

TÜRKİYE JEOLOJİ KURUMU BÜLTENİ

BULLETIN OF THE GEOLOGICAL SOCIETY
OF TURKEY

Cilt: I — Sayı: 1

Vol: I — No. : 1

Mart — 1947 — March

KENAN MATBAASI

İSTANBUL — 1947

**TÜRKİYE JEOLJİ KURUMU
BÜLTENİ****İÇİNDEKİLER**

Önsöz		
Açılış Nutku	<i>Hamit Nafiz Pamir</i>	1
Istranca Masifinin Jeolojik Yapısı (Français)	<i>H. N. Pamir ve F. Baykal</i>	7 26
Karadeniz Ereğli'sinde Bulunan Fosilli Üst Silür Tabakala- rina Dair Not (English)	<i>Recep Egemen</i>	44 55
Ulu Dağ Masifinin Tektoniği Hakkında (Deutsch)	<i>İhsan Ketin</i>	60 75
Türkiye ile İskoçya Arasında Bir Mukayese (English)	<i>W. J. McCallien</i>	89 91
Türkiye Petrol Bölgeleri İle Doğu Avrupa ve Batı Asya Petrol Bölgeleri Arasında Jeolojik Münasebetler (Français)	<i>E. Lahn</i>	110 120
Uşak Kuzeyinde Bir Kristalen Şist Kütlesi Hakkında (Français)	<i>M. Tokay ve O. Bayramgil</i>	134 142
Mail Tabakalarda Vasatî Sismik Süratlerin Tayini (English)	<i>Hilmi F. Sagoçi</i>	150 154
Kocaeli Triasında Yeni Fosil Yatakları (English)	<i>Kemal Erguvanlı</i>	158 161
Yukarı Gediz Vadisinde Miosene Ait Vertebré Fosiller (Français)	<i>İsmail Yalçınlar</i>	164 171
Milletler Arası Jeoloji Kongresi		178
İdare Heyeti, Üyeler		180

ÖNSÖZ

TÜRKİYE JEOLJİ KURUMUNUN BU İLK BÜLTENİNİ ÜYE VE ALÂKADARLARA SUNARKEN BİRTAKIM NOKSANLAR VE HATALARDAN DOLAYI ÖZÜR DİLER VE MECMUANIN OKUMASINDA DEVAMLILIK YARDIM VE HİMAYELERİNİ ESİRGEMEMİŞ OLAN MADEN TETKİK VE ARAMA ENSTİTÜSÜ GENEL DİREKTÖRÜNE VE BU MÜESSESENİN BU HUSUSDA YARDIMLARI DOKUNAN DİĞER ERKÂNINA TEŞEKKÜRÜ BİR BORÇ BİLİRİZ.

**REDAKSİYON KOMİTESİ
BAŞKANI**

TÜRKİYE JEOLOJİ KURUMU BÜLTENİ

Bulletin of the Geological Society of Turkey

Ekim - 1947 - October

Jeoloji Kurumu Açılış Nutku

Sayın Arkadaşlar;

Bir seneden fazla bir zamandanberi kurmağa uğraştığımız <<Türkiye Jeoloji Kurumunun>> ilk resmî toplantısını açmakla büyük bir sevinç duyuyorum. İlk hazırlıkları yapabilmek için ve belki en yaşlılarımızdan biri olmak dolayısıyla, muvakkatten beni reis seçmiş olduğunuzdan cesaret alarak, müsaadenizle bu kurumu ne maksatla kurduğumuzu ve bundan ne gibi faydalar beklediğimizi kısaca açıklamak isterim.

Jeolojik ilimlerin pratik hayattaki büyük önemleri, madencilikte, diğer sanayi müesseselerinde, yol ve demiryolu inşaatında, ziraat ve ormancılıkta, şehir ve kasabaların sularını temin etmekte, askerî sahalarda oynadıkları roller, yüksek kültürlü memleketleri Jeoloji müesseselerini vücade getirmeğe sevketmiştir. Bu müesseseler, memleketlerin plânlı bir surette araştırılmasına ve bu araştırmalardan pratik ve amelî bakımdan neticeler çıkarmağa çalışmaktadırlar. İngiltere bu yolda en başta gelmiştir. Geological Survey of the United Kingdom'un tesisi tarihi 1835 dir. Avusturya hükümeti 1849 da Viyana'da Geologische Reichsanstalt'ı kurmuştu. Bunu 1868 de Fransız Service Geologique'i ve 1877 de Alman Geologische Landesanstalt'ı ve Amerika'nın 1879 da kurduğu U. S. Geological Survey'inin kuruluşu takip etmiştir. Bundan sonra her memlekette bunlara benzeyen müesseseler kurulmuştur. Bugün bir Jeoloji servisine malik bulunmayan hiç bir kültür memleketi yok gibidir. Memleketimizin böyle plânlı ve sistematik bir surette ve bilhassa pratik gayeler güderek araştırılması, bugün kurulumuza misafirperverlik göstererek binası içerisinde toplandığımız Maden Tetkik ve Arama Enstitüsünün 1935 de kurulmasıyla başlar.

Türkiye Jeolojisi için zaman zaman yabancıların teşebbüsleriyle araştırmalar yapılmıştır. Bu araştırma ve etüdler ekseriya bir imtiyaz bahanesiyle, ya bir siyasi macera ile veya askeri bir amaç güderek, veyahut ta hükümetin muayyen bir problemine esas teşkil etmek üzere yapılmış ve dar itinererler boyunca çok mevziî olarak tertiplenen seyahatlerin neticeleri olmuştur. Hiç şüphesiz bunlardan hakikî ilmi manâda istifade edilemezdi. Mamefih bunlar arasında hiç olmazsa Türkiye Jeoloji araştırmalarının başlangıç tarihi bakımından çok ehemmiyetli olan bazılarını ayırt etmek icap eder. Bu münasebetle, Viquesnel, Tchihatcheff, Oswald, Philippon, Penck, Chaput gibi bazı isimleri burada yad etmeği bir kadirşinastlık vazifesi bilirim. Hiç şüphesiz bu zatların yayınları memleketin büsbütün bir Terraincognita olduğu zamanlara ait olduğu için daima kıymetlerini muhafaza edecektir. Fakat bunların yanında kendi memleketimizin yer altı yapılışı, servetleri hakkında hiç bir bilgimiz olmadığı ve bu bilgisizliğimiz yüzünden yabancıların binbir hile ve desisesine maruz kaldığımız zamanlara ait pek çok eserler de vardır ki, bunlardan ne ilmin, ne de memleketin hiç bir faydası olmamıştır.

Maden Tetkik ve Arama Emtitüsünün kurulması ile memleketin Jeoloji davasında yepyeni bir devir açılmış ve araştırmalar millileştirilmiştir. Burada, bu müessesenin memlekette yaptığı binbir hizmeti sayacak değilim, yalnız 1/800000 mikyaslı umumi Jeoloji haritasının neşri ve 1/100000 mikyaslı daha detaylı haritaya başlamış olması gibi Türk Jeolojisine yapmış olduğu hizmetlerini burada şükranla yadetmekten kendimi alamam.

Memleketlerin bu plânlı ve sistematik araştırma müesseselerinden başka dünyanın her tarafından, surf Jeoloji ilminin ilerleme ve gelişmelerine hizmet etmek, bu bilimin memleketlerin ilmi ve amelî hayatındaki mevki ve önemini tanıtmak ve bundan başka Jeoloji ile uğraşanlar arasında tesanüdü temin etmek amaçları ile Jeoloji cemiyetleri kurulmuştur. İngiliz Jeoloji cemiyeti bu bakımdan da dünyadakilerin en yaşlı ağabeysidir. 1807 de kurulan Geologieal Society'den sonra, Fransa'da 1830 da, Almanya'da 1848 de ve Amerika'da 1888 de Jeoloji Cemiyetleri kurulmuştur.

Pek tabiidir ki biz de kurumumuzu, bir az evvel söylediğim umumi amaçlarla kuruyoruz. Biz de Jeoloji bilgilerini memlekette yaymak ve memleketimizin Türk gözü ile incelenecek jeolojisini ilim dünyasına nakledecek bir cemiyet kuruyoruz. Şurasını hepimiz biliriz ki, zaten nispeten genç bir ilim olan jeoloji, henüz memleketimizde istenildiği gibi yayılmış değildir.

Hattâ jeologun ne mahiyette bir sanat sahibi olduğu, ne iş gördüğünü bilen bile pek azdır. Kuracağımız cemiyet bunu memlekete tanıtacağı gibi, jeoloğunun da hekimlik, mühendislik, gibi şereflî bir meslek olduğunu öğretecektir.

Bunun için her şeyden evvel kurumumuz jeoloji ilmine hizmet edecektir. Memleketimizin her taşının, her karış toprağının mahiyetini öğrenmek icap eder. Henüz memleketin geniş alanları jeoloji araştırmaları bakımından bakirdir. Hattâ biz, diğer memleket jeologlarına nazaran bu bakımdan imtiyazlı bir durumdayız. Stratigrafimiz henüz kesinleşmemiştir. Tektonik tefsirlerimiz henüz durmadan değişmek zorundadır. Hattâ henüz memleketin umumî öz yapısının koordinasyonunda istikrar olamamıştır. Umumiyetle jeoloji disiplinlerinde her arayıcının tamperemanına, istidatlarına göre ayrı ayrı çalışma imkânları vardır. Meselâ, kimimiz daha jeometrik çalışmak istidadındayız; bu gibiler için tektonik problemler ve hipotezler daha caziptir.

Memlekette, yeni tektoniğin henüz hallolunmamış problemleri yanında Hersiniyen ve Antehersiniyen tektoniğine henüz dokunulmamıştır. Bu sahada çalışacak arkadaşlarımıza meydan açıktır.

Kimimiz için daha detay travaylar, kesin neticeler daha cazibelidir. Memlekette henüz tahlil edilecek, toplanacak ve koordine edilecek bir çok Stratigrafik vakıalar, kesinleştirilecek paleontolojimiz ve mikroskop altına girecek petrografimiz vardır.

Bu muhtelif sahalarda sarf olacak mesai ile Türk Jeoloji İlmi kurulacak ve bu suretle bir yandan millî hayatın şuuru teksif edilecek ve diğer yandan da dünya ilmine hizmet edilecektir.

Acaba bu gayelerin hakikat olmasında Jeoloji cemiyetinin ne gibi rolleri olacaktır?

Hiç şüphesiz Türkiye'de jeolog ve jeoloji disiplinleriyle alakalı olanlar mevcut olmadığı veya pek az bulunduğu zamanlarda böyle bir cemiyeti kurmak hatıra gelemezdi. Fakat bu gün ilgililerimiz artmıştır ve bunlar bir ateşin etrafında toplanan pervaneler gibi, büyük bir varlığın cazibesinden kendilerini kurtaramazlar. Kültür birliği, gaye ve ideal birliği, isterseniz zevk birliği, menfaat birliği, bizim bir araya toplanmamızı icap ettiriyor. Zaten millet gibi daha büyük camiaların da bir araya toplanmış olmasına da sebep bu duygular değilmidir? Şu halde jeoloji cemiyetinin birinci faydası jeologlar ve jeoloji ile ilgili kimseler arasında bir tesanüd tesis

etmek ve bunların beraber çalışmalarını sağlamak olacaktır. Aynı duygularını taşıyan, aynı dileklere sahip bulunan insanların el birliği yapmaları ilmimizin Türkiyedeki kuvvetini sağlayacaktır.

İlim adamlarının ilmî randumanları, buldukları muhitin şartlarına tabidir. Bir ilim adamı, ögle nazik bir fidandır ki, ancak kültürlü bir muhitte neşvünema bulabilir. Şimdiye kadar memlekette bizim bir muhitimiz yoktu. Jeoloji Cemiyeti işte bu muhitin kendisidir. Burada etüdlerimizin neticelerini birbirlerimize bildireceğiz, bunların münakaşalarını yapacağız. Bir jeolog ancak muhitinden teşvik görürse inkişaf eder. Böyle teşvik eden bir muhitte, eğer şartlar müsait olursa, hattâ en basit bilgilere malik olanlar bile meşhur bir jeolog ve meşhur bir alim olabilirler. Halbuki ihmalkâr, teşvik edici olmıyan bir muhitte ise en parlak zekâlar bile sönmiye mahkûmdur. Yaptığımız işlere, bazan çok yorucu incelemelerle elde ettiğimiz neticelere hiç kimsenin alâkası olmaz ve hiç kimse tarafından teşvik görmezsek, yeni bir fosilin espesini tayin etmekte, Stratigrafide presizyona gitmekle nasıl ısrar ederiz? Ancak çelik gibi çok sağlam karaktere malik olanlar ve pek fevkalâde istidatlarıdır ki, muhitin çekemezliğine, kıskanç ve bazen müstehzi bakışlarına mukavemet edebilirler. Alelâde istidatların bazen çok asil hislerle kendilerini ilme verdiklerini tasavvur edecek olursak, bunların muvaffakiyetlerini temin için, kendi dilinden anlıyanların onu dinlemesi, hatalarını göstermesi, muvafakiyetlerini takdir etmesi ve çalışmağa teşvik eylemesi icap eder. İşte bunları ancak böyle ilmi kurumların toplantıları yapabilir. İleride bu cemiyetin vesaiti genişlediği zaman, bu ilmi çalışmalarını teşvik için, etüdüleri mecmuamızda neşr eder, maddî yardımlar yapar; jeolojinin muhtelif sahalarında yapılacak en iyi etüdülere altın madalyalar, mükâfatlar tesis edebiliriz.

Böyle bir cemiyeti kurarken her şeyden evvel, bunu nasıl yaşatabileceğimizi düşünmek gerekir. Cemiyetin canlılığı, ilk zamanlarda muntazam olsun olmasın, ancak toplantıların yapılabilmesiyle ve bu toplantılara mümkün mertebe fazla arkadaşın gelerek araştırma neticelerini hepimizin münakaşasına sahasına arz etmesiyle kaimdir. <<Toplantılara iştirak edebilmek için zamanım yoktur, resmi işlerim buna müsait değildir; yahut ailevî işlerim çok zamanımı aldığından toplantılar için icap eden zaman ve parayı ayıramam>> gibi sözler, bazıları için varit olmakla beraber, ekseriya medeni insanlardan beklenilmeyen mazeretlerdir. Her medeni insanın devam ettiği bir cemiyet veya hiç değilse bir klübü olur. Böyle bir

cemiyetin ehemmiyetine inanılmış olur ve bunun idamesi en başlıca vazifelerden biri telâkki edilirse, bu gibi mazeretler ortadan kalkar. Cemiyetin toplantısına gitmek, tıpkı üniversitedeki dersine gitmek veya dairedeki işi başına gitmek gibi bir vazife olur. Bu inanç ve bu vazife telâkisi olduktan sonra, bunun için zaman da, para da herşey bulunur. Bugün artık dünyaca öğrenilmiştir ki milletlerin büyüklüğü ve kudreti ilmî sahalardaki verimleriyle ölçülür. Diğer bütün faktörler ikinci ve üçüncü derecededir. Her ilim müntesibi kendi disiplini memleketinde yükseltmek zorundadır. Jeoloji ilmini yükseltmek ve geliştirmek vazifesi de bizlere terettüp eder.

Cemiyetin bir diğer faydası da şu olacaktır: Bizde bir adamın ilerlemesi, ancak makamca, memuriyetçe yükselmesi demektir; başka türlü kendisini göstermeğe imkân yoktur. Nice istidatlar vardır ki, şu veya bu sebepten dolayı memuriyetce ilerliyemediği için geri planda kalmış, parlıyarak kendini göstermeğe imkân olamamıştır. Bunlar zaruri olarak ne bizce, ne de dünyaca tanılmadan kalmış, belki memleket ve dünya çapında istidatlıdır ki, hiç şüphesiz hem memleketin ilmi hem de dünya ilmi için büyük kayıplardır. Hepimiz biliriz ki, dünyadaki büyük jeologların bir çoğu, ne mutlaka asistanlıkla akademik karyere girdiklerinden, ne de jeoloji servislerinde memuren çalışmış olduklarından dolayı yükselmiş ve meşhur olmuşlardır. Bunların çoğu hattâ hususi çalışma neticelerini böyle ilmi cemiyetlere devamlı surette bildirmişler ve bu cemiyetlerde göze çarpmışlar; bunlar tarafından ihdas edilmiş mukâfatlara, takdir madalyalarına mazhar olmuşlar ve bu suretle şöhretli mevkilerini almışlardır. Kurumumuz bunu da sağlıyacaktır.

Jeoloji Cemiyetinin, bizim gibi bu çeşit toplantıları az olan yerlerde, birde terbiyevî faydası olacağını zannediyorum. Burada en yaşlı ağabeyler, en genç müptedilerle yan yanadır ve aynı seviyededir. Burada ögle bir atmosfer yaratmalıyız ki hoca talebesiyle, âmirler maiyetleriyle sıkı bir arkadaşlık yapabilmeli, bütün hierarşik mesafeler muvakaten ortadan kalkmalı ve Confrere meslekdaş kelimesinin boş bir söz olmadığı görülmelidir.

Burada bir az evvel dediğim gibi, herkes araştırma ve etüd neticelerini serbestçe bildireceğinden bunları dikkatle dinlemeğe alışacağız. Bu dikkatli dinlemeler, icabında bizi münakaşalara ve bazan müsamahasız tenkide sevkedecektir. Münakaşa ve vukuflu tenkid ilimde asil hakikatin meydana çıkması için elzem olan bir şeydir. Hattâ bazen bir komünikenin büsbütün kıymetsizliğini gösterecek ihtarlar bile yapılabilir. Ancak münakaşa ve ten-

kid mutlaka yerinde olmalı ve mutlaka münakaşaya karışmış olmak ve tenkit etmiş olmak için yapılmamalıdır. Unutmamalı ki, tenkit etmek polemik yapmak değildir. Hiç şüphesizdir ki zaman ile bu tenkit ve münakaşalara iştirak ancak tecrübeleri kendilerine bu hususi selahiyeti vermiş olanların rolü olacaktır.

Bundan sonra bu tenkitlere hattâ ihtarlara tahammül etmek icabeder. Bizden daha iyi düşünebilecek olanların mevcut olabileceğini daima göz önünde tutmalıyız ve eğer yanlış bir müşahedeye, bozuk bir muhakemeye saplanıp ısrar edersek ilme saygısızlık olacağını unutmamalıyız, şunu da bilmeliyiz ki tenkide lâıyk eser çıkarmak da, yine ilim yapmak demektir.

Gerek tenkit ve gerek tenkide tahammül, ilmî cemiyetlerin en önemli terbiyevî tesirlerinden biridir. Bizde bir çok cemiyetlerde, bilmeden yapılan tenkidler dolayısıyla, veya doğru tenkitlere tahammülsüzlük yüzünden aksaklıklar maateessüf her zaman görülmüştür. Kuracağımız cemiyet bu bakımdan da olgunluk göstererek diğer benzer kurumlara misal teşkil edecektir. Münakaşalarımızda ilim atmosferini hiç bozmamak prensipimiz olacaktır.

Arkadaşlar, zaten bizim çalışma tarzlarımız diğer disiplin erbabını imrendirecek şekildedir. Açık havada doğrudan doğruya çıplak tabiatın sinesinde çalışmak imtiyazı her meslekte yoktur. Henüz hiç bir jeologun geçmediği bir patikadan dağın tepesine çıkarken vuracağımız bir çekiç darbesiyle her zaman en büyük keşiflerden birini yapmak ümidindeyiz. Bu büyük zevki duyabilmek herhalde herkesde olmıyan bir duygudur.

Jeologlar daima genç kalan insanlardır. Yalnız kimi, benim gibi erken saatlerin, kimi de daha geç saatlerin amelesidir. Birlikte geçirmiş bir dağ başı, bir çadıraltı hayatının bize verdiği bir arkadaşlık sevgisi vardır ki, bizleri diğer mesleklerde olduğundan fazla birbirimize bağlar. Bu arkadaşlık atmosferi içinde, eğer istersek, memleketin bütün ilim hayatında yepyeni bir çıkır açabiliriz.

Türk Jeoloji Kurumunu işte bu ümit ve dileklerle kuruyoruz.

Kurum Başkanı

Hamit N. Pamir

Istranca Masifinin Jeolojik Yapısı

Hamit N. Pamir¹ Fuat Baykal²

Trakya'nın şimalinde, bir taraftan güney Balkanların Yanbolu ve Yeni Zağara basıklığı, diğer taraftan güneyde Ergene ve Aşağı Meric havzaları arasında eski kristalen bir masif mevcuttur. Masif, batıya doğru Meriç'i tabii bir köprü vasıtasıyla aştıktan sonra Rodop'lara bağlanır; ve bu batı kısmında, bugün Bulgaristan ile sınıırımızı teşkil eden Tunca nehriyle ikiye bölünür:

1 — Tunca'nın batısında kalan ve daha küçük olan kısma, coğrafyada bazan Tunca masifi adı da verilir.

2 — Tunca doğusunda kalan büyük kısım da asıl mevzuumuzu teşkil eden Istranca masifi dir.

Istranca masifi, İstanbul'un yanı başında ve kültür merkezlerine pek yakın olduğu halde maatteessüf memleketin en meçhul kalan yerlerinden biridir. Trakya hakkında ilk umumî malûmat AMI BOUE nin 1837 de yayınladığı seyahatname ile elde edilmiştir. Bu müellif kuzeyden gelerek Kırklareli ve Istranca'nın bir iki noktasına uğramakla beraber, seyahatini daha ziyade güney Trakya'da yapmış olduğu için masif hakkında pek az malûmat verebilmiştir. <<La Turquie d'Europe>> adlı eserinde, memleketin bu bölgesi hakkında bazı umumî bilgiler vermiş olduğundan, o zamanlar Osmanlı Türkiyesi ile iktisadî ilgileri olan Avusturya'lılar, kitabı Almancaya tercüme etmişlerdir. Eser, Balkan yarımadasının jeolojik yapısı hakkında ilk fikirleri vermiş olması dolayısıyla tarihsel kıymetini elan muhafaza etmektedir.

Istranca masifine en eski girenlerden biri de A. VIQUESNEL dir. 1944 de İstanbul-Tekirdağ yolu ile Edirne'ye ve sonra Kırklareli Demirköy ve İğneada'ya yaptığı seyahatlerin coğrafi ve jeolojik müşahedelerini <<Voyage dans la Turquie d'Europe>> adlı eserinde yayınlamıştır. Müellif bu eserin hiçbir yerinde müşahedelerini toplıyarak umumî bir sentez yapmamış, yalnız seyahat yollarının mahallî ve tercihan petrografik deskripsiyonlariyle

1- İstanbul Üniversitesi, Jeoloji Enstitüsü Direktörü.

2 - İstanbul Üniversitesi, Jeoloji Doçenti.

iktifa etmiştir. Hartalarında yalnız petrografik isimler zikrolunmuş; ne formasyonlar tesbit olunmuş ve ne de sınırları gösterilmiştir.

1869 da HOCHSTATTER in yaptığı seyahatle Trakya hakkındaki malûmatımız biraz daha genişlemiştir. Bu zat gerek kendi müşahedelerini ve gerek daha eskiden yapılan tetkikleri tophıyarak küçük mikyaslı bir jeolojik harta da vücade getirmiştir. Trakya hakkında şimdiye kadar görülen bütün jeolojik hartalarda, Istranca masifine ait kısımlar, hep bu hartadan iktibas edilmiştir. Sırf teknik bir maksatla, bir çok mühendisler ve sair mütehasıslarla birlikte müellifin Trakya'ya yapmış olduğu bu süratli seyahatte, kendisinin de ifade ettiği veçhile, esaslı jeolojik tetkikler yapılamamış, tesadüfi bir itinerer takib olunmuş, önemli problemlerin hallolunacağı yerlere uğramak imkanı bulunamamıştır.

Daha sonraları 1902 de, SCHAFFER, Istranca'ları katetmiş fakat neşriyatı daha ziyade coğrafi mahiyette kalmıştır.

Son zamanlarda Polonya'lı KSIAJ KIEWICZ de Istranca'lar hakkında bir eser neşretmiştir. Bu zatın yine dar bir itinererle elde ettiği neticeler hakkındaki yazısı, maatteessüf elimize geçmemişse de, yapılan uzun referatlara nazaran görüş tarzları aşağıda mevzu bahis olacaktır.

Takriben yüz senedenberi Istranca'ları görmek fırsatını bulan muhtelif ilim adamlarından bu bölgenin jeolojisi hakkındaki yayınlarına rağmen, bu husustaki bilgilerimizin henüz başlangıçta olduğunu söylemek mecburiyetindeyiz. İtiraf etmeliyiz ki, geçen yaz mevsiminde bizim de başladığımız etüdler henüz başlangıcında bulunmaktadır. Masifin problemleri hakkında emin ve katî neticeler elde etmek için sistematik daha bir çok müşahedelere ihtiyaç vardır. Şunu da unutmamalı ki, Istranca'lar ve belki bütün kuzey doğu Trakya, seyahat şartları oldukça güç olan, ancak yorucu at yolculuğu yapmağa müsait çok fena yolları bulunan, bir çok defalar muhacirlik yüzünden köyleri fakir düşmüş, büyük şehirleri pek az, hatta tabiat güzellikleriyle, cazibeli yerleri nadir olan bir bölgedir. Kıyılarında esaslı bir liman yoktur. Deniz yolculuğu ancak fırtınalara güçlkle dayanan kömür ve odun tabakalarıyla yapılabilir. Buna, bölgenin askeri sebeplerden dolayı seyahat güçlüklerini, elimizdeki hartaların röliefi ve topoğrafyayı çok kabaca verdiğini de ilâve edecek olursak, bir yaz mevsiminde bütün masifin deşifre edilemeyeceği kolayca anlaşılır.

Istranca masifi.

Tunca'dan doğuya ve güney doğuya doğru uzanan ve deniz tarafına dik eteklerle, Trakya siteplerine doğru ise hafif meyillerle inen bu masif,

Karadeniz'in güney batı kıyı dağlarını teşkil eder. Masifin sırtlarından Karadeniz ve Ege denizi arasındaki su bölümü çizgisi geçer. Daha ziyade SE-NW doğrultusunda, ortalama 500 m. yükseklikte bir platodan ibaret olan masifin üzerinde doğuda en yükseği 1000 m. yi bulan (Tekkaya 660 m., Vava 826 m., Karamanbayır 980 m., Mahya 1000 m., Fatmakaya 900 m.) tepeler bulunmaktadır. Batıda ise en yüksek tepe 600 m. yi geçmez. Dağın ekseriyetle meşe ormanlarından mütefekkil vejetasyon örtüsü, hiç ağaçsız olan Ergene havzası ile göze çarpan bir tezat teşkil eder. Kısmen alüvyonlarla ve kısmen Neojen ile örtülü olan bu havzanın şimalinde, bazan dar ve bazan genişleyen bir Nümülitik şeridi Istranca'ların eteklerini takibeder. Bu tersiyer kenarlığın ilerisinde de vahşi manzaralarıyla, siyaha yakın koyu renkleriyle göze çarpan dağın iskeleti yükselir. Güney doğuya doğru masifin son uçları, Çatalca da tekrar Nümülitik'in altına dalar.

Istranca'ların stratigrafisi hakkında aşağıda verilecek olan izahattan anlaşılacağı üzere, masif, otokton ve yaşı bilinmiyen bir kristalen şist serisinden müteşekkildir. Kaidede pembe renkli çok iri ortozlu iki mikalı gnaysler, bunların üzerinde beyaz ortozlu biotitli, daha küçük elemanlı ve ince yapraklı gnaysler, bunların da üzerinde mikaşist, fillat ve arduvazlar ve hepsini örten kalın mermerler mevcuttur. Masifin çekirdeğini teşkil eden iri ortozlu gnayslerle üzerindeki billûrî şist ve mermer serileri arasında bazı yerlerde iri çakıllara ve bilhassa granit çakıllarına tesadüf edilmektedir. Diğer taraftan Yatros köyünün cenubunda, Pabuçdere yatağında iri ortozlu gnayslerin üzerindeki ince taneli kuartzitlerin, diğer tip gnayslerin altına dalmakta oldukları müşahede edilir. Yeryer büyük veya küçük granitik intrusyonlar bu kristalen kompleksi katetmiştir. Pek nadir yerlerde masifin üzerinde pelikül inceliğinde fluviatil veya laküstr çok küçük Neojen lamboları veya travertenler görülür. Masifin güney kenarlarındaki Nümülitik'ten ve bu Neojen lambolarından başka bir örtüsü yoktur. Yalnız kuzey doğuda İğneada ile Rezve sınır deresi arasında, masif, kıvrılmış Kretase tabakalarını yaslanmaktadır.

Stratigrafi:

Istranca dağlarında stratigrafi bakımından iki formasyon gurubu ayırmak lâzımdır:

- 1 — Metamorfik formasyonlar,
- 2 — Fosilli formasyonlar.

1 — Metamorfik formasyonlar. Bu formasyonlar için dört seviye ayırmak zarureti vardır:

- a) Kırklareli gnaysleri
- b) Fatmakaya gnaysleri
- c) Fillatlar, kuartzitler, mikaşistler
- d) Mermerler.

a) *Kırklareli gnaysleri*. Istranca'ların çekirdeğini bu gnaysler teşkil eder. Bunlar Istranca köyü dolaylarından başlayarak NW ya doğru Safalan, Sultanbahçe, Sergen butoniyerini teşkil ettikten sonra Pınarhisar, Kırklareli, Lalapaşa'dan Tunca'yı aykırı keserek Bulgaristan'a dahil olurlar. Güneyde Tersiyer tabakalarıyla, kuzeyde ise daha az metamorfik formasyonlarla örtülüdür. Kırklareli batısındaki Tekederesi bölgesinde bu gnaysler örtüsüz olarak kuzeye uzanırlar. Kırklareli ile Edirne Vilayetlerinin idari sınırlarını da bu örtüsüz gnaysler teşkil etmektedir. Bunlar pembe renkli çok iri taneli (10 cm. ye kadar) olan ortoz kristalleriyle, uzun kuartz agregatları ve iki mika ihtiva eden gnayslerdir. Muskovit biotite nazaran daha çoktur. Hattâ kayaç, (sahre) bazan tipik muskovit-gnays fasiesinde görülür. (Yundalan dolaylarında olduğu gibi). Mikroskopta iri ortoklaz ikizleri, mikroklinler, çok defa ondüleli bir sönme gösteren kuartzlar ve nadir plajioklaslar görülür. Piroksen ve amfibolleri nisbeten azdır. Kayacın (sahrenin) bizzat kendisi çok kompakt bir yapıya maliktir.

Kırklareli gnaysleri geniş dalgalı bir kıvrılma gösterirler; bir çok yerlerinde kırılmış ve parçalanmış ve bu çatlaklardan pegmatit damarları sathakadar çıkmıştır. Pegmatit damarları, tabakaları kâh paralel, kâh az çok oblik olarak kesmişlerdir. Kırklareli'nin kuzeyinde 8-10 cm. kalınlığında, bâzan safi ortoz, bâzan da safi kuartz denilebilecek pegmatit damarları pek çoktur.

Kırklareli gnayslerinin üst kısmında, ortozların miktarca azaldığı ve cesametce de küçüldükleri tesbit olunmuştur. Buna mukabil biotit ve siyah renkli elemanların çoğalmış olduğu derhal göze çarpar. Bu takdirde de kayaç tipik bir gözlü gnays (gneiss à texture oëillé) fasiesine geçmiş olur.

Gözlü gnayslerde koyu renkli unsurlar daha çabuk parçalandığından bir çok yerlerde ortoz kristallerinin birikmiş olduğu görülmüştür. Bu feldspat birikintileri bazan bir jisman olacak kadar geniş sahalar işgal ederler.

Mikroskopta incelenecek olursa feldspatların ekseriya mikroklin veya perlitlerden müteşekkil olduğu, bunların bir çoğunun da, serisite geçmekte

bulunduğu tesbit olunmuştur. Lalapaşa'daki bu tip gnayslere ait ortozların çatlamış olduğu ve çatlaklarının da kalsit damarlarıyla dolmuş bulunduğu görülmüştür.

Keşirlik NW ında aflöre eden gözlü gnayslerin granit çakılları, Erikler dolaylarında aflöre edenlerin de granit, apilit ve kuartz çakılları ihtiva ettiklerini önemle kaydetmek lâzımdır. Çünkü bu çakıllar bize karanın bu bölgeye pek uzak olmadığını göstermektedir.

Sergen doğusundaki kuartzitlerin de böyle bir konglomeratik seviyeye tekabül ettiğini tahmin edebiliriz.

Kırklareli gnayslerinin içinde (Tekederesi ile Şeytan deresi versanlarında gayet iyi görüldüğü veçhile) 1 ve 3 m. kalınlığında iki mikaşist tabakasının mevcut olduğu görülmüştür. Bunlar siyah veya kahve renkli, mikası tamamen biotit olan şistlerdir. Mika ve kuartz hemen hemen 1/2 nisbetinde mevcuttur. Bu mikaşistler de bize Kırklareli gnayslerinin paragnays tipinden olduğunu göstermektedir.

Bütün metamorfik formasyonlar bir çok granitlerle batolitleri ve apilit damarları tarafından gelişigüzel bir vaziyette katolunmuşlardır. Bilhassa Kırklareli gnayslerinde granit bulunduğu zaman iki kayaç arasındaki hakiiki sınırı çizmek o kadar kolay bir iş değildir. Bâzan bir blokun bir ucu tipik gnays şeklinde olduğu halde diğer ucu tipik bir granit gibi dikkati çeker. Bu da bize bölgemizde gnays haline geçmiş granitlerin de mevcut olabileceğini ima eder.

Nihayet Kırklareli gnayslerinin üst kısmının bazı bölgelerde (Ahmetçe ve Bedre de olduğu gibi) arenaya inkilâp etmiş olduğuna işaret etmek lâzımdır.

b) *Fatmakaya gnaysleri*: En geniş aflörmanları Fatmakaya adıyla maruf olan tepede bulunduğu için, kayaca bu ismi vermeği yerinde buluyoruz.

Bunlar griyeşil renkli, ince yapraklı ve bol miktarda kuartzla malik olan ince yapılı gnayslerdir. Yaprakları çeşitli kıvrımcıklar gösterir, kuartzlar daha ziyade garniyerciklerde toplanmıştır.

Mikroskopta; kuartz tanelerinin miktarca pek çok fakat cesametçe pek küçük olduğu ve bu kuartzların biotit kuşaklarıyla sarılmış bulunduğu görülmüştür. Ayrıca bir iki tane çok büyük mikroklin kristalleri de gözümüze çarpmıştır.

c) *Mikaşistler*, fillatlar, kuartzitler: Bunlar Istranca çekirdeğinin kuzeyinde ve bilhassa kuzey doğusunda ve Istranca senklinalinin nüvesini teşkil

edecek bölgelerde aflöre ederler. Dereköy güneyinde ve Keşirlik'te Fatmakaya gnaysleri üzerinde bulunduğu kolayca görülen bu şistler çok heterogen bir seri teşkil ederler. Tabakalar bir nizam göstermeden münavebeli olarak bulunurlar. Bâzan aralarına pek az miktarda küçük ortoz ihtiva eden ince gnays mercekleri interkale olur (İğneada sırtlarında görüldüğü gibi). Çok defa granit, aplit, porfirit ile NE kenarlarında da andezitlerle kesilmişlerdir.

Bunlar ya grısı renkli olan ve pirit ihtiva eden piritli şistler, veya siyah-mavi renkli olan parlak yüzlü satine şistler, veyahut grafitli maddeler ihtiva eden grafit ve arduvaz şistler, halinde görülürler. Bu formasyon içerisinde, bir çok yerlerde, tipik mikaşistler veya mikası tamamen kaybolarak tipik kuartzitlere inkilâp etmiş yataklar görülür. Bunlar Midye'nin güney dolaylarında ince taneli fakat aynı yerin WNW taraflarında konglomeratik fasiesler halinde bulunur. Üst seviyeye doğru fillatların içerisine bâzan ince yapraklı beyaz veya mavi renkli olan kalkışistlerin dahil olduğu görülür. (Dereköy-Çakmak bayırı). Bu kalkışistlerin ince yaprakları bir çok plisotemanlar meydana getirmişlerdir.

Fillatların mikaları kâmilten biotit demetlerinden teşekkül etmiştir. Bazılarında klorit ve serisit oldukça boldur, mika ve kuartz oranısı takriben 1/2 dir. Granitlere yakın olan yerlerde fillatların ayrıca turmalin ihtiva ettikleri görülmüştür.

d) Mermerler: Metamorfik serinin en üstünü teşkil eden mermerler, aşağı yukarı Istranca senklineali ekseni boyunca görülürler. Demirköy granitlerinden başlayarak Şarpaç, Paspala bölgesinden geçerek Kapaklı, Keşirlik'ten Kalkansöğüt'e atlar ve oradan geniş bir aflormanla Bulgaristan'a dahil olur. Bir çok yerlerde granitlerle yanyana bulunur; doğrultuları genel olarak SE dan NW ya yönelmiş bulunmaktadır. Mamafih bir çok yerlerde lokal faylarla çok disloke durumlara girmiştir. Bâzan tabaka halinde, bâzan breşik vaziyette, nihayet bir çok defalarda kontakt metamorfizmalardan tanınmıyacak hale gelmiştir. Hiç bir yerinde makro veya mikroorganizmaya tesadüf olunmamıştır. Mikroskopta ekseriya iri kalsit kristallerinden başka bir şey görülmez.

Çok defa karstik manzaralar meydana getirirler. Şarpaç deresinde takriben 2,5 km. uzunluğunda bir mağara bu mermerler içerisinde açılmış bulunmaktadır. (Dupnuca mağarası). Bu mağara, Kızılgedik deresinin ikinci ve yeraltı yatağını teşkil eder. İçinde eski bir yatağa tekabül eden ayrıca bir traça teşekkülâtı da mevcuttur. Mağaranın güney methali, yine aynı dere içinde ve takriben 50-60 m. derinlikte açılmış bir huniden ibarettir.

Hülâsa edecek olursak Istranca'larda metamorfizmanın tipik üç safhasını ve bu üç safhaya ait belli kayaçlarını görebiliriz; metamorfizmanın en şiddetli derecesi, Istranca'ların çekirdeğini teşkil eden Kırklareli gnayslerinde görülür. Bu seviyede hâkim olan unsur ortoz ile muskovittir. İkinci tesiri Fatmakaya gnayslerinde kendini gösterir. Bunlarda hâkim olan unsurlar kuartz ve biotitlerden ibarettir. Üçüncü tesir ve metamorfik serinin en üst kısmını teşkil eden fillatlarda ve memelerde göze çarpar, Bunlarda en fazla bulunan maddeler kuartz, biotit, klorit ve serizitten ibarettir.

Genel olarak: Aşağıdan yukarıya doğru elementlerin küçüldüğü, şiştiliğin arttığı, sertliliğin azaldığı, kıvrılma dalgasının kısaldığı ve nihayet rengin de (mermerler hariç) koyulaştığı göze çarpmaktadır.

2 — Fosilli formasyonlar. Bunlar Kretase ve Tersiyerden müteşekkildir.

Kretase: Istranca kavsini SE ya dönemeç yerinde ve kavsini dış kenarında olmak üzere oldukça kalın bir Kretase formasyonu vardır. Bu formasyon ekseriya 40-50° meyilli tabakalardan teşekkül etmiş olup alttaki mikaşistlerle olan temasları konkordan gibi görülür. İgneada koyularından başlayarak Palaçaköyü batısından Bulgaristan'a geçer. Altta siyah veya mavi renkli, üstte ise sarı veya kırmızımtrak tabakalardan müteşekkildir.

Kretase, İgneada koyundan Limonköyü falezlerine doğru tetkik edilecek olursa, şu seviyelerden teşekkül etmiş olduğu görülür.

1 — Alta beyaz kuartz çakılları, siyah kalker çimentolu olan bir konglomera seviyesi. Bu seviyenin kalınlığı 3-4 m. arasındadır ve tabakalar 45-50° lerle kuzey doğuya eğimlidir.

2 — İçinde rudist kesitleri bulunan siyah-mavi kalkerler. Bu seviyenin kalınlığı 12-15 m. kadardır.

3 — Sarı veya mavi renkli gre-kalkerler. 40-50 m. kalınlığında olan bu gre-kalkerlerin içinde Orbitolina concava LAM. foraminiferi bulunmuşturki bununla bu seviyenin Senomaniyen'e ait olduğu anlaşılmaktadır.

