü gnayslarda gelişen S₃ milonitik foliasyonunu deforme eden bu yapılarda (Şekil 6) aksiyal planar fabrikler gelişmemiştir. Bu kıvrımların eksenleri boyunca milonitik gözlü gnayslardaki L₃ gerilmeli mineral lineasyonuna paralel uzanırlar. Kıvrımların sadece gözlü gnayslarda gelişmiş olması

makaslama zonu deformasyonunu sırasında yaklaşık BKB-DGD gidişli sıkışmanın varlığını göstermektedir.

Gözlü gnaylarda gelişen bu kıvrımlar yapısal olarak gerilmeli makaslama zonunun alt kesimlerinde gelişirken, üst kesimlerde milonitik foliasyonu deforme eden ve miloniti breşler ile kataklasitleri oluşturan kırılğan deformasyon gelişmiştir. Bu düzyelerde kırılğan deformasyonun ürünü olarak yaklaşık D-B uzanımlı kuvars damarları ile pegmatitler gelişmiştir. Bu yapıların varlığında F₄ kıvrımlarında olduğu gibi yaklaşık D-B sıkışmaya işaret etmektedir.

F₄ kıvrımlarının oluşumu D-B sıkışma sırasında plastik deformasyonu işaret ederken kuvars damarları ile pegmatitler kırılğan deformasyonu göstermektedir. Yapısal olarak farklı düzyelerde oluşan bu yapılar, gözlü gnayların deformasyon sırasında buldukları düzeye göre farklı davrandıklarını göstermektedir.

3.4. D₅ Deformasyonu

Çalışma sahasında izlenen en son hareket ve deformasyon yaklaşık D-B yönünde uzanan normal faylardır. Batı Anadolu'da günümüzdede etkisini sürdürmekte olan yaklaşık K-G gerilmenin ürünü olarak yorumlanmış bu yapılar çalışmanın amacı dışında kaldıklarından burada anlatılmıyacaklardır.

3.4. Sonuç

Menderes Masifini etkileyen en az beş deformasyon fazı belirlenmiştir. Bunlardan ilk ikisi (D_1 - D_2) sadece örtü şistlerinde gelişmiş yapılar olup Ana Menderes Metamorfizması sırasında sıkışmalı bir makaslama zonunda deforme olmuşlardır. D_1 deformasyonu genelde bölgesel foliasyon (S_1) ve mineral lineasyonu (L_1) ile “intrafolial” kıvrımları (F_1) ile temsil olunur. D_2 deformasyonu sırasında eksen uzanımları D-B olan F_2 kıvrımlar S_1 foliasyonunu deforme ederek oluşmuşlardır. D_1 - D_2 deformasyonları sırasında üst düzeyler kuzeye doğru hareket etmiştir. Her iki faz sırasında hareket yönünün aynı olması bu fazlar arasındaki genetik ilişkiyi ortaya koyması bakımından önemlidir.

D_3 - D_4 deformasyonları sadece gözlü gnaysları etkilemişlerdir. D_3 deformasyonu S_3 milonitik foliasyonu ve L_3 mineral gerilmeli lineasyonu ile temsil olur. Tipik bir gerilmeli makaslama zonunda gözlü gnaysların milonitleşmesi şeklinde gelişen deformasyon sırasında üst düzeyler masif genelinde G-GGB ya doğru hareket etmiş fakat lokal olarak K-KKD ya hareket de gözlemlenmiştir. D_4 deformasyonu sırasında S_3 milonitik foliasyonu deforme olarak yaklaşık K-KKD gidişli kıvrımları oluşturmuştur. D_5 deformasyonu tüm masifi etkileyen yaklaşık D-B gidişli normal faylarla temsil olurlar.

4. TARTIŞMA

4.1. Yaş İlişkileri

Güney Menderes Masifinde yüzeyleyen tüm metamorfik kayaçlar (gözlü gnaylarda dahil) erken-orta Oligosen (Lattofian-Rupelian) yaşlı metamorfizma geçirmemiş Kale-Tavas baseninin molas sedimanları tarafından bir uyumsuzlukla üzerlenir (Becker-Platen, 1970; Lüttig ve Steffens, 1976) . Bu ilişki, Güney Menderes Masifinin erken Oligosende yüzeyde olduğunu göstermektedir. Elde edilen radyometrik yaşlar ve metamorfikleri bir uyumsuzlukla üzerleyen sedimanların yaşları dikkate alındığında, Güney Menderes Masifi ve Büyük Menderes grabeninin kuzeyinde kalan merkezi ve kuzey submasiflerden oldukça farklı oldukları görülecektir.

Masifin diğer kesimlerinde yapılan güncel çalışmalar, merkezi ve kuzey submasiflerin geç Paleojen sırasında Neotetis okyanusunun kapanması ve çarpışmanın sonucu olarak gelişen kıta kabuğu kalınlaşmasını takip eden geç Oligosen-erken Miyosen orojen çökmesine eşlik eden düşük açılı ayrılma fayları (low-angle detachment faults) boyunca yüzeyletiğini ortaya koymuştur (Hetzl ve diğerleri, 1995a ve b; Verge, 1995; Bozkurt, 1998a ve b; Yusufoglu, 1998). Bu çalışmalarda submasiflerin erken-orta Miyosen'de yüzeye çıktıkları ileri sürülmüştür (Hetzl ve diğerleri, 1995a). Buradan çıkarılabilecek sonuç, Güney Menderes Masifi yüzeydeyken, merkezi ve kuzey submasifler kıta kabuğunun derinliklerinde yer alıyordu. Bu durumda güney Menderes Masifi ve Büyük Menderes grabeninin kuzeyinde yer alan submasifler ayrı ayrı değerlendirilmelidir.

Yüzeyleme (exhumation) yaşları arasındaki farklılıkların dışında, Büyük Menderes grabeninin kuzeyinde kalan submasiflerle güneydeki submasifin ayrı ayrı

değerlendirilmesi gerektiği savını destekler bir kaç tane daha veri vardır: (1) Güneydeki submassif Menderes Massif genelinde yaşlandırılmış ve deformasyon-metamorfik fazları en iyi tanımlanmış kesimdir. Güneydeki submassif iyi korunmuş ilksel stratigrafi sunarken, kuzeyde ilişkiler daha kompleks ve karmaşıktır. Büyük Menderes grabeninin kuzeyinde kalan kesimlerde metasedimanter istif Ana Menderes metamorfizmasının nedeni olarak kabul edilen nap hareketleri sırasında ekaylanıp daha karmaşık bir hal almışlardır. Oysaki Güney Menderes Massifinde metasedimanlar ilksel dokunak ilişkilerini koruyarak düzenli bir istif sunmaktadırlar; (2) Güneydeki submassifin yüzeye çıkmasını kontrol eden gerilmeli makaslama zonunun eğimi 60° civarında iken (Bozkurt ve Park, 1997a), merkezi ve kuzey submassifler düşük açılı (15° - 30°) gerilmeli makaslama zonları boyunca yükselmişlerdir (Hetzl ve diğerleri, 1995a ve b, Verge, 1995; Bozkurt, 1998; Koçyiğit ve diğerleri, 1998; Yusufoglu, 1998); (3) Güney Menderes Massifinde gözlü gnaysların milonitleşmesini ve yüzeye çıkmasını kontrol eden makaslama zonunun tavan boğunu metasedimanlar oluştururken, kuzeydeki submassiflerde (özellikle merkezi submassifte) tavan boğunu “supradetachment” basenlerde çökelmiş Neojen sedimanları oluşturur (Hetzl ve diğerleri, 1995a; Bozkurt, 1998b; Koçyiğit ve diğerleri, 1998; Yusufoglu, 1998); (4) gerilmeli makaslama zonundaki deformasyon kinematiki de farklıdır: güneyde üst düzeyler G-GGB doğru hareket ederken (Bozkurt ve Park, 1994a, 1994b, 1997a, 1997b) kuzeydeki submassiflerde hareket K-KKD doğrudur (Hetzl ve diğerleri, 1995a, 1995b, Verge, 1995; Bozkurt, 1998b; Yusufoglu, 1998); (5) Güney Menderes Massifi çekirdek kompleks evrimindeki ilk safhaları (early stage in the core-complex evolution) temsil ederken (Bozkurt ve Park, 1994), kuzeydeki submassifler daha gelişmiş ileri safhaları (evolved stages) temsil ederler (Hetzl ve diğerleri, 1995; Verge, 1995; Bozkurt, 1998; Yusufoglu, 1998).