4 — Fliş. Sarı kırmızımtrak renkli olan bu flişin tabakaları 40-70° meyillerle kıvrılmıştır. Plaket kalkerler, marnlar, greler ve konglomeralardan teşekkül etmiştir. Konglomera içerisinde granit, mermer, meta-morfik şist, yeşil gre, porfirite ve kuartz çakılları mevcuttur. Ayrıca flişi kesen andezit damarları ve fliş tabakaları arasında bulunan andezit ve andezitik tüfler tesbit olunmuştur.

Bütün bu seviyeler bizde geniş aflörmanlar meydana getirilmeden Bulgaristan'a geçerler. Orada Burgaz ile Varna arasında aynı fasieste ve aynı

erüptif kültelerle beraber geniş mostralara malik olan bu formasyona Emine serisi adı verilir. Orbitolina'lı greli kalkerler Bulgaristan'da da mevcuttur. Bu seviyede ayrıca *Acanthoceras mantelli*'de bulunmuştur.

Bulgarlar fliş içinde buldukları *Inoceramus balticus* ile bu formasyonun Senoniyen'e ait olduğunu kaydetmişlerdir. Bizde ise teşhisi mümkün olmayan bir *Lamellibranche* kavkı parçasıyla, plaket kalkerlerin ince kesitlerinde *Globotruncana linnei* d'ORB. bulunmuştur. Bu karakteristik foraminiferle flişin Senoniyen'e ait olduğu katıyetle anlaşılmıştır. Ayrıca *Nodosaria*, *Textularia*, *Globigerina* ve *Spharellaria*'lar *Globotruncana* ya refakat etmektedirler.

Şunu da ilâve etmek gerekirken, alınan yirmi nümuneden ancak bir tanesinde bu mikrofaunanın mevcut olduğu görülmüştür.

Rezve sınır deresi kıyılarında kâin Değirmenkule doğu eteklerinde Orbitolina'lı kalkerlerle fliş, metamorfik şistler üzerinde olmak üzere, yenden görülürler. Limanköyü burnu ile Değirmenkule aflormanları SE-NW doğrultusunda uzanan bir antiklinalin şarniyerini teşkil ederler. Fliş, Orbitolina'lı seviyelere nazaran transgresif karakterlere maliktir. Çünkü İğneada-Limanköy yolunun biraz batısında bu fliş doğrudan doğruya metamorfik şistler üzerinde durmaktadır.

Senomaniyen ile Senoniyen arasında ne paleontolojik ve ne de tektonik bariz bir sınır göze çarpmaz. Bundan dolayı Türoniyen'in hudutları, Bulgaristan'da olduğu gibi, bizde de maalesef ayrılamamıştır. Heyeti umumiyesini, Senomaniyen'den Senoniyen sonuna kadar, bir ayrılmaz seri olarak kabul etmek mecburiyeti vardır.

İstanbul boğazı yakınlarında, Şile'de de tıpkı Limanköyü flişi fasiesinde bir üst Kretase formasyonunun mevcut olduğunu biliyoruz. Fakat burada Türoniyen'in, fasies ve fosilleriyle, fliş formasyonlarından kolayca ayrılabilirdiği yine malûmdur.

Tersiyer. Nümülitik ve Neojen ile temsil olunmuştur.

Nümülitik: Ekseriya 5-10° meyillerle duran ve bir çok yerlerde tabüleri bulunan Nümülitik formasyonu Istranca masifini doğudan kuşatarak Küçükyaıyla, Sergen, Kırklareli, Lalapaşa'dan Tunca'yı katederek Bulgaristan'a dahil olur. Bir çok yerlerde arena şekline geçmiş olan pembe gnyasler üzerinde, beyaz rengiyle derhal nazarı dikkati çeker. Ve çok geçmeden ya Neojen veya Ergene havzası alüvyonlarıyla örtülür. Bu suretle Nümülitik'te dar bir liziyer şeklinde Istranca masifinin kenarında görülür.

Tetkik ettiğimiz Nümülitik iki bariz seviyeden teşekkül etmiştir.

a) Alttaki konglomera, gre ve marnlardan müteşekkil olan beyaz renkli bir seviye vardır. Bu seviyeye ait olmak üzere saf ve beyaz renkli bir kum-gre formasyonu da mevcuttur. Podima'da takriben 20 m. kalınlığa malik olan bu kumlar Safaalan'da daha ince, Lalapaşa da ise ancak 3-4 m. kalınlığındadır.

Paşabahçe fabrikaları için işletilen kumlar da Podima'daki bu beyaz kumlardır. Alt seviye ekseriya fosilsizdir. Mamafih Kırklareli batısında Eriklice'de bu seviye içinde Nümülit'lerle beraber bol miktarda Serpula spirulea LAM bulunmuştur. Lalapaşa'daki marnlar içinde Conus, Natica, Cerithium, Voluta'ya ait bir çok türler mevcuttur. Sergen dolaylarında da aynı fasiesteki tabakalar içinde hemen hemen aynı fosiller toplanmıştır. Fakat bunların hepsi dolgu halinde oldukları için maalesef teşhisleri kabil olamamıştır. Ancak bu fosiller meyanında Orbitolites complanatus LAM. un bulunuşu bize bu alt seviyenin Lutesiyen'e ait olduğunu göstermektedir.

Karacaköy ile Terkos gölü arasındaki marnlar içinde de Pycnodonta'lar pek çoktur.

b) Üstte resif kalkerleri seviyesi gelir. Bunlar bol miktarda mercan ihtiva eden beyaz renkli bâzan gevrek, bâzan kompakt olan çok sığdeniz kalkerleridir. Ekseriya bakiye killerden müteşekkil kırmızı renkli damarlara maliktir. Resif kalkerleri bildiğimiz İstanbul'un Çekmece kalkerlerini çok hatırlatırlar. Zaten bölgemizdeki kalkerlerin bu sonuncuların temadinden başka bir şey olmadıklarını sanıyoruz. Saray ile Vize arasında büyük mercan yığınaklarına tesadüf olunmuştur. Hemen her tarafta tabaka eğim ve doğrultuları güzel bir şekilde görülür. Bâzan tabaka aralarına marnlı veya greli yataklar da girer. Fosil bakımından zengindir, greli tabakalar içerisinde çeşitli Nümülit'ler bulunmuştur. Midye dolaylarındaki kalkerler içerisinde:

Ostrea gigantea SOL.

Thracia bellerdii PICTET.

Orbitolites complanatus LAM.

Nummulites brongniarti d'ARCH.

Nummulites atacicus LEYM.

fosilleri bulunmuştur. Bu fauna bilindiği gibi çoğunluğu ile Lutesiyen'e aittir.

Çekmece'deki aynı fasiesteki kalkerler için de *Nummulites millecaput*'un bulunduğuna malûmdur. Binaenaleyh Bulgar hartalarında lövesini

yapmış olduğumuz bölgenin üst Eosen veya Oligosen olarak gösterilmiş olması hakikate uymamaktadır.

Neojen. Mıntakamızdaki Neojen iki şekilde incelenmelidir.

1 — Vaysal ile Karapınar arasındaki granitler üzerinde, Taşlımüselim ile Süloğlu arasında ve nihayet Hediye köyü dolaylarında laküstr fasieste beyaz renkli travertinimsi olan bir takım kalkerler aflöre eder. 20-30 m. kalınlığında olan bu kalkerler, ilk iki aflörmanda sarımtrak, Hediye'de ise daha ziyade beyaz renklidir. Meyilleri 2-5° arasında değişir. Her üç kalker aflörmanında bol miktarda Planorbis ve daha başka tatlısu Gastropod'ları ve Süloğlu civarındakilerde ise fazla olarak Dreisensia fosilleri bulunmuştur.

2 — İstanbul civarındaki Belgrat çakılları fasiesine benzeyen formasyonlar vardırki bunlar daha ziyade Karadeniz'e yakın olan yerlerde gelişmişlerdir. En tipik karakteri çapraz stratifikasyonla kırmızı rengidir. Bunlar, konglomera, gre ve marnlardan müteşekkildir. Bâzan alt ve üstte olmak üzere nisbeten düzenli tabakalar gösteren ince ve beyaz renkli gre ve marnlar diğerlerini kavramış bulunur. Karacaköy kıyılarında görülen bu formasyon için 50-60 m. lik bir kalınlık tahmin olunmuştur. Edirne civarında geniş yerleri kaplıyan beyaz veya gri renkli ve çok mikalı olan gre ve marnları da aynı formasyona ithal etmek lâzımdır.

Erupsiyonlar. Istranca'lardaki erüptif kütlelerin başında granitler gelir. Bunlar bu dağın her tarafında gelişigüzel serpilmişlerdir. Kırklareli'ndekilerde fazla amfibol, Demirköy'dekilerde ise magnetit ve biotit mevcuttur. Demirköy granitlerinin desagregasyonu ile açıkta kalan manyetit kumlarının, demir istihsalı için, evvelce işletildiği malumdur.

Keşirlik civarındaki konglomeratik gnaysler bize eski bir granitin mevcut olduğunu göstermektedir. Demirköy, Dereköy ve Hazabeyli granitlerinin mermerleri katetmiş oldukları sarahaten görülmektedir. Binaenaleyh metamorfik seriden sonra ikinci bir granit indifanın da mevcudiyetini kabul etmek zorundayız.

Dereköy civarında Çakmakbayırı'nda ve Palaçok köyü bölgesinde çeşitli porfirit, aglomera ve tüflerin mevcudiyeti bu mıntakada bir çok erupsiyonların vukua gelmiş olduklarını ima etmektedir. Üst Kretase flişi ile interstratifie andezitlerin bulunması, bize bu devirde de bir takım lâvların dışarı çıkmış olduğunu ispat eder. Fakat hiç bir tarafta Nümülitik veya Neojen efekte eden herhangi bir erüptife tesadüf olunamamıştır.

Tektonik:

Istranca masifinin tektonik yapısı araştırılınca karşımıza üç çeşit problem çıkar:

- a) Masifin iç tektoniği,
- b) Masifin hangi eski orojenik sisteme dahil bulunduğu,
- c) Alp orojenesiyle ne gibi ilgisi olduğu.

Masifin kenarlarındaki Nümülitik sınırların kuzeyinde, derhal çekirdeğinin içerisine girilir. İri ortozlu gnayslerden müteşekkil bulunan bu zon, Tunca'dan itibaren güney doğuya doğru kesiksiz bir surette devam eder. Çatalbayır'dan Sergen üzerindeki ilk sırtlara kadar çekirdek daha ince elemanlı biotitli gnayslerle örtülüdür ve bunlar Nümülitik'in altına dalarlar. İri ortozlu gnaysler, Keşirlik ile Tavşantepe arasından şimale doğru çıkarak Bulgar sınırı boyunca doğuya ve batıya doğru devam ederler.

Masifin bu ilk çekirdeği hemen hemen yalnız iri ortozlu gnayslerden müteşekkilidir; nadiren aralarına ince mikaşist yatakları girer. Bu zonda mermer hiç yoktur. Tabakalı ve şistî olan gnayslerin arasında yeryer granit kütleleri mühim rol oynar ve oldukça geniş sahalar işgal eder. Bunlar bazan şistî granit gnays halindedirler. Hiç şüphesiz intrusif kütle gnaysleri katetmiş ve bunları assimile etmiştir. Çoğu yerlerde gnays ve granit o kadar birbirlerine girift bir haldedirki, sınırlarını tayin etmek güçtür. Bazan da granit ve aplit damarlarının gnaysleri radial bir surette katettikleri görülür. Herhalde granitler, gnaysin istikametlerini lâalettayin bir şekilde katetmişlerdir. Hartada bunların sınırlarını her zaman ayırmak kolay değildir. Her adımda granitten gnays veya gnaysten granite geçilir. Mamafih hakikî gnayslerden granit gnayslere veya granitlere bariz geçitlerde de nadir değildir. Bundan başka bizzat granitin içinde de şistî gnays blokları pek çoktur. Bazan ancak granitin ve granit gnaysin eksfoliasyon şekilleri, satıhta bunları hakiki gnays-lerden ayırmağa yardım eder.

Gnayslerin istikametlerinde oldukça bariz bir düzenlilik müşahede edilir. Batıda Tunca'dan takriben Keşirlik batısına kadar gnayslerin doğrultusu SW-NE dir. Buradan itibaren doğuya doğru ise kıvrımların bir kavis resmederek yavaş yavaş SE ya doğru döndüğü görülür. Batıda, Tunca üzerinde Uzunbayır'da gnayslerin doğrultusu N 20 E, Ömeroba'da N 35 E ve Bakaçaktepe' de N 70 E dir. Takriben Keşirlik meridyeninden itibaren doğuya doğru ise doğrultular şöyledir: Keşirlik-Çakırköy yolu ortasında N 24 W, yukarı Kadıköy kuzeyinde N 60 W, Yukarı Kınarı köyünde Kulebayırında

N 40 W, Topçular'da N 45 W, Ahmetler güney doğusunda Kalaycıdere'de N 65 W. Buradan sonra Kırklareli kuzeyinde gnaysler bir müddet doğu-batı (EW) doğrultusunda devam ederler; fakat Sergen doğusundan itibaren de katı olarak SE ya dönerler (Kurtbayırı'nda N 65 W).

Gnayslerin meyilleri muhtelifdir. Masifin güney sınırları yakınında gnayslerin 40-50°, hattâ bazan daha fazla yatımlarla Nümülitik'in altına dalarlar (Çömlekakpınar'da 75° S, Yundalan civarında 48° SW, Lalapaşa civarında 40° SE).

Esasen çok kıvrılmış olan gnaysler heyeti umumiyesiyle büyük bir antiklinal teşkil ederler. Antiklinalin şarniyerinden geçen eksenini Keşirlik batısına kadar SE - NW doğrultusundadır. Eksen kuzey batıya doğru derece derece yükselir ve Keşirlik batısında külminasyonuna vasil olur.

Antiklinalin kuzey kanadı ince elemanlı biotitli gnayslerle, mikaşist, arduvaz, kalkışt ve mermerlerle örtülüdür. Granitler burada da, iri ortozlu gnaysler içerisindeki rollerini oynarlar. En büyük granit kütleleri bu zondadır. Bunların en büyüğü Demirköy manyetitli granit lakolitidir. Bu kütleinin genişliği 15 km. ve NE ekstansiyonu 17 km. den fazladır. Granitin etrafında biotitli gnays veya mikaşistler periferik bir surette meyillidirler. Buradan gayri yerlerde granitler veya granit-aplit apofizleri tabakaları herhangi bir surette katederler.

Umumiyetle üst seriler geniş ve normal bir senklinal vücutte getirirlerki bununda eksenini SE-NW doğrultusunda antiklinalinkine paraleldir. Senklinali bilhassa Sarpaçdere, Paspala, Kapaklı ve Kofçağz güneyinde takibetmek mümkündür. En üst serileri teşkil eden mermerler buralarda geniş sahalar işgal ederler.

1/100.000 mikyaslı harta taslağına bakınca görülürki, Istranca masifi güney doğudan kuzey batıya doğru uzanan ve sonra güney batıya dönen bir kabartı ve normal bir senklinal teşkil etmektedir. Bazı yerlerde antiklinal otokton senklinalin üzerine doğru güney batıdan gelen lateral basınçlarla itilmiş gibidir. Lalapaşa şimalinden Hacımuhiddin eteklerinde, Keşirlik güneyinde ve Beypınar'ın Palamuttepe eteklerinde, üst serilere ait ince elemanlı gnayslerin, iri ortozlu gnayslerin altına daldıkları görülür. Binaenaleyh buralarda iki seri arasında anormal mekanik bir kontakt mevcut gibi görünmektedir. Antiklinalin güney batı kanadı, senklinalin üzerinde bir ekay teşkil eder gibidir. Bu ekaylı zonun bütün antiklinal kanadını boydan boya takibetmesi çok mümkündür. Şaryaj düzlemi güneye doğru meyillidir. Şaryajın cephesi güney doğu-kuzey batı doğrultusundadır ve Hacı-

muhiddin eteklerinde bütün otokton seriyi kateder.

Istranca masifinin muhtelif yerlerinde görülen granitler, yaşı belli olmıyan ve belki de Hersiniyen'den evvelki orojeneslerde kıvrılmış formasyonların içinde yerleşmiştir. Bu granitler herhalde post-tektoniktir. Zira tektonik istikametlere hiç uymıyarak kıvrımları katetmişlerdir. Granit yavaş yavaş yerleşmiş ve tabakaları geniş ölçüde assimile etmiştir. Bu keyfiyet, granitin içinde büyük anklavların bulunmasından istihraç edilir. Fazla olarak granit çok defa sedimanter tabakalar gibi bir şistoziteye maliktir.

Istranca masifini teşkil eden gnayslerin ve diğer metamorfik serilerinin yaşını tayin etmek imkânsızdır. Polonyalı jeolog KSIAJKIEWICZ,

Gnaysleri	Antedevoniyen
Kuartzitleri	Altdevoniyen
Mikaşist ve filatları	Üst ve orta Devoniyen

telâkki ederek masifin Hersiniyen'in Bretonyen safhasında ve alt Karbonifer'de kıvrıldığını kabul eder. Üst Karbonifer ve Permien'e ait farzettığı kristalen kalker ve mermerleri de bunların üzerine diskordan olarak vazedir. Ona nazaran esas kıvrılmalar ve magmatik intrusyonlar bu esnada olmuştur ve eski şist serileri üç nap ünitesi halinde üst Karbonifer ve Permien esnasında kuzeye doğru şarye olmuşlardır.

Mikaşist ve filatları Üst ve orta Devoniyen telâkki ederek masifin Hersiniyen'in Bretonyen safhasından ve alt Karbonifer'de kıvrıldığını kabul eder. Üst Karbonifer ve Permien'e ait farzettığı kristalen kalker ve mermerleri de bunların üzerine diskordan olarak vazedir. Ona nazaran esas kıvrılmalar ve magmatik intrusyonlar bu esnada olmuştur ve eski şist serileri üç nap ünitesi halinde üst Karbonifer ve Permien esnasında kuzeye doğru şarye olmuşlardır.

Şunu derhal söylemek icabederki KSIAJKIEWICZ tarafından Istranca'larda yapılmış olan stratigrafi hiç te varid değildir. Bu stratigrafi Istranca'lara pek yakın olan İstanbul Paleozoik'ine hiç uymadığı gibi, PAECKELMANN'a nazaran, buradan çok uzak olmıyan Dobruca'ya da hiç uymaz. Malûmdurki İstanbul civarlarında üst Silüriyen'den itibaren bütün Devoniyen serisi mevcuttur ve bütün fasiesler, fosil yataklarıyla meşhur, hiç metamorfize olmamış serilerdir. Bu hal doğuda, hiç değilse Zonguldak'a kadar böyledir. Dobruca'yı pek iyi tanımış olan PAECKELMANN'a nazaran, oradaki Devoniyen fasiesleri de, karakterleri bakımından İstanbul'a benzemekte ve fosillidir. Polonyalı jeologun tasavvuruna göre Istranca ma-

sifi, vaktiyle Dobruca ve İstanbul Devoniyen'lerini ve belki üst Silüriyen'ini birbirlerine bağlayan bir denizin üzerinde bulunuyordu. Bu halde fasieslerin lâakal İstanbul'a ve Dobruca'ya benzemesi ve fosilli, fazla metamorfize olmamış bir üst Silüriyen ile çok fosilli bir alt Devoniyen ve sairenin Istranca'larda da bulunması icabederdi. Halbuki Istranca'larda gördüğümüz iri ortozlu, iki mikalı gnaysler, İstanbul ve Dobruca'nın kuartzit veya grau-vaklariyle mukayese edilmeyeceği gibi, Istranca'ların ince elemanlı biotitli gnaysleri ve diğer metamorfik şist ve mermerleri de İstanbul'un orta Devoniyen'ine ait yumrulu kalkerleri ve Radiolaria'lı şistleriyle ve biraz daha doğudaki Calceola'lı kalkerleriyle mukayese edilemez. PAECKELMANN'a nazaran Dobruca'daki orta Devoniyen'in killi şistleri ve masif kalker ve kuartzitleri de Istrancaların billûrî şistlerine hiç bir benzerlik göstermezler.

Alt Karbonifer ne İstanbul'da ne de Dobruca'da vardır. Fakat biraz uzak dahi olsa, Zonguldak'ın fosilli Viséen kalkerlerini de, Istrancalardaki arduvaz şistlerinin veya tam kristalen beyaz mermerlerin muadili olarak telâkki etmeğe imkân yoktur.

Filhakika Istranca'lardaki seriler çok şiddetli bir migmatizasyon geçirmişlerdir. Binaenaleh şiddetli surette metamorfize olmaları bu hadisenin eseri olabilir; İstanbul ve Kocaeli bölgesinde bu kadar şiddetli bir enjeksiyon metamorfizması vaki olmadığından, buralarda Devoniyen'in sedimanter karakterini ve fosillerini muhafaza etmiş oldukları, Istrancalarda ise bunlardan eser kalmadığı söylenebilir. Ancak Istrancalardaki granit intrusiyonlarının, esasen şiddetle metamorfize olmuş formasyonlarla temasa gelmiş olduğuna dair bir çok deliller vardır. Meselâ granit batolitlerinin içerisindeki anklavlar daima gnays, mikaşist gibi kütlelerdir. Bunlar assimilasyon esnasında dijere edilememiş olan bloklardır. Hiç bir yerde granitlerin içerisinde metamorfize olmamış parçalara tesadüf edilemediği gibi, granitlerden uzak yerlerde de sedimanter karakterleri İstanbul'unakilere benzeyen bir fasies görülmemiştir. Hattâ Istranca masifinin İstanbul'a en yakın olan uçlarında (Çatalca'da) bile granitlerle birlikte bulunan metamorfik serilerin buranın 10 km. doğusundaki Devoniyen fasieslerine hiç bir benzerliği yoktur. CAHİT ERENTÖZ'e nazaran, Çatalca'da granitlerin billûrî şistlerle olan kontakt etkileri müşahede edilir. Fazla olarak İstanbul üst Silüriyen'inin kaidesinde granit ve billûrî şist çakılları bulunmaktadır. Bu da granit ve şistlerin herhalde üst Silüriyen den daha eski olduğuna delâlet eder.

Fikrimizce Istranca'larda gördüğümüz ve Polonyalı jeoloğun kısmen Devoniyen'den evvele ve büyük bir kısmı itibarıyla Devoniyen'den Karbo-

nifer'e kadar ithal ettiği metamorfik serilerin hepsini, Silüriyen'den evvele hattâ Antekambriyen'e koymak daha mantıkî olur. Aynı mütalea Bulgar jeologlarının Rodop'lar için kabul ettiği Paleozoik formasyonlar için de varit olabilir. Oradaki metamorfik serilerin de, Bulgarların kabul ettiği gibi, Silüriyen'den Karbonifer'e kadar Paleozoik'i ihtiva edecek yerde, Antesilüriyen telâkki edilmemesine hiç bir sebep yoktur.

Mamafih, Istranca serilerinin hakikî yaşı hakkında henüz katî bir şey söylenemez. Problemin halli için bazı anahtar noktalarının iyice tetkiki icabettmektedir. Bunlardan biri İstanbul Silüriyen'inin kaidesinde rastlanılan konglomeralardaki çakılların mikroskopik etüdü ve bunların Istranca fasieslerine benzeyip benzemediğinin tesbitidir. İkinci bir etüd de Istranca masifinin İstanbul Paleozoik'ine en yakın yerlerinde, iki serinin kontaktının iyice aranmasıdır. Ancak bu tetkiklerden sonra katî fikirler söylenebileceği kanaatindeyiz.

Yukarıdaki stratigrafik düşüncelere göre Istranca masifinin, Kaledoniyen'e hattâ Antekambriyen'e ait bir tektonik eleman olması icabeder. Bu fikir vaktiyle CVIJIC tarafından Rodop masifi için de kabul edilmişti. Bu suretle Rodop ve Istranca masifleri Antekambriyen'e ait eski bir sıradağın parçaları olurlar. Bunlara merkezi Balkanlar'da, yeni orojeneslerden müteessir olmuş olan eski masifleri de ilâve etmek icabeder. Şu halde Sırbistan'da Tuna'dan itibaren Karadeniz'e kadar imtidat eden eski büyük bir Trakya masifi kabul olunabilir. Ve bu masif belki de güneyde Menderesler, Ege ve Siklat masifleriyle bağlanabilir. Çok muhtemeldirki bütün bu masifler çok eskiden bir tek blok teşkil etmişler ve şimaldeki Franco-Podolya-Azof blokunun imtidadını vücade getirmişlerdir. Belki de bu büyük kıta Paleozoik'te parçalanmış ve bu parçalar arasındaki mücerret çukurlar, İstanbul Hersiniyen masifi ile diğer Anadolu masiflerini meydana getirmiş olan jeosenklinaller olmuştur.

Istranca masifinin çekirdeğini teşkil eden iri ortozlu gnayslerle üst seriler arasında bariz bir diskordans görülememişse de, arada konglomera ve kuartzitlerin bulunması, bizi iki seri arasında bir emersion safhası kabul etmeğe sevkeder. Bu suretle Antekambriyen blokunun içerisinde birbirini üzerine gelmiş iki eski orojenes ayırmak mümkün olur.

Çok eski olduğunu tahmin ettiğimiz masifte, Hersiniyen orojenesi esnasında ancak kırılma dislokasyonları ve şaryajlar olabilmıştır.

Alp Paleozoik'ten beri tamamen penepene olmuş olan Istranca masifi, ancak Neojen'den sonra epirojenik bir kabarma geçirmiş ve bugünkü

yüksekliğini almıştır. Bu epirojenik hareket zaten bütün Trakya'ya şamildir. Masifin kıyılarında 100 m. yüksekliğinde olan laküstr Neojen tabakaları, masifin üzerinde 500 m. yükseklikte bulunmaktadır.

Alp Orojenesi.

Istranca masifi, Tersiyer orojenesinin fırtınalarına karşı sükûnetini muhafaza etmiştir.

Malûmdurki Alp'lerin kuzey kanadının Karpatlar'da ve Balkanlar'da devamı bariz bir surette görülür. Fakat Balkanlar'dan itibaren nasıl devam ettiği meselesi çok münakaşalıdır. Bazı jeologlar, bilhassa son zamanlarda Bulgar jeologları, Alp'lerin Kırım'da ve Kafkas dağlarında devam ettiğini iddia ederler.

Türkiye'nin tektonik tarihçesini umumî surette gözden geçirmiş olan E. CHAPUT, Bulgaristan'da Karadeniz yakınında Alp kıvrımlarının açıldığını, Kırım'da Nümülitik tabakalarının çok hafif dalgalar yaptığını gözönüne alarak Alp'lerin Varna civarından ve Kırım'dan geçtiğini şüpheli telâkki etmiş ve bu imtidatları daha ziyade Istranca dağlarında ve kuzey Anadolu'da aramıştır.

E. CHAPUT, Balkanlar'daki eski formasyonların Istranca'lar da, güney doğuya doğru uzanmış aflörmanlar halinde, Kretase ve Tersiyer örtüden degaje olarak meydana çıkmış olduğunu ve binaenaleyh bunların, ekseni dalgalı bir antiklinal vücutte getirdiğini ve bu antiklinalin iki yanında Eosen'in çok dik, bir taraftan Ergene ve Marmara'ya doğru, diğer taraftan NE kanadında Karadeniz'e doğru meyilli olduğunu farzetmiştir. Bundan başka İstanbul boğazının şimalindeki Kretase'nin kıvrılmış olmasını ve güneyden kuzeye doğru şaryajların bulunmasını da nazarı itibare alarak, Istranca antiklinalinin bütün boyunca kuzeye devrilmiş, Alp'lerin şimal kanadına ait bir kıvrım olduğu zehabına varmıştır. Antiklinalin rigid bir seyre malik olmasını da, temelin, Alp'lerin temelinden daha fazla katlaşmış bulunmasına ve Nümülitik örtünün çok daha ince olmasına atfetmiştir. Bu suretle post-nümülitik hareketler daha ziyade dağın eski temelini müteessir etmişlerdir.

Istranca'lardaki müşahadelerimiz bunu teyit etmiştir. Evvelâ Istranca masifinin hiç bir yerinde Alp jeosenklinali içinde çökeltilmiş ne Mesozoik ne de Tersiyer'e ait bir tabaka görülmemiştir. Masifin güney kenarını örten Nümülitik denizi, hiç bir zaman masifin üzerinde yayılmamıştır. Şimalde

en yakın Nümülitik havzası Bulgaristan'daki doğu Balkan Eosen'idirki fliş fasiesinde, kıvrımlı ve bilhassa kuzeye doğru hareketleriyle tipik bir Alp Nümülitiğidir. Halbuki Trakya Nümülitik'i, litoral fasieste, hemen hemen tabüer denecek kadar az meyilli, bir epikontinental denizin bıraktığı tabakalardır. Masifin içinde, eski formasyonlar, CHAPUT'nün zannettiği gibi, SE ya doğru uzanmış aflörmanlar teşkil etmez; bilâkis masif her yerde çıplaktır. Binaenaleyh Istranca masifinin Alp jeosenklinealini bir çift havzaya ayıran bir ara bölgesi (internide) teşkil etmiş olması daha ziyade varittir.

Hakiki Alp jeosenklinealine ait sedimanlar Istranca'ların dışında, kuzey doğu sınırlarımız yakınında Limanköy'de bulunmaktadır. Burada mikasistlerin üzerinde Orbitolina concava LAM. lı kalker ve grelerden müteşekkil bir Senomaniyen, bunun üzerinde Türoniyen'den ayrılamıyan marnlı-greli ve plaket kalkerli bir Senonien fliş serisi mevcuttur. Flişler andezit lâv ve tüfleriyle interstratifedir. Bu seriler Limanköy'ünden Rezva sınır deresine kadar mutlaka devam ederler. Hiç şüphesiz sınırlarımız dışında, Bulgaristan'da da mevcuttur. Aynı serilerin Bulgaristan'ın Emine burnunda nihayetlenen allokton Balkanlar'ın ekaylı zonlarında mevcut oldukları ötedenberi malûmdur. Bulgar jeologlarından R. COHEN'e nazaran Emine burnundan Varna'ya doğru profiller şöyledir:

Senoniyen	Alpino mediterrane tipinde fliş marn ve kalker (Inoceramus balticus). Bu tabakalarla andezit tüfleri alternanslıdır.
Türoniyen	Senoniyen'den tefrik edilemez.
Senomaniyen	Neritik greler (Orbitolina concava LAM Acanthoceras mantelli).

Bulgar jeologları bu Senoniyen tabakalarına Emine tipi adını verirler.

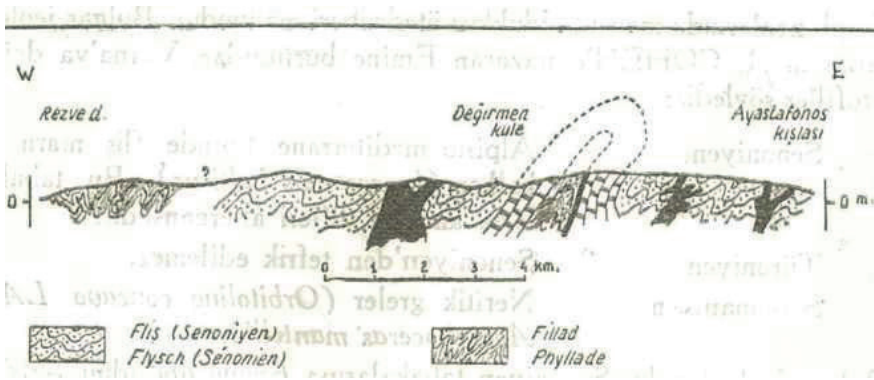
Görülüyorki Emine burnu profili Limanköyü'ne tamamen uymaktadır. Yalnız Bulgaristan'da serinin üzerine diskordan olarak Nümülitik (Lütesyen) geldiği halde, bu transgresyon Limanköyü'nü istilâ etmemiştir. Limanköyü'nden sonra güneyde ilk Kretase aflörmanı boğazın şimalinde Zekeriyaköy Kilyos bölgesindedir.

Yine Bulgar jeologlarından G. BONÇEV'e nazaran Bulgaristan'da Alp tektonik hareketleri esnasında, Bulgaristan'ın her tarafı değil, yalnız bir kısmı, bugün Koca Balkan dağlarının bulunduğu yerler sedimantasyon sahaları olmuş ve Mesozoik Eosen denizleriyle örtülmüştür. Yalnız buralarda tektonik canlılığın izleri görülebilir. Buranın güneyinde ve güney

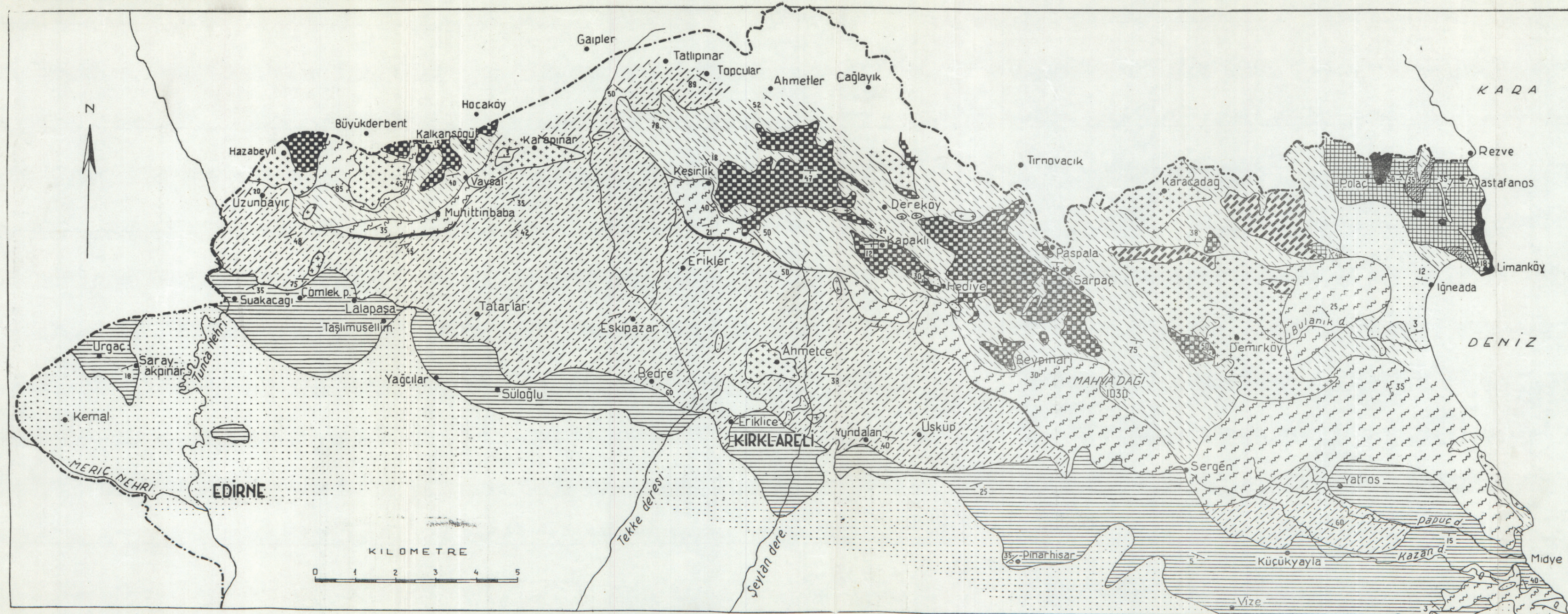
doğusunda, yani Rodop-Tunca-Istranca masiflerinde o esnalarda geniş bir Trakya karası bulunmakta idi. Ancak üst Kretase başından itibaren, bu karanın şimal kısmında bir jeosenklinal (Srednogora jeosenklinali) teşekkül etti. Limanköy işte bu jeosenklinalin üzerindedir. Üst Kretase'den sonra Limanköy kıvrımları ve buranın WNW imtidadı olan Srednogora dağları teşekkül etti. (Laramiyen safhası). Bu suretle Laramiyen safhasında Bulgaristan'da Alp orojenesinin ilk strüktürleri teşekkül etmiştir, bu kıvrımların imtidadı Emine burnundan ve Burgaz civarından güneye dönerek İğneada'ya ve İstanbul boğazına bağlanmıştır. Bu tektonik çizgiler, bugün kısmen Karadeniz'in kıyılarına yakın kısımlarında suların altındadır.

Bu kıvrımlar gerek Emine burnunda, gerek İğneada'da ve gerek İstanbul Boğazı kuzeyinde daima Alp tipindedirler. Emine burnunda hareketler şimale doğru olmuş ve Kretase serileri Eosen formasyonları üzerine şariye olmuşlardır.

Boğazın kuzeyinde ve Şile'de güneyden gelen basınçlarla Devoniyen Kretase üzerine çıkmıştır.



İğneada'da Rezve boyunda yapılacak bir kesit şematikman şöyledir:



ISTRANCA MASIFININ JEOLJİK HARTASI
CARTE GEOLOGIQUE DU MASSIF D'ISTRANCA

Hamit N. Pamir - A. Fuat Baykal

- İsaretler:
- Eğim ve doğrultu
Direction et plongements
 - Fay
 - Faille
 - Alp kıvrımları
Plis Alpins
 - Neojen
 - Neogène
 - Numulitik
 - Numulitique
 - Üst Kretase
Crétacé supérieur
 - Senomaniyen
 - Cenomanien
 - Mermer
 - Marble
 - Mikaşist, Fillad, Kuvarsit
 - Micaschiste, Phyllade, Quartzite
 - Gnays (Fatmakaya tipi), Kuvarsit
 - Gneiss (type de Fatmakaya), Quartzite
 - Gnays (Kirklareli tipi)
 - Gneiss (type de Kirklareli)
 - Andezitik lav ve tüller
 - Lave et tuf andesitique
 - Diyabaz
 - Diabase
 - Granit
 - Granite

Yani burada devresmanlar ve şaryajlar kuzey doğuya, dışa doğrudur.

Binaenaleyh Balkanlar'ın ve dolayısıyla Alp sisteminin Varna'nın cenburgundan itibaren güney doğuya döndüğü ve iç kavislerinin İğneada'dan ve İstanbul'dan geçtiği söylenebilir.

Le Massif de Stranca

Hamit N. Pamir¹ Fuat Baykal²

Au N de la Thrace, entre la dépression de Yanbolu-Novoe Zagora des Balkans méridionaux d'une part le bassin d'Ergene d'autre part, s'étend un vieux massif cristallin qui, vers l'Ouest se relie au Rhodope par un pont naturel sur la Maritza. Dans cette partie occidentale, le massif se divise en deux par la Tunca qui forme actuellement la frontière entre la Turquie et la Bulgarie:

1 — La plus petite partie se trouvant à l'Ouest du fleuve est appelée quelquefois en géographie: le massif de Tunca.

2 — La plus grande partie, celle qui fait l'objet de cette étude, est le massif de Stranca.

Le massif de Stranca, malgré la proximité de Stamboul et des centres culturels, est une des régions qui est le moins connu jusqu'à présent.

Les premiers renseignements généraux sur la Thrace ont été donnés en 1837 par AMI BOUE. Les explorations de cet auteur ont été restreintes surtout à la Thrace du Sud, tout en touchant Kırklareli et quelques autres points de Stranca. Son ouvrage célèbre <<la Turquie d'Europe>>, traduit en plusieurs langues, garde encore aujourd'hui sa valeur historique.

Un second explorateur de Stranca est A. VIQUESNEL qui publia en 1849 son oeuvre intitulée <<Voyage dans la Turquie d'Europe>>. Malheureusement dans cet ouvrage l'auteur s'est contenté de faire la description locale et de préférence pétrographique de son itinéraire, sans faire aucune synthèse de ses observations.

En 1869, par les voyages de HOCHSTÄTTER, nos connaissances sur la Thrace sont un peu plus avancées. Cet auteur a annexé à son ouvrage la première carte géologique basée sur les observations qui ont été faites jusqu'alors, soit par lui-même, soit par ses prédécesseurs. Toute les cartes géologiques ultérieures, bulgares ou turques, n'ont été qu'une reproduction de cette esquisse. Plus tard SCHAFFER a fait quelques publications sur le

1- *Directeur de l'Institut de Géologie de l' Université d'Istanbul.*

2 - *Institut de Géologie de l'Université d'Istanbul.*

Stranca et a fait paraître un ouvrage de Landeskunde plutôt géographique et concernant la Thrace (1902).

Récemment KSIAJKIEWIECZ a publié le résultat de ses explorations sur le Stranca. Nous reviendrons ci-dessous sur cet ouvrage dont nous ne sommes malheureusement au courant que par les referats. Les traits importants de la structure d'ensemble du massif n'étant pas encore débrouillés, il nous a semblé que les généralisations de cet auteur, déduites d'observations éparses, pïont conduit à des synthèses un peu prématurées et illusoires.

D'après ces travaux, le massif de Stranca apparaît bien comme un pays de terrains cristallophylliens et tertiaires, mais la répartition des affleurements et l'agencement tectonique restent toujours à peu près inconnus ou hypothétiques. Nous devons avouer aussi que, dans ce qui suit, nous avons pu seulement entamer l'étude du massif. Par suite des difficultés de voyage dans un pays généralement peu accessible et par suite du manque de cartes exactes, les résultats obtenus pendant une saisons d'été ne peuvent évidemment être que préliminaires. Nos voyages nous ont permis tout de même d'établir sommairement l'échelle stratigraphique de la région et de tracer les traits généraux de sa structure d'ensemble.

Le Massif de Stranca:

Au Nord du bassin d'Ergene, le massif de Stranca forme un ensemble de plateaux allongés dans la direction NW-SE. Vers l'Est ou vers le SE, il longe le littoral de la Mer Noire formant le faite hydrographique entre cette mer et la Mer Egée. Les hauteurs qui dominent le plateau d'environ 500 - 600 m. s'alignent à peu près en direction W-NW. Parmi les sommets principaux on peut citer: Tekkaya (660 m.), Vava (826), Karamanbayır (980), Mahya (1000), Fatmakaya (900). Vers l'Ouest, les plus grandes hauteurs ne dépassent pas 600 m.

La couverture végétale du Stranca, constituée surtout par d'immenses forêts de chênes, forme un contraste frappant avec les steppes presque nues du bassin d'Ergene.

Quand on vient d'Istanbul, on parcourt d'abord un pays de plaines; on y voit, outre les alluvions, des terrains néogènes-meubles, cailloutis ou marnes en général; plus au Nord une bande de Nummulitique, tantôt large, tantôt étroite, forme la limite de la plaine. Au de là de cette lisière nummulitique, s'élève la masse du Stranca remarquable par ses couleurs foncées ou noires et son relief sauvage. Vers le SE, à Çatalca, les derniers rameaux du

Stranca s'enfoncent sous les terrains nummulitiques.

D'après les données sur la stratigraphie du massif, ce dernier se compose d'une série cristallophyllienne, dont l'âge est inconnu.

A partir de la bordure nummulitique sont superposés divers niveaux de constitution pétrographique différente (voir la carte). Ce sont à la base des gneiss à deux micas et à grands cristaux d'orthose (type Kırklareli); au-dessus viennent des gneiss à biotite plus finement grenus (type Fatmakaya). Puis ces derniers passent aux micaschistes, phyllades et ardoises et le tout est couvert par des marbres. Entre les gneiss à grands cristaux de feldspath, formant le noyau du massif et la série supérieure des schistes cristallins, s'intercale parfois un niveau contenant des galets surtout granitiques (au N de Keşirlik, au N de Çayırköy, à Elmacık). D'autre part, des bancs de quartzite à grains fins et riches en éléments granitiques se trouvent à la base de la série supérieure. Ainsi, à Pabuçdere, les quartzites plongent au-dessous des gneiss du type Fatmakaya.

La granitisation a affecté le massif sur d'immenses surfaces. Des pellicules éparses et très rares du Néogène fluviatile ou lacustre couvrent par endroits le relief. Au NE, entre İğneada et Rezvedere, le massif s'appuie sur le Crétacé plissé.

Stratigraphie:

Il est nécessaire de distinguer, dans la région étudiée, deux groupes de formations.

I — Les formations métamorphiques.

II — Les formations fossilifères.

I — Les formations métamorphiques:

Elles renferment quatre niveaux différents qui sont, de bas en haut:

- a) Gneiss dit du type de Kırklareli,
- b) Gneiss dit du type de Fatmakaya,
- c) Micaschistes, quartzites et phyllades,
- d) Marbres.

a) *Gneiss dit du type de Kırklareli:*

On l'a nommé ainsi à cause de larges affleurements qui se trouvent dans

le département de Kırklareli. Ces gneiss constituent le noyau du massif de Stranca. Leurs affleurements commencent par les versants de Kurtbayırı, situés à l'E du village de Sergen et continuent, après une petite interruption, par le N de Kırklareli et rejoignent enfin la frontière turco-bulgare aux environs de Suakacağı, village situé sur le fleuve de Tunca.

Ces gneiss sont recouverts, du côté du N, par des formations moins métamorphiques, et, du côté du S, par des couches qui appartiennent au Tertiaire. Leurs affleurements restent sans autre couverture le long du vallon de Tekkederesi qui se prolonge de l'W de Kırklareli au N, vers la frontière bulgare.

Les gneiss de Kırklareli sont constitués par des grands cristaux d'orthoses (jusqu'à 15-20 cm. de longueur), colorés en rose, d'agrégats de quartz et de deux sortes de micas où la muscovite est toujours dominante. La roche devient un muscovite-gneiss typique sur les versants du village de Yundalan.

Au microscope, les grands cristaux d'orthoclase et de microcline sont fréquents. Les quartz montrent souvent une extinction roulante. Les cristaux de plagioclase, de pyroxène et d'amphibole sont relativement rares. La roche elle-même est très compacte.

Les gneiss de Kırklareli montrent de nombreuses cassures remplies par des filons pegmatitiques. Ces cassures, orientées dans toutes les directions, renferment, parfois en grande quantité des cristaux d'orthoclase. On peut rencontrer de telles cassures au N. de Kırklareli.

La dimension et la quantité des cristaux d'orthoclase diminuent vers le sommet de la série. Par contre, on constate une augmentation de la quantité des éléments foncés vers les niveaux supérieurs. Les gneiss, riches en éléments noirs au sommet de la série, montrent plutôt une texture oeillée. Ils se désagrègent plus facilement pour donner des dépôts de feldspaths. En coupe mince, ce gneiss à texture oeillée montre au microscope des cristaux de microclines et de pertithes. La plupart des cristaux sont en voie de transformation en séricite. Quant aux gneiss de la région de Lalapaşa, ils montrent des cassures microscopiques remplies par de la calcite. Tandis que les gneiss du N. de Keşirlik possèdent des cailloux roulés de granite, ceux de la région d'Elmacık et de Çakırköy contiennent des galets de granite, d'aplite et de quartz qui donnent à la roche l'aspect d'un conglomérat très ancien.

Les niveaux de quartzites qu'on a rencontrés dans la région de Sergen seraient, peut-être, les équivalents des gneiss conglomératiques de Keşirlik.

Nous avons constaté, sur les versants de Tekkederesi et de Şeytanderesi, l'existence de deux niveaux de micaschistes intercalés dans le gneiss de Kırklareli. L'un d'eux mesure 1 m. d'épaisseur et l'autre 3 m. Ce sont des micaschistes à patine marron et à micas noirs. Ces derniers y existent dans la proportion de 1/2 par rapport au quartz. Cette intercalation de micaschistes dans le gneiss nous suggère que ce dernier pourrait être du groupe des paragneiss.

Les roches métamorphiques de la région de Kırklareli ont été injectées par des intrusions granitiques dont les couvertures sédimentaires sont localement érodées. Les gneiss, transformés en gneiss granitiques, se sont tellement enchevêtrés avec les apophyses des roches intrusives, qu'il est parfois très difficile de tracer les limites entre ces deux formations.

Les micaschistes se sont enfin transformés, vers le sommet, aux environs d'Ahmetce, en des arènes.

b) Gneiss dit du type de Fatmakaya:

Nous l'avons nommé ainsi, parce que leurs affleurements sont bien développés dans la région de Fatmakaya. Ce sont des gneiss feuilletés à patine gris-verdatre et à texture relativement fine. On y voit aisément des petits plissottements, dont les charnières ont été remplies par le quartz.

Au microscope, le quartz, représenté souvent par des petits cristaux, est enveloppé après des paillettes de mica noir. Des grads cristaux de microclines sont relativement rares.

c) Micaschistes, quartzites et phyllades:

Ces trois sortes de roches constituent un complexe où elles ne suivent pas un ordre de succession. Elles affleurent au NE du noyau d'Istranca et dans les zones centrales des synclinaux, orientés du SW au NE ou du NW au NE ou du NW ou SE. Elles recouvrent les gneiss de Kırklareli au S de Dereköy et à Keşirlik. Comme les différents faciès de ce complexe s'intercalent sans ordre, et que leur épaisseur varie suivant les localités, on peut en conclure qu'il pourrait y avoir des passages latéraux et verticaux.

Des gneiss à éléments très fins y participent parfois (versants d'İğneada); des granites, des aplites et des andésites les traversent assez souvent.

Les phyllades sont parfois représentés par des schistes pyriteux de couleur gris jaunâtre, parfois par des schistes satinés à patine bleue noire, et

par des graphite-schistes et des ardoises. Des micaschistes et des quartzites se trouvent fréquemment ensemble; les premiers passent, par la disparition complète des micas, aux seconds.

On voit apparaître des bancs de calcschistes vers le sommet du complexe (Dereköy-Çakmakbayırı), les feuillettes de ces derniers généralement noirs, constituent de nombreux plissements.

Les micas contenus dans les phyllades sont représentés par de la biotite, tandis que les micaschistes et les quartzites peuvent renfermer de la muscovite. De la séricite et de la chlorite se rencontrent assez souvent dans les échantillons de phyllades. Des cristaux de tourmaline peuvent exister, soit dans les micaschistes, soit dans les quartzites voisins des apophyses granitiques.

d) Marbres:

Ces roches, qui constituent le sommet de la série métamorphique, affleurent approximativement le long de l'axe du synclinal de Stranca. On les voit affleurer aux environs de Dereköy, de Sarpaç, de Paspala, de Kapaklı et de Kalkansöğüt. Les marbres passent par ce dernier endroit en territoire bulgare. Ils sont, dans beaucoup d'endroits, en contact avec des granites. Leur plongement est généralement faible et leur direction est souvent orientée SE - NW. Cependant, il y a des endroits où des failles locales ont profondément bouleversé les marbres.

Les marbres possèdent habituellement une stratification assez nette. Ils sont quelquefois brêchiques et difficilement reconnaissables à cause du métamorphisme de contact qu'ils ont subi. Ils ne renferment aucune trace d'organismes et ils ne présentent, au microscope que de grands cristaux de calcite. Ils constituent des paysages karstiques dans la région de Paspala. Une grotte, longue d'environ 2,5 km., s'est ouverte dans les marbres de la vallée de Sarpaç.

En résumé, si l'on examine les différentes roches métamorphiques dont nous venons d'exposer les caractères, nous constatons que:

1) L'influence la plus forte du métamorphisme se voit dans les gneiss dits du type de Kırklareli. Des grands cristaux d'orthose et de la muscovite y abondent partout.

2) Le second degré du métamorphisme se remarque dans les gneiss dits du type de Fatmakaya. Ce sont le quartz et la biotite qui y sont dominants.

3) L'influence la plus faible du métamorphisme se remarque dans le complexe des phyllades, des micaschistes et des quartzites. Ici la prédominance d'un élément n'est pas frappante. Cependant le quartz, la biotite, la chlorite, la calcite et la séricite paraissent s'y trouver assez abondamment.

4) La grandeur des éléments, la compacité de la roche et l'intensité des plissements diminuent vers le haut de la série métamorphique.

5) La schistosité augmente vers le sommet.

6) La couleur devient foncée, sauf pour les marbres, dans les niveaux supérieurs de la même série.

II — Les formations fossilifères:

Les formations fossilifères de la bordure du Stranca sont le Crétacé, le Nummulitique et le Néogène.

Crétacé:

Il existe un affleurement crétacique au N. de l'arc de Stranca, à l'endroit où cet arc s'oriente vers le SE. Il commence aux alentours d'İğneada, continue vers le village de Palaço, d'où il passe en Bulgarie. Les couches de cet affleurement, reposant directement sur les schistes anciens, plongent généralement sous des angles de 40-50 degrés. Nous avons observé le Crétacé sur les belles falaises qui se trouvent au bord de la mer et entre İğneada et Rezvederesi. On y distingue de bas en haut les niveaux suivants:

1) Conglomérat formé par des cailloux blancs de quartz et par un ciment de calcaire noir. L'épaisseur de ce niveau est de 3-4 m. Les valeurs des angles de plongement vers le NE, varient entre 40-50 degrés.

2) Calcaires noirs renfermant beaucoup de sections de Rudistes; l'épaisseur totale est d'ordre de 12-15 m.

3) Grès-Calcaire à patine jaunâtre dont l'épaisseur est de 50 m. Ce niveau renferme *Orbitolina concava* LAM. qui en fait du Cénomaniens.

4) Flysch jaune-rougâtre. Cette formation, qui a plusieurs centaines de mètres d'épaisseur dans le territoire turc, doit constituer de larges affleurements en Bulgarie. Ce sont des calcaires en plaquettes intercalés avec des marnes, des grès et des conglomérats. Le plongement des couches se fait généralement vers le NE ou le SW. L'angle de plongement varie entre 40-70 degrés. Les formations clastiques de ce flysch renferment des galets de

granite, de marbre, de schistes métamorphiques, de grès vert, de porphyrite et de quartzite. Des tufs andésitiques s'y intercalent souvent; des laves andésitiques les traversent parfois.

Nous avons trouvé dans notre Crétacé une coquille de Lamellibranche de mauvaise conservation et les plaques minces, faites dans les calcaires en plaquettes, nous ont fourni les microorganismes suivants: *Globotruncana linnei*, D'ORB., *Nodosaria*, *Textularia*, *Globigerina* et des Radiolaires du groupe des *Sphaerellaria*. Il faut encore remarquer que nous avons préparé une vingtaine de coupes minces de ce calcaire en plaquettes, mais une seule nous a fourni les microfossiles ci-dessus.

Les calcaires à *Orbitolines* affleurent encore à l'E de Değirmenkule, localité située sur le versant de Rezvederesi. Ces affleurements constituent anticlinal, orienté du SE au NW, dont le noyau est constitué par des schistes anciens; cet anticlinal doit se relier aux formations de Limanköy.

Le flysch présente des caractères transgressifs sur le niveau à *Orbitolines*; car il recouvre directement les schistes anciens à l'W du chemin qui conduit d'İğneada à Limanköy.

Il y a passage du Cénomaniens au Sénonien. Aussi il nous a été impossible de délimiter la formation turonienne; mais il est permis d'admettre son existence.

On sait déjà que le Crétacé supérieur, avec le même faciés, existe à Şile, ville située à l'E du Haut-Bosphore. Mais ici le Turonien se sépare facilement, par des caractères paléontologiques et lithologiques, des autres formations du Crétacé supérieur.

Nummulitique:

Ce terrain est constitué par des couches généralement tabulaires ou plongeant sous des angles de 5-10 degrés. Cependant des cassures locales y ont parfois produit des plongements assez importants. L'affleurement nummulitique contourne le massif de Stranca, par l'E et continue, du côté du S, en une bande assez étroite, par Küçükyayla, Sergen, Kırklareli et Lalapaşa. Il traverse le fleuve de Tunca pour passer dans le territoire bulgare. Il est formé par des couches claires, posées généralement sur des arènes produits aux dépens des gneiss sous-jacents. Il est recouvert, du côté du S, soit par le Néogène, soit par les alluvions du bassin d'Ergene.

Ce Nummulitique, qui constitue la bordure fossilifère essentielle du

massif de Stranca, renferme les niveaux suivants, de bas en haut:

1) Conglomérat, grès et marnes. Ce niveau affleure surtout dans les régions de Lalapaşa, de Kırklareli et de Podima, village situé au SE de Midye et en dehors de la carte. Il faut encore y admettre les sables fins et blancs, mesurant de 3 à 25 m. d'épaisseur suivant les localités qui affleurent à Lalapaşa et Podima.

Ce niveau est assez pauvre en organismes. Nous avons cependant recueilli dans les marnes qui affleurent à Eriklice, à l'W de Kırklareli, beaucoup de Nummulites et Serpula spirulæa LAM. Tandis que la même assise qui se trouve à Lalapaşa renferme différentes espèces de Conus, de Natica., de Cerithium et de Voluta; presque les mêmes fossiles ont été recueillis dans les environs de Sergen. La plupart de ces fossiles sont à l'état de moules internes. Orbitolites complanatus LAM. accompagne ces organismes qui doivent donc dater de l'Eocène moyen. Nous avons trouvé, dans les marnes qui affleurent entre Midye et le lac de Terkos, de nombreux Pycnodontes.

2) Calcaires récifaux. Au-dessus du niveau des conglomérats, des grès et des marnes, viennent les calcaires récifaux blancs qui sont parfois très riches en organismes et surtout en coraux. Mais il existe aussi des localités où ces calcaires ne contiennent plus que des simples veines d'oxyde de fer.

Quand ces calcaires commencent à contenir des organismes, ce sont toujours les coraux qui sont dominants. Le faciès récifal est bien développé au SE de Vize. Il y a parfois des assises gréseuses, contenant des Nummulites et des Assilines, qui participent aux calcaires coralligènes. Le faciès de ces calcaires ressemble bien à celui de Küçükçekmece banlieue située à l'W d'Istanbul.

Nous avons reconnu, parmi les fossiles recueillis aux environs de Midye, les espèces suivantes:

Ostrea gigantea SOL.

Thracia bellardii PICTET.

Orbitolites complanatus LAM.

Nummulites ataticus LEYM.

qui donnent l'âge de l'Eocène moyen pour les calcaires de Midye. On sait déjà que Nummulites millecaput a été trouvée dans les calcaires de Küçükçekmece. La figuration comme supérieur ou Obligocène de ces régions dans les cartes géologiques bulgares ne correspond donc pas à la vérité.

Néogène: Il faut distinguer deux faciès différents pour le Néogène du pays.

1) Faciès calcaire: Il est développé au-dessus du granite situé dans la région de Stranca à Vaysa-Karapınar, entre les villages de Taşlımüsellim et Süloğlu, et enfin, à l'W de Hediye. Ce sont des calcaires lacustres jaunes ou blancs ayant une épaisseur variant entre 20-30 m. Ils sont très faiblement inclinés ou tabulaires. Ils deviennent parfois gréseux et assez tendres et renferment partout des Gastropodes d'eau douce. L'affleurement de Süloğlu est très riche en *Dreissensia*.

2) Faciès des conglomérats et des grès: Ce sont des conglomérats et des grès rouges qui contiennent localement des bandes marneuses. La stratification entrecroisée est leur principal caractère. Ces formations sont relativement bien développées dans les régions limitrophes de la Mer Noire. Nous avons remarqué, sur les falaises abruptes du bord de la Mer Noire, situées entre Midye et le lac de Terkos, qu'il existe à la base et au sommet de la série des couches régulières formées par des marnes et des grès à éléments assez fins. L'épaisseur totale, évaluée pour les conglomérats et les grès de cette série, varie entre 50-60 m.

Les formations marneuses et gréseuses, riches en paillettes de mica, qui affleurent dans la région d'Edirne, doivent appartenir au même niveau.

Roches éruptives: Ce sont les granites qui jouent le rôle prépondérant dans le Stranca. On en rencontre presque partout, mais leur masse principale se trouve à Demirköy et à l'W de Tekkederesi. Les granites des environs de Kırklareli contiennent beaucoup de cristaux d'amphiboles, ceux de Demirköy de la magnétite et de la biotite.

Les gneiss à cailloux roulés de granite de la région de Keşirlik nous prouvent l'existence des roches intrusives plus anciennes. Les granites de Demirköy, de Dereköy et de Hamzabeyli traversent nettement les marbres. Il est donc évident qu'il y a eu lieu des intrusions granitiques après la sédimentation de la série métamorphique.

L'existence des porphyrites, des agglomérats et des tufs éruptifs dans la région de Dereköy et dans les environs de Palaço nous indique la multiplicité des phénomènes éruptifs dans cette contrée.

Des andésites et d'autres laves sont interstratifiées dans les couches du flysch crétacique, ou bien ont traversé les assises de la même formation.

Tectonique:

A partir de la bordure nummulitique, on entre directement dans le noyau du massif. Cette zone formé par des gneiss à grands cristaux d'orthose se prolonge à partir de Tunca vers l'E sans discontinuité. Seuls entre Çatalbayır et Sergen, dominés du côté du N par les sommets de Karamanbayır et Vava, les gneiss violacés, gris-fonces du type Fatmakaya plongent au-dessous du Nummulitique au S, tandis que les gneiss de Kırklareli se prolongent vers le N entre Tavşantepe et Keşirlik et dépassent la frontière bulgare.

Ce noyau interne du massif est formé presque exclusivement par les gneiss du type Kırklareli. Parfois de minces zones de micaschistes sont intercalées dans les gneiss, mais les marbres manquent totalement dans cette zone. Les granites y occupent une place assez importante. Ces derniers sont souvent gneissiques avec une orientation des éléments, spécialement des micas, dû à l'imprégnation des schistes cristallins par les éléments du granits. Il est hors de doute que la masse intrusive a percé les gneiss indépendamment de leur orientation et les a assimilés en partie. Souvent le granite et les schistes sont tellement engrenés, qu'il est difficile d'en tracer la limite. A chaque pas, on passe du granite aux gneiss et vice-versa. Le granite envoie aussi d'innombrables apophyses aplitiques et pegmatiques dans les gneiss. D'autre part des blocs énormes de gneiss se trouvent dans le granite. Ce sont sûrement des enclaves incomplètement assimilées au moment de la mise en place de la masse intrusive.

Une régularité assez prononcée s'observe dans la direction des gneiss. A partir du Tunca jusqu'aux environs de Keşirlik la direction est SW-NE. Plus à l'E, on voit les plis tournes lentement vers le SE, dessinant ainsi un arc largement ouvert vers le S avec les plongements vers l'axe de l'arc. La direction des gneiss à Uzunbayır sur la Tunca est N 20° E, à Ömeroba N 35° E et à Bakacıktepe N 70° E, tandis qu'à partir du méridien de Keşirlik les orientations sont sur la route de Keşirlik les orientations sont sur la route de Keşirlik-Çayırköy N 42° W, au N de Yukarı Kadıköy N 60° W, à Yukarı Kınara N 60° W, à Topçular N 45° W, à Kalaycıdere (SE d'Ahmetler) N 65° W.

A partir de cet endroit, les gneiss se dirigent pendant un certain temps vers l'E pour reprendre, aux environs de Sergen, définitivement la direction SE (à Kurtbayırı N 65° W).

Les plongements des gneiss sont plus irréguliers. Vers les limites méridionales du massif, ils plongent sous le Nummulitique sous des angles de

40-50° (à Çömlekpınar 75° S, à Yundalan 48° SW, aux environs de Lalapaşa 40° SE).

L'ensemble des gneiss forme un anticlinal à grand rayon de courbure dont l'axe dirigé vers le NW s'élève graduellement jusqu'à l'Ouest de Keşirlik où il arrive à son maximum. Ici le noyau gneissique se dégage de sa couverture. Le flanc septentrional de l'anticlinal est couvert par les séries cristallophylliennes supérieures, ainsi que par les marbres. Là aussi les granites à magnétite occupent d'énormes espaces; la plus grande étendue se trouve à Demirköy, où le culot granitique a une extension NS de 17 km.; sa largeur étant de 15 km.

Les séries supérieures des schistes cristallins forment en général un synclinal dont l'axe est également dirigé vers le NV. On peut le suivre à Sarpaçdere, Paspala et à l'E de Keşirlik. Dans toutes ces régions les marbres supérieurs occupent la surface.

D'après l'esquisse au 1/1000.000 de Stranca, ce dernier forme un bombement dirigé d'abord du SE vers le NW et qui tourne après vers le SW. Par endroit l'anticlinal semble être déversé sur le synclinal autochtone par des poussées latérales venant du SE. Sur les pentes de Hacımuhammadin au N de Lalapaşa, au S de Keşirlik, ainsi qu'à Palamuttepe, près de Beypınar, les schistes cristallins des séries supérieures s'enfoncent sous les gneiss à grands cristaux aux d'orthose. Ainsi, un anormal ou mécanique paraît exister entre les deux séries, de sorte que le flanc S de l'anticlinal chevauche sur le synclinal. Il est possible que cette zone à structure en écaille existe tout le long du flanc de l'anticlinal.

Il est impossible de fixer l'âge des séries cristallophylliennes constituant le massif de Stranca. KSIASKIEVICZ considérant:

les gneiss	comme antédévonien
les quartzites	comme Dévonien moyen et supérieur
les micaschists et	comme Dévonien inférieur
les phyllades	

attribue la genèse de Stranca à la phase bretonnienne du plissement hercynien. D'après lui, les plissements principaux et les intrusions magmatiques ont eu lieu vers la fin du Paléozoïque et ainsi les séries des schistes anciens ont été charriés vers le N en forme de nappes.

D'après ce que nous avons dit sur la stratigraphie de Stranca celle-ci n'est pas du tout conforme avec les conclusions de KSIASKIEVICZ. Les

faciès attribués au Dévonien inférieur, moyen et supérieur, n'ont aucune ressemblance avec les deux régions les plus proches, où le Dévonien est bien connu. L'une de ces régions est Istanbul et l'autre le Dobruca. On sait qu'à İstanbul toutes les séries du Dévonien, y compris le Silurien supérieur, ne montrent aucune trace de métamorphisme et elles sont toutes fossilifères. Le Dévonien a la même faciès jusqu'au moins à Amasra. D'après PAECKELMANN ces formations ont le même aspect et les mêmes caractères de faciès que celles des rives du Bosphore.

Le géologue polonais croit à l'existence d'une mer dévonienne à l'emplacement de Stranca, mer qui reliait Dobruca avec les régions d'Istanbul. Dans ce cas, les faciès de Stranca devraient avoir une certaine analogie avec ceux des deux régions, alors que les gneiss et les phyllades de Stranca n'ont aucun rapport avec les schistes argileux, grauwackes, et calcaires semi-cristallins d'Istanbul et de Dobruca.

Il est vrai que les formations de Stranca ont été fortement affectées par la migmatisation, de sorte que le métamorphisme peut être le résultat de ce phénomène à Istanbul; un pareil métamorphisme par injection n'ayant pas eu lieu à Dobruca, le Dévonien a dû y conserver son caractère sédimentaire. Mais on peut observer des preuves montrant que l'intrusion granitique à Stranca a affecté les formations déjà régionalement métamorphisées. Les enclaves dans les culots granitiques sont toujours des blocs gneissiques qui n'ont pas été digérés pendant la granitisation.

À l'extrémité SE de Stranca (Çatalca), à une dizaine de km. des derniers affleurements du Dévonien d'Istanbul, on ne voit aucune ressemblance entre les deux faciès. CAHİT ERENTÖZ a observé dans cet endroit le contact direct des granites avec les schistes cristallins. D'autre part, A. CAN OKAY a remarqué que les conglomérats de base du Silurien supérieur de la région d'Istanbul, renferment des cailloux de gneiss et de phyllades. Ces derniers proviennent certainement soit du massif cristallin de Stranca, soit d'un massif ancien voisin, aujourd'hui masqué, semble-t-il, sous les eaux de la Mer Noire.

Etant donné qu'on ne connaît pas dans la région de sédiments antérieurs au sommet du Silurien, on n'a qu'une limite supérieure pour l'âge des roches du massif de Stranca. Nous sommes enclins à attribuer le massif de Stranca à l'orogénèse calédonienne ou même antécambrienne. Cette attribution a été déjà faite par CVIJIC pour le massif de Rhodope. Ainsi les deux massifs seraient des blocs d'une très ancienne chaîne, peut être même antécam-

brienne. Il est évident qu'il faudrait y annexer aussi les massifs du Balkan central affectés par l'orogénèse tertiaire. On peut donc admettre l'existence d'un vieux noyau de Thrace, s'étendant depuis le Danube en Serbie jusqu'à la Mer Noire. Peut être même ce noyau avec les massifs des Méandres en Anatolie occidentale, d'Egée et des Cyclades formait un seul socle continental.

Bien qu'une discordance nette n'ait pas été observée entre les gneiss formant les noyau et les séries cristallophylliennes supérieures, l'existence des conglomérats et des quartzites au sommet des gneiss à grands cristaux d'orthose, nous conduit à considérer une phase d'émersion, voir même la superposition de deux orogénèses, entre les deux formations.

Le massif de Stranca qui a subi une pénéplanation depuis le Paléozoïque inférieur, a été affecté par un gauchissement épirogénique posthume, et a ainsi atteint son altitude actuelle. Le Néogène lacustre qui se trouve à 100 m. d'altitude au bord méridional du massif, a été observé à la cote 500 au milieu de Stranca.

L'orogénèse alpine:

Le massif de Stranca n'a presque pas été affecté par les orages de l'orogénèse tertiaire. Au voisinage de la Turquie, l'aide N des plissements alpins est assez bien connue dans les Balkans. En Bulgarie, on distingue de longues zones de flysch éocène d'où émergent des anticlinaux de calcaires mésozoïques déversés ou charriés vers le Nord. Mais on ne voit pas aisément, si la chaîne se prolonge vers la Crimée ou vers l'Anatolie.

E. CHAPUT, dans son <<Esquisse de l'Evolution tectonique de la Turquie>> a cherché à prolonger les Balkans vers l'Anatolie septentrionale en les faisant passer par le Stranca. D'après lui, les terrains anciens des Balkans s'enfoncent au NW de Midye sous le tertiaire; ils émergent ensuite dans plusieurs régions du Stranca, en affleurements allongés vers le SE formant une zone d'anticlinaux avec ondulations d'axe. L'Eocène serait incliné parfois assez fortement sur les deux flancs. CHAPUT se basant sur les observations dans les régions du Haut-Bosphore où la limite du Paléozoïque avec la Crétacé est une surface de poussée oblique, le long de laquelle le Dévonien est déplacé vers le N, croit probable que l'anticlinal de Stranca soit sur toute sa longueur un pli également déversé vers le N. appartenant à l'aile septentrionale des Alpes.

Nos observations dans le Stranca n'ont pas confirmé cette suggestion de CHAPUT. D'abord, nulle part dans le massif, nous n'avons pu voir de sédiments appartenant au géosynclinal alpin. Le Nummulitique de la lisière méridionale n'a jamais recouvert le massif entier. Cet Eocène à faciès littoral, presque tabulaire, n'est que le dépôt d'une mer épicontinentale. Le Nummulitique du géosynclinal alpin à faciès typique de flysch, fortement plissé et surtout caractérisé avec ses mouvements vers le N, se trouve seulement dans le Balkan central. Les schistes cristallins de Stranca ne forment pas des affleurements allongés se dégageant du Tertiaire, mais un massif sans couverture qui constitue probablement une masse médiane (Internid de KOBER, Zwischengebirge de STAUB) dédoublant le géosynclinal alpin.

Les vrais sédiments de ce bassin se trouvent en dehors de Stranca dans les régions de İğneada-Limanköy. Ici le Crétacé est assez bien connu maintenant dans une zone orientée approximativement du S au depuis Limanköy jusqu'à la vallée de Rezve, à la limite des territoires Turco-Bulgares. Le Cénomaniens y est représenté surtout par des calcaires et des grès plus ou moins grossiers à *Orbitoliria concava* LAM. reposant en discordance sur les schistes cristallins. Au-dessous vient une épaisse série de flysch, marno-gréseux, avec des lits de calcaires en plaquettes à *Globotruncana linnei* d'ORB. La série de flysch, interstratifiée vers le haut avec des laves et des tufs andésitiques représente probablement le Turonien et le Sénonien. Tous ces terrains sont plissés ensemble avec leur soubassement. Les mêmes formations ont été retrouvées à Emineburnu en Bulgarie, à l'extrémité des Balkans alloctones. D'après R. COHEN la coupe depuis le cap Emine jusqu'au voisinage de Varna est la suivante:

Sénonien	Flysch marno-calcaire, du type Alpinoméditerranéen. (<i>Inoceramus balticus</i>), en alternance avec des tufs andésitiques.
Turonien	Ne peut être distingué du Sénonien.
Cénomaniens	Grès néritiques (<i>Orbitolina concava</i> LAM. <i>Acanthoceras mantelli</i>).

On voit aisément que cette coupe est l'équivalent de celle de Limanköy. Tandis qu'en Bulgarie, sur la série du Crétacé supérieur, le Nummulitique à faciès flysch repose en discordance, la transgression paraît avoir épargné Limanköy.

Les premiers affleurements du Crétacé supérieur en Turquie, non loin de Limanköy, se trouvent à Kiİyos, dans les régions du Haut-Bosphore.

D'après BONCEFF, tout le territoire bulgare n'a été immergé pendant l'orogénèse alpine, mais seulement une partie de ce territoire a été recouverte par les mers mésozoïques et tertiaires. C'est seulement dans cette partie que l'on trouve des vestiges de la tectonique alpine. C'est la région qui comprend la Bulgarie occidentale et septentrionale. Au S et à l'E de cette région, c'est à-dire derrière la ligne Dupnica İhtiman, se trouvait à cette époque l'immense continent de Thrace. Le Stranca faisait partie de ce continent.

Pendant le Crétacé supérieur, dans une région qui fût en grande partie continentale durant le Mésozoïque, un géosynclinal orienté suivant les parallèles commença à se développer. C'est la partie septentrionale du continent de Thrace. Ce géosynclinal chargé des dépôts épais du Crétacé supérieur a réagi à l'orogénèse laramienne et a fourni les premières zones structurales alpines en Bulgarie: la chaîne de Srednagora. Limanköy se trouve probablement sur la prolongation vers le SE de ce géosynclinal. Ainsi les premières lignes structurales de la Bulgarie tourneraient près de Burgaz vers le SE et passeraient par Limanköy pour rejoindre le N du Bosphore. Les plis réguliers de cette chaîne déjetés vers l'extérieur et parfois découpés en écaille, se trouvent aujourd'hui en partie noyées sous les flots de la Mer Noire. La chaîne à l'air de dessiner une courbe intermittente, enveloppant le Stranca de l'E et du N. Les mouvements sur tout le tracé de la chaîne sont du type alpin. Ainsi, au cap Emine, les séries du Crétacé sont charriées sur le Nummulitique du N.

Dans une coupe le long du Rezve, les plis sont également déversés vers le NW (Fig.1).

On peut donc dire que la chaîne des Balkans comprend outre les arcs internes qui se dirigent probablement vers la Mer Noire, une chaîne plus externe où l'on reconnaît nettement l'aile N des plissements alpins. Les plis de Rezve-Limanköy constituent incontestablement un segment de cette chaîne qui enveloppe le Stranca sans toutefois l'incorporer entièrement,

BIBLIOGRAFYA

- BAYKAL, F. : Géologie de la région de Şile, Kocaeli (Bithynie), Anatolie.
Rev. de la Fac. des Sci. Univ. d'Istanbul, Série B. T. VII. Fasc. 3, 1942.
- BOUE, AMI : La Turquie d'Europe; Paris 1840.
- BONÇEV, G. : Aus der Alpidischen Tektonik Bulgariens. Rev. de la Soc. Géol. Bulgare T. XI, Fasc. 3, 1940
- CHAPUT, E.
HOVASSER, R. : Notice préliminaire sur le Crétacé supérieur de Zekeriyaköy
Fen Fak. Mec. Sene VI, No. 4, 1930, İstanbul.
- CHAPUT, E. : Esquisse de l'évolution tectonique de la Turquie.
Jeol Enst. Neş, No. 6, İstanbul 1931.
- COHEN, R. : Géologische Profilen durch den Ostl Balkan.
Rev. de la Soc. Géol Bulgare, T. X, Fasc. 1, 1938.
- CVIJIC, J. : Grundlinien der Geographie und Geologie von Mazedonien und Altserbien. 1908.
- ERENTOZ, C. : Trakya doğu bölgesinde Jeoloji Tetkikleri. Tez 1943.
- HOCHSTATTER, F. v. : Die geologischen Verhältnisse des ostlichen Theiles der europäischen Türkei, 1870.
- JARANOFF, D. : Géologie du versant N des Rhodopes. Rev. de la Soc. Géol Bulgare. T. XII, Fasc. 2, 1940.
- KSIASKIEWICZ, M.: Sur la géologie de l'istranca et territoire voisin, Cracovie 1930.
- PAECKELMANN, W.: Neue Beiträge zur Kenntnis der Geologie, Paläontologie und Petrographie der Umgegend von Konstantinopel, 2. Geologie Thraziens, Bithyniens und der Prinzeninseln, Abh. Preuss. Geol. Landesanstalt, N. F. 186, Berlin 1938.

PFALZ, R. : Tektonisch lagerstätten kundliche Untersuchungen im bulgarisch Tiirkischen Grenzgebiet des Strandseha Gebirges. Zeitsche fur praktische geologie Heft 6, 1942.

SCHAFFER, F. X. : Landeskunde von Thrakien, sarajevo 1918.

VIQUESNEL, A. : Voyage dans la Turquie d'Europe. Paris 1868.

ZANKOV, V. : Essai d'une darallelisation du Crétacé supérieur de la Bulgarie du N.
Rev. de la Soc. Géol. Bulgarie. T. IX, Fasc. II 1937.

Karadeniz Ereğlisinde Bulunan Fosilli Üst Silür Tabakalarına Dair Not

M. Recep Egemen¹

ÖZET: Karadeniz Ereğlisi yakınında, Gülüç Irmağı kenarında rastlanan fosilli bir yatak, şimdiye kadar Alt Karbonifer yaşlı olduğu sanılan mücavir tabakaların Üst Silür yaşlı olduğunu göstermiştir. Bundan başka burada, memleketimiz Silür formasyonunda Graptolitlerin de bulunduğu ilk defa olarak tesbit olunmaktadır.

JEOLojİ: (S. 46 daki Krokiye bakılması) — Geçen yaz sonunda², Ereğli'nin 8 Km. kadar SE inde bulunan Yaraçlı Köyü yolunda ve Gülüç Irmağının yarımış bulunduğu batı kıyısında yüze çıkan koyu kırmızı (-Kah-verengi) greli ve marnlı şistlerin iki noktasında dikkate değer fosiller bulunmuştur. Bu tabakalar şimdiye kadar Alt Karbonifere atfolunmakta idi(1).

Ekibimizin³ bu iki nokta üzerinde bir kaç saatten fazla durmamış olmasına rağmen toplanan materyelin tetkiki, buradaki tabakaların yaşını, Alt Karboniferden Üst Silür'e indirmektedir.

ARNİ (1) burada <<şistlerle Mercanlı ve Ekinodermli kalkerler>>in bulunduğunu, ve yaşları hakkında sarıh bir delil göstermeksizin <<Visé-Kulm?>> olduğunu ileri sürer. Gerçekte tetkik olunan tabakalar esas itibariyle, koyu kırmızı şistler, gre veya kuartzitler ve daha seyrek tabakalar halinde marn ve kalkerlerden ibaret enterkalasyonlardan müteşekkildir. Altere olan yüzey kültelerin rengi koyu kırmızı olup ilk bakışta daha ziyade killi şistlerden ibaret oldukları intibamı bırakırsa da asitle muayenede ekseriya marnlı veya kalkerli oldukları meydana çıkar. Bu bakımdan bu formasyonun PAECKELMANN (2) tarafından tetkik olunan İstanbul Büyükkada güneyindeki Sedef Adasındaki Üst Silür'e ait kırmızı marnlarla yaş bakımından olduğu kadar litolojik bakımdan da yakın ilgisi olduğu belirmektedir.

Yaraçlı okulunun bulunduğu yerde ve bunun güneyinde Gülüçün öte

1 - M. T. A. Enstitüsü fitopaleontolog

2 - 2-13 Eylül, 1946 da.

3 - Prof. Jongmans, Dr. Thiandes ve Y. Müh. S. Pekmezçiler ile birlikte.

ve batı yakasında, koyu renkli fillatlar, kırmızı renkli greler, breşler ve yer yer kalkerler görülür. Bu tabakaları ARNİ (1) Devon yaşlı olarak gösterir. Bunun aksini ispat eden herhangi bir delil bulunmadığına göre, bu noktai nazarın kabulü icap eder. Bununla beraber, burada verilen delillerinde ARNİ'nin görüşü ile telifi mümkündür. Klâstik kütlelerin hâkim bulunduğu yerlerde, bu seride her hangi bir yataklanma sathı görülemezse de, şist ve kalkerlerin bulunduğu noktalarda tabakaların genel doğrultusu NW yönünde, yatımları da SW e doğru 15-45° arasındadır.

Bulunan fosil delillere dayanarak Üst Silür yaşta olduğu tesbit olunan tabakalarda, R 679 noktasında, yani bu formasyonun güney sınırında yatım SW e doğrudur. Halbuki bunun 40 m. kadar kuzeyindeki bir noktadan itibaren bu seriye dahil tabakalar aksi istikamete doğru ve 30-45° ile dalmaktadır. O halde buradaki noktalar arasında, bir fay tesbit edilemediğinden, bir antiklinalin mevcudiyeti bahis konusu olur ki bunun mihverini NNW-SSE yönlüdür. Bununla beraber bu antiklinalin strüktürel durumu ve örtü tabakaları altındaki muhtemel gidimi, bu formasyonun yüze çıktığı dar bir sahaya münhasır kalan müşahedelere dayanarak kestirilemez. Hususiyile bu çok eski yaşlı formasyonların maruz kalmış bulunduğu katlanma ve kırılma olayları da göz önünde tutulursa, her hangi bir genelgeye varmak hatalara yol açabilir.