Sonuç olarak Menderes Masifi tek bir “çekirdek kompleks” olmayıp, yaş, deformasyon sitali, kinematik ve yüzeylemelerini kontrol eden gerilmeli makaslama zonu deformasyonu ve tavan bloğu kayaçlarındaki farklılıklara göre, üç belkide daha fazla çekirdek kompleks içeren karmaşık bir yapıya sahiptir.

Yeni yaş verileri ve saha ilişkileri Bozkurt ve Park (1997b)’ in daha önce ileri sürdüğü gibi Güney Menderes Masifinin “**mantle gneiss dome**” olduğu ve gerilmeli makaslama zonunun yaşının daha önce ileri sürüldüğünü aksine Eosen olduğu savlarını (Hetzl ve Reischmann , 1996)’da desteklemektedir.

4.2. Gözlü Gnaysların Dokunak İlişkileri

Yüzeyleyen alanlarının azlığı ve masifin kompleks evriminden dolayı gözlü gnayslarla etrafındaki örtü şistleri arasındaki ilişki genelde saklıdır. Gözlemlendiği alanlarda, bu dokunak genelde keskin (sharp) ve hemen üzerlerindeki örtü şistlerin bölgesel foliyasyonuna paralel-yarı paralel konumdadır. Bu alanlarda, örtü şistleri genelde gözlü gnaysların üzerinde örtü konumunda olup aralarındaki dokunak ani litoloji değişimi ile tanımlanabilir. Lokal olmasına karşın, yer yer gözlü gnaysların yapısal olarak üzerlerindeki örtü şistlerini kesip sıcak ilişki de sundukları alanlar hatırı sayılır derecede fazladır. Ayrıca yine gözlü gnaysların köken kayacını oluşturan granitler örtü şistleri içerisinde dayk (dike), sil (sill) ve damar (veins) kayaçları olarak ta gelişmişlerdir.

Saha gözlemleri dikkate alındığında, gözlü gnayslar ile örtü şistleri arasındaki dokunak ilişkisinin önceki düşüncelerin aksine diskordans olmadığı, buna karşın sıcak ilişkinin (igneous) olduğu ve genelde tüm dokunak boyunca gözlü gnaysların şistlere sokulduğu görülecektir. Bu görüş daha önceleri Selimiye civarındaki çalışmalarda da ortaya net bir şekilde konmuştur (Bozkurt ve diğerleri, 1992, 1993, 1995; Bozkurt ve Park, 1994, 1995, 1997a ve b). Aynı görüş Erdoğan (1992) tarafından da ileri sürülmüştür. Erdoğan,

Bafa Gölünün doğu kesiminde yaptığı çalışmada gözlü gnaysların köken kayacının granit olduğunu ve üzerlerindeki örtü şistleri ile kesme ilişkileri sunduğunu söylemiş, dokunak zonunu ise kalınlığı 10-100 m arasında değişen granat hornfelslerden oluştuğunu belirtmiştir. Erdoğan, ayrıca normal stratigrafide şistlerin içerisinde yer alan şist ve mermerlerin gözlü gnaysların içinde anklav olarak bulunduğunu ve granitik köken kayacının tüm Paleozoyik istifini keserek Mesozoyik-Cenozoyik mermer örtüsüne 50 m kadar yaklaştığını belirtmiştir.

4.3. Pan-Afrikan Diskordansı

Hetzel ve Reischmann (1996) yaptıkları bir çalışmada elde ettikleri Pb-Pb zirkon (546 ± 1.2 Ma) yaşlarının Güney Menderes Masifindeki gözlü gnaysların Pan-Afrikan granitlerinden türediklerini gösterdiğini ileri sürmüşlerdir. Yazarlar, gözlü gnayslar ve yapısal olarak üzerlerinde duran metasedimanlar arasındaki lokal kesme ilişkilerini ve zirkon yaşlarını birlikte değerlendirip, masifin bu kesiminde Pan-Afrikan şislerinin varlığından söz etmişlerdir. Aynı yazarlar masifte var olduğu ileri sürülen Supra-Pan-Afrikan uyumsuzluğunun gözlü gnayslar ile örtü şistleri arasındaki dokunak olmadığını, bu uyumsuzluk düzeyinin şistlerin içinde bir yerde olduğunu ileri sürmüşlerdir. Yazarlar ayrıca bu diskordansı görmediklerini, ve tanımlamadaki olası zorluklardan da bahsetmişlerdir. Oysaki, bahse geçen uyumsuzluğun şistlerin içinde olduğu yazarların söylediğinin aksine daha önceki bir çalışmada Neşat Konak (1985) tarafından da ifade edilmiştir.

Konak (1985) Güney Menderes Masifinde Kavaklıdere civarında yaptığı bir çalışmada masif çekirdeğinin gözlü gnaysları ve literatürde ince taneli gnayslar olarak bilinen semipelitleri içerdiğini söyleyip, gözlü gnaysların şistlere sokulduğunu ifade etmiştir. Konak'a göre bu alanda Paleozoik şistleri taban çakıltası ile başlar. Bu

çakıltaşının varlığı Konak tarafından çekirdek ile örtü arasındaki uyumsuzluğun bir işareti olarak değerlendirilmiştir. Bahsi geçen konglomera büyüklükleri 25-30 cm arasında değişen granit, aplit, gnays, kuvarsit ve değişik şist çakıllarında oluşur. Konak tüm bu çakıltaşların çekirdekten türediğini kabul etmiştir. Ayrıca Konak bu lokal çakıltaşlarının yatay ve dikey olarak pisamitik şistlere geçtiğini vurgulamıştır. Konak çekirdekte yer alan semipelitlerin çok yüksek dereceli bir metamorfizmaya maruz kaldığını, metamorfizmanın son safhalarında anteksis oluştuğunu, bunuda gözlü gnaysların köken kayacı olan granitlerin sokulumunun takip ettiğini söylemiştir. Yine Konak'a göre tüm bu olaylara Paleozoyik şistlerin köken kayaçlarının çökelimlerinde önce olmuştur. Sonuçta Konak çekirdek kayaçları için Prekambriyen yaşı öngörmüştür.

Gerek bu çalışma sırasında yapılan gözlemler, gerekse daha önceki masifin diğer kesimlerinde yaptığım çalışmalarda semipelitlerle pisamitler arasında diskordansın varlığını gösteren hiç bir saha verisine rastlanılmadığı gibi, semipelitlerde eski yapısal unsurlarda gözlemlenmemiştir. Pisamitlerin Güney Menderes Masif'inin batı kesiminde Bafa gölünden başlayıp doğuya doğru incelenerek kamalanıp bitimlenmesi diskordansın belirteci olarak kullanılabilir. Ancak örtü şistlerinde yanal ve düşey litolojik geçişler bu çalışmada gözlemlendiği gibi daha önceki çalışmalarda da çarpıcı olarak ortaya konmuştur (Şengör ve diğerleri, 1984). Buna ilaveten pisamitler doğuda tekrar aynı düzeyde ortaya çıkarlar (bu çalışma ve Konak, 1985). Çok daha önemlisi, Konak tarafından tanımlanan metakonglomera diskordans belirteci olamayacak kadar küçük bir alanda yüzeyler. Saha ilişkileri ve genel dağılımı dikkate alındığında kanal dolgusu (intra-formational conglomerate) olma ihtimali kuvvetle muhtemeldir. Ayrıca, masifin bir çok kesiminde gözlü gnaysların yapısal olarak hemen üzerinde yer alan semipelitler ile pisamitler arasındaki ilişki çok keskin değildir. Arada genelde semipelit ve pisamit alternasyonu yer

almaktadır. Bu durum ilksel stratigrafik özellikler dikkate alındığında aralarındaki ilişkinin diskordans değil geçişli olduğu savını oldukça kuvvetlendirir.

Eğer diskordansın varlığı kabul edilse dahi Prekambriyan temelinin Ana Menderes Metamorfizması sırasında remobilize olduğunu ve dokunak ilişkilerinin bu diskordanstan daha genç olması gerektiği savını destekler üç veri vardır: (1) diskordansın varlığını belirttiği ileri sürülen metakonglomeraların yanal devamı olan olan pisamitler Selimiye (Milas) kuzeyinde gözlü gnayslar tarafından kesilmişler, ve pisamitler gözlü gnayslar üzerinde “roof pendant” oluşturmuşlardır; (2) gerek Bafa gölü kenarında (Başarır, 1970), gerekse Selimiye kuzeyinde gözlü gnayslar ile pisamitler direkt dokunak ilişkisinde olup, diskordansın verisi olabilecek hiçbir saha verisine (çakıltası vs. gibi) rastlanılmamıştır; (3) Bafa Gölü batı kenarı boyunca gözlü gnaysların neredeyse Mesozoik-Cenozoik mermerlerine kadar sokulduğu Paleozoik şistleri neredeyse tamamen yok olmuşlardır (Erdoğan, 1992). Tüm bu gözlemler, granitik sokulumun -dolayısıyla da remobilizasyonun yaşının varsayılan diskordanstan daha genç olması gerektiğini açıkça ortaya koymaktadır.

4.4. Hareket Yönü

Gerilmeli makaslama zonu içerisinde gözlü gnaysların milonitleşmesi sırasında üst düzeyler gerilmeli mineral lineasyonuna paralel olarak tüm Güney Menderes Masifi genelinde G-GGB ya doğru hareket etmiştir. Milonitleşme sırasındaki hareket yöbü güneye eğimli makaslama zonu geometrisi ile oldukça uyumludur.

Oysaki masifin Yatağan kuzey-kuzeydoğusunda yatağan-Çine karayolu boyunca karakterisitik yüzlekler veren gözlü gnayslar fiziksel özelliklerine göre iki gruba ayrılmışlardır: (1) göreceli olarak yaşlı olabilecekleri düşünülen ve genelde yassılaştırılmış feldispa gözlerinde oluşan iri taneli gözlü gnayslar ve (2) genç olabilecekleri düşünülen ve daha ince taneli olan granitik gözlü gnayslar. Saha gözlemlerinde farklı

oldukları tesbit edilen bu kayaçların deformasyonları sırasındaki hareket yönünde farklıdır. Genç granitlerde gelişen tüm kinematik indikatörler tartışmasız olarak üst düzeylerin K-KKD ya doğru hareket ettiğini göstermiştir. İçinde deforme oldukları makaslama zonunun geometrisi (güneye eğimli olduğu) ve deformasyonun tipik gerilmeli olduğu da dikkate alındığında K-KKD ya olan hareketin uyumsuz olduğu görülecektir. Bu uyumsuzluk masifin bu kesiminde “antitetik adjustmen shear zones” diye adlandırılan yapıların varlığına işaret etmektedir.

4.5. Deformasyon Koşulları

Gözlü gnayslarda bireysel minerallerden feldispat, kuvars ve miklarda gelişen mikroyapılar masif genelinde gerilmeli makaslama zonu deformasyonunun (milonitleşmenin) üst yeşilist-alt amfibolit fasiyesi koşullarında gerçekleştiğini göstermektedir. Ancak farklı iki granitik milonitlerin bulunduğu Yağan-Çine karayolu boyunca hareket yönünde görülen farklılık, deformasyona eşlik eden metamorfizma koşullarında da kendini göstermiştir. Özellikle yaşlı olduğu düşünülen granitlerdeki tüm yapılar (özellikle yassılaştırmış feldispat gözleri, gözlerin tek bir tane yerine irili-ufaklı yeniden kristalleşmiş feldispatlardan oluşması ve “myrimekite” oluşumlarının yoğunluğu” masifin bu kesiminde metamorfizma koşullarının üst amfibolit fasiyesine kadar çıktığını göstermektedir.

Metamorfizma koşullarının masifin bu kesiminde oldukça yüksek olması masif genelinde “differential uplift” in geliştiğine ve yükselmenin lokal olarak konsantre olduğuna (local concentration of uplift) ve ayrıca “local magma pulse”larının varlığına işaret etmektedir. Bu durum daha ince taneli ve göreceli olarak az deforme olmuş granitik magmanın oluşması ve daha sonra milonitik gözlü gnayslara sokularak deforme

olması ile açıklanabilir. Bu durumda magmatizmanın masifin bu kesiminde gerilmeli makaslama zonu deformasyonuna katkıda bulunduğu tartışmalıdır.

Lister ve Baldwin (1993) gerilmeli tektonik ortamlarda karakteristik olarak gelişen çekirdek komplekslerde plütonizma ve milonitleşme arasında bir ilişki olduğunu ve plütonizmanın deformasyonun başlangıcı için bir tetik görevi gördüğünü ileri sürmüşlerdir. Bu görüşten yola çıkacak olursak, genç olduğu düşünülen ve daha sonra makaslama zonunda deforme olan granitlerin bulunması Güney Menderes Masifi içinde benzer mekanizmaların uygulanabileceğini göstermiştir.