Sözü edilen bu Paleozoik formasyonları diskordant bir halde örten Üst Kretase tabakaları Senon (-Turon) yaşlı olup, genel kesitleri şöyledir: (ARNİ'deki Profillere bakılması).

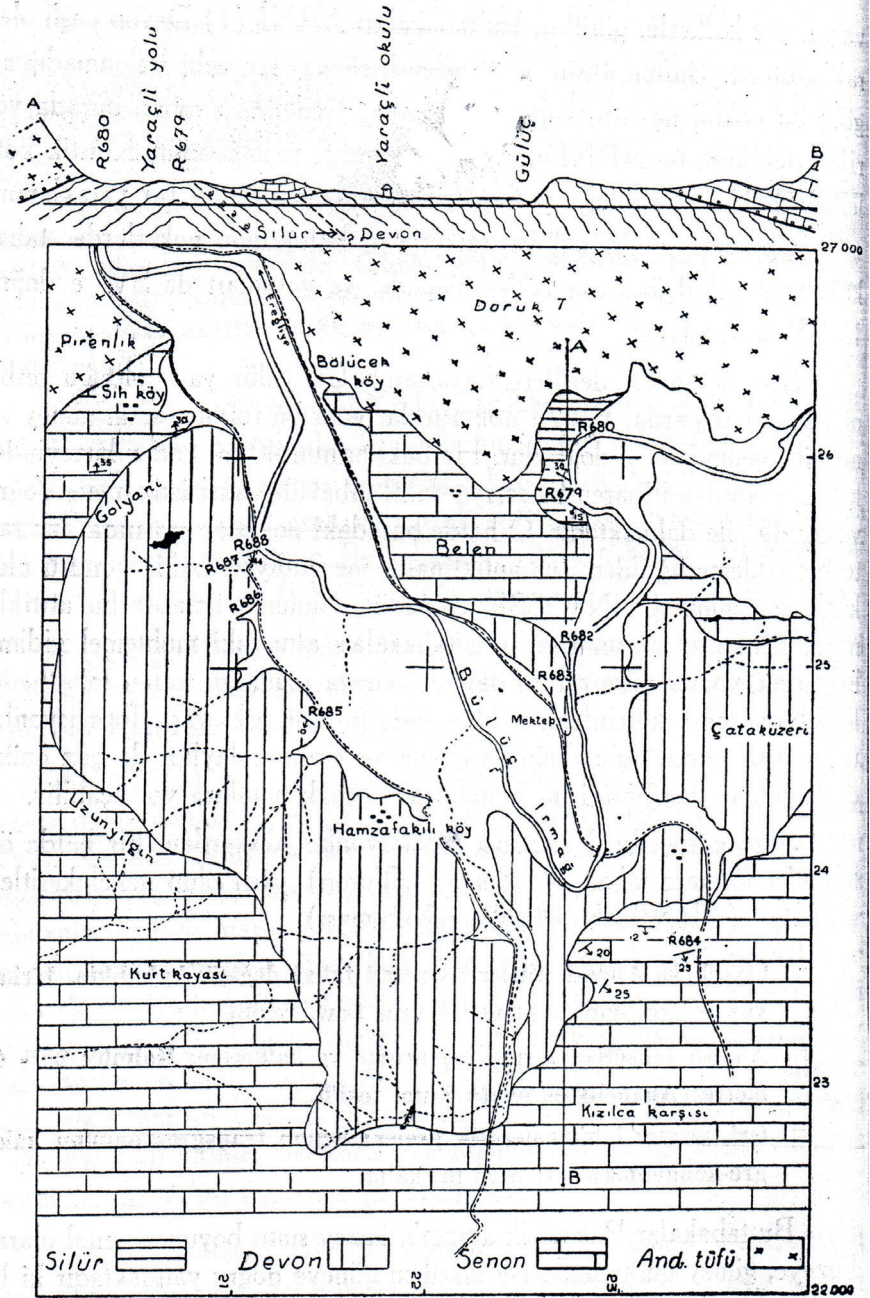
= Flysch ve Andezit tüfleri: Önemli fakat değişik kalınlıkta, birkaç yüz metre, Janira quadricostata Sow. fosilli.

= Alacalı (ekseriya kırmızı) marnlar ve kalkerler: Kalınlık 20-40 metre; Ananchytes ovata Lam. fosilli.

= Gri, yeryer konglomeratik greler: Senon transgresyonunun kaide gre konglomeraları: 5-12 m. kalın.

Bu tabakalar Paleozoik arazinin kuzey sınırı boyunca genel olarak kuzey, güney hududunda ise takriben güneye doğru yatmaktadır ki bu durum Üst Kretase tabakalarının teressübünü müteakip bu bölgenin takriben ENE-WSW istikametindeki bir mihver boyunca yükselmiş olduğuna işaret etmektedir. O halde bu katlanma istikameti, Üst Paleozoik veya Hersinyen katlanma sisteminin genel mihverine aşağı yukarı dikey olarak vukubulmuştur.

Yaraçlı yolundaki yarmalarda bulunan iki fosilli horizon aşağıdaki fau-



(Şekil - 1)

(Fig - 1)

na'yı ihtiva eder:

Nokta No. R 679:

Cf. Beyrichia sp.

Orbiculoidea aff. circe BILLINGS.

Orthotetina (Schellwienella) cf. pencki PAECKELMANN

Stropheodonta aff. ivanensis BARRANDE.

Cf. Trimerus sp.

Nokta No. R 680:

Monograptus cf. armonicanus PHILIPOT.

Monograptus aff. miloni PHILIPOT.

Monograptus cf. dubius SUESS.

R 679 noktasında bulunan fosillerin iki türü, yani Orthotetina pencki ve Stropheodonta ivanensis, PAECKELMANN tarafından İstanbul Sedefadası ve Kartal Pendik bölgelerini Üst Silür tabakalarında bulunan şekillerin muadilleri olduğundan, Ereğli'deki bu formasyonun İstanbul Üst Silür formasyonu ile benzerliği bakımından elimize esaslı bir delil geçmiş bulunmaktadır.

İkinci noktada (R 680) bulunan Graptolit türleri ise bu tabakaların yaşını daha kesin olarak tesbit eder ve bu fosillerin karakterize ettiği iyi tanınmış müşabih formasyonlarla mukayesesi için bize ikinci esaslı bir delil daha sağlamış bulunur. Ancak, Graptolitler memleketimizde ilk defa olarak bulunduğundan, bunların muadillerini memleketimiz dışındaki müşabih formasyonlarda aramak icap etmiştir. Elimizdeki nümunelere en fazla yakınlık gösteren şekiller Fransa'da (Brötanyada) Armoriken Massifinden toplanan ve A. PHILIPOT tarafından yakın zamanlarda yeni üç türün kuruluşuna yol açan nümuneler olmuştur. Bu suretle bahis konumuz olan bu formasyonun Fransada Armoriken Massifi Gotlandien'i ile de yaşıt olduğu belirmektedir.¹

Müteakip saha ve lâboratuar araştırmalarının memleketimiz Paleozoik formasyonlarının şimdiye kadar bulunmuş olanlarının en eskilerinden olan bu tabakalar üzerinde tamamlayıcı ve daha fazla aydınlatıcı bilgilerin elde edilebileceğini umarız.

PALEONTOLOJİ:

1 - *M. dubuis türü Keza Gotlandien yaşlı olan Bulgaristan Silürüen'inde de bulunur.*

A. OSTRACODA M'COY:

Cf. Beyrichia sp. (Levha: I, Şek. 1.)

1929, Beyrichia sp., ROTH, Some Ostracods from the Haragan Marl, J. of Pal., vol. 3, No. 4, p. 340.

1933, Beyrichia sp., SWARTZ, Dimorph. and orient. in Ostracods, etc. J. of Pal., vol. 7, No. 3, pp. 231-260, Pt. 28-30.

Küçük eŐit valvlı; menteşe hattı oldukça düzgün. Mütevassit küçük bir girintiye haiz. Üreme kesesine tekabül eden bu girintiler, Şekilde görülenlerde, dış çevreyi aÇan bir ŐiŐkinlik göstermediğinden, SWARTZ'ın verdiği tariflere bakılınca eldeki nümunelerin erkek fertler olması mümkündür. Kabuğun sırt kenarında mail ziyade dişleri beliren dantelli bir dar Őaçak vardır. Kabuk sathı üzerinde noktalar görülmez.

Kahve rengi Őistlerde mebzul bulunur; bunların büyüklüğü uzun mihverleri boyunca 0,5-1,5 mm. kadardır.

Materyelin bulunduğu yer: R 679.

B. TRILOBITA WALCH:

Cf. Trimerus sp. (Levha: I, Şek. 2).

1828, Trimerus delphinoceras GREEN, Monograph of the Trilobites of North America.

1913, Trimerus GREEN, in Zittel's Text-Book of Paleontology, p. 724.

Bu oldukça iyi muhafaza olunan bir trilobit kırıntısı olup geniş bir glabel gösteren baş kısmına tekabül eder. Labrum kısmen kopmuŐtur. Materyelin natamam oluŐu kesin bir teŐhise imkân vermemektedir. Bulunduğu nokta: R 679.

C. BRACHIOPODA CUVIER:

Orbiculoidea aff. circe BILLINGS. (Levha I, Şek. 3a).

1939, Orbiculoidea circe BILLINGS, in SCHROCK and TWENHOFEL, Silurian fossils from Northern Newfoundland. (J. of Pal., vol. 13, No. 3, p. 257, pl. 29, fig. 6.)

Valv'da ayak çıkıŐ yeri görülmez. Cesamet oldukça mütehavvil (3-5 mm.). Kabuğun muhaddebiyeti mutedil olup zirve, kaide sathından 1 mm. kadar yüksektir. Kabukta 7-8 kadar ince, konsantrik çıkıntı bulunur, fakat

şekilde güçlkle ayırt olunur.

R 679 noktasında çok bol bulunur.

Orihotetina (Schellwienella) cf. pencki PAECKELMANN.

(Levha I, şek. 3b).

1932, Orthotetma pencki PAECKELMANN, **Obersilur. u. devon. Faunen d. Prinzeninseln, Bythineins u. Thraziens. (Abh. d. Pr. geol. Landesanst. N. F. Heft 142, p. 43, Taf. 1, fig. 8, u. 24; Taf. 2, fig. 3, Ila, b, 15, u. 23.)**

Şekilde görüldüğü gibi nümune, İstanbul bölgesinde bulunan ve PAECKELMANN tarafından tesis olunan bu yeni türe benzer. Ancak eldeki nümunenin cesameti İstanbul şekillerinin yarısı kadardır. Eldeki nümune tam menteşe hattı üzerinde kırılmış bulunduğundan kesin ve nihai bir teşhis mümkün olmamıştır. Kotlar burada dört sınıfa ayrılır. Birinci derece kotlar menteşe hattının ortasından başlar ve üç defa şubelenerek müteakip dereceli kotları meydana getirir. Kabuk kenarının beher santimetresine rastlayan kot adedi 18 dir.

Bulunduğu yer: R 679. Tek bir nümune.

Stropheodonta aff. ivanensis BARRANDE (Levha I, şek. 4).

1932, Stropheodonta ivanensis BARRANDE, **in PAECKELMANN, Obersilur. u. devon. Faunen etc. (p. 41-42, pl. 1, fig. a-b; 22a-b.)**

Valvların çevreleri ve genel şekilleri bakımından İstanbul bölgesinde bulunan benzerlerinin aynıdır. Genişlik uzunluktan daha fazla, menteşe hattı boyunca olan en geniş kısmı takriben 5 mm. kadardır. Eldeki nümunelerin cesameti, PAECKELMANN'ın bulmuş olduğu kâhil fertlerin takriben 1/3 ü büyüklüğündedir. Bunların genç fertlerimi temsil ettiği, yoksa ayrı varyeteler mi teşkil ettiği ancak daha fazla materyel ile tesbit olunabilir.

Çizgi arası tezyinatları bulunan kotların en bariz (yani 1 nci derecede) olanları zirveden başlar.; ikinci derece kotlar ise bunların az altından çıkar. PAECKELMANN'ın bahsettiği noktalı tezyinat kısmen görülebilir.

Materyelin bulunduğu yer: R 679. İki nümuneden ibaret.

D. GRAPTOLITOIDEA LAPWORTH:

Monograptus cf. armoricanus PHILIPOT, (Levha I. şek. 5).

1944, PHEULPOT: Trois nouvelles espèces de Graptolites du Got-

landien de Bretagne. (Bull. ed la Soc. Géol. de France. T. XIV, p. 89, fig. B)

Hydrosoma'nın uç (distal) kısmından kopmuş olan bu parçada, theka'ların kenarları, destere dişi şeklinde vazıh bir şekilde ve yassı relief halinde görülür. Eldeki nünuneler üzerindeki ölçülere göre, kâhil fertlerin uzunlukları 8-10 sm. arasında değişir. Genişlik takriben 2 mm. kadardır. Beher sm. uzunluğa isabet eden theka adedi 6-7 kadar olup bütün bu evsaf Fransada bulunan nünunelerle kolayca telif olunur. Keza thekaların fethalarının hydrosomanın mihverine nisbetle meyilleri 45° kadardır.

Buldukları yer: R 680. Bol miktarda rastlanır.

Monograptus aff. miloni PHILIPOT. (Levha I, şek. 6.)

1944, PHILIPOT, Trois nouvelles espèces de Graptolites etc. p. 87-39, Fig. A.

Kâhil fertlerin hydrosoması 2-3 sm. uzun, mütebait kısmı oldukça düz, halbuki mütekarrip kısmın irtikâz yerinden itibaren ilk santimi sırt (zahri) tarafından bariz bir şekilde bükülmüştür. Hydrosomanın kaideden itibaren zirveye doğru genişlik tezayüdü başlangıçta ve ilk santim boyunca seridir. Bundan ötesi ise, gittikçe azalarak nihayet genişlik sabitleşir. Kâhillerde genişlik takriben 2 mm. dir. Mihver boyunca sıralanan thekaların adedi beher sm. Başına 14 dür. Fazla buyütmeli lup veya mikroskop ile ve hatta yapılan foto-agrandismanlarında fethalar vazıh olup bunların alt kenarlarından 1 mm. uzunluğunda ince dikenler halinde birer istitale görünür.

Bütün bu hususiyetleri bakımından nünunelerimizin Fransada bulunanlarla bariz müşbeheleri vardır. Ancak determinasyonların kesinleşmesi için daha fazla materyele ihtiyaç vardır.

Bulduğu yer: R 680. Tek bir nümune halinde.

Monograptus cf. dubius SUESS. (Levha I, şek. 7.)

1910, ELLES and WOOD, British Graptolites, p. 376, pl. XXX VII, fig. 7a-d.

1920, GORTANI, Pal. Italica, vol. XXVI, tav. II, fig. 13.

1924. HUNDT, Die Graptoliten, s. 73, Taf. VI, fig. 8-11.

1929, HABERFELNER, Ueber das Silur im Balkan, S 123.

1931, BONCEV, E. S., Graptolites from the defile of the Iskar (Bulgaria). (Review of the Bulg. Geol. Soc.; vol. III, part 3, p. 60.)

Cesamet ve genel çevresi *M. miloni*'ye benzer. Ancak uç kısmı sivrilerek nihayetlenir. Theka'ların genel şekilleri *M. armonicanusu* andırır, fakat hydrosoma mihverine nisbetle meyilleri nisbeten daha az olduğu intibamı bırakır.

Daha kesin bir teşhis için eldeki materyel kifayet etmez. Bu türeye atfolunuşu, yukarıdaki hususiyetlerinden başka sistematik durumunun morfolojik vuzuhsuzluğundan ötürü, şüpheli kalmasından uygun gelmektedir.

Bulunduğu yer: R 680. Tek bir nümune üzerinde bir kaç fert.

LEVHA - I- PLATE

- Şekil 1. Cf. *Beyrichia* sp. (10x) Foto. M.T.A. Bulunduğu yer: R 679 M. T. A Karbonifer Müzesinde mahfuz. Locality:R 679. Conserved in M.T.A. Carboniferous Museum.
- Şekil 2. Cf. *Trimerus* sp. (x6) Foto. M. T. A. Bulunduğu yer: R 679. M. T. A. Karbonifer Müzesinde.
Locality: R 679. M. T. A. Carboniferous Museum.
- Şekil 3a. *Orbiculoidea* aff *circe* BILLINGS (x5) Foto M.T.A.
Bulunduğu yer: R 679. M.T.A. Karbonifer Müzesinde.
Locality: R 679 M. T. A Carboniferous Museum.
- Şekil 3b. *Orthotetina* cf. *pencki* PAEK. (x5) Foto. M.T.A Bulunduğu yer: R 679. M. T.A. Karbonifer Müzesinde. Locality: R 679. M. T. A Carboniferous Museum.
- Şekil 4. *Stropheodonta* aff. *ivanensis* BARRANDE. (x5) Foto.
MTA. Bulunduğu yer: R 679. M.T A. Karbonifer Müzesinde,
Locality: R 679. M. T. A. Carboniferous Museum.
- Şekil 5. *Monograptus* cf *armoricanus* PHILIPOT. (x4) Foto.
MTA. Bulunduğu yer: R 680. M.T.A. Karbonifer Müzesinde.
Locality: R 680. M. T. A. Carboniferous Museum.
- Şekil 6. *Monograptus* cf. *miloni*. PHIL. (x4) Foto M.T.A. Bulunduğu yer: M.T.A. Karbonifer Müzesinde.
Locality: R 680. M. T. A. Carboniferous Museum.
- Şekil 7. *Monograptus* cf. *dubius* SUES. (x4) Foto. M.T.A. Bulunduğu yer: M T.A. Karbonifer Müzesinde.
Locality: R 680. M. T. A. Carboniferous Museum.

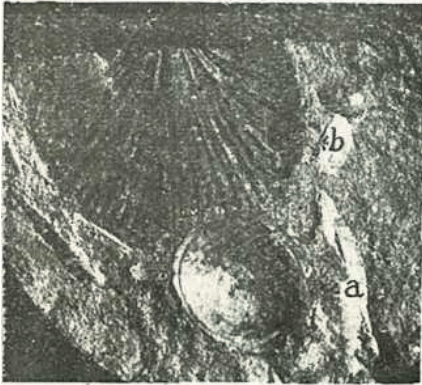
LEVHA - I - PLATE



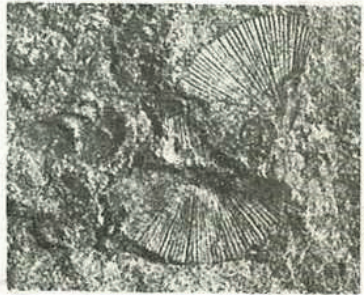
1



2



3



4

5



6



7



A Preliminary Note On Fossiliferous Upper Silurian Beds Near Ereğli¹

M. Recep Egemen

ABSTRACT. — The finding of Graptolites in a fossiliferous bed along the Güülüç River, in the vicinity of Ereğli, demonstrates for the first time the existence of Upper Silurian strata in this district. Until now these beds have been included in the Lower Carboniferous.

A collection of fossils was recently made from two localities along the western bank of the Güülüç River², where a series of red-brown sandy and marly shales outcrop. These were originally attributed to the lower Carboniferous (Visé-Culm?) by P. ARNI (1).

These two localities, which were searched hurriedly during an excursion with Prof. Jongmans, Dr. Thiadens and Mining Eng. S. Pekmezçiler, have yielded a fauna which fixes the age of the strata as Upper Silurian.

Arni mentions the presence in this locality of <<Tonschiefer. Korallen und Echinodermenkalk>> and puts their age as (Visé-Culm) with no further information. The localities examined, however, were principally intercalations of marls and limestones. In general, the prevailing colour of the decomposed rock near the surface is dark red or brown, and though it gives the impression of being mudstone, the limy or marly character of this formation can be detected by the application of some acid. Hence there is a close lithological resemblance to the Upper Silurian red marls of Anthirovitha (one of the Princes Islands near Istanbul) as described by PAECK-ELMANN (2)

GEOLOGY. At the southern most bend of the Güülüç River, near the village school, as well as on the western banks of the river, black slates, red sandstone breccias with rare limestone intercalations outcrop. According to ARNI these are of Devonian age. Although no further data than that provided by ARNI was obtainable, the evidences presented here can be correlated with ARNI's assumption to some advantage. These series hardly show any planes of stratification in places where rocks of clastic origin

¹ "Heracles Pontica" of the ancient; a town on the Black sea coast.

² The localities are near the village Yaraçlı, some 8 km. SE of the town of Ereğli.

predominate, but in others where shales and limestones occur, the general strike of the beds is to the NW, with dips ranging between 15-45° to the SW.

In their southernmost outcrop, the upper Silurian beds also dip to the SW., but, some 40 m. to the north they dip in the opposite direction. An anticlinal structure would thus seem to exist here (as there is no visible fault between the two points) with its axis in the general direction of NNW-SSE. The nature and behaviour of this anticline cannot, however be anticipated from the observations on the few outcrops available, since these older Paleozoic strata sustained intensive and repeated folding and fracturing.

The late Cretaceous beds overlying unconformably the older Paleozoic strata, are of Senonian (-Turonian) age, and composed from top to bottom of the following rocks, (see sections in ARNI):

Flysch and andesitic tuffs of considerable but varying thickness, (a few hundred meters at least) with *Janira quadricostata* SOW.

Variegated marls (red prevailing, with more limy horizons), having an approximate thickness of 20-40 m. and including *Ananchytes ovata* LAM.

Grey and occasionally conglomeratic sandstones, forming the base of the Senonian transgression: 5-12 m. in thickness.

These beds generally dip northward along the northern border of the paleozoic area, and approximately southward along the southern limit, thus demonstrating the uplift that must have ensued after their deposition, along an ENE-WSW axis. This, then, is approximately perpendicular to the axis of the late Paleozoic (Hercynian) system of folding. (see fig. 1, in turkish text.)

STRATIGRAPHY. The two localities on the road along the Güülüç River were found to contain the following fauna³.

Locality No. R 679: (see map):

Cf. Beyrichia sp.

Orbiculoidea aff. *circe* BILLINCS.

Orthotetina (*Schellwienella*) cf. *pencki* PAECKELMANN.

(3) The determinations are still preliminary, in the case of some specimens as no exhaustive study of the literature or any comparison of material has been possible,

Stropheodonto aff. ivanensis BARRANDE.

Cf. *Trimerus* sp.

Locality No. R 680:

Monograptus cf. armoricanus PHILIPOT.

Monograptus aff. miloni PHILIPOT.

Monograptus aff. dubius SUESS.

In view of the fact that two species, from locality R 679 are found to be identical to *Orthotetina pencki* PAECKELMANN and *Siropheodonta ivanensis* BARRANDE, as they are described and illustrated in PAECKELMANN's monograph (2), from the Upper Silurian strata of the Anthirovita and Kartal-Pendik regions, we have here very strong evidence as to the possibility of parallelism between these two formations.

The Graptolites found in the second locality characterise these beds more precisely, and furnish a further basis of comparison with similar well-known formations. Since such are here recorded for the first time from this country, it was necessary to look for their equivalents far and wide. Such were found in the specimens from Brittany which A. PHILIPOT (3) has recently described under three new species. Thus our formation under question can further be compared with the Gotlandian of the Armorican Massif in France.

There is no doubt that further research will yield more knowledge about these oldest paleozoic formations in our country.

BRIEF DESCRIPTION OF SPECIMENS:

A. OSTRACODA M'COY:

Cf. *Beyrichia* sp. (Plate I, fig. 1.)

1929, *Beyrichia* sp., ROTH, some Ostracods from the Haragan Marly etc. J. of Pal., vol. 5, No. 4, p. 340.

1933, *Beyrichia* sp., SWARTZ, Dimorph. and orient. in Ostracods, etc. J. of Pal., vol. 7, No. 3, pp. 231-260, Plates 28-30.

Small, equivalve, hinge line quite straight. A single, simple median depression (with no outward protrusion which usually hints to the brooding pouch in females). There is a crenulate fringe along the border of the carapace, showing a denticulation, in oblique light, along its ridge. No punctuation visible on the surface.

Occurrence: Locality R 679. Numerous specimens in the same rock, brown shale, varying in size between 0,5-1,5 mm. along the longer axis.

B. TRILOBITA WALCH:

Cf. *Trimerus* sp. (Plate I, fig. 2.)

1828, *Trimerus delphinocephalus* GREEN, Monograph of the Trilobites of N. Amerika.

1913, *Trimerus* GREEN, in Zittel's Text-Book of Pal. p. 724.

A fragment of a quite well preserved trilobite, corresponding to the cephalon and showing the wide glabella. The labrum is partly broken off. Lack of good material does not permit any further identification.

A single specimen from Locality R 679.

C. BRACHIOPODA CUVIER:

Orbiculoidea aff. *circe* BILLINGS. (Plate I, fig. 3a)

1939, *Orbiculoidea circe* BDLUNGS, in SCHROCK and TWENHOFEL, Silurian fossils from Northern Newfoundland. J. of Pal., vol. 13, No. 3, p. 257, pl. 29, fig. 6.

Valves with no discernable pedicle opening. Size quite variable (3-5 mm. in diameter). Convexity quite moderate, apex rising to some 1 mm. above the plane of the base. Apex of valves is usually eccentric. There are about 7-8 fine concentric ridges, hardly visible in the photographs.

Abundant in locality R 679.

Orthotetina (*Schellwienella*) cf. *pencki* PAECKELMANN.

(Plate I, fig. 3b.)

1932, *Orthotetina pencki* PAECKELMANN, Obersil. U. devon. Faunen der Prinzeninseln, Bythinien u. Thraziens. Abh d. Pr. Geol. Landesanstalt; N. F. Heft 142, p. 43 Taf. 1, fig. 8, u. 24; Taf. 2, fig. 3, 11 a, b, 15 u. 23.

As seen in the given figure, the specimen resembles, with the exception of its size which is half of PAECKELMANN's individuals the lately established species from Istanbul region. As the hinge line is broken, however, no definite identification would seem possible. The ribs here also are of four orders of importance, since primary ribs originate from the median part of the hinge line and branch consecutively three times to form those of the

succeeding orders. The number of ribs on the edge of the valve is about 18, per cm.

Found in Locality R 679.

Stropheodonta aff. *ivanensis* BARRANDEA, (Plate I, fig. 4)

1932, *Stropheodonta ivanensis* BARRANDE, in PAECKELMANN, Obersil. u. devon. etc. p. 41-42, Taf. 1, fig. 4a-b, 22 a-b.)

In respect to outline and general form of the valves, this specimen is similar to those from the Istanbul region. Width greater than length, widest along the hinere line and approximately 5 mm. or 1/3 the size of PAECKELMANN's adults. Ornamentation interstriae, with stronger ribs (1 st order) coming from apex, and ribs of the 2. nd order starting a little beneath. Punctuation partly visible as mentioned in PECKELMANN.

Locality: R 679

D. GRAPTOLITIDAE LAPWORTH:

Monograptus cf. *armoricanus* PHILIPOT: (Plate I, fig. 5)

1914, PHILIPOT: Trois nouvelles espèces de Graptolites du Gotlandien de Bretagne. (Bull. de la Soc. Géol. de France. T. XTV, p. 39, fig. B.)

A fragment of a distal part of the hydrosoma, showing in low relief apertural margins. Judging from the individuals at hand, the length varies between 8-10 cm. in adults. Width about 2 mm.; number of thecae per cm. 6-7, as in specimens from Britany. All these characteristics are in agreement with PHILIPOT's newly established species. The inclination of the apertures of the thecae is around 45° in respect to the axis of the stipe.

Locality: R 680

Monograptus cf. *miloni* PHILIPOT. (Plate I, fig. 6)

1944, PHILIPOT, Trois nouvelles espèces de Graptolites etc. (p. 37-39, fig. A.)

Hydrosoma of adult individual 2-3 cm., distal portion fairly straight, but proximal part bent pronouncedly on its dorsal side within the first cm. of the length. The increase in width is rapid at the outset, especially within the first cm., but dies out (attenuates) beyond it. Width in adults about 2 mm. Number of thecae 14 per cm. and apertures quite visible with strong magnification, having faint spiny projections of about 1 mm. length.

In all these characteristics, then, there is a sensible agreement with the French specimens, but we hope to get more material for definite identification.

Locality: R 680. Single individual found.

Monograptus cf. dubius SUESS. (Plate: I, fig. 7.)

1910 ELLES and WOOD, British Graptolites p. 376, pl. S7, fig. 7a-d.

1920 GORTANI Pal. Italica Vol. XXVI tav II, fig. 13.

1924 HUNDT Die Graptoliten. S 73, Taf. VI fig. 8-11.

1929 HABERFELNER, Über das Silur im Balkan S. 123.

1931 BONCEV E. S. Graptolites from the defile of the Iskar (Bulgaria) Review of the Bulg. Geol. Soc. Vol.III. part 3, p. 60.

The size and general outline comparable to *M. miloni*, but tapering to its distal end. Thecae seem to have the same form as *M. ar moricanus*, but their inclination, in respect to the axis of hydrosoma appears to be less.

Material insufficient for any further diagnosis. Referred to this species because of some resemblances to this form in some respect, as well as due to its doubtful systematic position.

Locality: R 680.

BIBLIOGRAFYA

1. ARNI, P.: Zur Stratigraphie Tektonik der Kreideschichten östlich Ereğli an der Schwarzmeerküste. *Eclogae*, 24, 2; 1931
 2. PAECKELMANN, W. und H. SIEVERTS: Obersilurische u. Devonische Faunen der Prinzeninsein, Bythiniens u. Thraziens. (Abh. d. Pr. geol. Landesanstalt. N.F. Heft 142, p. 8, Berlin 1932.)
 3. PHILIPOT, A.: Trois nouvelles espèces de Graptolites du Gotlandien de Bretagne. *Bull. de la Soc. Géol. de France*, T. XIV, p. 37-39, 1941.
 4. BONCEV, E. S.: Graptolites from the defile of the Iskar (Bulgaria). (Review of the Bulgarian Geological Society, vol. III, part. 3, 1931, p. 53-65).
 5. WATERLOT, G.: Les Graptolites du Maroc: I. Partie: Généralités sur les Graptolites. (Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc, No. No. 63, 1945. 112 pp., avec 50 tableaux).
-

Uludağ Masifinin Tektoniği Hakkında¹

İhsan Ketin²

I. GİRİŞ

1— Coğrafi Durum:

Eski coğrafyacıların <<Misia Olimpi>> dedikleri ve eski Türkçemizde <<Keşiş dağı>> olarak anılan bugünkü Uludağ, 2600 metreye yakın irtifai ile kuzeybatı Anadolunun en yüksek zirvelerinden birisini teşkil eder.

İstanbul'dan 100 km. uzakta bulunan Uludağ, şimalde Bursa ve İnegöl ovaları, batı ve cenupta Nilüfer ırmağı ile tabii olarak sınırlanan ve doğuda İnegöl - Bağazova - Baraklık çizgisi ile Domaniç dağlarından sunî olarak ayrılabilen ve WNW-ESE istikametinde uzanan büyük bir masif halindedir. Dağın şimalbatıda, Nilüferin Bursa ovasına girdiği mahaldeki Misköy'den, doğuda Bataklı köyüne kadar olan uzunluğu 40 km., Nilüfer ile Bursa-İnegöl şosası arasındaki genişliği ortalama 20 km. ve takribî yüzölçümü 800 km². dir. Dağın şimal versanındaki yaylalardan çıkan kısa ve dik şevli dereler Deliçay vasıtasıyla Bursa ovasına, cenup versanındakiler ise doğruca Nilüfere dökülürler, Uludağda, muhtelif seviyelerde, aralarında bariz topografik farklar bulunan başlıca üç muhtelif bölge mevcuttur. Bunlardan birincisi ve en yüksekte olanı zirveler bölgesidir. 2200 m. den yukarıda bulunan bu mıntaka, 2500 rakımlı Batı zirve ile 2600 metreye yakın Doğu zirvenin veya Karatepenin bulunduğu yüksek kısımdır. Her iki zirvenin şimal yamaçlarında tipik sirkler teşekkül etmiştir. İkinci kısım 2200 metre ile 1750 m. arasında yayılmış bulunan Yaylalar bölgesidir. Bu yüksek yüzeyler sahası, batıda Karabelenden başlar doğuda Aksu vadisine kadar devam eder ve batıdan doğuya doğru: Kirazlı yayla, Kırkpınar yayla, Koğukdere, Kapıdere ve Büyükdere yaylalarını ihtiva eder. Üçüncü ve aşağı kısım kenar bölgesidir. Burası 1750 metreden 150 metreye kadar inen dik yamaçlı ve

(1) Bu travay, 1946 yılı yaz ayları zarfında M. T. A. Enstitüsü namına Uludağ bölgesinde 1/100,000 lik paftalar üzerine yapmış olduğumuz jeolojik levelerin ilmi neticelerinin bir kısmıdır. Travayın hazırlanmasında büyük yardımları bulunan mezkür Enstitüye burada teşekkür etmeyi bir borç biliriz.

(2) İstanbul Üniversitesi Jeoloji Doçenti.

sarp vadilerle kesilmiş etek mıntakasıdır.

Dağın morfolojik inkişafı eski kâşifler ve bilhassa A. PHILIPPSON, W. PENCK, E. CHAPUT ve A. ARDEL tarafından detay olarak incelenmiştir (Bibliografya'ya bakınız). Dağın morfolojisinin jeolojik yapı ile sıkı bir münasebeti vardır. Şöyleki muhtelif topografya şekillerinin, meselâ zirveler bölgesinin karstik topografyası, yaylalar bölgesinin granit topografyası gibi, basamaklı sıralanışları başlıca kayaç veya formasyon tiplerine tekabül etmektedir.

2 — Tabaka Serileri:

Uludağın jeolojik yapısı esas itibariyle basit ve sarihtir; şöyleki:

İçerisi granit plutonları ve serpantin intrusionları ile beslenmiş kristalin şistlerden müteşekkil merkezî bir kısım ile metamorfik olmayan, fliş karakterinde ve üst kısımlarında permien kalkerlerini havi bir kenar formasyonu, dağın asıl çatısını teşkil ederler. Talî olarak doğu ve cenuptaki depresyonları doldurmuş olan genç neojen teşekkülatı ile aynı yaştaki riolitik lâv ve tüfler ve üzerinde bizzat Bursa şehrinin kurulmuş olduğu Kuaterner'e ait eski alüviyonlarla travertenler de masifin jeolojik sınırları dahiline girerler.

Kistalin şistler: Dağın asıl kütesini teşkil eden kristalin şistleri A- ve B- Serisi olmak üzere iki gruba tefrik edebiliriz, A- Serisi çeşitli gnays ve amfibolitlerle şistî mermerlerden, B- Serisi ise muhtelif mikaşist ve fillitlerle açık mavi renkli mermer ve yarimermerlerden müteşekkildir.

A- Serisine ait gnays çeşitleri arasında biotitli, muskovitli, hornblendli granatlı gnaysler, iki mikalı gnays, hornblendli epidot gnays, biotitli almandin gnays ve aplitik gnaysler tefrik edilmiş, amfibolitler den de granatlı, biotitli ve epidotlu neveleri tesbit olunmuştur. Bu gnays ve amfibolitler münavebeli olarak birbirlerini takip ederler ve aralarında muhtelif kalınlıklarda mermer yatakları bulunur. Ayrıca kuars, aplit ve pegmatik terkinde sayısız magmatik injeksionlar bu serinin tabaka ve şistlik düzlemleri arasına nüfuz etmişlerdir. Bu noktaya W. PENCK'de işaret etmekte ve injekte olan mağmanın bu arada gnaysleştiğini söylemektedir (8). A- Serisine dahil olan şistî mermerler bu serinin üst kısmında bulunurlar ve Bursa gerisinde dağın bütün şimal eteğindeki dik yamaçlar zirveler mıntakasının geniş sahalar kaplayan mermerlerini teşkil ederler. Kalınlığı

350-400 m. olan bu mermerlerin, dağın tektonik bünyesinde mühim rolleri vardır.

B- Serisi, çeşitli mikaşist ve fillitlerle az metamorfize olmuş mermer ve yarimermerlerden müteşekkildir. Dağın şimal ve batı kısımlarında geniş sahalar kaplayan bu seri içerisinde hornblendli ve granatlı şistler, epidotşist, aktinolitli mikaşist, kalkklorit şist, yeşil şist ve muhtelif fillitler bulunurlar. E. CHAPUT'nün nümunelerini determine eden MICHEL-LEVY bu seriye ait şistler içerisinde kordierit ve silimanit minerallerini tesbit etmiştir (3). Bu gruba dahil mermer ve yan mermerler kısmen şistler arasında konkordan olarak, kısmen de şistler üzerinde diskordan vaziyette bulunurlar. Bu gayrimuntazam münasebeti disharmonik iltivalanma ile izah edebiliriz.

Detritik Seri: Metamorfik olmayan örtü teşekkülü, ufak taneli konglomera, arkoz, kalker breşi, alacalı gre, gravak, kırmızı ve yeşil renkli şist ve marnlardan müteşekkil detritik bir seri halindedir. Bunlar, Bursa-İnegöl şosası üzerinde, 20 km. lik bir mesafe dahilinde aflöre ederler ve hafif meyille şimale dalarlar. Kristalin şistlerle detritik seri arasında bir diskordansın mevcudiyeti çok muhtemeldir. Her ne kadar kendimiz böyle bir diskordansı bariz şekilde müşahede edememiş isekte, E. CHAPUT biraz şimalde, Boşnakköy ile Gölbaşı arasında diskordansın mevcudiyetine ısrarla işaret etmektedir (3). Detritik serinin yaşını, şimalde, Dışkaya dağlarındaki benzerleri ile mukayese ederek altperm veya üstkarbonifer (permokarbonifer) olarak kabul edebiliriz.

Permien Kalkerleri: Detritik serinin üzerine gelen permien kalkerleri Bursa-İnegöl şosası üzerinde müteaddit yerlerde satıhta görülürler ve çok miktarda Fusulinidae leri ihtiva ederler. Dışkaya dağları cenup eteklerindeki permien kalkerlerinin bir devamı olan bu kayaçlar S. ERK'e göre üstperm yaşındadırlar (5).

Neojen: Doğu ve cenuptaki depresyonları doldurmuş olan kara fasiesindeki neojen, konglomera, gre, kum, marn ve killi şistlerle az miktarda Planorbis'li göl kalkerlerinden müteşekkildir. Oldukça iri elamanları ihtiva eden konglomeralar bilhassa Uludağın çeşitli malzemesinden tereküp etmiştir. Doğuda, İnegöl Havzasında neojen çok ince taneli, tabakalı, kil ve marnlar halinde inkişaf etmiştir. Burada 30-40° meyilli olan neojen 650-700 m. rakımına kadar yükselir. Cenupta, Nilüfer Havzasında, daha çok iri taneli konglomera ve greler teressüp etmiştir; ancak daha cenupta, Baraklı

yakınında yer yer kalkerlere tesadüf edilir. Çekirge sırtlarındaki Neojen ise bir kaide konglomerası ile başlar, üzerine renkli greler ve marnlar gelir ve en üstte Planorbis'li kalkerler bulunur. Konglomera ve greler, riolitik lâva ve tüflere interstratiflidir. Bursa-Uludağ yolu üzerinde ve Çongara (Yiğitali) köyü yakınında neojenin bu muhtelif tabakaları bariz olarak görülmektedir. Daha küçük aflörmanlar halinde Bursa şehri eteğinde, Yıldırım caminin bulunduğu tepede, Çekirge yakınında ve Bursa-Orhaneli şosası üzerinde tezahür eder.

Kuaterner: Bursa şehrinin bulunduğu platformu teşkil eden eski alüviyonlarla travertenler bölgenin en genç rüsüplarıdır.

3 — İntusif Kütleler:

Granit Plutonları: Kristalin şistler içerisinde bulunan granit plutonları muhtelif şekillerde ve muhtelif büyüklüklerde tezahür ederler. Bunların en mühimleri: Karabelen ile Koğukdere ve Bakacık ile Batı zirve arasında bulunan Büyük Granit Plutonu ve Kapıdere yaylası civarında daire şeklindeki küçük plutondur.