4.6. Jeolojik Evrim

Güney Menderes Masifi Alpin evriminin senaryosu kısaca şöyle özetlenebilir: (1) kuzeyde Sakarya kıtası güneyde ise Menderes-Taros bloğu arasında İzmir-Ankara-Erzincan Kenet Kuşağı (Şengör and Yılmaz, 1981) boyunca gerçekleşen geç Paleojen kıta çarpışması sırasında, Menderes Massif alanı ekaylanıp (imbricated) kalınlaşmıştır (overthickened and imbricated). Bu faz sırasında, masif alanı güneye doğru hareket halindeki Likya naplarının altında gömülmüş ve bölgesel metamorfizmaya (Ana Menderes Metamorfizması) uğramıştır; (2) bu metamorfik fazın doruğa ulaştığı dönemlerde (climax) Pan-Afrikan temeli ile örtü kayaçları arasındaki orijinal dokunak ilişkilerini yok ederek (eğer varsa uyumsuzluk gibi) remobilize olmuş, ve günümüzde gözlemlenen lokal kesme (sıcak) ilişkiler dışında genelde konkordan dokunak ilişkilerini oluşturmuştur; (3) remobilizasyonu takiben, Pan-Afrikan temelini oluşturan granitler progresif olarak güneye doğru eğimli makaslama zonunun taban bloğunda tavan bloğunu oluşturan metasedimanlara göre progresif olarak yüzeylemişlerdir (exhumation). Literatürden bildiğimiz gibi makaslama zonları (shear zone boundaries) veya yeğince deformasyon alanları (zones of high strain) genelde çok farklı litolojilerin

dokunakları boyunca veya eski yapıların yoğunlaştığı alanlarda gelişirler. Güncel örneğimizde makaslama zounun gelişmesi tamamen gözlü gnayslar ve metasedimanlar arasındaki reholojik (rheologic) farklılıklardan dolayı oluşmuştur; (4) Makaslama zonu erken Eosen boyunca aktif olmuş (56-52 Ma) ve bu dönemde granitik köken kayacı üst düzeylerin G-GGB doğru hareket ettiği makaslama zonu içerisinde alt amfibolit-üst yeşilist fasiyesi koşullarında (lokal olarak bu koşullar üst amfibolit fasiyesine kadar çıkmıştır) deforme olarak milonitik gözlü gnayslara dönüşmüştür. Masifin soğuması orta Eosen'de (43-37 Ma) gerçekleşmiştir; (5) Masif erken Oligosende yüzeylemiş ve Kale-Tavas baseninin molas sedimaları tarafından bir uyumsuzlukla örtülmüştür; (6) Son olarak masif alanı neotektonik gerilmeli tektonizmanın başlamasıyla birlikte yüksek açılı normal faylar ile parçalanmıştır.

5. SONUÇ ve ÖNERİLER

Bu proje kapsamında, Güney Menderes Masifinde yapılan mikro yapısal çalışmada aşağıdaki sonuçlara varılmıştır.

1. Güney Menderes masifi genelinde çalışmanın macı kapsamında iki ayrı birim yüzeyler: milonitik gözlü gnayslar ve örtü şistleri iel mermerler. Gözlü gnayslar masif genelinde tek bir litolojiden oluşurken Yatağan-Çine karayolu boyunca iki ayrı litolojiden oluşurlar: oldukça iri, yassılaştırılmış-gerilmiş ve irili-ufaklı yeniden kristalleştirilmiş feldispa tanelerinden oluşan gözlerle karakterize olanlar ve daha ince taneli, göreceli olarak az deforme olmuş ve genelde "retort" şekil tek bir feldispat tanesiyle karakterize olan milonitik gözlü gnayslar.

2. Bu iki birim arasındaki dokunak taban bloğunda gözlü gnaysların protolit kayaçlarının milonitleştirildiği güneye eğimli gerilmeli bir makaslama zonudur.

3. Masifin bu kesimini etkileyen 5 ayrı deformasyon fazı ayrılanmıştır. Bunlardan ilk ilki sadece örtü şistlerin etkilemiş ve ana Menderes metamorfizmasına eşlik eden ve üst düzeylerin K-KKD ya doğru hareket ettiği sıkışmalı bir makaslama zonu deformasyonu sırasında gelişmiştir. Üçüncü ve dördüncü fazlar sadece gözlü gnayslarda gelişmiş masif genelinde üst düzeylerin G-GGB ya doğru hareket ettiği gerilmeli makaslama zonu deformasyonudur. Dördüncü faz sırasında gelişen KKD-GGB gidişli kıvrımlar deformasyonu ilerleyen safhalarında D-B sıkışmanın etkin olduğunu göstermektedir. Tüm masifi etkileyen en son deformasyon fazı yapıları Batı Anadolu'da hala etkin olan neotektonik K-G gerilmes sırasında oluşmuş D-B uzanımlı normal faylardır.

4. Her ne kadar masif genelinde gözlü gnaysların milonitleştirilmesi sırasında hareket G-GGB ya olsada masifin doğu kesiminde Yatağan-Çine karayolu boyunca genç

olduđu dűşűnűlen granitlerde hareket űst dűzylerin K-KKD olduđu Őeklindedir. Bu hareket masif genelinde etkin olan ve gűneye eđimli makaslama zonunun geometrisi ile uyumlu olmayıp, antitetik makaslama zonlarının varlıđını ortaya koyması ađısından űnemlidir.

4. Yine masif genelinde milonitleŐme sırasındaki metamorfizma koŐulları űst yeŐilŐist-alt amfibolit fasiyesi koŐullarında geliŐirken, masifin dođu kesiminde Yatađan-Çine karayolu boyunca yűzlek veren gűzlű gnaylarda metamorfizma koŐulları űst amfibolit fasiyesi koŐullarına olaŐmıŐtır. Bu durum masifin bu kesiminde “diferential uplift” olduđuna ve “local magma pulse”larının olduđuna iŐaret etmektedir.

6. DEĞİNİLEN KAYNAKLAR

Akkök, R., Structural and metamorphic evolution of the northern part of the Menderes Massif: New data from the Derbent area and their implication for the tectonics of the massif. *Journal of Geology*, **91**, 342-350 (1983).

Ashworth, J.R., Evirgen, M.M., Garnet and associated minerals in the southern margin of the Menderes Massif, southwestern Turkey. *Geological Magazine*, **121**, 323-337 (1984).

Ashworth, J.R., Evirgen, M.M., Plagioclase relations in pelites, central Menderes Massif, Turkey. I. The peristerite gap with coexisting kyanite. *Journal of Metamorphic Geology*, **3**, 207-218 (1985a).

Ashworth, J.R., Evirgen, M.M., Plagioclase relations in pelites, central Menderes Massif, Turkey. II. Perturbation of garnet-plagioclase geobarometres. *Journal of Metamorphic Geology*, **3**, 219-229 (1985b).

Barker, A.J., *Introduction to metamorphic textures and microstructures*. Blackie & Son Ltd, Glasgow, 170 p (1990).

Başarır, E., Bafa gölü dağusunda kalan Menderes Masifi güney kanadının jeolojisi ve petrografisi. *Faculty of Science Publication, Ege University, İzmir*, **102** (1970).

Başarır, E., Çine güneyindeki metamorfitleerin petrografisi ve bireysel indeks minerallerin doku içerisindeki gelişimleri. D.Sc. Thesis, *Ege University, İzmir*, 79 p (1975).

Başarır, E., Bağarası (Söke) bölgesindeki metamorfit kayaçların tektonik konumu ve petrografisi. *Doğa Bilim Dergisi, Temel Bilimler*, **6**, p. 1-8 (1982).

Becker-Platen, J.D., Lithostratigraphische Untersuchungen im Känozoikum Südwest-Anatoliens (Türkei) (Känozoikum und Braunkohlen der Türkei, 2). *Bundesanst. Geol. Jahrb., Beih.*, **97**, 243 p (1970).

Becker-Platen J.D., Benda L., Steffens F., Litho-und biostratigraphische deutung radiometrischer Alterbestirnmungen aus dem Jungtertiar der Turkei. *Geologisches Jahrbuch*, **B25**, 139-167 (1977).

Berthè, D., Choukroune, P., Jegouzo, P., Orthogneisses, mylonite and non coaxial deformation of granites: the example of the south Armorican shear zone. *Journal of Structural Geology*, **1**, 31-42 (1979).

Boissière, G., Vauchez, A., Dèformation naturelle par cisaillement ductile d'un granite de Grande Kabylie (Algèrie). *Tectonophysics*, **51**, 57-81 (1979).

Bozkurt, E., Effects of Tertiary extension in the Southern Menderes Massif, Western Turkey. Ph. D. Thesis, Keele University, England, 295 p (1994a).

Bozkurt, E., Menderes Masifi güneyindeki milonitik granitlerde gelişen (gözlü gnayslar) mikroyapılar ve bunların tektonik önemi. *47. Türkiye Jeoloji Kurultayı, 21-25 Şubat, Ankara*, s. 36-37 (1994b).

Bozkurt, E., Metamorphism in the Palaeozoic schists of the Southern Menderes Massif: field, petrographic, textural and fabric data from Selimiye (Milas-Muğla) area. *Doğa, Doğa, Türk Yerbilimleri Dergisi*, **5**, 105-121 (1996).

Bozkurt, E., Büyük Menderes grabeni ve tektonik önemi. *Abstracts of the Turkish Active Tectonic Research Group First Meeting, İstanbul*, p. 4 (1997).

Bozkurt, E., Origin of N-S extensional tectonics in western Anatolia (Turkey): evidence form the Büyük Menderes Graben. *Geological Magazine* (1998a, in review).

Bozkurt, E., Extensional exhumation of Central Menderes Massif, West Turkey, in review. *Geodinamica Acta* (1998b, in review).

Bozkurt, E., Park, R.G., Southern Menderes Massif: an incipient metamorphic core complex in western Anatolia, Turkey. *Journal of Geological Society, London*, **151**, 213-216 (1994a).

Bozkurt, E., Park, R.G., Menderes Masifi güneyindeki Tersiyer yaşlı gerilmeli makaslama zonu. *47. Türkiye Jeoloji Kurultayı, 21-25 Şubat, Ankara*, s.125 (1994b).

Bozkurt, E., Park, R.G., Evolution of a mid-Tertiary extensional shear zone in the Southern Menderes Massif, Western Turkey. *Geological Society of France Bulletin*, **168**, 3-14 (1997a).

Bozkurt, E., Park, R.G., Microstructures of deformed grains in the augen gneisses of Southern Menderes Massif and their tectonic significance. *Geologische Rundschau*, **86**, 103-119 (1997b).

Bozkurt, E., Park, R.G., The structure of the Paleozoic schists in the Southern Menderes Massif, western Turkey: a new approach to the origin of the main Menderes metamorphism and its relation to the Lycian nappes. *Geodinamica Acta* (1998, in press).

Bozkurt, E., Park, R.G., Winchester, J.A. Evidence against the core/cover interpretation of the southern sector of the Menderes Massif, west Turkey, *Terra Nova*, **5**, 445-451 (1993).

Bozkurt, E., Park, R.G., Winchester, J.A., Evidence against the core/cover concept in the southern sector of the Menderes Massif. *Turkish Geology Workshop (Work in Progress on the Geology of Türkiye)*, 9-10 April, Keele, s. 22 (1992).

Bozkurt, E., Winchester, J.A., Park, R.G., Geochemistry and tectonic significance of augen gneisses from the southern Menderes Massif (West Turkey). *Geological Magazine*, **132**, 287-301 (1995).

Çağlayan, M.A., Öztürk, E.M., Öztürk, Z., Sav, H., Akat, U., Menderes Masifi güneyine ait bulgular ve yapısal yorum. *Geological Engineering, Turkey*, **10**, 9- 19 (1980).

Candan, O., Kun, N., Possible Pan-African volcanics in the Ödemiş submassif of the Menderes Massif, western Turkey. *Mineral Research and Exploration Institute Bulletin*, **122**, 1-16.

Candan, O., 1994. Menderes Masifinde kalıntı granulit fasiyesi metamorfizması. *Turkish Journal of Earth Sciences*, (1991)

Candan, O., Dora, Ö.O., Oberhänsli, R., Dürr, S., Relicts of a high-pressure metamorphism in the Menderes Massif: Eclogites. *Abstracts of International Earth Sciences Colloquium on the Aegean Region 1995*, pp. 8-9 (1995).

Candan, O., Dora, O.Ö., Oberhänsli, R., Çetinkaplan, M., Oelsener, F., Dürr, S., Two different high-pressure metamorphisms in the Menderes Massif: Pan-African and Tertiary events. *Abstract of Geological Congress of Turkey, Ankara*, pp. 52-54 (1998).

Crittenden, M.D., Coney, P.J., Davis, G.H., (editörler) *Tectonic significance of metamorphic core complexes of the North American Cordillera*. Geological Society of America Memoir, **153**, 490 p (1980).

Dart, C.J., Cohen, H.A., Akyüz, H.S., Barka, A., Basinward migration of rift-border faults: implications for facies distributions and preservation potential. *Geology*, **23**, 69-72 (1995b).

Davis, G.A., Rapid upward transport of mid-crustal mylonitic gneisses in the footwall of a Miocene detachment fault, Whipple Mountains, Southern California. *Geologische Rundschau*, **77**, 191-209 (1988).

Davis, G.A., Lister, G.A. Detachment faulting in continental extension: perspectives from the southwestern U.S. Cordillera. In: *John Rodgers Symposium volume*, Geological Society of America, Special Publication, **218**, 133-159 (1988).

Davis, G.A. Problems of intraplate extensional tectonics, western United States. In: D.C. Washington (ed), *Continental Tectonics*, National Academy Science, 84-95 (1980).

Davis, G.A., Fowler, T.K., Bishop, K.M., Brudos, T.C., Friedmann, S.J., Burbank, D.W., Parke, M.A., Burchfiel, B.C., Pluton pinning of an active Miocene detachment fault system, eastern Mojave Desert, California. *Geology*, **21**, 627-630 (1993).

Davis, G.A., Lister, G.S., Reynolds, S.J. Structural evolution of the Whipple and South Mountains shear zones, southwestern United States. *Geology*, **14**, 7-10 (1986).

Davis, G.H., Metamorphic core complexes- expressions on regional ductile stretching and rotational, listric (?) faulting. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, **13**, 5.51 (1981).

Davis, G.H., Shear zone model for the origin of metamorphic core complexes. *Geology*, **11**, 342-347 (1983).

Davis, G.H., A shear zone model for the structural evolution of metamorphic core complexes in southeastern Arizona. In: M.P. COWARD, J.F. DEWEY, & P.L., HANCOCK (eds), *Continental Extensional Tectonics*, Geological Society, London, Special Publication, **28**, 247-266 (1987).

Davis, G.H., Gardulski, A.F., Anderson, T.H., Structural and structural-petrological characteristics of some metamorphic core complex terranes in southern Arizona and northern Sonora. In: L. ORTLIEB & J.O. ROLDAN (eds), *Geology of northwestern Mexico and southern Arizona*, Hermosillo, Instituto de Geologia, Universidad Nacional Autonoma de Mexico, 323-368 (1981).

De Graciansky, P. C., Menderes Masifi güney kıyisi boyunca görülen metamorfizma hakkında açıklamalar. *Bulletin of Mineral Research and Exploration Institute of Turkey*, **64**, 88-21 (1965).

De Graciansky, P. C., Reserches géologiques dans le Taurus Lycien occidental. Thèse, *University de Paris-Sud, Orsay*, 570 p (1972).

Debat, P., Soula, J.C., Kubin, L., Vidal, J.L., Optical studies of natural deformation microstructures in feldspars (gneiss and pegmatites from Occitania, Southern France). *Lithos*, **11**, 133-145 (1978).