Uzun eksenini 12 ve kısa eksenini 7 km. olan ve takriben elips şeklinde bulunan Büyük Granit Plutonu cenupta, zirveler bölgesinin şistî mermerleri ile ve diğer yönlerde ise gnays ve amfibolitlerle temas halindedir. Kristalin şistlerle olan kontakt yüzleri ekseriya dik ve yüksek duvarlar şeklinde görülür. Uludağ şosası üzerinde, Karabelen mevkiinde ve Bursa'dan Kirazlı yaylaya çıkan patika üzerindeki Tekir mahallinde gnayslerden granite geçiş, bu dik temas satırları vasıtasıyla kolaylıkla farkedilir. Plutonun cenup kontaktı ise mermerlerle konform vaziyetindedir. Granit, Karabelenden otele kadar yol kenarında ve otel ile Batı zirve arasında, tipik aşınma şekilleri ve çeşitli damarları ile bariz olarak göze çarpar. Granit kontakt mıntakalarında yassılaştırmış gnaysî bir yapı almıştır; zirveler bölgesinin cenubunda ise tabaka serileri arasına nüfuz ederek tamamiyle gnaysleşmiştir. Kayaç (sahre) itibariyle birbirinden farklı iki nevi granit mevcuttur. Birisi orta ve iri taneli (tane büyüklüğü 3-4 mm.), Kuvars ve ortoklası çok, biotiti nisbeten az, damar ve çatlaklı fazla Kenar Graniti; diğeri ufak taneli (tane büyüklüğü 0,8-1 mm.), plagioklası fazla, kuarsı 1:3 nisbetinde, biotit ve muskovitli, damar ve çatlakları oldukça az, granodiorit terkiibinde Çekirdek granitidir. Kenar graniti, içerisinde %40 ortoklas, aynı miktar da kuvars, daha az ol-

igoklas, biotit ve muskovit ihtiva eden bir Lökogranittir. Çekirdek Graniti ise içerisinde %60 hacim nisbetinde plagioklas (Oligoklas), %30 kuvars, az miktarda, ortoklas, biotit ve muskovit bulunan bir Granodiorittir¹. Otel civarında ve Kayakevinde batı zirveye giden yol kenarında bu iki cins graniti yan yana görmek mümkündür. Her ne kadar aralarında bariz şekilde bir iç kontakt görülemiyorsa da, bunlar birbirinden ayrı, zaman bakımından farklı intrusion mahsulleridir. Her halde çekirdek graniti kenar granitini kesmiştir, daha yenidir, zira komşu kayalar içerisinde ve bizzat kenar granit kütlelerindeki mikrogranitik dayklar terkip itibariyle çekirdek granitinin aynıdır, yani granodiorittir¹.

Granit plutonları kristalin şistler içerisinde nüfuz etmişler, onları delmişlerdir; fakat bu giriş kristalin şistlerin iltivalanmaları esnasında ve bu iltivalanmanın bilhassa son safhalarında vukua gelmiştir. Biraz ileride tekrar bu mevzua temas edeceğiz.

Serpantin Kütleleri: Kristalin şistleri kateden magmatik intrusionlar meyanında Nilüfer kenarındaki büyük serpantin kompleksi ile Soğukpınar doğusunda ve Karatepe şimal eteğindeki küçük serpantin mostralarını zikredebiliriz. İçlerinde yer yer kromit ve magnetit segregasyonları ihtiva eden bu kütlelerin intrusionları ihtimalki granitten daha eveldir, fakat bu hususta kat'î delillere malik değiliz.

II. TEKTONİK

1 - Tabakaların Doğrultu ve Eğimi:

Kristalin şistlerin ve şistî mermerlerin genel doğrultuları, dağın umumî istikametine paralel olarak, WNW-ESE'dir. Mahallî olarak W-E ve WSW-ENE istikametleri de oldukça inkişaf etmiştir. Bu tabakaların eğimleri 30 ile 70° arasında değişerek ekseriyetle şimale, daha doğrusu NNE'e ve daha az olarak cenuba, yani SSW'e doğrudur. B- Serisine ait mermer ve yan mermerlerin umumî bir doğrultuları yoktur, bunlar aralarında ve bazan üstlerinde buldukları mikaşist ve fillitlerle diskonform vaziyette bulunurlar, keza eğimleri de muhtelif yönlere müteveccihdir. Permo-karbonifere ait detritik

(1) Kayaç nümunelerinin mikroskopik etüdü Dr. O. Bayramgil tarafından yapılmıştır. Bu dostca yardımlarından dolayı kendilerine burada teşekkür ederiz.

tabakaların istikamet ve meyilleri de oldukça gayri muntazamdır. Umumiyetle dağın genel doğrultusuna paralel iselerde bu istikamete çok aykırı olanlarda mevcuttur. Permien kalkerlerinde tabaka doğrultu ve eğimleri bariz olarak görülememektedir. Ölçülebilen bazı mostralarda WNW-ESE ve SW-NE istikametleri ve 20-25° lik NW, veya NE'e doğru meyiller tesbit edilmiştir. İnegöl Havzasında ve Nilüfer kenarındaki neojen tabakalarının umumî istikametleri NW-SE ve meyilleri 20-35° ile ekseriya cenupbatıya ve daha az şimaldoğuyadır. Çekirge sırtlarında ve Bursa eteklerindeki neojen ise pek az meyilli olup 15-20° ile NE'e veya NW'e dir. Doğrultu ve eğimin diğer mahallerdeki özel kıymetleri harta üzerinde (Levha 1.) hususî işaretler ile gösterilmiştir.

2 — İltivalanma:

Uludağ masifinin tektonik yapısı, heyeti umumiyesiyle hafifçe cenuba yatık bir antiklinaldir. Zirveler mıntakasını teşkil eden şistî mermerler bu antiklinal içerisinde talî bir senklinal meydana getirirler. Antiklinalin inkişafı şimal-cenup istikametinde alınmış bir sıra arzanî profillerde (Levha 1) takibedilecek olursa:

Dağın doğu kısmından geçen I. Profilde en şimalde üzeri alüvionlarla örtülü ve 40-45° ile şimalde meyilli permokarbonifere ait detritik seri, bunların altında B- Serisinin mikaşist ve yarımmermerleri, daha altta A- Serisinin şistî mermer, gnays ve amfibolitleri, zirve mıntakasında şistî mermer ve granitik gnays, dağın cenup versanında küçük sementin kütlesi ve B- Serisinin mikaşist ve mermerleri, en cenupta, Nilüfer kenarında ise neojen tabakaları görülür. Zirvedeki mermerler granitik gnays vasıtasıyla ikiye bölünmüş, şimalde dar bir senklinal ile cenupta daha kalın bir antkilinal kolu meydana getirmişlerdir. Daha cenupta açık renkli yarı mermerler, mikaşistler arasında ayrı bir senklinal teşkil ederler. İkinci profilin şimal başlangıcında detritik seri ve bu seri içerisinde 25-30° ile şimalde eğik permien kalkerleri, kristalin şistlerin B- Serisi üzerinde dururlar. Zirveler mıntakasının şistî mermerleri cenuba yatık bir senklinal husule getirirler ve asıl antiklinali bu suretle ikiye bölerler. En cenupta, Nilüfer (Nf) kenarında yeni bir granit plutonunun bir parçası tezahür eder. Karatepeden geçen III. Profilde tabaka serilerinin sıralanışları I. ve II. Profillerde olduğu gibidir.

Yalnız Karatepeyi husule getiren mermer senklinal ufak taneli bir granit (granodiorit) daykî ile katedilmiştir, keza şimal versandaki gnays ve amfibolitler arasına granit injeksionları girmiştir. Cenupta Nilüfer yakınında büyük serpantin kompleksinin bir parçası tezahür eder. 2500 rakımlı Batı Zirveden geçen IV. Profilde zirvedeki mermerler normal bir senklinal teşkil ederler ve yine bir granodiorit daykî tarafından katedilmişlerdir. Bu mermer senklinal şimale doğru Büyük Granit Plutonu ve cenuba doğru granitik gnayslerle konform bir kontakt husule getirmiştir. Bursa doğusundan ve Otel yakınından geçen V. Profilde en şimalde yeni ve eski alüvionlarla üzeri örtülmüş B- Serisinin mikaşistleri, altında dağın şimal eteği boyunca uzanan şistî mermerler bulunur. 40-50° ile şimale meyilli olan bu mermerlerin altına gnays ve amfibolitler gelir. Bunlarla zirve mıntakasındaki mermerler arasında Büyük Granit Plutonu, iri ve ufak taneli kayaç neveleri ile, geniş bir saha kaplar. Zirvedeki mermerler, cenup kanadı granitik gnays tarafından hazmolunmuş bir senklinalin şimal kanadını teşkil ederler ve ufak taneli granodiorit daykî tarafından kesilmişlerdir. Cenupta büyük serpantin kütleleri ve Nilüfer altında tekrar mikaşistler tezahür ederler.

Antiklinalin asimetrik bir şekli vardır. Bilhassa cenup kanadında büyük bir nizamsızlık göze çarpar. Bu vaziyet, tabakaların iltivalanmaları esnasında veya iltivalanmayı hemen takiben vukua gelmiş olan intrusionlardan ve bu intrusionların bilhassa başlangıç zamanlarındaki assimilasyon faaliyetinden ileri gelmektedir. Bu itibarla Uludağ masifinin yapısı, tektonik ve magmatik olayların müşterek tesirlerinin bir neticesidir.

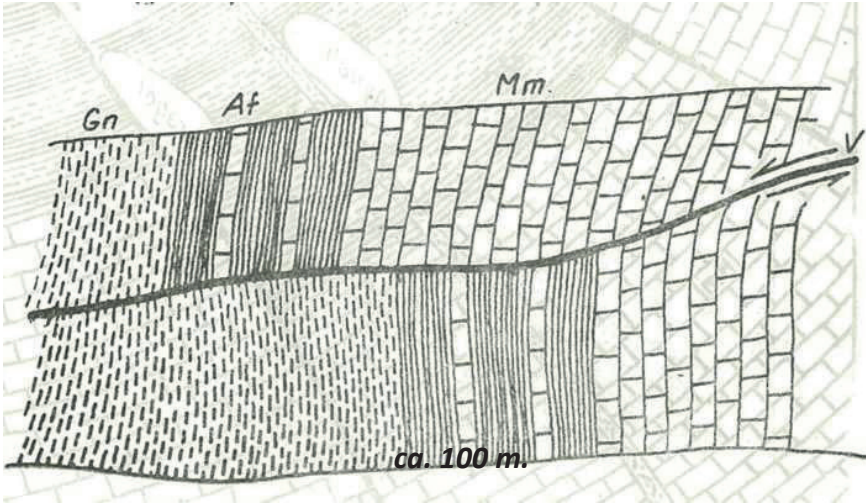
Antiklinal yapının istikameti, dağın umumî doğrultusunun aynı olup WNW'den ESE'e doğrudur. Antiklinali husule getiren orojenik kuvvetlerin tesir istikameti ise NNE-SSW ve ciheti şimalden cenuba doğrudur.

3 — Faylar:

Ufkî dekröşmanlar: Uludağ masifi doğu, batı ve merkezî kısımlarında bir sıra transversal ufkî dekröşmanlarla katlolunmuştur. Batıda, Çekirge gerisinde bir birine paralel ve hemen hemen şimal-cenup istikametinde iki dekröşman tesbit edilmiş olup bunlardan birincisi Çongara vadisi boyunca seyretmekte ve ikincisi ise Kükürtlü Kaplıcası ile Karabelen arasında bulunmaktadır. Çekirge ve cenubundaki sırtlar bu faylar vasıtasıyla izafî olarak şimale doğru ilerlemiştir. Fayların tesbiti, mikaşist ve fillitler arasındaki

yanmermer bankların yardımıyla mümkün olmuştur. Kükürtlü-Karabelen de kroşmanı, Bursa-Uludağ şosası üzerinde, Çekirge sırtlarına varmadan, yol kenarında görülmektedir. Aslında üst üste bulunan şistî mermerlerle gnaysler burada yanyana gelmişlerdir. Doğuda da vadileri takibeden aynı evsafıta faylar, üstüste duran formasyonları yanyana getirmişlerdir.

Bu ufki de kroşmanların ufak mikyasta fakat daha çok enteresan olanlarını Uludağın merkezî kısımlarında, mermerlerle gnays ve amfibolitler hududunda görmekteyiz. Bunlardan birisi 2500 rakımlı batı zirvenin cenubunda (Şekil 1), diğeri ikisi de Karatepenin şimal eteğindedir (Şekil 2). Burada kayde değeri bir nokta Doğu zirvenin (Karatepenin) şimal cephesindeki derin sirklerin bu iki ufki de kroşman arasında bulunması ve binaenaleyh sirklerin teşekkülünün ilk sebebi bu faylar arasında kalan kompartmanın dağ içerisine doğru girmiş olmasıdır (Şekil 2).

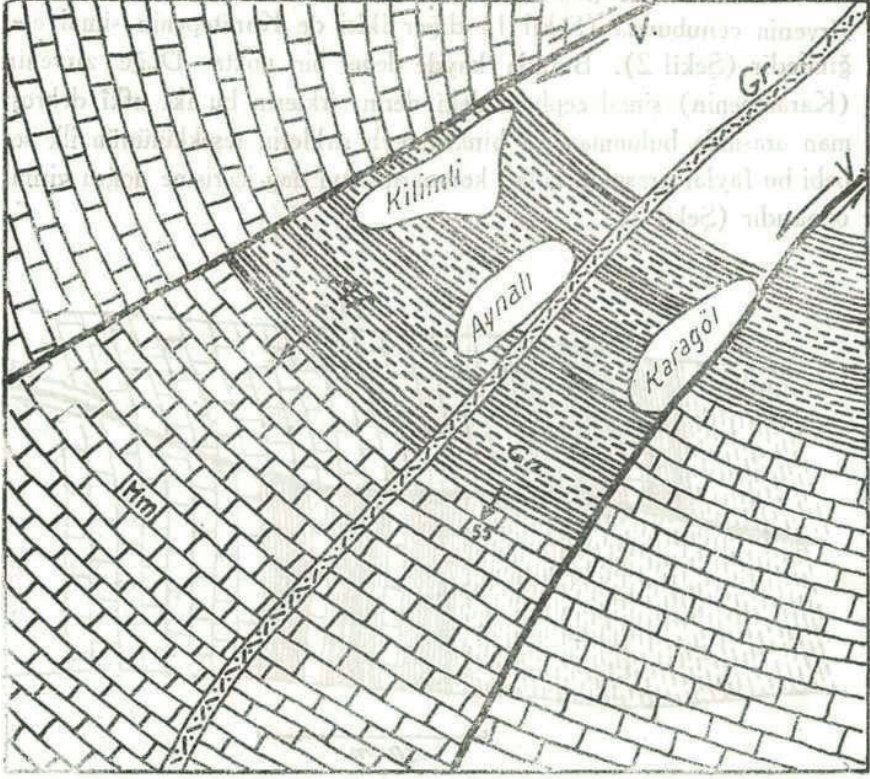


Şekil 1. Küçük mikyasta ufki de kroşman. 2500 rakımlı Batı zirvenin güney yamacı, Araz deresi başlangıcı (Gn= Gneis, Af = Amfibolit, Mm = Mermer, V= de kroşman düzlemi).

Abb. 1. Querverschiebung in kleinem Ausmasse, Auf dem Südabhang des 2500 m hohen Westgipfelsim Quellgebiet des Araz-Bachs. (Gn: Gneis, Af: Amphibolit, Mm: Marmor, V: Verschiebungsf.)

Bu transversal faylar, henüz yan tazyiklerin şiddetli buldukları ilti-

valanma hareketlerinin son safhalarında teşekkül etmişler ve oldukça rijit hale gelmiş, artık kolaylıkla kıvrılıp bükülemeyen masifin yanlara doğru genişlemesini mümkün kılmışlardır. Bunlar Granit intrusionlarından sonra ve neojenden çok evvel meydana gelmişlerdir.



Şekil 2. Karatepe kuzey eteğindeki iki küçük dekröşman. (Mm: Mermer, Af: Amfibolit, Gn: Gneys, Gr: Granodiorit daykı, V: dekröşman düzlemi):

Abb. 2. Zwei kleine Querverschiebungen am Nordrande des Ostgipfels "Karatepe". (Mm: Marmore, Af: Amphibolite, Gn: Gneise, Gr: Granodioritgang, V: Verschiebungs- flache.)

Adi faylar: İnegöl havzası neojenin kristalin şist ve şistî mermerlerle

olan teması anormal bir kontakt teşkil etmektedir. Burada neojen tabakaları yer yer 40-45° ile batıya ve cenup-batıya, yani asıl dağ kütlesinin altına dalarlar. Bu vaziyet Kıran ve Karakiraz köyleri yakınında bariz olarak görülmektedir (Levha 1). Keza E. CHAPUT Bursa yakınında ve Çekirge civarında neojeni kateden aynı karakterde mahallî küçük faylar tesbit etmiş ve Çekirge kaplıcalarını bu faylarla ilgili farzetmiştir (3). Dağın diğer kısımlarında da aynı çeşit faylar ufak mikyasta ve çok sayıda teşekkül etmişlerdir.

4 — Büyük Granit Plutonunun İç Tektoniği:

Büyük Granit Plutonu kontakt bölgelerinde yassılaştırmış, gnaysî bir yapı iktisap etmiştir. 200-250 metre kalınlığında bulunan bu gnaysler, plutonu bütün kontakt boyunca çevrelerler (Şekil 3). Plutonun iç kısımlarında akıntı safhasına ait strüktür unsurları nadir olarak görülür. Plutonda daha ziyade rijit safhaya ait kırık sistemleri, yarık ve çatlaklarla çeşitli ve çok sayıda damarlar inkişaf etmiştir. Longitudinal (S) yüzeyler ve çatlaklar hemen hemen dış kontakt sathına paralel olarak iç içe konsantrik eğriler halinde seyredeler. Bu istikametlerde granit kolaylıkla ayrılır ve oldukça düz, pürüzsüz yüzeyler meydana getirir.

Transversal (Q) yüzeyler ve çatlaklar ise daha bariz olarak inkişaf etmişlerdir. Bunlar umumiyetle dış kontakt yüzeyine dik veya mail vaziyette bulunurlar ve bu itibarla istikametleri pluton dahilinde yer yer değişir. Meselâ merkezî kısımda, Otel ile Bakacık arasında hemen hemen şimal-cenup istikametinde oldukları halde batıda, Kirazlı yayla ile Karabelen arasında doğu-batı istikametlidirler. Bu iki azamî had arasında ortalama kıymetler bulunur. Granit bu istikametlerde güçlkle ayrılır ve pürüzlü yüzeyler husule getirir. İkinci derecedeki diagonal (D) çatlaklar bilhassa ufak taneli çekirdek granitinde müşahade olunur. Bunlar masifin takriben doğu-batı istikametli uzun eksenine nazaran iki diagonal istikamette teşekkül etmişlerdir. Keza kenar granit kütlesinin kontaka yakın bölgelerinde, transversallerle birlikte ve bazan onlara hâkim vaziyette inkişaf etmişlerdir (Şekil 3).

Yatık yüzeyler (L) veya soyulma düzlemleri, plutonun dış şekline uygun olarak iç içe soğan zarları şeklinde inkişaf etmişlerdir, Bunlar atmosfer tesiriyle bariz olarak görülmektedirler. Bu yüzeyler hafif meyillerle pluton dışına doğru dalarlar ve ekseriyetle daha dik meyilli olan topoğrafya sathını

muhtelif açılarla katederler (Şekil 4).

Plutonun batı kısmında müteaddit kayma yüzeyleri teşekkül etmiştir. NW - SE istikametli olan bu yüzeyler ufkî ve şakulî rojesi bulunan genişleme satırlarıdır. Bu satırlar boyunca batı kompartmanlar doğudakilere nisbetle izafi olarak aşağı ve ileri doğru kaymışlardır.

Kırık sistemlerine ait damarlar, pluton dahilinde daha çok göze çarparlar. Pegmatit, apolit ve kuars terkindeki bu çeşitli damarlar transversal çatlaklar istikametinde yani kontakt yüzeylerine ve longitüdinale (S) satırlara dik veya mail olarak bilhassa kenar granit mıntakasında inkişaf etmişlerdir. Çekirdek graniti dahilinde diagonal çatlaklardan SW-NE istikametli olanları daha çok damarların teşekkülü için müsait olmuşlardır (Şekil 3). Damarların teşekkülü, birbirini takip eden muhtelif safhalarda vukua gelmiştir. Otel ile Bakacak arasındaki sırtta birbirini kesen üç damar safhası - generasyonu - müşahede edilmiştir (Şekil 5).

Tektonik elemanların bu tarzdaki teşekkül ve dizilişleri, granit plutonunun her tarafı fakat bilhassa SSW - NNE istikamette hâkim basınçların tesiriyle yükselmiş olduğuna işaret etmektedirler. Bu yükseliş yavaş yavaş, muhtelif safhalarda ve muhitindeki tabakaların iltivalanmaları ile hema-henk olarak vukua gelmiştir. Buna göre granit masifi Sintektonik bir plutondur. Bu neticeyi şu vakıalar da teyit etmektedirler:

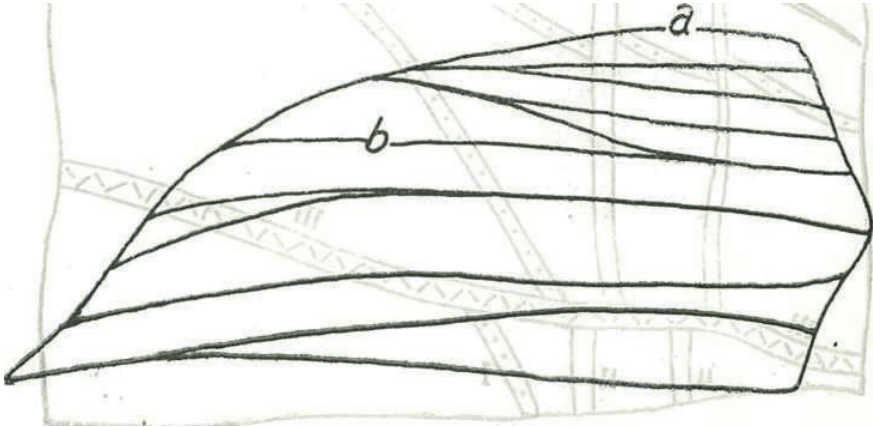
Evvelâ granit temas ettiği kayaçları delmiştir. Zira kontakt mıntakalarında epidot, granat volastonit gibi tipik mineraller teşekkül etmiştir. Otelden batı zirveye çıkan yol üzerinde, granit-mermer sınırında bu minerallere çok sayıda raslanmaktadır. Granit aynı zamanda komşu kayaçlar içerisine apofizler salmış, gnays ve mermerler içerisinde granit (granodiorit) daykları teşekkül etmiştir. Bunlardan bilhassa Batı Zirvenin cenup eteğindeki daykle Doğu Zirveden geçen dayk kayde değer. Doğu zirveye verilen <<Karatepe>> ismi, bu ufak taneli koyu gri renkli granodiorit daykının beyaz mermerler içerisindeki tezat renginden ileri gelmektedir.

Saniyen granitin kontakt yüzeyleri kristalin şist ve mermerlerle az çok konkordan (konform) durumdadır, ilk bakışta bu kayaçların graniti örtükleri zannolunur. Granit, biraz evvelde zikredildiği gibi, kontakt mıntakalarında gnaysleşmiş, dağın cenup yamacında tamamıyla gnayslere inkişaf etmiştir. Ve nihayet granit plutonunun iç tektoniğinin teşekkülüne

âmil olan kuvvetlerin istikamet ve cihetleri, iltivalanma esnasındaki hâkim kuvvetlerin istikamet ve cihetlerinin aynidir. diğ er bir tabirle, her iki çeş it yapıyı husule getiren aynı orojenik kuvvetlerdir.

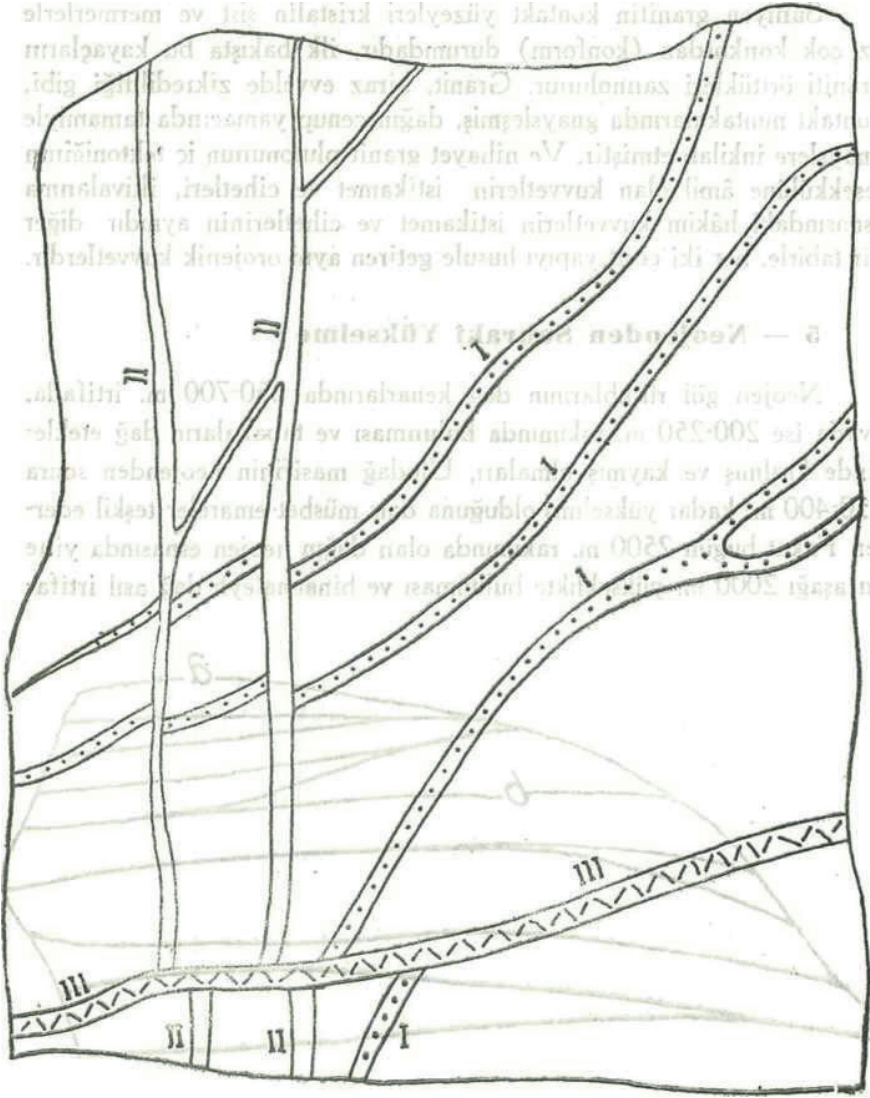
5 — Neojenden Sonraki Yüks elme:

Neojen gö l rüsublarının dağ kenarlarında 650-700 m. irtifada, ovada ise 200-250 m. rakımında bulunması ve tabakaların dağ eteklerinde kırılmış ve kaymış olmaları, Uludağ masifinin neojenden sonra 350-400 m. kadar yüks elmiş olduğ una dair müsbet emareler teşkil ederler. Fakat bugün 2500 m. rakımında olan dağın neojen esnasında yine en aş ağı 2000 m. yükseklikte bulunması ve binaenaleyh dağ asıl irtifasını neojenden evvel iktisab etmiş olması gerektir. Neojen tabakaları son yüks elme esnasında kısmen kırılmış ve çökmüşler, kısmen de fleksür halinde kıvrılmışlardır. Bu sebeple ve daha sonraki aş ınmalarla neojen tabakaları bugünkü muhtelif seviyelerdeki durumlarını iktisab etmişlerdir.



Şekil 4. Büyük Granit Plutonu dahilinde yatık düzlemeler (b). Bunlar, (a) morfoloji sathını muhtelif açılarla keserler.

Abb.4. Lagerklüfte [b] im grossen Granitpluton. Sie schneiden die Oberfläche [a] in verschiedenen Winkeln.



Şekil 5. Birbirini kesen üç damar sistemi II numaralı damar I numaralıyı ve III numaralı damar II ve I numaralıları kesmektedir. Her üç damar sistemi Pegmatit, Aplit ve Quarz ter kibindedir.

Abb.5. Die drei einander schneidenden Gänge im Granitpluton, Die Ganggenerin tion II schneidet die Generation I, und die Generation III die Generationen II und I. Jede Generation besbteht aus Pegmatit, Aplit und Quarz.

6 — Masifin Yaşı:

Neojen hariç, Uludağın en yeni ve yaşı malûm formasyonu Permien kalkerleridir. Bu kalkerlerin altında bulunan detritik teşekkülâtı Permo-karbonifer olarak kabul edecek olursak, dağın kristalin kütlesi Permo-karbondan daha evvele aittir. Binaenaleyh Uludağ en genç olarak bir paleozoik masiftir (Çok muhtemel olarak hersinien). Kristalin-şistleri, muhtelif derecelerde metoforfize olmuş devonien ve silurien tabakalar olarak farzedilebileceği gibi, Alp ve hersinien jeosenklinalleri esnasında su üzerinde kalmış daha eski bir masife ait olmaları ihtimali de mevcuttur.

III. Ö Z E T

1. Uludağ, 2600 metreye yakın irtifai ile şimalbatı Anadolunun en yüksek zirvelerinden birini teşkil eder.

2. 40 km. uzunluğunda, 20 km. genişliğinde ve WNW-ESE istikametinde bir masif teşkil eden bu dağ, birbirinden kesin olarak farklı muhtelif seviyelerde muhtelif topografya şekilleri gösterir.

3. Dağın esas yapısını kristalin şistler ile granit plutonları teşkil ederler. Bunların üzerine permokarbonifer tabakaları ve neojen kara rüsubları gelir.

4. Dağın heyeti umumiyesi WNW - ESE istikametli ve hafifçe cunuba yatık büyük bir antiklinal halindedir. Zirveler bölgesini teşkil eden şistî mermerler bu antiklinalin zirve kısmında talî bir senklinal husule getirirler.

5. Antiklinal birçok faylarla ve bilhassa ufkî dekröşmanlarla transversal olarak katedilmiştir.

6. İltivalanma hareketlerinin son safhalarında granit intrusionları vukua gelmiş, muhtelif büyüklükte ve muhtelif şekillerde granit plutonları teşekkül etmiştir. Sintektonik olan bu plutonların iç yapıları, umumî orojenik kuvvetlerin tesir istikametlerine uygun olarak inkişaf etmişlerdir.

7. Uludağın yapısı, aynı bir orojenezeye ait tektonik ve magmatik olayların müşterek tesirlerinin bir neticesidir.

8. Neojenden sonra yeniden yükselmeler olmuş ve bu suretle genç faylarla fleksürler teşekkül etmiştir.

9. Uludağ en genç bir hersinien masifidir. Daha eski olması ihtimali de mevcuttur.

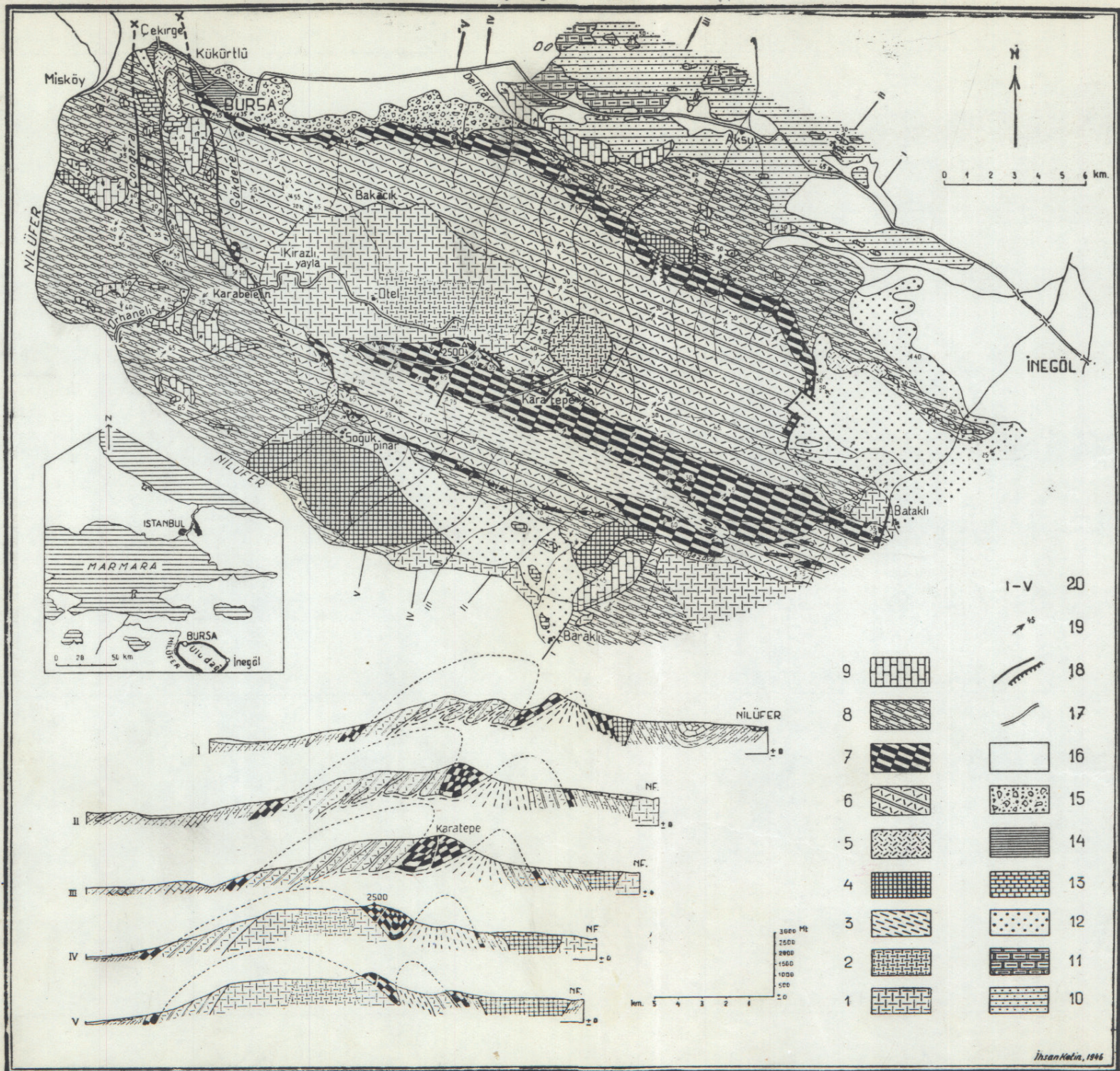
10. Neojen esnasında riolitik lav ve tuf erupsionları olmuş, Kuaternerde zirveler bölgesi buzullaşmıştır.

**ULUDAĞ-MASİFİNİN JEOLJİK HARTA ve
PROFİLLERİ**
(*GEOLOGISCHE KARTE UND PROFILE DES ULUDAĞ -
MASSIVS*)

İhsan Ketin
1946

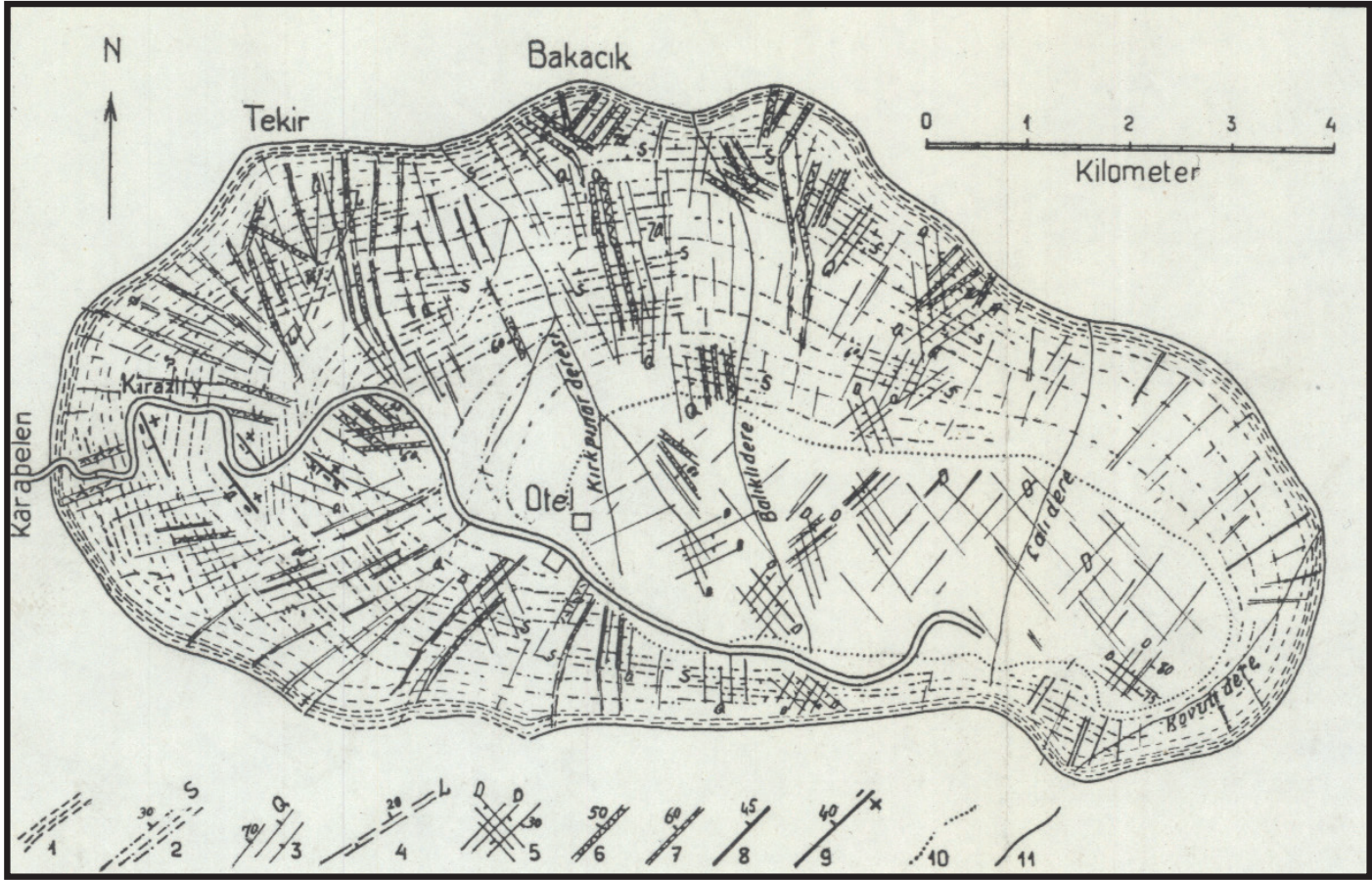
İşaretler (Zeichen):

- 20 — Profiller (Profile)
- 19 — Eğim (Fallen)
- 18 — Fay (Verwerfungen)
- 17 — Granodiorit daykđ (Granodioritgang)
- 16 — Yeni alüvyon (Junge Alluvionen)
- 15 — Eski alüvyon (Aeltere Alluvionen)
- 14 — Traverten (Kalksinterablagerungen)
- 13 — Neojen gölkalkeri (Neogene Süsswasserkalke)
- 12 — Neojen detritik tabakaları (Neogener Detritus)
- 11— Permien kalkeri (Permkalke)
- 10 — Permokarbonifer tabakaları {Permokarbonische Schichten)
- 9 — Mermer ve Yarımermer (Marmore und Halbarmore) (B-Serisi)
- 8 — Mikaşist ve fillit (Glimmerschiefer und Phyllite) (B-Serie)
- 7 — Şistli Mermer (Schieferige Marmore) | (A-Serisi)
- 6 — Gnays ve Amfibolit (Gneise und Amphibolite) (A-serie)
- 5 — Liparit-Riolit (Liparit-Riolit)
- 4 — Serpantin (Serpentine)
- 3 — Granitik Gnays (Granitische Gneise)
- 2 — Çekirdek Graniti-Granodiorit (Kerngranit-Granodiorit)
- 1 — Kenar Graniti (Randgranit).



(Levha - I)

(Tafel - I)



Şekil 3. Büyük Granit Plutonu ve tektonik elemanları. 1: Safi havî elemanlar (gnaysî kontakt bölgesi), 2: Longitudinal düzlemler ve çatlaklar, 3: Transversal düzlemler ve çatlaklar, 4: Yatık düzlemler, 5: Diagonal çatlaklar, 6: Pegmatit damarları, 7: Aplit damarları, 8: Kuars damarları, 9: Kayma yüzeyleri, 10: İç kontakt çizgisi, 11: Dış kontakt çizgisi.

Abb. 3. Der grosse Granitplut onund seine tektonischen Elemente. 1: Elemente der Fließphase (schieferige Randzone), 2: Längsklüfte, 3: Querklüfte, 4: Lager- klüfte, 5: Diagonalklüfte, 6: Pegmatitgang, 7: Aplitgang, 8: Quarzgang, 9: Verschiebungsfläche, 10: Innere Kontakte, 11 Aeussere Kontakte.

Über die Tektonik des Uludağ - Massivs¹

İhsan Ketin²

EINLEITUNG

1— Geographische Lage:

Der Uludağ (früher Keşişdağ), der mysische Olymp der alten Geographen, liegt 100 Kilometer südwestlich von Istanbul und bildet mit seiner Höhe von rund 2600 m. einen von den höchsten Gipfeln Nordwestanatoliens. Er ist im Norden durch die Ebene von Bursa und İnegöl, im Westen und Süden durch den Fluss Nilüfer in natürlicher Weise begrenzt; im Osten dagegen mag ihn die Linie İnegöl-Boğazova-Baraklı von dem Doğanlı-Gebirge künstlich trennen. Der Uludağ erstreckt sich in WNW-ESE'licher Richtung; seine Länge zwischen Misköy im Nordwesten und Bataklı im Südosten beträgt etwa 40 km., seine Breite zwischen Nilüfer und der Strasse Bursa İnegöl durchschnittlich 20 km und seine ungefähre Oberfläche 800 km². Dem Nordabfall des Berges entspringende kurze und wilde Bäche vereinigen sich unter dem Namen <<Deliçay>> und fließen so in die Ebene von Bursa aus. Die Bäche des südlichen Abhangs münden dagegen direkt in den Fluss Nilüfer ein.

Morphologisch kann man den Berg Uludağ deutlich in drei verschiedene Niveaus einteilen. Der erste und höchste Teil ist die über 2200 m. Höhe liegende Gipfelregion, deren markante Höhen der Westgipfel (2500 m) und der <<Karatepe>> (etwa 2600 m) sind. Am Nordabhang der beiden Gipfel haben sich typische, halbmondförmige Kare entwickelt. Der zweite Teil des Berges ist das Yaylalar-Gebiet, das zwischen 2200 m und 1750 m Höhe liegt. Diese Hochflächenzone erstreckt sich von <<Karabelen>> im Westen bis <<Aksu>> im Osten und umfasst die Abschnitte Kirazlı-Yay-

(1) *Diese Arbeit ist ein Teil der Wissenschaftlichen Ergebnisse der geologischen Gelände-Aufnahme des betreffenden Gebietes, die während der Sommermonate des Jahres 1946 im Masstabe von 1:100.000 durchgeführt worden ist. Diese Untersuchungen wurden mit Unterstützung des Instituts für Lagerstättenforschung der Türkei. M. T. A., unternommen, dem ich an dieser Stelle meinen Dank aussprechen möchte.*

(2) *Geologisches Institut der Universität Istanbul.*

la, Kırkpınar-Yayla, wo die Skihütte und das Hotel gebaut sind, Koğukdere-Yayla, Kapıdere- und Büyükdere-Yayla. Der dritte und unterste Teil ist das Randgebiet, das von 1750 m bis 150 m steil abfällt und durch schale tåler tief zerschnitten ist.

Die morphologische Gestaltung des Berges ist von früheren Forschern, besonders von A. PHILIPPSON, W. PENCK, E. CHAPUT und A. ARDEL ausführlich behandelt worden (s. Literatur). Die Morphologie ist weitgehend abhängig von dem geologischen Bau, und zwar entsprechen die stufenweise Anordnung der verschiedenen Landschaftsformen, ebenso wie die Karstlandschaft der Gipfelregion und die Granitlandschaft des Yaylalar-Gebiets ungefähr den Haupt- gesteins- bzw. Formationstypen.

2— Schichtenfolge:

Der geologische Bau des Uludag-Massivs ist im grossen und ganzen einfach und klar. Er besteht hauptsächlich aus kristallinen Schiefen und Granitplutonen; am Rande des Berges kommen noch permokarbonische, nichtmetamorphe Schichten, sowie neogene Sedimente mit lipartischen Tuffeinlagerungen vor. Die diluvialen Ablagerungen und die Sinterbildungen der Stadt Bursa trennen das Massiv von der Ebene im Norden.

Die kristallinen Schiefer. Sie setzen den Hauptanteil des Berges zusammen und lassen sich zuerst in zwei serien eingliedern und zwar in die A- und B- Serie. Die A Serie besteht hauptsächlich aus verschiedenen Gneisen, Amphiboliten und schieferigen Marmoren, die B- Serie aus Glimmerschiefen, Phylliten und hellblauen Halbarmoren. Durch die mikroskopische Untersuchung wurden folgende Gneis-Arten festgestellt: Biotit-Muskovit- und Hornblende-gneis, Zweiglimmergneise, Biotit granatgneis, glimmerführender Albitgneis, Hornblendeepidotgneis, Hornblendealmandingneis und aplitische Gneise. Unter Amphiboliten wurden die granat-epidot- und biotitführenden Arten bestimmt. Die Gneise und Amphibolite treten alternierend auf und enthalten abwechselnd Marmorinlagerungen. Sie sind ausserdem von zahlreichen magmatischen Aplit, Pegmatit - und Quarzinjektionen durchsetzt, auf die W. PENCK aufmerksam machte, der dabei die Vergneisung der Injektionsprodukte selbst betonte. Die schieferigen Marmore gehören zum obersten Teil der A- Serie und bilden den steilen Abhang hinter der Stadt Bursa und den langen, schmalen

Rücken der Gipfel- region. Diese Marmore spielen im tektonischen Bau des Berges eine Wichtige Rolle.

Die B- Serie hat grosse Verbreitung im nördlichen und westlichen Teil des Massivs. Sie setzt sich aus verschiedenen Glimmerschiefern, Phylliten und wenig metamorphisierten Kalksteinen zusammen, und zwar aus Biotit- und Muskovitschiefern, Hornblende- und Granatschiefern, Epidot- und Actinolitschiefern, Kalkchlorit- schiefer und serizit- chlorit- und kalk- führenden Phylliten. MICHEL- LEVY, der die Sammlung von E. CHAPUT petrographisch untersucht hat, hat ausserdem noch Cordierit und Sillimanit enthaltende Schiefer festgestellt. Die zu dieser Gruppe gehörenden Halb- marmore kommen zum Teil zwischen den Glimmerschiefern und Phylliten als konkordante Lagen und zum Teil auf denselben Schichten "diskordant" vor. Diese unregelmässige Beziehung der Marmore zum Schiefer dürfte wohl das Ergebnis einer disharmonischen Faltung sein.

Permokarbonische Schichten Die nichtmetamorphen Deck- schichten der kristallinen Schiefer bestehen aus feinkörnigen Konglomeraten, Arkosen, Kalkbrekzien, bunten Sandsteinen, Grauwacken sowie aus roten und grünen Schief-ern und Mergeln Sie sind an der Strasse Bursa Inegöl auf einer Strecke von 20 km Länge gut aufgeschlossen. Sie streichen ungefähr west- östlich und fallen flach nach Norden ein. Es ist sehr wahrscheinlich dass zwischen kristallinen Schief-ern und permokarbonischen Schichten eine Diskordanz vorhanden ist, obwohl ich selbst auf meiner Durchreise eine solche nicht beobachtet habe. E. CHAPUT betont aber ausdrücklich, dass er diese Diskordanz bei Boşnakköy und Gölbaşı, unweit von der Strasse Bursa- Inegöl, deutlich gesehen habe.

Permkalke. Auf permokarbonischen Schichten liegen helle, kompakte Kalke, die reichlich Fusulinidae enthalten und an der Strasse Bursa- Inegöl an mehreren Stellen aufgeschlossen sind Sie bilden die natürliche Fort- setzung der Permkalke am Südrande des Dışkaya- Gebirges nördlich von der eben erwähnten Strasse. Nach S. ERK (5) haben diese Kalke ober- permisches Alter.

Neogen Die neogenen Ablagerungen, welche die Becken östlich und südlich des Uludağ- Massivs erfüllt haben, sind kontinentaler Natur. Sie setzen sich aus Konglomeraten, Sandsteinen, Mergeln, Sanden und Geröllen, sowie aus Planorbenkalken zusammen. Die Bestandteile der grob- körnigen

Konglomerate stammen besonders aus dem Material des Uludağ-Massivs selbst. Im östlichen Inegöl-Becken ist das Neogen feinkörnig und dünnbankig, im südlichen Nilüfer-Becken ist es dagegen grobkörnigkonglomeratisch. Auf der Höhe von Çekirge beginnt das Neogen mit Basalkonglomeraten; darauf liegen bunte Sandsteine und Mergel und oben kommen schliesslich dünnbankige Planorbiskake vor. Zwischen Sandsteinen und Konglomeraten treten noch riolithische Lava- und Tuffeinlagerungen auf. An der Strasse Bursa-Uludağ, bei dem Dorfe Çongara (Yiğitalı) sieht man diese Schichtenfolge des Neogens sehr auffallend. Kleine Aufschlüsse des Neogens kommen noch in der Stadt Bursa, an der Moschee Yıldırım in Çekirge und an der Strasse Bursa-Orhaneli vor.

Die diluvialen Schuttkegel und Kalksinterbildungen der Stadt Bursa, sowie die alluvialen Schotter sind die jüngsten Ablagerungen des untersuchten Gebiets.

3— Intrusivmassen:

Granitplutone. Im Uludağ-Massiv sind einige Granitplutone aufgeschlossen, welche die kristallinen Schiefer durchbrechen und in verschiedener Grosse und Form auftreten. Der wichtigste davon ist der grosse Pluton, der vom Karabelen im Westen, vom Koğukdere im Osten, von Bakacık im Norden und vom Westgipfel im Süden begrenzt wird; ausserdem sind noch ein kleiner, runder Pluton in der Gegend von Kapodere-Yayla und zwei grossere Granitstöcke bei Nilüfer zu erwähnen.

Der grosse Granitpluton (Abb. 3) hat die Form einer Ellipse, deren lange Achse 12 km. und deren kurze 7 km. beträgt. Im Süden ist der Pluton mit den schieferigen Marmoren der Gipfelregion und an anderen Stellen mit Gneisen und Amphiboliten in Berührung. Die Kontaktflächen gegen die kristallinen Schiefer sind meist steil und ragen als hohe Mauern auf. In Karabelen an der Uludağ-Strasse und im Tekir am Fussweg Bursa-Kirazlıyayla ist der Kontakt an diesen hohen, markanten Granitwänden deutlich erkennbar. Der Südkontakt des Plutons gegen die Marmore ist aber konformer Natur.

An der Strasse Bursa-Uludağ zwischen Karabelen und dem Hotel sowie

in der Umgebung des letzteren ist der Granit mit seinen typischen Verwitterungsformen und zahlreichen Gängen vorzüglich aufgeschlossen. Das Gestein wird an den Kontaktstellen schieferig und flaserig; südlich von der Gipfelregion ist es gänzlich in Gneise (Granitgneise) umgewandelt. Petrographisch lassen sich zwei Arten von Granit unterscheiden: die erste ist der grob-bis mittelkörnige (3-4 mm), quarz und orthoklasreiche Randgranit mit zahlreichen Gängen und Klüften; die andere ist der feinkörnige (Korngrösse 0 8-1 mm), plagioklasreiche, biotit- und muskovitführende Kerngranit (Granodiorit) mit verhältnismässig wenigen Gängen und Klüften. In der Nähe vom Hotel und an dem Wege Skihütte-Westgipfel (2500) kann man die beiden Arten des Granits nebeneinander sehen. Der Randgranit ist ein Leukogranit mit 40 % Orthoklas, ebensoviel Quarz, wenig Oligoklas, Biotit und Muskovit. Der "Kerngranit" ist ein Granodiorit mit 60 % Plagioklas. (Oligoklas), 30 % Quarz und wenig Orthoklas, Biotit und Muskovit¹. Sie sind getrennte Intrusionsprodukte, obwohl der innere Kontakt nicht deutlich erkennbar ist. Der feinkörnige Granodiorit (Kerngranit) schneidet wahrscheinlich den Randgranit, da die mikrogranitischen Gänge im Nebengestein und im Randgranit selbst die gleiche Zusammensetzung (granodioritisch) haben, wie der Kerngranit¹.

Die Granitintrusionen sind in die kristallinen Schiefer eingedrungen; dies geschah sehrwahrscheinlich während der letzten Phase der Faltungsperiode der Schieferserie. Darauf komme ich unten wieder zurück.

Serpentinmassen Unter den magmatischen Intrusionen, die kristallinen Schiefer durchsetzen, sind noch die Serpentinstöcke zu erwähnen. Sie treten in grossen Massen am Nilufer, in kleinen Stöcken östlich von Soğukpinar und nördlich von Karatepe auf. Sie enthalten stellenweise Chromit- und Magnetitseggregationen in kleinen Mengen. Die Intrusion der Serpentine ist wahrscheinlich viel älter als die der Granite. Wir haben aber keine Beweise dafür.

(1) Die mikroskopische Untersuchung der Gesteinsproben wurde von Dr. O. BAYRAMGİL durchgeführt, dem ich auch an dieser STELLE FÜR SEINE FREUNDLICHE Hilfe danken möchte.

TEKTONIK

1— Streichen und Fallen der Schichten:

Die allgemeine Streichrichtung der kristallinen Schiefer und plattigen Marmore ist WNW-OSO, parallel zur Hauptrichtung des ganzen Massivs. Örtlich haben sich noch die W-O und WSW-ONO Richtungen entwickelt. Das Fallen dieser Schichten variiert zwischen 30 und 70° und ist meist nach Norden, bezw. NNO, weniger nach Süden (SSW) gerichtet. Die Halbarmore der B-Serie haben kein bestimmtes Streichen und Fallen. Ihre Beziehung zu den Glimmerschiefern und Phylliten ist unregelmässig und diskonform. Die Streich- und Fallrichtungen der permokarbonischen Schichten entsprechen allgemein denen der kristallinen Schiefer. Sehr abweichende Richtungen kommen aber auch vor. Bei den Perm- kalken sind sie meist undeutlich. Bei den messbaren Schichten ist das Streichen WNW-OSO oder SW-NO und das Fallen mit 20-35° nach Nordwesten oder Nordosten.

Die Streichrichtung des Neogens im Inegöl- und Nilüferbecken ist allgemein NW-SO, das Fallen desselben mit 20-30° meist nach Südwesten, weniger nach Nordosten. Die neogenen Schichten südlich von Çekirge und in der Stadt Bursa fallen nur mit 15-20° nach NO oder NW ein. Die Streich- und Fallwerte der verschiedenen Schichten anderer Orte sind auf der Karte (Tafel I) angegeben.

2- Faltung

Das Strukturbild des Uludağ-Massivs ist eine schwach nach Süden überkippte Hauptantiklinale. Die schieferigen Marmore der Gipfelregion bilden eine liegende, spezielle Synklinale im Scheitelgebiet der Hauptantiklinale.

Die Entwicklung dieses Faltenbaues wurde an Hand einiger Profile in der Nörd-Südrichtung dargestellt (Tafel I): im nördlichen Abschnitt des Profils I, das durch den östlichen Teil des Berges hindurchzieht, fallen die mit Alluvionen überdeckten permokarbonischen Schichten mit 40-45° nach Norden ein. Darunter liegen Glimmerschiefer und Halbarmore der B-Serie, an sie schliessen die plattigen Marmore, Gneise und Amphibolite

der Serie-A. Alle Schichten der beiden Serien fallen einheitlich nach Norden ein und bilden den Nordflügel der Hauptantiklinale.

Im Scheitelgebiet sind die Marmore durch Granitgneis in zwei Partien eingeteilt; es entstand dabei eine schmale Synklinale im Norden und ein dicker Sattelflügel im Süden. Auf dem anderen Abhang des Berges tritt im oberen Teil ein Serpentinstock auf, daran schliesst Glimmerschiefer und Halbarmore der B-Serie und zuletzt liegt das Neogen am Nilufer auf den letzteren Schichten Die Halbarmore der Serie-B bilden eine andere, spezielle Mulde für sich.

Im zweiten Profil beginnt der Nordflügel der Antiklinale mit permokarbonischen Schichten, die auf der B-Serie der kristallinen Schiefer liegen und mit 25-30° nach Norden einfallen. Die mit Granitinjektionen durchtränkten Gneise und Amphibolite der A-Serie fallen auch einheitlich nach Norden ein. Die schieferigen Marmore der Gipfelregion bilden hier eine nach Süden überkippte Spezialmulde und trennen die beiden Flügel der Hauptantiklinale von einander. Im Südflugel nimmt der Granitgneis auch an der Bildung der Falte teil; er tritt hier zum grossen Teil anstelle der A-Serie auf, die in diesem Schenkel verhältnismässig reduziert ist. Auch die plattigen Marmore sind hier nicht mehr so dick wie im Nordflügel. Auf sie folgt die B-Serie und schliesslich bricht ein neuer Granitstock am Nilufer auf.

Beim Profil III, das den höchsten Gipfel "Karatepe" schneidet, ist die Schichtenfolge der beiden Flügel der Hauptantiklinale dieselbe wie bei dem I. und II. Die spezielle Gipfelsynklinale ist durch einen mikrogranitischen (granodioritischen) Gang geschnitten, die Gneise und Amphibolite im Nordflügel sind mit zahlreichen Granitinjektionen durchgesetzt. Im Süden, am Nilufer ist noch die grosse Serpentinmasse zu Tage getreten.

Im vierten, durch den 2500 m hohen Westgipfel ziehenden Profil bilden die Marmore der Gipfelregion eine normale, nicht überkippte Mulde, die auch von einem Granodioritgang durchgesetzt ist. Diese Marmorsynklinale hat mit dem grossen Granitpluton im Norden und mit Granitgneisen im Süden konforme Kontakte. Der Granitpluton hat den Nordflügel der Antiklinale erheblich vergrössert (verbreitert).

Das V. Profil, das östlich von Bursa in Nord-Südrichtung am Hotel vorbei bis zum Nilufer im Süden gezogen ist, zeigt im nördlichen Abschnitt

die mit Alluvionen bedeckten Glimmerschiefer und Phyllite der B-Serie. Darunter liegen

die schiferigen Marmore, welche mit 40-45° nach Norden einfallen und den steilen Nordrand des Berges hinter der Stadt Bursa bilden. Unter diesen Marmoren liegen konkordant Mischgneise und Amphibolite sowie feldspatführende Glimmerschiefer, die sich bis zum Granitkontakt verfolgen lassen. Die letzteren Schichten fallen einheitlich nach Norden ein und bilden den Nordflügel der Hauptantiklinale, in dem noch stellenweise sekundäre (spezielle) Kleinfalten entstanden sind (in den Profilen nicht gezeichnet). Zwischen den Schichten der A-Serie und den plattigen Marmoren der Gipfelregion dehnt sich der grosse Granitpluton aus. Er hatte zweifellos auf die Gestaltung der Antiklinale einen grossen Einfluss geübt. Die Marmore bilden hier nur den Nordschenkel der speziellen Scheitelsynklinale, deren Südschenkel wahrscheinlich von dem Granitgneis "verdaut" wurde. Der feinkörnige Granodioritgang durchsetzt hier auch die Marmore. Ein grosser Teil des Südflügels der Hauptantiklinale wurde vom Serpentincomplex eingenommen. Unter Nilüfer treten Glimmerschiefer und Phyllite der B - Serie wieder auf.

Die Hauptantiklinale hat eine unsymmetrische Form; im Südflügel derselben herrschen viele Unregelmässigkeiten Sie beruhen auf den magmatischen Intrusionen während oder gleich nach der Faltung der Schichtserien, sowie auf der Assimilationstätigkeit des Magmas in früheren Stadien der Gebirgsbildung. Die tektonische Gestalt des Uludağ-Massivs ist damit das Ergebnis der Zusammenwirkung der tektonischen und magmatischen Vorgänge. Die Richtung der Antiklinalachse ist WNW-OSO, parallel zur Hauptrichtung des Berges; der tektonische Stoss kam vom Norden her, die Falte hat südliche Vergenz.

3 — Verschiebungen

Querverschiebungen. Das Uludağ-Massiv wurde an mehreren Stellen durch horizontale Querverschiebungen zerschnitten. Im Westen des Berges, hinter Çekirge, laufen zwei solche in der Nord-Südrichtung parallel zueinander. Die eine erstreckt sich das enge Çongara Tal entlang und die zweite verläuft zwischen Kükürtlü-Quelle bei Bursa und Karabelen auf der Höhe des Berges. Die Feststellung dieser Verschiebungen wurde mit Hilfe

der Halbarmorbänke in Glimmerschiefer und Phyllite der B Serie erldchert, sogar zum Teil ermöglicht.

Die Querverschiebung- Kükürtlü-Karabelen ist an der Strasse Bursa-Uludağ, zwischen der Stadt und der Çekirge-Höhe, gut zu sehen. Hier stehen die schieferigen Marmore und Gneise der A-Serie nebeneinander, die sonst normaler Weise untereinander liegen. Durch die beiden, parallelen Verschiebungen wurde die schmale Scholle im Hintergrund von Çekirge relativ nach Norden verschoben.

Im ostlichen Teil des Berges, südwestlich von Inegöl, folgen ähnliche Querverschiebungen meist den Tälern und bringen die aufeinander liegenden Serien nebeneinander zu liegen.

In der mittleren Hochgebirgszone trifft man noch kleinere aber mehr interessantere Beispiele. Das eine von ihnen befindet sich auf dem Südabhang des Westipfels an der Quelle des Araz-Baches. Hier wurden die schwarzen Amphibolite und grauen Gneise gegen den weissen Marmore ungefähr 50 m bergwärts verschoben (Abb.1). Das andere Beispiel ist am Nordrande des Ostgipfels "Karatepe" zu sehen. Es sind zwei kleine, nebeneinander stehende Querverschiebungen. Es ist noch bemerkenswert zu erwähnen, dass die Kare sich hier zwischen diesen beiden Verschiebungen befinden. Die primäre Ursache der Karentstehung dürfte wohl die relative Rückwärtsbewegung (bergwärts) der zwischen den beiden Verschiebungen befindlichen Scholle sein, auf der die Kare später sich entwickelt haben. In der Tat stehen die dunklen Amphibolite und Gneise unmittelbar unter den heutigen Karen an und sind an beiden Seiten von hellen Marmoren begrenzt (Abb. 2).

Die glazialen Seen (Kilimli, Aynalı, Karagöl) liegen auffallender Weise an den Verschiebungslinien (Abb. 2 und Tafel I).

Diese transversalen Verschiebungen sind in der letzten Phase der Faltungsperiode, nach den Granitintrusionen, entstanden und ermöglichen eine seitliche Dehnung des nunmehr starr gewordenen Massivs. Ihre Entstehung ist offenbar viel älter als das Neogen.

Verwerfungen. Die Grenze zwischen dem Neogen im Inegöl- Becken und den kristallinen Schiefen am Ostrand des Berges ist nicht normal; die neogenen Schichten fallen mit 35-40° nach Westen und Südwesten,

unter die kristalline Masse ein. Das sieht man deutlich bei den Dörfern Kiran und Karakiraz (Tafel I). Hier wurde eine Zone komplizierter Verwerfungssysteme entwickelt; Quer- und Längsverwerfungen schneien gegeneinander ab. Ähnliche Störungen hatte auch E. CHAPUT (3) bei Çekirge und am Rande der Stadt Bursa festgestellt. Er bringt die warmen Quellen von Qekirge, die ja vulkanisch sein dürften, mit diesen, nachneogenen Verwerfungen in Zusammenhang. Im Massiv selbst sind noch zahlreiche, örtliche Verwerfungen vorhanden (s. die Karte!), die wir hier vernachlässigen wollen.

4 — Die innere Tektonik des grossen Granit plutons.

In der ganzen Kontaktzone des grossen Granitplutons ist der Granit in 200-250 m Dicke vergneist (Abb.3); sonst sind die Strukturelemente der Fliessphase im inneren Teil des Plutons selten zu treffen. Es wurden vielmehr die Elemente der Bruchphase, Kluftsysteme und Gänge in vollkommener Weise entwickelt.

Die Langsklüfte (S) verlaufen ungefähr parallel zum äusseren Kontakt und bilden konzentrische Bögen in Form des Plutons selbst (Abb.3). Die Querklüfte (Q) stehen dagegen quer bis senkrecht zum Kontakt; deswegen haben sie sehr veränderliche Streichrichtungen innerhalb des Plutons entwickelt: im mittleren Teil zwischen dem Hotel und Bakacık, streichen die Klüfte beinahe nord-südlich; im Westen, zwischen Karabelen und Kirazlıyayla, dagegen west-östlich. Zwischen diesen extremen Fällen gibt es noch allmähliche Übergangsrichtungen, so dass im ganzen eine radiale Anordnung zustande kommt (Abb. 3).

Die sekundären Diagonalklüfte (D) haben sich besonders im mehr homogenen Kerngranit und im äusseren Kontaktgebiet entwickelt. Ihr Streichen folgt den beiden Diagonalen der Ellipsenform des Plutons, bzw. des Kernmassivs.

Die Lagerklüfte (L) bilden konzentrische Schalen entsprechend der äusseren Form des gesamten Plutons und sind durch atmosphärische Wirkungen sehr leicht erkennbar. Sie fallen flach mit nur 8-10° nach aussen ein und schneiden somit die noch steilere topographische Oberfläche in verschiedenen Winkeln (Abb. 4).

Im westlichen Teil des Plutons sind noch einige Verschiebungsflächen entstanden, die NW-SO streichen und steil nach Westen einfallen. Sie sind Streckungsflächen im weitern Sinne mit horizontaler und vertikaler Schubruchtung; die westlichen Schollen sind gegen die östlichen relativ nach vorn und gleichzeitig nach unten verschoben.

Die aus Pegmatit, Aplit und Quarz bestehenden Gänge im Pluton sind zahlreich und auffallend. Sie verlaufen in der Hauptsache eher parallel zu den Querklüften, als zu den Diagonalen, senkrecht oder quer zum Kontakt, bezw. zu S- Flächen. Im Kerngranit (Granodiorit) sind die Diagonalklüfte in der SW-NO Richtung besonders günstig für Gangbildung gewesen (Abb3). Die Entstehung der Gänge hat sich in mehreren, aufeinander folgenden Phasen vollzogen. Südlich von Bakacık wurden drei solche, gegeneinander schneidende Ganggenerationen verschiedener Zusammensetzung beobachtet (Abb.5).

Die Anordnung der tektonischen Elemente innerhalb des Plutons ist ein Zeichen dafür, dass der Granitpluton unter allseitigem, aber in der SSW - NNO Richtung vorherrschendem Druck aufgetrieben ist. Der Aufstieg vollzog sich langsam und harmonisch mit der Faltung der umgebenden Schichten. Der Granit ist damit ein syntektonischer Pluton. Die folgenden Tatsachen sprechen auch dafür. Erstens, der Granit hat seine Nachbargesteine durchbrochen und in sie Appophysen injiziert, denn am Kontakte mit Marmoren sind die typischen Epidot-Granat- und Wollastonitminerale entstanden, die am Wege zum Westgipfel (2500) reichlich vorkommen. In Marmoren sowie in Gneisen und Glimmerschiefern haben sich ausserdem Granitgänge gebildet; zwei solche Gänge sind besonders wichtig, der eine liegt am Südabhang des Westgipfels und der andere am Ostgipfel (Karatepe) selbst. Der Name <<Karatepe = der schwarze Hügel>> beruht daher auf dem Farbenkontrast zwischen dem dunkleren Granit (Granodiorit) und den weissen Marmoren. Zweitens sind die Kontakte des Plutons mit kristallinen Schiefen und Marmoren konform, so dass man im ersten Blick den Eindruck bekommt, als ob der Granit von diesen Schichten überlagert wäre. Das Gestein ist ausserdem, wie oben schon erwähnt, am Kontakt vergneist, auf dem Südabhang des Berges aber gänzlich in Gneise (Orthogneise) umgewandelt, Schliesslich stimmen die Wirkungsrichtungen der orogenen Kräfte, unter denen sowohl die Faltung wie auch die in-

neren Strukturelemente des Granitplutons entstanden sind, ganz überein; mit anderen Worten die innere Tektonik des Plutons ist ein weiterer Zeuge für seine genetische Beziehung zur Faltung der umliegenden Schichtserien.

5 — Nachneogene Hebung:

Die neogenen Süßwasserkalke liegen heute auf dem Berge 650-700 m und in der Ebene 200-250 m hoch über dem Meere und sind am Rande des Massivs verworfen oder verbogen. Das sind die Argumente dafür, dass der Uludağ nach-neogen ungefähr um 350-400 m gehoben worden wäre. Da aber das Massiv heute durchschnittlich 2500 m hoch ist, müsste es vor dem Neogen wenigstens eine Höhe von 2000 m gehabt haben; das heißt, der Berg hat seine eigentliche Höhe schon vor dem Neogen erreicht. Während der letzten Hebung wurden die neogenen Schichten zerbrochen, verworfen und zum Teil verbogen, so dass sie ihre heutige Lage in verschiedenen Niveaus bekommen haben.

6— Das Alter des Massivs:

Abgesehen vom Neogen, ist das Perm die jüngste und zeitlich bestimmte Formation des Uludağ-Massivs. Darunter liegen permokarbonische Schichten, die ihrerseits konkordant (vielleicht sogar discordant!) den Glimmerschiefern und Phyllitenauflagern. Die kristalline Schieferhülle des Massivs ist damit älter als Permokarbon; der Uludağ ist also ein paläozoisches, sehr wahrscheinlich herzynisches (varistisches) Massiv. Die kristallinen Schiefer und Marmore dürften daher entweder in verschiedenem Grade metamorphisierte Devon - und Silurschichten sein oder sie gehören dem noch älteren, in der varistischen Geosynklinale über dem Wasser stehengebliebenen Urmassiv an.

III. Zusammenfassung.

1. Der Uludağ, der myrische Olimp, ist mit seiner Höhe von rund 2600 m. einer von den höchsten Gipfeln Nordwestanatoliens.
2. Er bildet ein WNW - OSO streichendes Massiv mit 40 km Länge und 20 km Breite und zeigt differente Landschaftsformen in verschiedenen Niveaus.

3. Er besteht hauptsächlich aus kristallinen Schiefern und Granitplutonen; es kommen noch permokarbonische und permische Schichten, sowie neogene Ablagerungen hinzu.
 4. Die tektonische Gestalt des Uludağ-Massivs ist im ganzen eine leicht nach Süden überkippte Antiklinale. Im Scheitelgebiet dieser Hauptantiklinale haben die Marmore eine sekundäre, spezielle Synklinale gebildet.
 5. Das Massiv wurde durch mehrere Querverschiebungen und Verwerfungen zerschnitten und zerbrochen.
 6. In den letzten Phasen der Faltungsperiode sind einige Granitplutone verschiedener Grösse und Zusammensetzung in die faltenden Schichten eingedrungen und haben diese zum Teil assimiliert. Sie sind syntektonische Plutone. Die Anordnung ihrer inneren Strukturelemente stimmt mit der Hauptrichtung (SSW - NNO) der orogenen Kräfte ganz überein.
 7. Der Bau des Uludağ-Massivs ist das Ergebnis der Zusammenwirkung der tektonischen und magmatischen Vorgänge einer und derselben Orogenese.
 8. Nach - neogen ist das Massiv erneut gehoben, dadurch wurden die neogenen Schichten verworfen und zum Teil verbogen.
 9. Das Uludağ-Massiv ist palaeozoisch, sehr wahrscheinlich variszisch. Es kann aber auch noch viel älter sein.
 10. Während des Neogens wurden riolithische Laven und Tuffe gefördert und im Diluvium ist die Gipfelregion vereist gewesen.
-

B i B L i O G R A F Y A

Literatur

- 1 - ARDELA, A. : Uludağ, morfolojik Etüt (Le massif d'Uludağ), Türk Coğrafya Dergisi, Sayı V-VI, Ankara 1944.
- 2 - BİRANDA, Ş. A. : Nilüfer Irmağının jeolojik, petrografik ve toprak vaziyeti. Yüks. Ziraat E. Çalışmaları, sayı 40, Ankara 1938.
- 3- CHAPUT, E. : Voyages d'etudes geologiques et geomorphog éniques en Turquie, Paris 1936.
- 4 - GVIJIC, J. : Grundlinien der Geographie und Geologie von Mazedonien und Altserbien. Petm. Mitt. Erg.-Heft 162, Gotha 1908.
- 5 - ERS, S : Etude geologique de la région entre Gemlik et Bursa (Turquie)."Metea,, Serie B, No 9, Ankara 1942.
- 6- GROTZNER,K.E. : Beitrage zur Petrographie des westlichen Klein asien. Inaugural-Dissertation, Weida Th. 1908.
- 7- HAMILTON,W.J. ve STRICKLAND,H.E. : On the Geology of the western Part of Asia Minor. Transact., London 1840.
- 8 - PENCK,W. : Die tektonischen Grundzüge Westkleinasiens. Stuttgart 1918.
- 9 - - : Die morphologische Analyse. Stuttgart 1924.
- 10 - PENCK,W. ve PAMIR,H. : Bursa tenezzühünün netayici jeolojyesi. Darülfünun - Fünun fakültesi Mecmuası, sene 1, sayı 5 İstanbul 1916 (1332).
- 11 - PHILIPPSON,A. : Reisen und Forschungen im westlichen Kleinasien. III. Heft, Petm, Mittl. Erg,s Heft 177, Gotha 1913.
- 12 - STOTZ,C.L. : The Bursa Region of Turkey. Geographical Review, Jan. 1939,

Türkiye ile İskoçya Arasında bir Mukayese

W'. J. Mc Callien¹

Özet: Jeoloji ilminin kurucularından adedilen Hutton, geçmişi bu günkü hadiselerin müşahadesinden istidlal edebiliriz, demişti. Memleketim olan İskoçya'daki eski yanardağların etüdünden, Hutton nazariyesinin tersine olarak, bugünü öğreniriz. İskoçya'nın başlıca fizyografik formları Kaledonyen hareketleri ile ilgili olduğu halde jeoloji bakımından daha genç olan Türkiyede daha henüz sona ermiş olan Alp hareketleri bu hususta mühim amil olmaktadır. Tersiyerde İskoçya'da volkanlar o devrin bariz mirasları olduğu halde Türkiye'de iltivalar ve faylar en ön safta gelmektedir.

İskoçya'da Tersiyer bürkanî merkezleri, şimalî İrlanda ve batı İskoçya'dan İzlanda ve Greenland'a kadar inkişaf eden kuzey Atlantik kıtasının bazaltlarını vermiştir. Bu bazalt pilatosunun çökmesiyle bu günkü Atlantik denizi meydana gelmiştir. Teşekkülü zamanında bu bazalt kıtası iki buçuk milyon kilometre kare bir saha işgal etmiş olmalıdır. Bu bürkanî sahraların kalınlığı beş altı yüz metre etrafındadır. Büyük entrüzyon merkezleri bu günkü ölmüş volkanlarda olmakla beraber bunlar birbirine bağlıdır. İki türlü entrüzyon şekli kabul edilmektedir. Bunlardan (ring-dykes) tabir edilenlerde entrüzyonlar bir merkezi olan daireler şeklinde, plütonik jenesli ve merkezden dışarı doğru sert bir zaviye ile meylederler. (Cone-sheets) tabir edilen diğer çeşit entrüzyonlar ise bir merkezden içeri doğru 45 derecelik bir zaviye ile meylederler.

Türkiye jeologları bu memleketin (transversal) lerile ünsiyet peyda etmişlerdir. İstanbul Ünivesitesinden Profesör Parajas tesbit ettiği yedi (Transversal) i bir bültenle yayınlamıştır. İran'da da Schroeder on kadar (Transversal) ayırt etmiş bulunmaktadır. Gerek İran ve gerek Türkiye'deki (Transversal) lerin menşelerinin bir olduğu ve birinin izahının diğerine şamil olacağı pek az kimse tarafından inkâr edilebilir,

Bu (Transversal) lerin Arap Blokuna nazaran aldıkları dağılış şekliyle batı İskoçya'daki (cone-sheet) lerin tasavvur edilen yeraltı magma hazne-

(1) *Ankara Üniversitesi, Jeoloji Profesörü.*

sine nisbetle aldıkları formlar arasında göze çarpan bir benzerlik müşahede edilmektedir. Dr. Anderson İskoçya'daki (ring-dyke) ve (cone-sheet) lerin aldıkları mahrutî formları, 10 kilometre kadar derinde olduğu tahmin edilen magma mahzeninden gelen tazyik neticesi hasil olan dairevî çatlaklardan yükselen magma ile izah etmektedir. Magma tazyiki yukarı doğru şakulî, Arap bloku ise kuzeye doğru ufkî tazyik yaparak İskoçya'da (ring-dyke) ve (cone-sheets) leri, Türkiye ve İranda'da işaret edilen (Transversal) leri meydana getirmiştir.

Scotland and Turkey - a Comparison

W. J. McCallien¹

Introduction

JAMES HUTTON (1726-1797), a Scotsman famous in the annals of Geology, has been considered by many as the founder of modern geology. It was Hutton who was responsible for the concept that the present is the key to the past. This concept may not be literally true in its entirety, but no one can deny that it has been successfully applied to the solution of many geological problems: Hutton's theory was first published in 1785 in a communication to the Royal Society of Edinburgh. It was republished in two volumes in 1895. Hutton's views did not become well known, however, until 1802, when John Playfair, Professor of Mathematics in Edinburgh University, published a volume called *Illustrations of the Huttonian Theory of the Earth*. Playfair's aim was to explain Hutton's views in a clearer manner than Hutton himself had done. Playfair was highly successful in this, and the theory as we know it, is largely due to his writings.

Being a Scot, it seems fitting that in my first talk to the new Geological Society of Turkey, I should say something about certain aspects of geological research in Scotland and Turkey which seem to bear comparison. I shall restrict my remarks, however, to one phenomenon in each country. The phenomena chosen are of much more than local interest, and the study of the one may throw light on the study of the other.

I shall take this opportunity of discussing the Scottish phenomena in a little detail. Like my Turkish colleagues I also suffer from the extreme difficulty of getting literature, and the problems that I shall discuss may be new to some of you.

The geological interpretation of the structure of ancient volcanoes in Scotland, as the detailed studies of the officers of the Geological Survey, is such that it could not very well be made on modern or geologically recent

(1) *Professor of Geology, Ankara University.*

volcanoes. In other words these studies illustrate the opposite of Hutton's famous thesis, the interpretation of the present from studies of the past.

The essential features of Scotland are very largely controlled by Caledonian mountain structures, although the country has undergone many vicissitudes since the far-off days when these mountains were formed. Turkey, on the otherhand, is geologically a comparatively new country in which the controlling features are due to Alpine movements, which are only now slowly dying down.

In both countries we find Tertiary volcanoes. In Scotland, these volcanoes are the most important relics of the period, and because they have been highly eroded and dissected, and their stumps carefully studied, they have acquired an importance of the first magnitude in geological science. In Turkey, on the other hand, first place must be given in the make-up of the country to the Tertiary fold mountains. Let us, therefore, discuss and, if possible compare, Tertiary volcanoes in Scotland with Tertiary mountains in Turkey. It seems a very unorthodox comparison but let us make the attempt.

The Tertiary Igneous Rocks of Scotland¹

The Tertiary igneous centres of western Scotland are remnants of great North Atlantic, of Thulean, province of igneous activity. The basaltic floods of the Thulean region probably covered the area extending from northern Ireland and western Scotland through the Faroes, Iceland, and Jan Mayen. to Greenland. It was the breaking up of this great basaltic plateau which gave rise to the north Atlantic ocean. The original area covered by the basalt flows must have been of the order of a million square miles.

Although the igneous rocks themselves are of great interest and have been studied in detail in most of the fragments now preserved, it is with the forms of some of the igneous bodies that we are specially concerned here. The thicknesses of the lavas average a few thousand feet, and they are asso-

¹ - Based on the writings of Dr. J. E. Richey, especially in *British Regional Geology: The Tertiary Volcanic Districts*, Geological Survey, 1935.

ciated with a profusion of dykes believed by some to represent the infillings of fissure eruptions in many cases. These represent the first phase of the activity and were followed by a local phase characterized by the existence of explosion volcanoes of great size. These events were largely due to the uprising of acid magma and they were accompanied, both before and after, by the intrusion of great plutonic masses. Finally, the activity ended with another regional phase marked by the injection of more dykes.

The great intrusive complexes marking the sites of extinct volcanoes are situated in the Hebridean islands of Skye, Rum, Mull, and Arran and on the mainland of Scotland in Ardnamurchan, and in north-east Ireland.

The intrusions related to a central complex are of different types, linked together genetically in most cases, and arranged in forms obviously geometrically dependent on a common centre. Two important classes of intrusion have been recognised. They are called ring-dykes and cone-sheets. Although the names are self-explanatory we shall consider briefly the geometry of their forms.