Dewey, J.F., Extensional collapse of orogens. *Tectonics*, **7**, 1123-1139 (1988).

Dewey, J.F., Şengör, A.M.C., Aegean and surroundings regions: complex multiple and continuum tectonics in a convergent zone. *Geological Society of America Bulletin*, **90**, 84-92 (1979).

Dewey, J.F., Hempton, M.R., Kidd, W.S., Şaroğlu, F., Şengör, A.M.C., Shortening of continental lithosphere: the neotectonics of Eastern Anatolia- a young collisional zone. In: M.P. Coward ve A.C. Reies (eds), *Collisional Tectonics*, Geological Society, London, Special Publication, **19**, 3-36 (1986).

Dinter, A.D., Royden, L., Late Cenozoic extension in northeastern Greece: Strymon Valley Detachment system and Rhodope metamorphic core complex. *Geology*, **21**, 45-48 (1993).

Dora, O.Ö., Kun, N., Candan, O., Metamorphic history and geotectonic evolution of the Menderes Massif. *International Earth Science Congress on Aegean regions, İzmir Turkey*, **11**, 102-115 (1990).

Dora, O.Ö., Kun, N., Candan, O., Menderes Masifinin metamorphic tarihçesi ve jeotektonik konumu. *Bulletin of the Geological Society of Turkey*, **35**, 1-14 (1992).

Dürr, S., Über Alter und geotektonische Stellung des Menderes Kristallins/ Sw-Anatolien und seine Aquivalente in der mittleren Agais. Habilitation Thesis, *University of Marburg, Marbug/Lahn, Germany*, 107 p (1975).

Dürr, S., Altherr, R., Keller, J., Okrusch, M., Seidel, E., The median Aegean crystalline belt: stratigraphy, structure, metamorphism and magmatism. In: H. Closs, D.R. Roeder and K. Schmidt (eds), *Alps, Apennines, Hellenides*. Schweizerbart, Stuttgart, 455-477 (1978).

Eisbacher, G.H., Deformation mechanics of mylonitic rocks and fractured granites in Cobequid Mountain, Nova Scotia, Canada. *Geological Society of America Bulletin*, **81**, 2009-2020 (1970).

Erdoğan, B., Problem of core-mantle boundary of Menderes Massif. In: M. ANIL and A. NAZİK. (eds), Proceedings of the International Symposium on Eastern Mediterranean Geology, Adana. *Geosound*, **20**, 314-315 (1992).

Erdoğan, B., Menderes Masifinin kuzey kanadının stratigrafisi ve çekirdek-örtü ilişkisi. *Abstracts of the Geological Congress of Turkey, Ankara, Turkey*, p. 56 (1993).

Etchecopar, A., A plane kinematic model of progressive deformation in a polycrystalline aggregate. *Tectonophysics*, **39**, 121-139 (1977).

Etheridge, M.A., Wilkie, J.C., An assessment of dynamically recrystallized grain size as a palaeopiezometer in quartz-bearing mylonite zones. *Tectonophysics*, **78**, 475-508 (1981).

Evirgen, M.M., Ataman, G., Menderes Masifinin merkezi bölgesinin metamorfizmasının incelenmesi. izograd, basınç ve sıcaklık. *Yerbilimleri*, **7**, 15-26 (1981).

Evirgen, M.M., Ataman, G., Etude du métamorphisme de la zone centrale du Massif de Menderes. Isogrades, pressions et temperature. *Societe Geologique de France Bulletin, Ser. 7*, **24**, 309-319 (1982).

Evirgen, M.M., Ashworth, J.R., Andalusitic and kyanitic facies series in the central Menderes Massif, Turkey. *Neues Jahrbuch fuer Mineralogie, Geologie, und Palaentologie, Beilage Band*, **5**, 219-227 (1984).

Eyidoğan, H., Rates of crustal deformation in western Turkey as deduced from major earthquakes. *Tectonophysics*, **148**, 83-92 (1988).

Gapais, D., Shear structures within deformed granites: mechanical and thermal indicators. *Geology*, **17**, 1144-1147 (1989a).

Gapais, D., Structures mecanismes de deformation et analyse cinematique. *Mem. Doc. Centre Armoricaïn d'Etude Struct. Socles*, **28**, 1-366 (1989b).

- Gautier, P., Brun, -J.P., Ductile crust exhumation and extensional detachments in the central Aegean (Cyclades and Evvia Islands). *Geodinamica Acta (Paris)*, **7**, 57-85 (1994).
- Gutnic, M., Monod, O., Poisson, A., Dumont., Gèologie des Taurides Occidentales (Turquie). *Societe Gèologique de France Memoires*, **137**, 112p (1979).
- Hanmer, S.K., Passchier, C., *Shear sense indicators: a review*. Geological Society of Canada, Paper **90-12**, 72 p (1991).
- Hanmer, S.K., Passchier, C., Shear sense indicators: a review. *Geological Society of Canada*, Paper **90-12**, 72 s (1991).
- Hanmer, S.K., Segregation bands in plagioclase: non-dilational en-echelon quartz veins formed by strain enhanced diffusion. *Tectonophysics*, **79**, 53-61 (1981).
- Hanmer, S.K., Vein arrays as kinematic indicators in kinked anisotropic materials. *Journal of Structural Geology*, **4**, 151-160 (1982a).
- Hanmer, S.K., Microstructure and geochemistry of plagioclase and microcline in naturally deformed granite. *Journal of Structural Geology*, **4**, 197-213 (1982b).
- Hetzel, R., Reischmann, T., Intrusion age of Pan-African augen gneisses in the southern Menderes Massif and the age of cooling after Alpine ductile extensional deformation. *Geological Magazine*, **133**, 565-572 (1996).
- Hetzel, R., Passchier, C.W., Ring, U., Dora, Ö.O., Bivergent extension in orogenic belts: The Menderes massif (southwestern Turkey). *Geology*, **23**, 455-458 (1995a).
- Hetzel, R., Ring, U., Akal, C., Troesch, M., Miocene NNE- directed extensional unroofing in the Menderes Massif, southwestern Turkey. *Journal of Geological Society, London* **152**, 639-654 (1995b).

Hibard, M.J., Myrmekite as a marker between preaqueous and postaqueous phase saturation in granitic systems. *Geological Society of America Bulletin*, **90**, 1047-1062 (1979).

Hibbard, M.J., Deformation of incompletely recrystallized magma systems: granitic gneisses and their tectonic implications. *Journal of Geology*, **95**, 543-561 (1987).

Jackson, J.A., Active normal faulting and crustal extension. In: M.P. Coward, J.F. Dewey and P.L. Hancock (eds), *Continental Extensional Tectonics*, Geological Society, London, Special Publication, **28**, 3-17 (1987).

Jensen, L.N., Starkey, J., Plagioclase microfabrics in a ductile shear zone from the Jotun Nappe, Italy. *Journal of Structural Geology*, **7**, 527-539 (1985).

Kerrick, D.M., Experimental determination of muscovite + quartz stability with $P_{H_2O} < P_{total}$. *American Journal of Science*, **272**, 946-958 (1972).

Kerrick, R., Allison, I., Barnett, R.L., Moss, S., Starkey, J., Microstructural and chemical transformations accompanying deformation of granite in a shear zone at Mièville, Switzerland; with implications for stress carron cracking and superplastic flow. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **73**, 221-242 (1980).

Konak, N., A discussion on the core-cover relationships on the basis of recent observations (Menderes Massif). *Abstract of Geological Congress of Turkey, Ankara*, p. 33 (1985).