In the first case (ring-dykes) the intrusions are annular or arcuate, and arranged concentrically around a centre. They may consist of both plutonic and hypabyssal rock types. Normally the ring-dykes are plutonic and the cone-sheets hypabyssal. Ring-dykes vary considerably in size, from 100 yards to a mile in width, and the geologists who know them best believe that they are inclined steeply outward from the centre.

The cone-sheets on the other hand, are inclined inwards at about 45° towards a common focus. Individual cone-sheets are thinner than ring-dykes. Cone-sheets, however, occur in great abundance and a coastal section may actually show more of the igneous rock than of the country rock. Narrow wall-like strips of country rock between either ring-dykes or cone-sheets are called screens.

We are here specially concerned with ring-dykes and cone-sheets, but no account of the Scotch Tertiary igneous rocks would be complete which did not mention the north-west dykes. These cut the basalt lavas, the plutonic complexes, and the older rocks and are arranged in an orderly manner into swarms passing through the igneous complexes. Thus there are dyke swarms connected with the centres of Skye, Mull, and Arran etc.,

and others apparently related to centres not now visible. On the geological map of Britain these dyke swarms make a prominent feature. Individual dykes run for many miles, a dyke from the Mull swarm, for example, may reach the North Sea in the north of England. The Cretaceous dykes of the Bosphorus constitute a swarm.

For the benefit of my Turkish friends I may be permitted to speak about one of these Tertiary centres. The choice is difficult, but let us take Mull, although it is extremely complicated.

There are two igneous centres in Mull. The earlier lies in the south-eastern part of the island (Fig. 1 b, No. 1) and the later somewhat to the north-west (No.2).

In Mull the first phase or the igneous activity is represented in its earliest period by extensive and thick lava flows. On the mountain of Ben More there are 3000 ft. of olivinebasalt lavas. These were followed by more lavas, free from olivine, which are called lavas of the Central Group. These, also, may attain a thickness of 3000 ft. and in Central Mull they are characterised by the existence of pillow lavas. The latter are interpreted as having been formed in a crater-lake occupying a central caldera of subsidence. The great thickness of the pillow lava assemblage also indicates repeated sinking of the floor of the caldera. This fact is important. So also is the fact that, within the caldera, none of the later vent-agglomerates carry up fragments of the Mesozoic or underlying pre-Cambrian. Outside the caldera, fragments of the floor-rocks are abundant in the agglomerates. This obviously indicates great subsidence within the caldera.

At a later date the area of the caldera became the scene of great intrusive activity and today we find much of the caldera destroyed by major intrusions, vents, ring-dykes, and cone sheets arranged concentrically around the centre. The interpretation of the complex history of Mull will always remain one of the great victories of geology.

Outside the caldera, the country rocks are also concentrically folded into anticlines and synclines, in one place with dips reaching the vertical. This folding was caused by the pressure of the uprising magma mainly in the form of great acid ring dykes.

A glance at Fig. 1 will show that Centre No. 1 is not now complete. The

intrusions form a great series of concentric horseshoes, but originally they probably went right round the centre. Centre No. 1 ceased its activity and igneous action shifted to the north-west into Centre No. 2.

Centre No. 2 is best marked by a great ring-dyke called the Loch Ba ring-dyke, intruded along a ring-fracture which also acted as a ring-fault. The latter has been shown to bound an area of subsidence of some 3000 feet. The dyke is of felsite and it appears to dip outwards and to fill the space left between a sinking central block and the stationary block outside. Proof of great subsidence is afforded by the fact that the basalt lavas within the ring-fault belong to the Central Group whereas the lavas outside at the same level are about 3000 feet below the top of the Plateau Group.

Considerations of space make it impossible to continue the story further or in any greater detail. Enough has been said, I hope, to illustrate the general story. In a later section we shall return to the question of the origin of the above features.

The Transversals of Turkey.

Turkish geologists are already familiar with the transversals of their own country. They have been fully and clearly described by Professor Parejas in a valuable memoir of the Science Faculty of Istanbul University. It is unnecessary for me to do more than enumerate them here for the benefit of my friends abroad. On the accompanying small-scale map (Fig. 3) the following seven Turkish transversals are indicated. From west to east they are:

1. Dardanelles-Menderes massif.
2. Sea of Marmara-Antalya,
3. İstanbul-Beyşehir-Anamur.
4. Tuz Gölü (passing near to Konya)
5. Kızıl Irmak.
6. Malatya-Sivas-Samsun.
7. Caucasus-Van-Cizre.

A wealth of detail, stratigraphical and structural, relating to these is given by Parejas in the memoir mentioned above, Nothing more need be added here, for having accepted the truth of Paréjas thesis, we are chiefly concerned with the directions of the transversals.

Paréjas, however, did not confine his attention to Turkey, for he indicated the continuations of certain of the Turkish transversals across the Black Sea into Bessarabia(4), the Crimea(5), the Sea of Azof (6) and in the case of the transversal of Van (7) he followed it far to the north across the Caucasus into the region of Stalingrad. Further east, two more transversals were shown: (a) between the rivers Volga and Ural and southward along most of the Caspian Sea and (b) from the Aral Sea. To the south of Turkey the Antalya transversal (2) crosses the eastern Mediterranean to Palestine, and the Istanbul transversal (3) crosses Cyprus and continues into the Lebanon.

The Transversals of Iran

Since the publication of the memoir on Turkish transversals by Parejas, a description of those of the neighbouring country of Iran has been given by J. W. Schroeder. According to this author ten transversals are provisionally recognised. Below, we shall indicate their courses in a little more detail than we have done with their Turkish counterparts. The transversals of Iran are as follows (Fig. 4):

1) *Mosul — Urmia — Caspian.*

This depression passes through Lake Urmia, Tabris, the north-western termination of the Elbourz Mountains, and so on to the Caspian Sea. It corresponds to the South-western continuation of the Caspian transversal of Parejas. The most noteworthy feature of its direction is the south-westerly course which it follows in Iran.

2) The transversal of South Kurdistan and the Pusht-i-Kuh. This is recognised within the Arabian platform in the Jebel Mamrin anticline. It continues through Afshar and Khamsen to the west of Zenjan and on to the high mountains of Pusht-i-Kuh on the south-western shore of the Caspian at Pahlevi.

3) The transversal of Khaniqin — Resht.

This depression continues from the contact of the Kurdistan and Louristan virgations through the marine Neogene basin of Bijar and the salt-gypsum basin of Mendjil. It reaches the Caspian along the course of the

lower Sefid Rud which forms a great delta into the Caspian.

4) Louristan — Elvend — Elbourz.

This transversal forms the axis of the Louristan virgation in the south-west and passes through the granite mountain of Elvend in the Iranides. It continues to the north-east across the Elbourz Mountains.

5) Dizful — Darya-y - Namak — Firuzkuh.

The course of this Trans-Iran depression is clear. Beginning at the southern end of the Louristan virgation it passes through the inland drainage area of Sultanabad, the depression of Darya- Namak, and the thick Miocene and salt-gypsum deposits of Ghom. Within the Elbourz Mountains the Tertiary basin of Firuzkuh lies along the line of the transversal.

6) Kuh-i-Zardeg—Kashan—Semnan.

This elevated transversal runs from the mountains of Zardeg Kuh in the Kuzistan virgation, across the high plateau to Kashan and on to Semnan where it is shown as ending. It probably continues across the Elbourz.

6a) The depression of Dasht-i-Kevir.

6b) Karun-Anarek.

This begins at Marmatan, passes through the mountains of Karun, the Palaeozoic of Du-Palan, the granite of Anarak mountain, and then on to Hauz-i-Panj, Chah Nigu, and Jandaq south of the great depression of Dasht-i-Kevir.

7) The depression of Aghda, and the eastern end of Dasht- i-Kevir.

8) Shir—Kuh.

From the mountains of Kuh-i-Barm and Kuh Bul of the Iranides in the south-west this transversal runs through Shir-Kuh, Pusht-i-Badam, Robot-i-Khan and on through Korassan to Gouchan in the north-eastern mountains.

9) The depression of Kuhistan contains the depression of Bafq and the Kevir of Bijistan. If it is continued to the south- west it probably meets the Parsian Gulf at Bushire, but this part of the course is not shown on the accompanying map,

9a) The transuersal of Laristan.

This begins to the south-west as the axis of the Fars-Laristan virgation of the Border Folds, continues through the Niriz Mountains, the Palaeozoics of Kuhbenan and Kuh-i-Naibabdan in central Iran and so on to the north-east across the Kuh-i-Kalat. This transversal is interesting for it appears to separate a Mediterranean facies from an Indo-Malayan facies.

9b) The depression of Qishm-Saidabed.

This depression is not shown on Schroeder's map but in the text it is described as aligned along the axial depression of the Border Folds utilised by the Rud-i-Shur, through the region of Tarum into the Kevir of Sirjan

10) The transversal of Kuh-i-Furgun.

On this (secondary) transversal lies the mountain of Furgun, so far the only known locality in Iran with Silurian.

Although Schroeder's evidence for the existence of the above Iranian-transversals is nothing like so complete as we might wish, yet it seems probable that they do exist with approximately the courses shown on the map. Lack of further information makes us accept them in the meantime. There is no doubt about the existence of some of them as drawn by Schroeder, and the others follow roughly parallel courses.

The Origin of Ring - Fractures and Its Possible Bearing on the Origin of Turkish and Iranian Transversals.

(a) *Ring-Fractures*

Let us turn now to the mode of ring-fractures of the types described in the first part of this article. Dr. E. M. Anderson is a very mathematically-minded geologist who worked in the field in Mull and who has furnished us with the mechanical explanation of the fractures. The following summary is based entirely on Anderson's writings. (Fig. 5)

First of all we must picture the Tertiary terrain as consisting of a more or less horizontal surface at the time of fracturing and of the intrusion of the ring-dykes and cone-sheets. Below this surface there was a magma reservoir at a depth of several miles and under a pressure sufficient to raise it to the surface once it was given an outlet. It is interesting to point out here that

by projecting cone-sheets downwards with their observed angles of dip the approximate depth of the magma basin to which they are related is found to be about three miles below the surface. This may be an underestimate for the dips may increase with depth.

Under the initial conditions of equilibrium no fractures would originate. If, however, conditions were changed and the magma basin was subjected to an increase of pressure then a system of tensions would develop across surfaces which, near the basin would be roughly conical. The fine lines in Fig. 5 b show the traces of these surfaces. At the same time another system of pressures would act across surfaces cutting the former orthogonally. These are shown by broken lines. According to Anderson's calculations the tensions together with the increased pressure of the magma would cause a series of fractures to develop and these would follow the thin firm lines on the diagram. With the intrusion of magma along these fractures cone-sheets would be formed. The attitude of these fractures on the flanks and at the basin, more gently inclined in the former and steeper in the latter, agree with field observations on cone-sheets.

If the conditions were reversed and the pressure of the magma fell below that which was assumed at first, the original hydrostatic pressure in the crust would be modified in a different way. Superimposed pressures would act across the surfaces whose trace is shown by the fine firm lines. Superimposed tensions across those which are indicated by the broken lines. It seems likely that in this case surfaces of fracture would originate inclined at an angle to the surfaces across which there were maximum superimposed tensions, as in the case of normal faults. This angle may have been about 20° to 30° . Such surfaces of fracture correspond not to tension-cracks, but in theory at least more nearly to planes of maximum shear stress. They deviate from the directions across which this stress is an absolute maximum, owing to certain considerations of friction.

An attempt to show the trace of such surfaces is made in the diagram. It can easily be seen that theory explains the tendency to an outward slope, which as we have said already is a feature of ring-dykes.

If the fractures formed curves that were closed in cross-sections the rock inside them might tend to become detached and to sink downward into the magma. The gap between the subsiding mass and the stationary

walls would widen with subsidence and this perhaps explains the greater width of ring-dyked compared with cone-sheets.

In many cases these fractures may not have reached the actual surface of the ground, but in two important cases at least in Scotland we know that they did. One of these is in the great caldera of Mull which we have said shows evidence of repeated subsidences. The other is an Old Red Sandstone centre of igneous activity which we have not mentioned but which is equally famous, namely the Cauldron-Subsidence of Glencoe. Here a cylindrical mass of lavas resting on crystalline schists has subsided for thousands of feet into the schists. At the time of subsidence great granitic ring-dykes were formed along the circular fractures. Another Old Red Sandstone cauldron-subsidence forms Ben Nevis, the highest mountain in Scotland.

(b) Turkish and Iranian Transversals

Paréjas was not concerned with the ultimate origin of the Turkish transversals. His task was to demonstrate their existence and where possible to date their beginnings from stratigraphical evidence. All this he has done convincingly. Paréjas has pointed out, however, that there is apparently a relationship between seismic activity and the transversals. This relationship is not strikingly apparent on the most recent earthquake map of Turkey by Egeran and Lahn except perhaps in the cases of (a) the Konya seismic belt which lies to the west of the axis of the Tuz Gölü (4) depressed transversal,

(b) the Uşak-Isparta seismic belt, parallel to the Antalya (2) transversal and (c) the Izmir-Aegean belt bordering the Aegean Sea. A conspicuous seismic belt coincides with the fracture belt of Maraş-Antakya. The main earthquake zones are parallel to the longitudinal trends of the Alpine foldings.

Paréjas goes further and sees a parallelism between the Turkish transversals (except in the case of that of Van) and the major dislocations of the Mediterranean region as drawn by Sieberg from the Red Sea to the North Atlantic. Here we might remark in parenthesis on the parallelism of these and the Tertiary north-west dykes of Scotland to which we have already

referred. When, however, the Turkish transversals are considered together with those of Iran the above parallelism appears to be somewhat accidental. Few will deny that the Turkish and Iranian transversals must be considered together (fig. 6) and the explanation of the origin of the one set must be applicable to the other.

Schroeder has attempted to explain the origin of the Iranian transversals by pointing to the three main elements of the Arabian-block to the south and west. These elements are:- (a) the massif of Nejd in the central region, (b) the Palestinian depression in the west, and (c) the Rub-al-Khali depression in the south-east. The two main transversals, numbers 5 and 6b above, he says, owe their origins to the resistance of the central massif to movement in this part of Iran towards the south-west and so the folds tended to rise. The others are on the whole due to ease of movement. This explanation seems so inadequate that we are still left to wonder why the various transversals have followed their particular courses. As we can see from the map (Fig. 6) they are symmetrically arranged around the northern end of the Arabian block.

First let us review briefly what we know about the tectonics of the region. The existence of the fold mountains of Turkey and Iran is common knowledge. So is the existence of the Arabian block. Whether or not the latter played an active or a passive role in the folding of the mountains is not important. We can choose between a southward-moving series of folds and a stationary block, or a northward-moving block causing the mountains to fall over it. Movement is relative. The second assumption is the more orthodox, so suppose we consider the southern block as pushing northward.

We also know that the formation of the fold mountains of Turkey and Iran was not completed by one continuous push. Studies of the unconformities indicate that movement occurred at various times separated by periods of comparative rest. The long histories of the transversals, too, has been followed in detail by Paréjas. The effects of the pressure and release of pressure are represented today by longitudinal foldings (including overthrustings) transversals and unconformities. The geological map shows these features in horizontal plan.

The diagram, Fig. 5b, illustrating the theoretical mode of formation of ring-fracture shows us the effect of somewhat similar pressure effects in vertical section. Here the section is through the inaccessible part of the crust—a magma reservoir and its cover. The existence of the magma reservoir is a geological reality. The effects of the movements of this magma have been determined mathematically and they agree with the observed horizontal section available to the geologist.

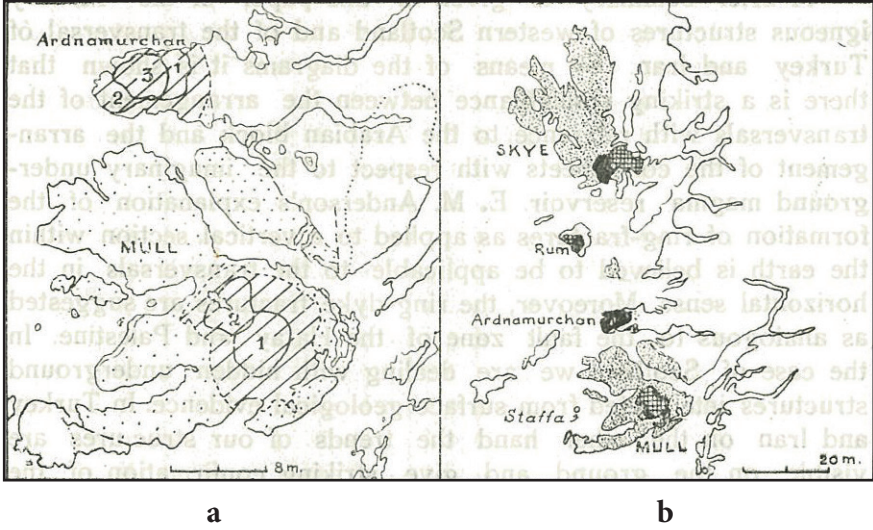
In neither of these two cases can we imagine that absolutely ideal conditions existed. The ring-fractures are seldom true circles. Irregularities in the make up of the strata over the reservoir, in the shape of the reservoir itself, and other factors must be expected to influence the final arrangement of the folds and fractures. In the same way the shape of the northern margin of the Arabian block is only imperfectly known in the land area of southern Turkey, northern Syria and Iran. In the eastern Mediterranean it lies beneath the sea. The rocks of the folded regions, too, vary in composition and in constitution and, therefore, in their reactions to pressure and release of pressure. For these reasons we must expect irregularities in the arrangements of the fold mountains and transversals. Such irregularities are obvious features of the map.

In spite of what we have just said, however, no one can deny (a) that the mechanical effects of the movement of the underground magma in the case illustrated in Fig. 5 and of the movement of the Arabian block (Fig. 6) will produce somewhat similar results. The one acts vertically and the other more or less horizontally. Or (b) that there is a striking resemblance between Fig. 5 and Fig. 6. If this is admitted, then the transversals owe their origin to pressure effects analogous to those which produced cone-sheets.

We may be permitted to go further and suggest that the ring-dyke type of fracture can also be found in southern Turkey and northern Syria (Fig. 7). It is represented on the western flank of the Arabian block by the great fault and earthquake zone which runs from Maraş to Antakya within the "cover" of the block and which continues southward into and through the block itself as the fault zone of the Lebanon, Palestine-Transjordan, and the Gulf of Aqaba. There is little that we can point to on the eastern side of the block for comparison with these fractures.

Summary and Conclusion

A brief summary is given in this paper of the Tertiary igneous structures of western Scotland and of the transversal of Turkey and Iran. By means of the diagrams it is shown that there is a striking resemblance between the arrangement of the transversals with reference to the Arabian block and the arrangement of the cone-sheets with respect to the imaginary underground magma reservoir. E. M. Anderson's explanation of the formation of ring-fractures as applied to a vertical section within the earth is believed to be applicable to the transversals in the horizontal sense. Moreover, the ring-dyke fractures are suggested as analogous to the fault zone of the Hatay and Palestine. In the case of Scotland we are dealing with hidden underground structures interpreted from surface geological evidence. In Turkey and Iran on the other hand the trends of our structures are visible on the ground and give striking confirmation of the trends deduced by Anderson for his unseen underground fractures.

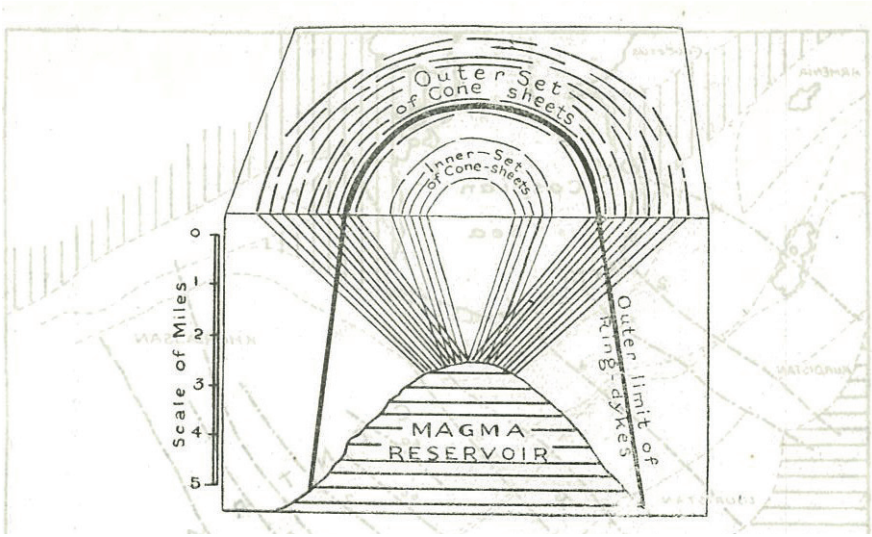


(Şekil 1) a. Batı İskoçya'daki bazı erüptiv faaliyetlerin merkezlerini gösterir harta. Noktalı kısımlar lâvları; siyahlar bazik plütonik entrüzyonları; kare çizgiler de asitik plütonik entrüzyonları gösterir.

b. Mull ve Ardnamurchan'ın şematik hartası - Entrüziv kompleksler mail çizgilerle; erüptiv faaliyet merkezleri numaralarla; lâvlar noktalar ile gösterilmiştir. (Her iki şekil de Richey'den modifiye edilmiştir).

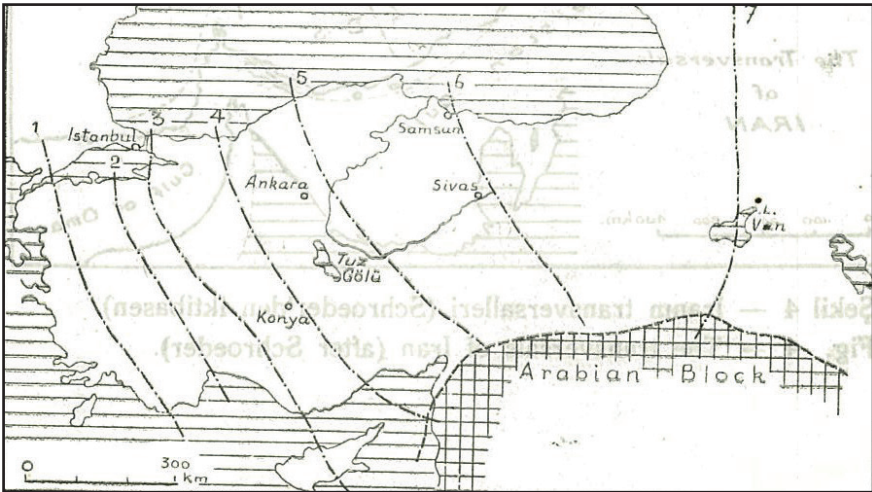
(Fig. 1) a. Locality map showing some of the centres of igneous activity in western Scotland. Dotted areas lavas; black, basic plutonic intrusions; cross-hatched, acid plutonic intrusions.

b. Sketch - map of Mull and Ardnamurchan. The intrusive, complexes are lined. Centres of igneous activity are numbered. Lavas are dotted. (Both diagrams modified after Richey)



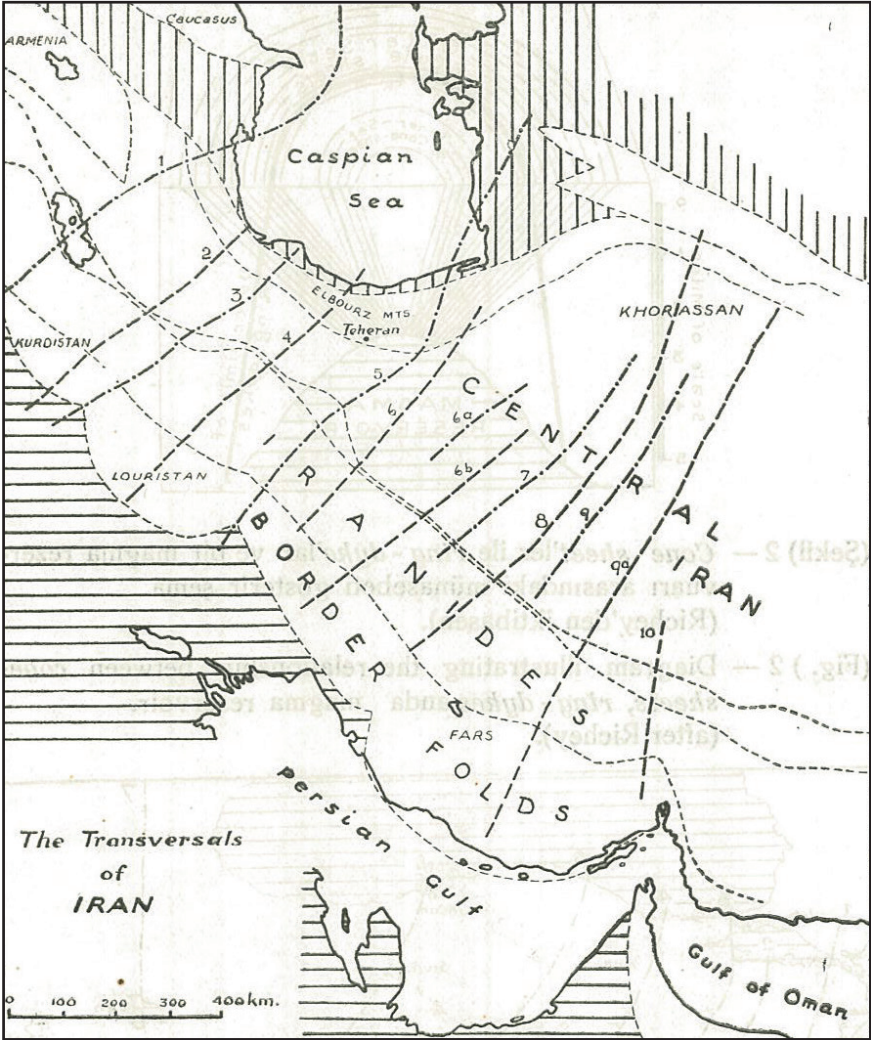
(Şekil 2) — Cone - sheefler ile ring - dyke'lar ve bir magma rezervuarı arasındaki münasebeti gösterir şema. (Richey'den iktibasen).

(Fig.) 2 — Diagram illustrating the relationship between cone-sheets, ring-dykes, anda magma reservoir. (after Richey).



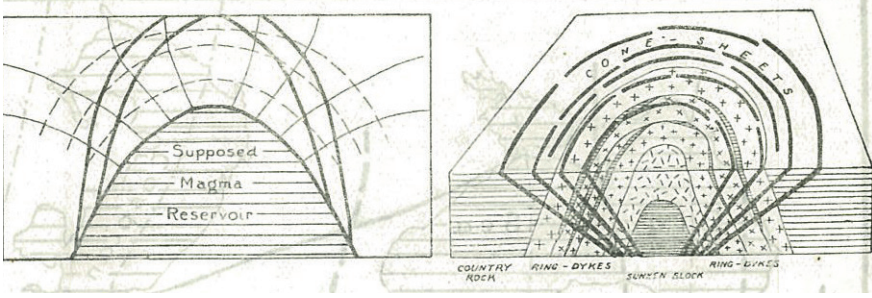
(Şekil 3) — Paréjas'a göre Türkiyenin transversalleri.

(Fig. 3) — The transversals of Turkey according to Paréjas.



Şekil 4 — İranın transversalleri (Schroeder'den iktibasen).

Fig. 4 — The transversals of Iran (after Schroeder).

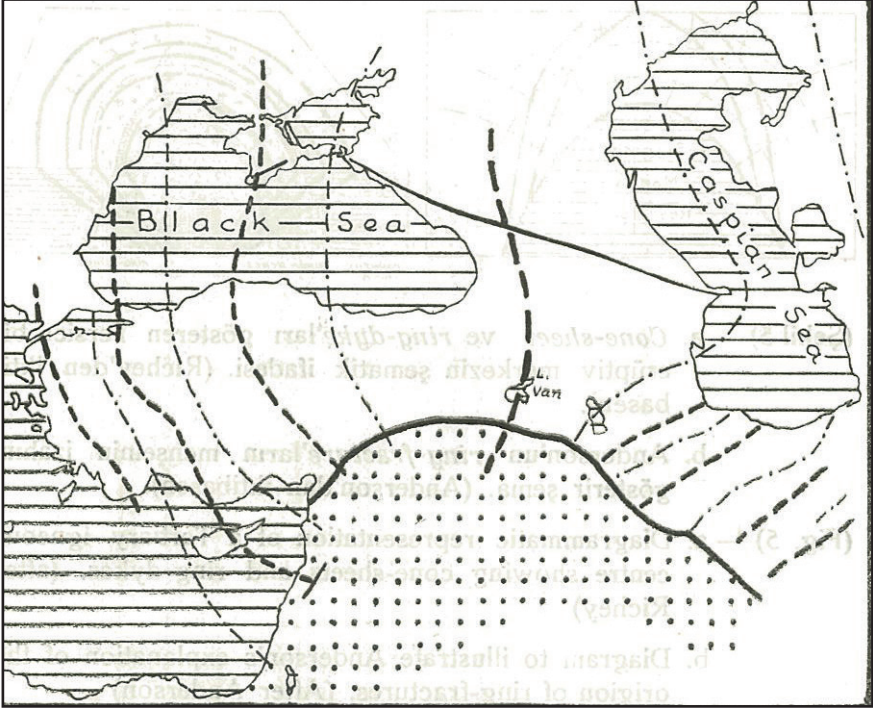


(Şekil 5) - a. Cone-sheet ve ring-dyke'ları gösteren Tersier bir erüptiv merkezin şematik ifadesi. (Richey'den iktibasen).

b. Anderson'un ring-fracture'ların menşeinin izahını gösterir şema. (Anderson'dan iktibasen).

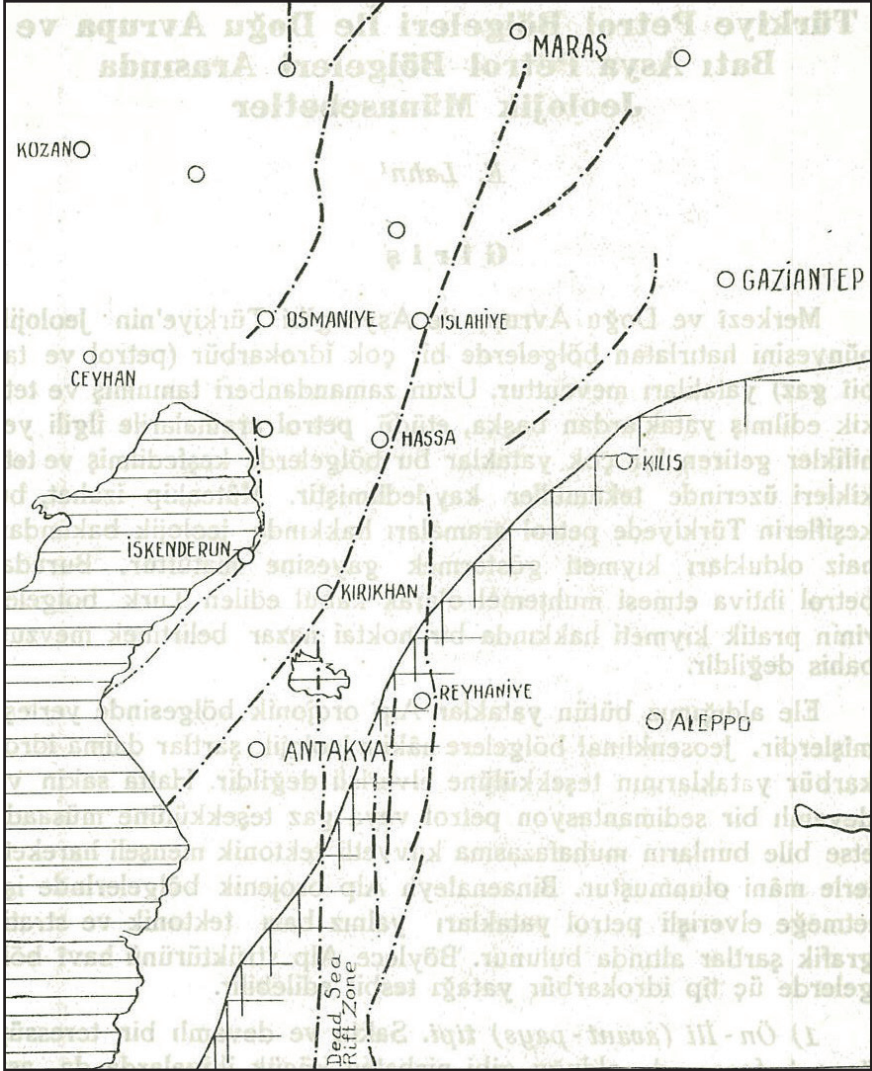
(Fig. 5) - a. Diagrammatic representation of a Tertiary igneous centre showing cone-sheets and ring-dykes. (after Richey)

b. Diagram to illustrate Anderson's explanation of the origion of ring-fractures. (After Anderson)



Şekil 6 - Türkiye ve İran tranversallerinin Arap Blokuna olan münasebetleri

Fig. 6 - The transvesals of Turkey and Iran showing their relationship to the arabian platform.



(Şekil 7) - Güney Türkiye ve Kuzey Suriyenin başlıca fraktürleri ile bunların Arap Blokunun Kuzey sınırına olan münasebeti (Malatya Tektonik Hartası, M. T. A. Enstitüsü, Ankara).

(Fig. 7) - The main fractures of southern Turkey and northern Syria showing their relationship to the northern border of the Arabian platform (after Malatya Tektonik Hartası, M. T. A. Enstitüsü, Ankara).

Türkiye Petrol Bölgeleri İle Doğu Avrupa ve Batı Asya Petrol Bölgeleri Arasında Jeolojik Münasebetler

E. Lahn¹

Giriş

Merkezî ve Doğu Avrupa ile Asya gibi Türkiye'nin Jeolojik bünyesini hatırlatan bölgelerde bir çok idrokarbür (petrol ve tabii gaz) yatakları mevcuttur. Uzun zamandanberi tanınmış ve tetkik edilmiş yataklardan başka, etüdü petrol aramaları ile ilgili yenilikler getiren bir çok yataklar bu bölgelerde keşfedilmiş ve tetkikleri üzerinde tekâmüller kaydedilmiştir. Müteakip izahat, bu keşiflerin Türkiyede petrol aramaları hakkında jeolojik bakımdan haiz oldukları kıymeti göstermek gayesine matuftur. Burada, petrol ihtiva etmesi muhtemel olarak kabul edilen Türk bölgelerinin pratik kıymeti hakkında bir noktai nazar belirtmek mevzuu bahis değildir.

Ele aldığımız bütün yataklar Alp orojenik bölgesinde yerleşmişlerdir. Jeosenkinal bölgelere hâkim jeolojik şartlar daima idrokarbür yataklarının teşekkülüne elverişli değildir. Hatta sakin ve devamlı bir sedimantasyon petrol veya gaz teşekkülüne müsaade etse bile bunların muhafazasına kuvvetli tektonik menşeli hareketlerle mâni olunmuştur. Binaenaleyh Alp orojenik bölgelerinde işletmeğe elverişli petrol yatakları yalnız bazı tektonik ve stratigrafik şartlar altında bulunur. Böylece Alp strüktürünü havî bölgelerde üç tip idrokarbür yatağı tesbit edilebilir.

1) Ön-İli (avant-pays) tipi. Sakin ve devamlı bir teressüp "avant-fosse" da olduğu gibi nisbeten küçük iltivalarda da, asıl ön-ili yahut Alp kenar iltivalarında uzanmış olan idrokarbür yataklarının teşekkülüne müsaade etmiştir. Bu yataklar, antiklinaller, yatık iltivalar veya hatta şaryaj müsteviler ile ilgilidir (misal: Polonya, Romanya, Kafkasya, Transkaspien mıntakası, Güney İran, Irak, Kuvaît, ilh.).

2) Ara Bölgesi (intermédiaire bölge) tipi. Alp iç iltivalarının kenarında, bunlarla ara bölge (massif intermédiaire) arasında bazan ön-ilinkine ben-

(1) Bayındırlık Bakanlığı, Deprem Bürosu Jeoloğu.

ziyen şartlar bulunur: arrière fosse'deki sakin teressüp ve az şiddetli iltiva gibi. Burada idrokarbürlere antiklinaller üzerinde yahut da faylarla tahdit edilmiş yüksek bloklarda raslanır (misal: Kuzey Macaristan, Transilvanya).

3) Alp iç havzası tipi. (St. Zuber'in "méditerranéen" tipi; 27). Alp iltivaları içinde, idrokarbürlerin muhafazası, umumiyetle daha vasî rezervuarların teşekkülüne mâni olan tektonik tacizlere münhasırdır. İlmî bakımdan enteresan olmalarına rağmen orojenik bölgelerin içinde raslanan idrokarbür izleri umumiyetle pratik ehemmiyeti haiz değildirler. Yalnız fazla kalınlıkta post-parok-simal arazi ile dolu tektonik depresyonların Alp iltivaları arasında sıkışık bulunduğu yerlerde işlenmeğe elverişli yatakların teşekkülü muhtemeldir. Burada idrokarbürlere, gerek havzanın genç örtüsü tarafından muhafaza edilen havzanın subasmanında, gerekse petrol ve gazın sızdığı genç havzanın rüsupları arasında tesadüf edilir. Buradaki idrokarbürler bilhassa faylarla katedilmiş antiklinallerde, yahut sadece dislokasyon hatları boyunca bulunurlar (misal: Viyana ve Zagreb havzaları, Güneybatı Macaristan, Arnavutluk, Kuzey İran ilh.).

Uzun zamandanberi tanınmış olan yalnız ön-ili tipidir. Diğer tiplere ait olan yataklar son 25 sene zarfında, bilhassa son harp esnasında keşfedilmiş ve tekâmül ettirilmişdir. Bu tekâmül, meselâ, Alp fasiesinde Trias ve Devon teşekkülâtında (Zagreb, SW Macaristan) petrolün ticarî miktarda mevcudiyeti yahut faylar boyunca (Viyana ve Arnavutluk basenleri) petrol yataklarının teşekkülü gibi, eski fikirlere aykırı ve yeni vakıalar tahdüsüne sebep olmuştur. Hakikaten, bu tipin en zengin yatağı, Avrupa istihsaline üçüncü olarak (Rusya ve Romanyadan sonra) bulunan Viyana Havzası, eski antiklinal bünyesi anlamına bağlı jeolojik ve teknik otoriteler tarafından tamamen meçhul idi.

Bilindiği gibi, Türkiye tamamen Eurasya Alp yapısı sistemine dahildir. Merkezî-doğu Avrupa Alp iltivaları, Batı ve Merkez Asya iltivalarını meydana getirmek üzere Türkiye'yi katederler. Doğu Avrupa ve Asyada bu Alp iltivalariki bunlardan bir kaç Türk toprağında da tesbit edilmiştir, bir çok tâli tektonik ünitelere ayrılmıştır. Şimdi iki meseleyi münakaşa etmek icap eder:

1) Merkezî-Doğu Avrupa ve Batı Asyadaki petrol yataklarını ihtiva eden Alp tektonik üniteleri Türkiye'de de mevcut mudur?

2) Merkezî-Doğu Avrupa ve Batı Asya hidrokarbür bölgelerini temyiz eden aynı stratigrafik ve tektonik hususiyetler Türkiye'de de tanınabilir mi?

Bu meselelerin derin bir etüdünün Türkiye petrol aramaları hakkında kıymetli sonuçlar verebileceği gayet barizdir. Aşağıda bu meseleye ait bazı donneler mevcuttur.

Türkiye'nin Esas Tektonik Hatları

Türkiye'nin ilk tektonik taksimatı P. Arni (2) tarafından tecrübe edilmiştir. Biz, N. Egeran ve ben, Türkiye Jeolojik Hartalarını ilgilendiren işler için Arni'nin fikirlerini yeni tetkiklerle tamamlayarak esas aldık. Türkiye tektoniği ve Türkiyenin mücavir bulunduğu memleketlerle olan tektonik münasebetlerinin tafsilâtına girmeden, burada diyebiliriz ki, Kuzey Anadolu iltivaları bir taraftan Avrupa "Alpid" kanadına (yani Kuzey Balkan Silsileleri, Karpatlar, Kuzey Alpler) ve diğer taraftan da Transkafkasya, Kuzey İran ilh. iltivalarına tekabül eder. Güney Anadolu iltivaları da, Avrupa "Dinarid" kanadı ile Irak, Güney İran Silsileleri ve Basra Körfezi İltivaları ilh. de devam eder. Memleketin güney hududu boyunca imtidad eden güney ön-ilinden farklı olarak kuzey ön-ili Türk toprağına dahil olmaz. Merkezî ve Batı Anadolu masifleri ile Ege iltivaları, Alp sisteminin kuzey ve güney kolları arasında uzanan ara masifler ve iltivaların mukabilidirler. (Macaristan ve Merkezî İran ara bölgeleri ilh.).