Konak, N., Akdeniz, N., Öztürk, E.M., Geology of the south of Menderes Massif. *Correlation of Variscan and pre-Variscan events of the Alpine Mediterranean Mountain belt (Guide book for the field excursion along western Anatolia, Turkey) IFCP Project No. 5*, 42-53 (1987).

Kun, N., Candan, O., Dora, O.Ö., Kiraz-Birgi yöresinde (Ödemiş-Menderes Masifi) metavolkanitlerin (leptitlerin) varlığı. *Bulletin of the Geological Society of Turkey*, **31**, 21-28 (1988).

Le Pichon, X., Angelier, J., The Hellenic arc and trench systems: A key to the neotectonic evolution of the Eastern Mediterranean area. *Tectonophysics*, **60**, 1-42 (1979).

Le Pichon, X., Angelier, J., The Aegean Sea. *Philosophical Transactions of Royal Society of London*, **A300**, 357-372 (1981).

Lee, J., Lister, G.S., Late Miocene ductile extension and detachment faulting, Mykonos, Greece. *Geology*, **20**, 121-124 (1992).

Lister, G.S., Davis, A.D., The origin of metamorphic core complexes and detachment faults formed during Tertiary continental extension in the northern Colorado River region, U.S.A. *Journal of Structural Geology*, **11**, 65-94 (1989).

Lister, G.S., Price, G.P., Fabric development in quartz-feldspar mylonite. *Tectonophysics*, **49**, 37-78 (1978).

Lister, G.S., Snoke, A.W., S-C mylonites. *Journal of Structural Geology*, **6**, 617-638 (1984).

Lister, G.S., Snoke, A.W., S-C mylonites. *Journal of Structural Geology*, **6**, p. 617-638 (1986).

Lister, G.S., Banga, G., Feensta, A., Metamorphic core complexes of Cordilleran type in the Cyclades, Aegean Sea, Greece. *Geology*, **12**, 221-225 (1984).

Lister, G.S., Banga, G., Feensta, A., Metamorphic core complexes of Cordilleran type in the Cyclades, Aegean Sea, Greece. *Geology*, **12**, 221-225 (1984).

Lister, G.S., Etheridge, M.A., Symonds, P.A., Detachment faulting and the evolution of passive continental margins. *Geology*, **14**, 246-250 (1986).

Lister, G.S., Etheridge, M.A., Symonds, P.A., Detachment faulting and the evolution of passive continental margins. *Geology*, **14**, 246-250 (1986).

Loos, S., Reischmann, T., Geochronologic data on the southern Menderes Massif, SW Turkey, obtained by single zircon Pb evaporation. *Terra Abstracts*, **5**, 353 (1995).

Malavielle, J., Late orogenic extension in mountain belts: insights from the Basin and Range and late Paleozoic Variscan belt. *Tectonics*, **12**, 1115-1130 (1993).

Marshall, D.B., Wilson, C.J.L., Recrystallization and peristerite formation in Albite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **57**, 55-69 (1976).

Mawer, C.K., Shear criteria in the Greenville Province, Ontario, Canada. *Journal of Structural Geology*, **9**, 531-540 (1987).

Meşhur, M., Akpınar, M., Yatağan-Milas-Bodrum ve Karacasu-Kale-Acıpayam- Tavas civarının jeolojisi ve petrol olanakları. *Turkish Petroleum Corporation, Report No. 1963* (unpublished) (1984).

Oberhänsli, R., Candan, O., Dora, O.Ö., Dürr, st. H., Eclogites within the Menderes Massif, western Turkey. *Lithos*, **41**, 135-150 (1997).

Okay, A.İ., Tekeli, O., Akkök, R., Bozkurt, E., Pre-Neogene Geology and tectonics of the Aegean Region. *TÜBITAK-UNIVERSITIES-MTA, National Marine Geological and Geophysical Programme Workshop-1, 8-9 February, 1996, İstanbul*, s. 1-4 (1996).

Olesen, N.O., Plagioclase fabric development in a high grade shear zone, Jotunheimen, Norway. *Tectonophysics*, **142**, 291-308 (1987).

Olsen, T.S., Kohlstedt, D.L., Natural deformation and recrystallization of some intermediate plagioclase feldspars. *Tectonophysics*, **111**, 107-131 (1985).

Önay, T.Ş., Über die schmirgeisteine SW-Anatolies. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, **XXIV**, 357-492 (1949).

Öztürk, A., Koçyiğit, A., Menderes grubu kayalarının temel-örtü ilişkisine yapısal bir yaklaşım (Selimiye-Muğla). *Bulletin of the Geological Society of Turkey*, **26**, 99-106 (1983).

Parèjas, E., La tectonique transversale de la Turquie. *University of Istanbul Geographical Institute Review*, **5**, 133-244 (1940).

Parsons, T., Thompson, G.A., Does magmatism influence low-angle normal faulting. *Geology*, **21**, 247-250 (1993).

Passchier, C.W., Simpson, C., Porphyroclast systems as kinematic indicators. *Journal of Structural Geology*, **8**, 831-843 (1986).

Paton, S., Active normal faulting, drainage patterns and sedimentation in southwestern Turkey. *Journal of the Geological Society, London*, **149**, 1031-1044 (1992).

Piasecki, M.A.J., Strain-induced mineral growth in ductile shear zones and a preliminary study of ductile shearing in western Newfoundland. *Canadian Journal of Earth Science*, **25**, 2118-2129 (1988).

Piasecki, M.A.J., Cliff, R.A., Rb-Sr dating of strain-induced mineral growth in two ductile shear zones in the Western Gneiss region of Nord-Trondelag, Central Norway. *Norges Geologiske Undersøkelse Bulletin*, **423**, 33-50 (1988).

Prior, D.J., Knipe, R.J., Bates, M.P., Grant, N.T., Law, R.D., Lloyd, G.E., Welbon, A., Agar, S.M., Brodie, K.H., Maddock, R.H., Rutter, E.H., White, S.H., Bell, T.H., Ferguson, C.C., Wheeler, J., Orientation of specimens: Essential data for all fields of Geology. *Geology*, **15**, 829-831 (1987).

Pryer, L.L., Microstructures in feldspars from a major crustal thrust zone: the Grenville front, Ontario, Canada. *Journal of Structural Geology*, **15**, 21-36 (1993).

Reischmann, T., Kröner, A., Todt, W., Dürr, S., Şengör, A.M.C., Episodes of crustal growth in the Menderes Massif, western Turkey, inferred from zircon dating, *Terra Abstracts*, **3**, p. 34 (1991).

- Reynolds, S.J., Geology of the south Mountains, central Arizona. *Arizona Bureau of Geology and Mineral technology, Geological Survey Bulletin*, **195**, 61p (1985).
- Satir, M., Friedrichsen, H., The origin and evolution of the Menderes massif, W-Turkey: A rubidium/strontium and oxygen isotope study. *Geologische Rundschau*, **75**, 703-714 (1986).
- Schmid, S.M., Casey, M., Starkey, J., The microfabric of calcite tectonites from the Helvetic Nappes (Swiss Alps). In: K.R. McCLAY & N.J. PRICE (eds), *Thrust and nappe tectonics*. Geological Society, London, Special Publication, **9**, 151-158 (1981).
- Schmid, S.M., Paterson, M.S., Boland, J.N., High temperature flow and dynamic recrystallization in Carrara marble. *Tectonophysics*, **65**, 245-280 (1980).
- Schulling, R.D., On petrology, age and structure of the Menderes migmatite complex (SW-Turkey). *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*, **58**, 71-84 (1962).
- Schulling, R.D. The Cyclades: an early stage of aceanisation? *Bulletin of Geological Society of Greece*, **10**, 174-176 (1973).
- Seyitoğlu, G., Scott, B. C., The age of Büyük Menderes Graben (west Turkey) and its tectonic implications. *Geological Magazine*, **129**, 239-242 (1992).
- Seyitoğlu, G., Scott, B. C., Rundle, C.C., Timing of Cenozoic extensional tectonics in west Turkey. *Journal of Geological Society, London*, **149**, 533-538 (1992).
- Shimamoto, T., The origin of S-C mylonites and a new fault-zone model. *Journal of Structural Geology*, **11**, 12, 51-64 (1989).
- Simpson, C., Ductile shear zones; A mechanism of rock deformation in the orthogneisses of the Maggia Nappe, Switzerland. Ph. D. Thesis, ETH, Zürich, Switzerland, 265 p (1981).
- Simpson, C., Strain- and shape-fabric variations associated with ductile shear zones. *Journal of Structural Geology*, **5**, 61-72 (1983).

- Simpson, C., Deformation of granitic rocks across the brittle-ductile transition. *Journal of Structural Geology*, **7**, 503-511 (1985).
- Simpson, C., Determination of movement sense in mylonites. *Journal of Geological Education*, **34**, p. 246-261 (1986).
- Simpson, C., Schmid, S.M., An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. *Geological Society of America Bulletin*, **94**, 1281-1288 (1983).
- Simpson, C., Wintsch, R.P., Evidence for deformation-induced K-feldspar replacement by myrmekite. *Journal of Metamorphic Geology*, **7**, 261-275 (1989).
- Sokoutis, D., Brun, J.P., Van Den Driessche, J., Pavlides, S., A major Oligo-Miocene detachment in southern Rhodope controlling north Aegean extension. *Journal of the Geological Society, London*, **150**, 243-246 (1993).
- Sokoutis, D., Brun, J.P., Van Den Driessche, J., Pavlides, S., A major Oligo-Miocene detachment in the southern Rhodope controlling north Aegean extension. *Journal of the Geological Society of London*, **150**, 243-246 (1993).
- Sturt, B.A., Wrench fault deformation and annealing recrystallization during almandine amphibolite facies regional metamorphism. *Journal of Geology*, **77**, 319-332 (1969).
- Şengör, A.M.C., Cross-faults and differential stretching of hanging walls in regions of low-angle normal faulting: examples from western Turkey. In: M.P. Coward, J.F. Dewey ve P.L. Hancock (eds), *Continental Extensional Tectonics*, Geological Society, London, Special Publication, **28**, 575-589 (1987).
- Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y., Tethyan evolution of Turkey: A plate tectonic approach, *Tectonophysics*, **75**, 181-241 (1981).

Şengör, A.M.C., Satır, M., Akkök, R., Timing of tectonic events in the Menderes Massif, western Turkey: implications for tectonic evolution and evidence for Pan-African basement in Turkey. *Tectonics*, **3**, 693-707 (1984).

Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y., Sungurlu, O., Tectonics of the Mediterranean Cimmerides: nature and evolution of the western termination of Palaeo-Tethys. In: A.H.F. Robertson and J.E. Dixon (eds), *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean*, Geological Society, London, Special Publication, **17**, 77-112 (1985).

Tullis, J., Preferred orientation of quartz produced by slip during plane strain. *Tectonophysics*, **39**, 87-102 (1977).

Tullis, T.E., Mylonites- natural and experimental: Processes and conditions of mylonite formation as inferred from experimental deformation studies. *Geological Society of America Short Course Notes*, 7-8 March, 1978, Boston, Massachusetts (1978).

Tullis, T.E., High temperature deformation of rocks and minerals. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, **17**, 1137-1154 (1979).

Tullis, T.E., The use of mechanical twinning in minerals as a measure of shear stress magnitudes. *Journal of Geophysical Research*, **85**, B11, 6263-6268 (1980).

Tullis, T.E., Deformation of feldspars. In: P.H. RIBBE (ed), *Feldspar Mineralogy* (Reviews in Mineralogy, vol. 2), Mineralogical Society of America, p. 297-323 (1983).

Tullis, J., Yund, R.A., Experimental deformation of Dry Westerly Granite. *Journal of Geophysical Research*, **82**, 5705-5718 (1977).

Tullis, J., Yund, R.A., Transition from cataclastic flow to dislocation creep of feldspar: mechanisms and microstructures. *Geology*, **15**, 606-609 (1987).

Tullis, J.A., Snoke, A.W., Tood, V.R., Penrose Conference report: significance and petrogenesis of mylonitic rocks. *Geology*, **10**, 227-230 (1982).

Tullis, T.E., Yund, R.A., Hydrolytic weakening of experimentally deformed Westerly granite and Hale albite rock. *Journal of Structural Geology*, **2**, 439-451 (1980).

Tullis, J., Yund, R.C., Dynamic recrystallization of feldspar: A mechanism for ductile shear zone formation. *Geology*, **13**, 238-241 (1985).

Tüysüz, O., Yiğitbaş, E., The Karakaya basin: a Palaeo-Tethyan marginal basin and its age of opening. *Acta Geologica Hungarica* **37**, 327-350 (1994).

Verge, N.J., Oligo-Miocene extensional exhumation of the Menderes Massif, western Anatolia. *Terra Abstracts*, **7**, pp. 117 (1995).

Vernon, R.H., Deformation and recrystallization of a plagioclase grain. *American Mineralogists*, **60**, 884-888 (1975).

Vidal, J., Kybin, L., Debat, D., Soula, J.C., Deformation and dynamic recrystallization of K-feldspar augen in orthogneiss from Montagne Noire, Occitania, Southern France, *Lithos*, **13**, 247-255 (1980).

Voll, G., Recrystallization of quartz, biotite and feldspars from Erstfeld to the Leventina Nappe, Swiss Alps, and its geological significance. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mittl.*, **56**, 641-647 (1976).

White, J.C., Mawer, C.K., Extreme ductility of feldspars from a mylonite, Parry Sound, Canada. *Journal of Structural Geology*, **8**, 133-143 (1986).

White, J.C., White, S.H., Semi-brittle deformation within the Alpine fault zone, New Zealand. *Journal of Structural Geology*, **5**, 579-589 (1983).

White, S.H., Tectonic deformation and recrystallization of Oligoclase. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, **50**, 287-304 (1975).

White, S.H., Geological significance of recovery and recrystallization process in quartz. *Tectonophysics*, **39**, 143-170 (1977).

White, S.H., Grain and sub-grain size variations across a mylonite zone. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **70**, 193-202 (1979).

White, S.H., Burrows, S.E., Carreras, J., Shaw, N.D., Humphyreys, F.J., On mylonites in ductile shear zones. *Journal of Structural Geology*, **2**, 175-187 (1980).

Wilson, C.J.L., Shear zones in a pegmatite: a study of albite-mica-quartz deformation. *Journal of Structural Geology*, **2**, 203-209 (1980).

Yund, R.A., Tullis, J., Compositional changes of minerals associated with dynamic recrystallization. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **108**, 346-355 (1991).

Yusufoğlu, H., Paleo- and neo-tectonic characteristics of the Gediz and Küçük Menderes grabens in west Turkey. Ph. D. Thesis, Middle East Technical University, Geological Engineering Department, 210 p (1998).