Ön-İlleri

Avrupa'da, Polonya, Romanya ve Kafkasya petrol yatakları ile Asya'da Transkaspiyen petrolerini ihtiva eden Alp bölgesinin kuzey ön-ili Türkiye'de temsil edilmemiştir. Binaenaleyh bu tipin yatakları Türkiye'de mevcut olamaz.

Buna mukabil güney ön-ili, Türkiye - Irak ve Türkiye-Suriye hududu boyunca Cizre-Mardin-Urfa-Gaziantep (Türkiye Jeolojik Hartasına bakınız, 26) kesiminde memleketin bünyesinde yer alır. Bu ön-ilinin (Arap

Bloku) bünyesi, kuzey ön-ilinin bünyesinden ve Alp jeologlarının ön-ili anlamındaki bünyeden tamamen farklıdır. Kuzeyde, Alp iltivaları, ön-ilinin depoları üzerine binen Alp teşekkülleri boyunca yüzlerce kilometre imtihat eden bir şaryaj cephesi ön- ilinden ayrılmışlardır. Tektonik durum ve stratigrafik bünyelerine gelince, ön-ili ve Alp zonu birbirlerinden tamamen ayrıdır. Güneyde böyle bir ayrılık mevcut değildir. Birincisi yavaş yavaş ikinciye geçer; kuzeyden güneye, orojenik yapının nap ve ekayları yatık iltiva halinde şekil değiştirirler, nihayet bunlar gayrı mütenazır antiklinaler halinden mütenazır ön-ili antiklinallerine geçerler. Keza orojenik fasiyeslerde farkedilir bir hiatus olmadan ön-ili hâkim tebeşirli fasiyesine intikal ederler. Hakiki Alp iltivaları ile ön-ili arasında bir intikal zonu, "Kenar İltivaları" Arni'nin "Plis Bordiers" mevcuttur. (P. Arni 2, H. Böck 6).

Ön-ili ve kenar iltivalarında, Irak, Güney İran, Kuvait ve Bahreyn petrol sahaları bulunur. Bu yataklar hakkında tafsilata girmeden, bunların petrol ihtiva eden seviyelerinin, Alt Kretase ve Üst Kretase kalkerleri içinde enterkale eden gre ve marnlarda (Kuvait ve Bahreyn), Üst Kretase kalkerlerinde (Musul- Ayınzale ve Musul Kvayarah) ve Eoson'den Miosen'e kadar uzanan "Asmari Kalkeri" denilen bir kalker serisi içinde bulunduğunu söylemekle iktifa edeceğiz (15). Bütün bu yataklar antiklinal'li bünyelerle ilgilidir.

"Asmari Kalkeri" nin alt kısmı, Türk topraklarındaki Midyat Kalkeri ile; Ayınzale, Kuvait ve Bahreyn Kretase depoları da Midyat kalkerinin altında bulunan Kretase serisi ile mukayese edilebilir (W. Tromp 25). İran ve Irak'ta Asmari Kalkeri kalın bir Neojen napı ile örtülüdür. Buna mukabil, buraya mücavir Türk toprağında mahallî bir nevi yükselme müşahade edilebilir ve Eosen kalkerleri geniş sahalarda aflöre eder; bu örtü Cizre ve belki de Suriye hududu boyunca Mardin-Resülayın-Harran kesimlerinde mevcuttur (Türk ve Irak jeolojik hartalarına göre, 9 ve 26). Yalnız mahdut bir sahaya malik olan bu kesimler Asmari tipinde petrol yatakları ihtiva edebilir. Eosen kalkelerinin kendini gösterdiği yükselmiş kesimlerde Kuvait ve Ayınzale tipi yataklar, kısmen oldukça kalın Eosen kalkerleri ile örtülü Kretase içinde mevcut olabilirler. Bu kesimler şunlardır: Siirt, Midyat-Gercüş-Mardin ve Urfa (P. Arni 2, W. Tromp 25, Türkiye Jeol. Hartası 26). Bilindiği gibi, bu bölgelerde sık sık petrol emarelerine raslanmıştır (K. Lokman 11).

Ara Bölgeler

Tanınmış idrokarbür yatakları ile müşabebetler bulabileceğimiz başka bir bölge Türkiyede ara bölgesidir. Meselâ Güney Trakya'da Transilvanya tabii gaz yataklarınıninkine benzeyen jeolojik şartlar buluyoruz. Kuzey Balkan iltivaları (Kuzey Anadolu iltivalarının imtidadı) ile Rodop ara masifi arasındaki "arrière fosse" fliş fasiyesinde (Eosen) kalın, devamlı tabakalarla dolmuş olup bu tabakalar da Oligosen-Miosen yaşta marnlı-greli, yine kalın fakat flişten daha az iltivalanmış bir arazi ile örtülüdür (İstanbul paftası izahnamesi). Bu bölgede uzun zamandan beri gaz: ve petrol izlerinin mevcudiyeti malûmdur (F. Gutzwiller 8, K. Lokman 11, C E. Taşman 23, Türkiye Jeol. Hartası, İstanbul Paftasına ait izahnameler 26).

Tektonik bakımdan, Merkezi Anadolu ara zonu, işletmeğe elverişli bir çok idrokarbür yatakları ihtiva eden Macar ara bölgesi ile ekseriya mukayese edilmiştir. Fakat bu iki ara zonu arasında büyük bir statigrafik fark vardır. Uzun süren bir Oligosen-Miosen transgresyonuna maruz kalmış Macar havzasında, pre-Oligosen teşekküller bir kaç bin metre kalınlığa malik Oligosen-Miosen yaşında bir seri ile örtülüdür. Buna mukabil, Anadolu ara zonunun en büyük kısmı, bu zamanlarda Oligosenden önce depoların erozyona maruz kaldığı bir yükselme bölgesini teşkil ediyordu; yalnız kısmen bu sahalar, Oligosen, göl Neojeni veya kara Neojeni tabakaları ile örtülüdür. Meselâ batıda, Polatlı-Haymana muntakasından (K. Lokman-E Lahn 13), doğuda Çoruma kadar (Türkiye Jeol. Hartası 26) takip edilebilen "arrière fosse" bu sebepten dolayı az bir pratik ehemmiyeti haizdir. Bu zonun bünyesini teşkil eden iltivalar umumiyetle mahallî yükselmelere açıktan açığa maruz kalmış olup burada kapalı bünyeler nadirdir. Vâsi ve kalın bir tuzlu ve jipsli Oligosen arazisinin örttüğü ve Çankırı, Sungurlu ve İskilip arasında kalan üçgen bundan istisna edilmelidir. (C. E. Taşman 24 ve Türkiye Jeol. Hartası, Ankara Paftası 26).

En iyi durum, Miosen transgresyonunun işgal ettiği, Sivas-Kemah bölgesinde kuzey ve güney Anadolu iltivaları arasındaki sahada mevcuttur. Burada, vâsi ve kalın Kretase (kalker) ve Eosen (fliş) arazileri, jipsli Oligosen ve deniz Miosenini ihtiva eden bir nap tarafından muhafaza edilmişlerdir Bu bölgelerde idrokarbür emareleri görülmüştür (V. Stchepinsky 16 ve 17).

İntra-Alpin Havzaları

Türkiye, genç şakuli hareketlerin sık olduğu bir memleket olduğundan, bu hareketler esnasında teşekkül eden intra-alpin havzalar pek çoktur. Merkezî-Doğu Avrupada petrolü intra-alpin havzalar Miosen ve Pliosen çağında, deniz veya somatr-göl teressüplerile dolu genç depresyonlardır. Bu teşekkülat, bazan Eosen-Kretase flişi üzerinde, bazan da Mezozoik veya Paleozoik kalkerleri üzerinde oturur. Anadolu'da, Miosen transgresyonu memleketin yalnız bazı bölgelerinde, bilhassa doğu ve güneyde inkişaf etmiştir. Anadolu'nun diğer kesimlerinde bulunan havzalar, Oligosenden Pliosen'e kadar giden kara ve göl teressüplerinden müteşekkil tabakalarla örtülüdür. Anadolunun en enteresan intra-alpin havzalarının kısa bir tarihini müteakip satırlarda bulacaksınız.

Kuzey Doğu Anadolu'da, Başköy, Erzurum-Tercan, Hasankale, Kağızman, Tuzluca havzaları ile Bingöl Dağının doğusunda henüz iyice tetkik edilmeyen bir kaç havza da olduğu gibi depresyonlar (ekseriya kollara ayrılmış) imtidad ederler. Çok kalın olan bu havzaların dolgusu Oligosen yaşında kara-lagüner (konglomeralar, jipsli ve tuzlu marn ve gre), Miosen çağında deniz tabakaları (gre, marn ve kalker) ve üst Miosen'den Kuvaterner'e kadar giden göl teressüplerinden (bazan volkanik enterkalasyonlarla marn ve kumlar) yapılmıştır. Maalesef, bu araziler (Post-Miosen müstesna) oldukça şiddetli iltivalanmalara maruz kaldıklarından burada kuvvetli dislokasyonlar pek sıktır, tabii bu da havzaların kıymeti üzerinde müessir olmaktadır (Türkiye Jeol. Hartası, K. Lokman 11, F. Oswald 28, H N. Pamir-F. Baykal 29).

Türkiye Jeolojik Hartasının gösterdiği gibi, Eosen ve Kretase flişleri, Mezozoik kalkerleri (bilhassa Kretase) ve Paleozoik kalkerleri, bu havzaların subasmanında sık sık raslanır. Bu bölgelerde petrol emareleri müşahede edilmiştir (K. Lokman 11): Pülk'te (Mezozoik kalkeri ve Eosen flişini örten Oligosen içinde), Hınıs bölgesinde (Kretase kalkeri üzerinde Oligosen konglomeralarında), aynı kazaya bağlı Taşkesen civarında (muhtemel Kretase kalkerini örten göl Neojeninde), Hasankale'de (havzanın kuzey kenar fayı üzerinde bulunan alüvyonlarda). Nahcivan'da, Kağızman- Tuzluca havzasının devamında ve Rus topraklarında sızıntılar bulunduğunu da ilâve etmeliyiz (Oligosende: Möller Denisoff 14).

Güney Anadolu iltivalarında değişik bir durum görüyoruz. Memleket içine vâsi miyasta dahil olan Miosen transgresyonları, müteakip satırlarda görüldüğü gibi, oldukça geniş bir takım havzaları işgal etmiştir:

1) Kalker, marn ve "molasse" tan müteşekkil kalın bir deniz Miosen arazisi ile kaplı ve kuzey istikametinde uzaklara kadar kollar; uzanan Antalya depresyonu; havzanın subasmanı Mezozoik, Eosen ve Oligosen sahralarından müteşekkildir (E. Altınlı 1)

2) Marnlı bir seri ile kalker bir seriye ayrılan Miosen depolarile dolu Silifke - Karaman depresyonu; burada Miosen bilhassa Mezozoik ve Paleozoik kalkerlerini örter (F. X. Schaffer 20, M. Blumenthal 3).

3) Toroslara kadar uzun kollarile nüfuz eden Adana- İskenderun havzasının dolgusu ve subasmanı komşu Silifke havzasınıninkilerine benzer (M. Blumenthal 4, L. Dubertret 21).

4) Somatr ve göl Sarmatien teressüplerile örtülü deniz Miosen tabakalarını ihtiva eden Malatya havzası; bu depresyonun bir kaç kolu Dersime kadar uzanır. Subasmanda Eosen, Kretase ve Paleozoik depoları temsil edilmiştir (V. Stchepinsky 19 Türkiye Jeol. Hartası 26).

5) İçinde fliş (Üst Kretase) ve kalkerlerin (Paleozoik) pek çok bulunduğu seriyi örten Miosen gre, marn ve konglomeraların bulunduğu Micinger Suyu ovası, Van bölgesi havzalarının en mühimidir (PArni 2. F. Oswald 28, Türkiye Jeol. Hartası 26).

Güney Anadolu iltivalarının devamını teşkil eden Avrupa Dinaridlerinde, bilhassa Yugoslavya'da ve Arnavutluk'ta son seneler zarfında yapılan petrol aramalarını müteakip Güney Anadolu iltivalarının intra-alpin havzaları enteresan bir durum iktisap etmişlerdir. Avrupa Dinaridlerinde idrokarbür yatakları, yalnız Eosen ve Kretase flişleri (Arnavutluk 27) içinde değil, Trias ve Devon kalkerleri içinde de (Yugoslavya 15) bulunmuştur. Binaenaleyh, Devon kalker fasiesleri Güney Anadolu iltivalar ile Dinaridlerde aynıdır; Dinaridlerin Trias kalkerleri Güney Anadolu iltivalarında müşahede edilen Mezozoik kalker serisine dahil Trias kalkerlerine benzer. Güney Anadolu'da intra-alpin havzalarda görülen idrokarbürlerin menşei henüz malûm değildir; magmatik sahrelerden tabii gaz intişarı tâli depoların mevcudiyetine delalet eder. Bu idrokarbürler ana sahrelerini pek alâ Trias veyahut Paleozoikten alabilirler. Antalya civarında eşik, yeşil sahrel-

erden tabî gaz intişar ettiği malûmdur (K. Lokman 11). Van mintakasında da Kurzot ve Erciş civarında volkanik saherelede (K. Lokman 11) ve Vanda Eosen kalkerlerinde petrol sızıntıları müşahede edilmiştir (A Loftus 10) Van bölgesi havzalarının yakınında bulunan İran toprağında Rumiye Gölü Miosen havzasında petrol mevcudiyetinin haber verildiğini de ilâve etmek icap eder.

Stratigrafik Mukayese

Yukarıda izah edilen mülahazalar bilhassa tektonik esaslara dayanmıştır. Burada bunları bazı stratigrafik vakıalarla tamamlıyacağız. Merkezi-Doğu Avrupa ve Batı Asya'da idrokarbürlerin mevcudiyeti aşağıdaki katlarda müşahede edilmiştir: 1) Pliosen; marnlarda çok kumlu aratabakaları (intercalations), somatr ve göl teressübatı: Macaristan, Romanya, Rusya. 2) Sarmatien; aynı litolojik şerait somatr teressüpler: Avusturya, Macaristan, Rusya. 3) Burdigalien-Helvetien-Tortonien; marnlı ve greli deniz teressübatı: Avusturya, Arnavutluk, Transilvanya, Rusya; kalkerler: İran ve Irak. 4) Oligosen; marn ve greler ("schlier" fasiyesi), deniz ve somatr teressüpler: Avusturya, Macaristan, Polonya, Romanya, Rusya. 5) Eosen; marn ve gre (fliş): Polonya, Romanya, Rusya; kalker (yukarıya doğru yükselerek Miosen'e kadar), Irak ve İran. 6) Kretase flişi:

Avusturya, Arnavutluk, Transilvanya, Polonya; Kretase kalkerleri: (yahut kalker içinde gre marn ara tabakaları) Irak, Kuvait, Bahreyn. 7) Trias kalkerleri: Macaristan, Yugoslavya. 8) Devon kalkerleri: Yugoslavya.

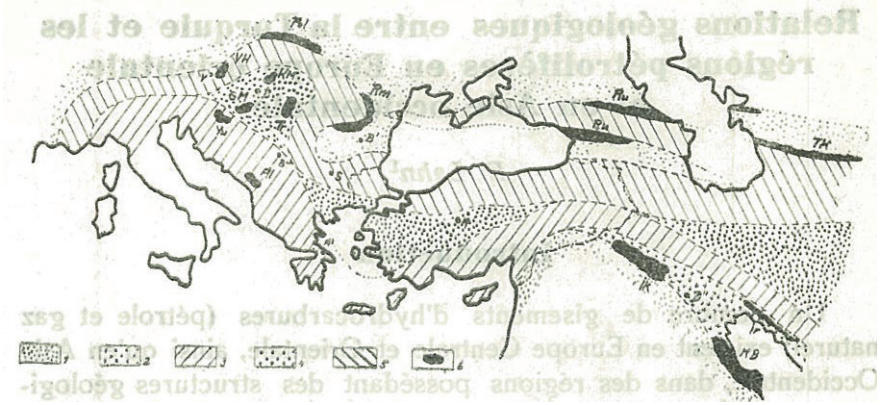
Bir çok hallerde bu arazide bulunan idrokarbürlerin menşei bariz olmayıp bu memleketlerde aramalar yapan jeologların serdettiği noktai nazarlar oldukça birbirine zıttır. Mamafî aşağıdaki katlarda ana-sahrelerin mevcudiyetinin tesbit edildiği görülüyor: Pliosen, Sarmatien, Oligosen, Kretase, Paleozoik Güney Trakyadaki Sarmatien (Türkiye Jeol Hartası, İstanbul Paftasına ait izahnameler 26) teressüpleri istisna edilecek olursa, yukarıdaki tetkik edilen Pliosen ve Sarmatien arazisi Türkiye'de az bir saha işgal etmekte olup mühim değildirler. Buna mukabil Orta ve Alt Miosen, Antalya (E.Altınlı 1), Silifke-Karaman (Schaffer 20), Adana-İskenderun (26, L.Dubertret 21), Malatya (V.Stchepinsky 19) havzalarında ve Van Gölünün doğusundaki depresyonlarda (P. Arni 2) ufkî ve şakulî mühim bir

saha işgal eder. Oligosenin "Schlier" fasiyesine Trakya'da raslanmıştır (26). Anadolu'da ise, bu fasiyesin yerine kara-lagüner-göl fasiyesinde gre, marn ve konglomeralardan müteşekkil kalın ve kısmen jipsli bir teşekkülât teressüp etmiştir (V. Stchepinsky 18). Bu seri rezervuar-sahre vazifesi görebilir (bilhassa altda greli, üstde marnlı bulunduğu yerlerde) fakat bir ana-sahre teşkil edemez. Türkiye Jeolojik Hartasının gösterdiği gibi, fliş fasiyesinde Eosen ve Kretase arazisi Türkiye'de pek çoktur. Geniş mikyasta Trias Kalk-erleri bilhassa Cenubî Anadolu iltivalarında tamamen Mezozoik bir Kalker serisi tarafından çevrilmiş halde bulunurlar (M. Blumenthal 4, V Stchepinsky 18). Aynı bölgelerde Devon kalkerine de sık sık raslanır (M Blumenthal 5). Güney Anadolu iltivalarının bünyesini teşkil eden teressüplerin biriktiği jeosenklinal kesiminin deniz dipleri, Paleozoik ve Mezozoik devirleri esnasında uzun zaman sakin kalmışlardır. Bu keyfiyet, Avrupa Dinaridlerine tekabül eden kalkerlerle aynı fasiyesdekilere ait Paleozoik serinin teşekkülünü hazırlamıştır.

Netice

Türkiye'de öyle bölgeler varki tektonik ve stratigrafik şartları Merkezi-Doğu Avrupa ile Batı Asya bazı petrol bölgelerinin şartlarına benzemektedir. İçinde bu idrokarbür yataklarının bulunduğu Eurasya Alp zonunun tektonik üniteleri Türkiye'de de tanınmaktadır. Burada, bu üniteler Doğu Avrupa ve Batı Asyada müşahede edilen stratigrafik maktalarla büyük bir müşabehet arz etmektedirler (hatta bazı hallerde aynıdır).

Alp zonunda bulunan idrokarbür yatakları üç kategoriye ayrılabilir: ön-ili yatakları, ara zonu yatakları ve intra-alpin havza yatakları. Bunlardan yalnız ön-ili tipi uzun bir zamandan beri malûm idi. Diğer tipler son seneler zarfında bulunmuş ve inkişaf ettirilmiştir. Bu iki tip yatağın nüsat ve istih-sali, bazen dünya çapında ehemmiyet arzedan ön-ili yataklar ile (İran, Irak, Rusya vs.) mukayese edilemez. Fakat son senelerin tecrübeleri, intra-alpin havza ve ara-zonu yataklarının bazen memleketin millî sanayi için oldukça enteresan istih-saller temin ettiğini göstermiştir.



Şekil 1. Türkiye ile Doğu ve Batı Asya petrol bölgeleri arasında jeolojik mü-nasebetleri gösteren kroki.

Fig 1. Croquis montrant les relations entre la Turquie et les régions petro-lifères de l'Europe Orientale et de 'Asie Occidentale.

1. Ön illeri (Avant pays)
2. Kenar iltivaları (Plis bordiers)
3. Alpid sistemin güney ucu (Aile Sud de système alpins)
4. Ara masif ve iltivaları (Massif et plis intermédiaire).
5. Alpid sisteminin kuzey ucu (Aile Nord du système alpins).
6. Petrol (veya tabii gaz) havzaları (Champs de pétrole ou de gaz naturel).
7. VH — Viyana havzası; (Bassin de Vienne).
8. KM — Kuzey Macaristan (Hongrie Septentrionale).
9. GM — Güney Macaristan (Hongrie Méridionale).
10. Tr — Transilvanya (Transsylvanie).
11. Pol — Polonya (Pologne).
12. Rm — Romanya (Roumanie).
13. Yu — Yugoslavya (Yougoslavie).
14. Al — Arnavutluk (Albanie).
15. Ru — Rusya-Kafkasya (Russie-Caucase).
16. TK — Rusya-Transkaspian muntakaları (Russie - Régions Trans-kaspiennes).
17. İk — Irak İr — İran KB Kuvait-Bahreyn
18. V: Viyana (Vienne); B: Budapeşte (Budapest); B' : Bükreş; B'' : Bağdat; B''' : Belgrat; S: Sofya; A: Ankara; A' : Atina;

Relations géologiques entre la Turquie et les régions pétrolifères en Europe orientale et en Asie occidentale

*E. Lahn*¹

Introduction

Un nombre de gisements d'hydrocarbures (pétrole et gaz naturel) existent en Europe Centrale et Orientale, ainsi qu'en Asie Occidentale, dans des régions possédant des structures géologiques rappelant celles de la Turquie. A côté de gisements connus et étudiés depuis longtemps, il y a, dans ces régions, des gisements découverts et développés récemment, dont l'étude a fourni des faits nouveaux concernant les recherches pétrolifères. Les explications suivantes ont le but de montrer, du point de vue géologique, l'effet et l'influence que peuvent avoir ces découvertes sur les recherches pétrolifères en Turquie. Il ne peut pas être question ici de vouloir exprimer une opinion quant à la valeur pratique des régions turques considérées comme étant éventuellement pétrolifères.

Tous les gisements en question sont situés dans la zone orogénique alpine. Les conditions géologiques dominant les zones géosynclinales ne sont pas toujours favorables à la formation de gisements d'hydrocarbures. Même si une sédimentation tranquille et prolongée a permis la formation de pétrole ou de gaz, leur conservation est souvent empêchée par un fort dérangement tectonique. Dans les zones orogéniques alpines, des gisements de pétrole exploitables se trouvent, donc, seulement sous de certaines conditions tectoniques et stratigraphiques. On a pu établir ainsi trois types de gisements d'hydrocarbures dans les zones à structures alpines.

1) *Le type de l'avant-pays.* La sédimentation tranquille et continue dans l'avant-fosse, ainsi que le plissement relativement faible ont permis la formation de gisements d'hydrocarbures étendus dans l'avant-pays même ou dans la zone bordière des plis alpins. Ces gisements sont liés à des anticlinaux, à des plis couchés ou même à des plans de charriage (exemple: Po-

(1) *Géologue du Bureau des Séismes au Ministère des Travaux Publics.*

logne, Roumanie, Caucase, Transcaspië, Iran Méridional, Irak, Kuvait etc.).

2) *Le type de la zone intermédiaire.* Au bord intérieur des plis alpins, entre ceux-ci et la zone intermédiaire se trouvent parfois des conditions ressemblant à celles de l'avant-pays: sédimentation tranquille dans "l'arrière-fosse" et plissement peu intense. Les hydrocarbures se rencontrent ici sur des anticlinaux ou dans des blocs élevés entourés de failles (exemple: Hongrie Septentrionale, Transsylvanie).

3) *Le type du bassin intra-alpin* (type "méditerranéen" de St. Zuber 27). Dans l'intérieur des plis alpins, la conservation des hydrocarbures est ordinairement exclue par suite du dérangement tectonique empêchant la formation de réservoirs plus étendus. Les traces d'hydrocarbures rencontrées dans l'intérieur des zones orogéniques, quoique intéressant du point de vue scientifique, restent ordinairement sans importance pratique. Seulement là, où des dépressions tectoniques remplies de terrains post-paroxismales en grande épaisseur se trouvent enserrées entre les plis alpins, la formation de gisements exploitables a été possible. On y rencontre les hydrocarbures soit dans le soubassement du bassin protégé par la couverture jeune du bassin, soit dans les sédiments de ce dernier, où du pétrole et du gaz venus du soubassement se sont infiltrés. Les hydrocarbures s'y trouvent surtout dans des anticlinaux coupés par des failles ou simplement le long de lignes de dislocation. (Exemple: bassins de Vienne et de Zagreb, Hongrie Sud Ouest, Albanie, Iran Septentrional etc.).

C'est uniquement le type de l'avant-pays qui est connu depuis longtemps. Les gisements appartenant aux autres types ont été découverts et développés au cours des derniers 25 ans, surtout pendant la dernière guerre. Ce développement a produit des constatations nouvelles et contraires aux idées anciennes, comme la présence des quantités commerciales de pétrole dans le Trias et le Dévonien en faciès alpin (Zagreb et Hongrie SW), ou la formation de gisements de pétrole le long de failles (bassin de Vienne et Albanie) En effet, le plus riche gisement de ce type, le bassin de Vienne occupant aujourd'hui la troisième place dans la production européenne (après la Russie et la Roumanie), a été complètement méconnu par des autorités géologiques et techniques se basant sur l'ancienne conception des structures anticlinales.

Comme on le sait, la Turquie fait entièrement partie du bâti alpin eurasiatique. Les plis alpins de l'Europe Centrale-Orientale traversent la Turquie pour continuer dans les plis de l'Asie Occidentale et Centrale. En Europe et en Asie Occidentale, ces plis alpins ont été subdivisés en un nombre d'unités tectoniques, dont quelques unes ont pu être identifiées aussi en territoire turc. Il s'agit maintenant de discuter deux problèmes;

1) Les unités tectoniques alpines renfermant des gisements d'hydrocarbures en Europe Centrale-Orientale et en Asie Occidentale, existent-elles aussi en Turquie?

2) Peut-on reconnaître en Turquie les mêmes particularités stratigraphiques et tectoniques caractérisant les régions pétrolifères en Europe Centrale-Orientale et en Asie Occidentale?

Il est clair qu'une étude approfondie de ces problèmes pourrait fournir des indices très précieuses pour les recherches pétrolifères en Turquie. Ci-dessous suivent quelques données à ce sujet.

Traits tectoniques essentiels de la Turquie.

Une première subdivision tectonique de la Turquie a été essayée par P. Arni (2). Pour nos travaux concernant la carte géologique turque, N. Egeran et moi, nous nous sommes basés sur les idées de Arni, en les complétant par les études faites plus récemment. Sans vouloir entrer ici en des détails sur la tectonique de la Turquie et sur les relations tectoniques de la Turquie avec les pays voisins, on peut dire ici que les Plis Nord-Anatoliens correspondent à l'aile "alpine" européenne (Chaînes Nord-Balkaniques, Carpathes, Alpes Septentrionales), d'un côté et aux plis transcaucasiens, nord-iraniens etc. de l'autre côté. Les Plis Sud-Anatoliens ont leur prolongement dans l'aile "dinaride" européen (plis grecques, albanais, yougoslaves Alpes Méridionales), ainsi que dans les chaînes irakiennes, sud-iraniennes, plis du Golfe Persique etc. L'avant-pays septentrional n'entre pas dans le territoire turc, à la différence de l'avant-pays méridional qui le fait le long de la frontière méridionale du pays. Les massifs de l'Anatolie Centrale et Occidentale, ainsi que les Plis Egéens, sont analogues aux plis et Massifs Intermédiaires

s'étendant entre les ailes Nord et Sud du système alpin (zone intermédiaire de l'Hongrie, de l'Iran Central etc.).

Les avant-pays

L'avant-pays septentrional de la zone alpine renfermant, en Europe, les gisements de pétrole polonais, roumains et caucasiens, ainsi que en Asie, les champs pétrolifères transcaspiciens, n'est pas représenté en territoire turc. Des gisements de ce type ne peuvent, donc, exister en Turquie.

L'avant-pays Sud, par contre, participe à la constitution du pays, le long de la frontière turco-irakienne et turco-syrienne, dans le secteur de Cizre-Mardin-Urfa-Gaziantep (voir Carte Géologique de la Turquie 26). Les structures de cet avant-pays (le "Bloc Arabe") sont complètement différentes de celles de l'avant-pays Nord et de ce que les géologues alpins comprennent sous "avant-pays". Au Nord, les plis alpins sont séparés de l'avant-pays par un front de charriage s'étendant sur des centaines de kilomètres, le long duquel les terrains alpins sont chevauchés sur les dépôts de l'avant pays. Quant à leur allure tectonique et leur constitution stratigraphique, avant-pays et zone alpine sont strictement différents l'une de l'autre. Au Sud, une différence pareille n'existe pas. Aucune ligne tectonique ne sépare ici l'avant-pays et les plis alpins; le premier passe lentement au deuxième. Du Nord vers le Sud, les écaillés et nappes du bâti orogénique se transforment en plis couchés, ceux-ci en anticlinaux asymétriques passant enfin aux anticlinaux symétriques de l'avant-pays. Les faciès orogéniques passent aussi, sans hiatus visible, aux faciès de l'avant pays à prépondérance de terrains craieux. Entre les plis strictement alpins et l'avant-pays s'intercale une zone de passage, les "Plis Bordiers" (P. Arni. 2, H. Böckh 6).

Dans l'avant-pays et dans les Plis Bordiers se trouvent les champs de pétrole de l'Irak, de l'Iran Méridional, de Kuvait et de Bahrein. Sans entrer en des détails sur ces gisements, nous nous contentons de constater ici, que les niveaux pétrolifères de ces gisements se trouvent dans des grès et marnes intercalés dans des calcaires éo- et néocrétaciques (Kuvait et Bahrein), dans des calcaires néocrétaciques (Musul-Ayinzale et Musul-Kvayarah), ainsi que dans une série calcaire appelée "Calcaire d'Asmari" s'étendant de l'Eocène jusqu'au Miocène (15). Tous ces gisements sont liés à des structures anticlinales.

La partie inférieure du calcaire d'Asmari peut être comparée au calcaire de Midyat en territoire turc, les dépôts crétaciques d'Ayinzale, de Kvyarah, de Kuvait et de Bahrein correspondent aux terrains crétaciques rencontrés au-dessous du calcaire de Midyat en Turquie (W. Tromp 25). En Iran et en Irak, l'Asmari est recouvert d'une épaisse nappe néogène. Dans le territoire turc voisin, par contre, on peut observer une sorte d'élévation régionale et les calcaires éocènes dénudés affleurent sur des vastes espaces. La couverture néogène est réduite à quelques secteurs limités; elle existe dans le secteur de Cizre et, peut-être, dans le secteur de Mardin-Resulayin-Harran, le long de la frontière syrienne. (voir cartes géologiques turques et irakiennes 9, 26). Seulement ces secteurs d'une extension limitée pourraient renfermer des gisements pétrolifères du type d'Asmari. Dans les secteurs élevés, où le calcaire éocène est exposé, des gisements du type Kuvait ou Ayinzale pourraient exister dans le Crétacé protégé ici par le calcaire éocène partiellement assez épais; ces secteurs sont: Siirt, Midyat-Gercüş-Mardin et Urfa (P. Arni 2, W. Tromp 25 et Carte géol Turquie 26). Des indices de pétrole ont été rencontré fréquemment dans ces régions, comme on le sait (K. Lokman 11 etc.).

Zone Intermédiaire

Une autre région, où nous pouvons constater des parallèles avec des gisements d'hydrocarbures connus, est la zone intermédiaire de la Turquie. Nous trouvons, par exemple, en Thrace Méridionale, des conditions géologiques ressemblant beaucoup à celles des champs de gaz naturel en Transsylvanie. L'arrière-fosse située entre les plis Nord Balkaniques (prolongement des plis Nord-Anatoliens) et le massif intermédiaire des Rhodopes est remplie d'une succession épaisse de terrains en faciès flysch (Eocène) recouverte, de son tour, d'une série marno-gréseuse (Oligocène-Miocène) également épaisse, mais moins dérangée que le flysch (Notes explicatives, feuille İstanbul 26). Des traces de gaz et de pétrole sont connues depuis longtemps dans cette région (K. Lokman 11, F. Gutzwiller 8, C. E. Taşman 23, Türkiye Jeol. Hartası, İstanbul Paftasına ait izahnameler 26).

Du point de vue tectonique, la zone intermédiaire de l'Anatolie Centrale a été comparée souvent à la masse intermédiaire hongroise renfermant

un nombre de gisements d'hydrocarbures exploitables. Mais, il y a, entre ces deux zones intermédiaires, une grande différence stratigraphique. Le bassin hongrois a été exposé à une longue transgression oligocène-néogène laissant, sur les terrains pré-oligocènes, une couverture atteignant une épaisseur de quelques milliers de mètres. La plus grande partie de la zone intermédiaire anatolienne, par contre, formait, pendant ces temps, une zone élevée, où les dépôts pré-oligocènes étaient exposés à l'érosion; seulement en partie, ces terrains sont recouverts de couches oligocènes ou néogènes lacustres et continentales. C'est la raison, par exemple, pour laquelle l'arrière-fosse (caractérisés par la prédominance de terrains en faciès flysch à intercalations calcaires) qui peut être poursuivie de la région de Polatlı Haymana à l'Ouest (K. Lokman-E. Lahn, 13) jusqu'au delà de Çorum à l'Est, (Türkiye Jeoloji Haritası) a peu d'importance pratique. Les plis constituant cette zone sont pour la plupart ouvertement exposés dans des élévations régionales et des structures fermées sont rares ici; excepté le triangle situé entre Çankırı, Sungurlu et İskilip, où une vaste et épaisse nappe de terrains salifères et gypsifères de l'Oligocène recouvre les plis alpins (C. E. Taşman 24 et Carte Géol. Turquie, feuille Ankara).

Une meilleure situation existe dans le coin situé, entre les plis nord-anatoliens et sud-anatoliens, dans la région de Sivas-Kemah atteinte par la transgression miocène. Ici, des terrains crétaciques (calcaire) et éocènes (flysch) étendus et épais sont protégés par une nappe comprenant des terrains gypsifères (Oligocène) et des dépôts miocènes marins. Des traces d'hydrocarbures ont été signalées dans cette région (V. Stchepinsky 16 et 17).

Bassins intra-alpins

La Turquie étant un pays où des mouvements verticaux jeunes sont très fréquents, des bassins intra-alpins formés au cours de ces mouvements sont très répandus dans le pays. En Europe Centrale-Orientale, les bassins intra-alpins pétrolifères sont des dépressions jeunes remplies de dépôts marins ou saumâtres-lacustres du Miocène et du Pliocène. Ces terrains reposent soit sur le flysch éocène-crétacique, soit sur des calcaires mésozoïques ou paléozoïques. En Anatolie, la transgression miocène s'était développée

dans quelques régions du pays seulement, surtout dans l'Est et dans le Sud. Les bassins situés dans les autres secteurs de l'Anatolie sont occupés par des successions de terrains continentaux, lagunaires ou lacustres allant de l'Oligocène jusqu'au Pliocène (comme le montre la Carte Géologique de la Turquie). Une description brève des bassins intra-alpins les plus intéressants de l'Anatolie suit ci-dessous.

En Anatolie Nord-Est s'étendent les dépressions (souvent ramifiées) de Başköy-Erzurum-Tercan, de Hasankale, de Kağızman-Tuzluca, ainsi que quelques bassins encore peu étudiés, situés à l'Est du Bingöl Dağı. Le remplissage très épais de ces bassins est constitué par des dépôts lagunaires continentaux oligocènes (conglomérats, grès et marnes gypsifères et salifères), par des couches marines miocènes (grès, marnes, calcaires) et par des terrains lacustres allant du Miocène supérieur jusqu'au Quaternaire (sables et marnes, parfois à intercalations volcaniques). Malheureusement, ces terrains (le Post-Miocène excepté) ont été soumis à un plissement encore assez intense et des fortes dislocations sont fréquentes ici, ce qui affecte naturellement la valeur de ces bassins (Türkiye Jeol. Hartası, K. Lokman 11, F. Oswald 28, H. N. Pamir-F. Baykal 29).

Comme le montre la Carte Géologique de la Turquie, le flysch éocène et crétacique, des calcaires mésozoïques (surtout crétaciques), ainsi que des calcaires paléozoïques sont fréquents dans le soubassement de ces bassins. Des indices de pétrole ont été signalés, dans ces régions (d'après K. Lokman 11), à Pülk (dans l'Oligocène recouvrant le calcaire mésozoïque et le flysch éocène), dans la région de Hınıs (conglomérat oligocène reposant sur le calcaire crétacique), aux environs de Taşkesen dépendant du même kaza (Néogène lacustre recouvrant probablement le calcaire crétacique) et à Hasankale dans des Alluvions recouvrant la faille marginale au bord Nord du bassin). Ajoutons encore que des suintements ont été constatés, en territoire russe, dans le prolongement du bassin de Kağızman-Tuzluca, à Nahicevan (Oligocène; Mollen-Denissof 14).

Nous trouvons une situation différente dans les Plis Sud-Anatoliens. Des transgressions miocènes pénétrant profondément dans le pays, ont occupé une série de bassins assez vastes, comme les suivants:

1— *La dépression d'Antalya*, dont les branches s'étendent loin vers le Nord, occupée par une épaisse succession de terrains miocènes marins comprenant des calcaires, des marnes et de la "molasse"; le soubassement du bassin est constitué surtout par des terrains mésozoïques éocènes et oligocènes (E. Altınlı 1);

2— *La dépression de Silifke-Karaman* remplie de dépôts miocènes subdivisés en une série marneuse et en une série calcaire; le Miocène recouvre ici surtout des calcaires mésozoïques et paléozoïques. (F. X Schaffer 20, M. Blumenthal 3); 3— Le bassin d'Adana-İskenderun avec ses ramifications pénétrant loin dans le Toros; remplissage et soubassement de ce bassin ressemblent à ceux de la dépression de Silifke voisine (M. Blumenthal 4, L. Dubertret 21); 4— Le bassin de Malatya renfermant des dépôts miocènes marins recouverts de terrains sarmatiens saumâtres et lacustres; quelques branches de cette dépression s'étendant jusqu'au Dersim; dans le soubassement sont représentés des dépôts éocènes, crétaciques et paléozoïques (V.

Stchepinsky 19); 5— Les bassins de la région de Van; le plus important d'entre eux est celui du Micinger Suyu, où des grès, des marnes et des conglomérats miocènes recouvrent une série, contenant des terrains à faciès flysch (Crétacé supérieur) et des calcaires (Paléozoïque) (P. Arni 2, F. Oswald 28, Türkiye Jeol. Hartası).

Les bassins intra-alpins des Plis Sud-Anatoliens sont devenus intéressants par suite des recherches pétrolifères exécutées, au cours des dernières années, en Yougoslavie et en Albanie, dans les Dinarides européennes représentant le prolongement des Plis Sud-Anatoliens. Dans les Dinarides européennes, on n'a trouvé des hydrocarbures pas seulement dans le flysch éocène crétacique (Albanie, 27), mais aussi dans des calcaires triasiques et dévoniens (Yougoslavie, 15). Or, les faciès calcaires du Dévonien sont les mêmes dans les Plis Sud-Anatoliens et dans les Dinarides; les calcaires triasiques de ces dernières ressemblent beaucoup aux calcaires triasiques compris dans la série calcaire du Mésozoïque observée dans les Plis Sud-Anatoliens. L'origine des hydrocarbures constatées dans les bassins intra - alpins en Anatolie méridionale n'est pas encore connue; l'apparition de gaz naturel dans des roches magmatiques montre qu'il s'agit de dépôts secondaires. Ces hydrocarbures pourraient très bien avoir leur roche-mère

dans le Trias ou dans le paléozoïque. Des exhalations de gaz naturel existent aux environs d'Antalya (K. Lokman 11), où elles sortent des roches vertes broyées. Dans la région de Van, des suintements de pétrole ont été observés à Kurzot et aux environs d'Erciş dans des roches volcaniques (K. Lokman 11), ainsi que dans le calcaire éocène à Van (A. Loftus 10). Ajoutons encore que la présence de pétrole a été signalée, en territoire iranien, dans le bassin miocène du Rumiye Gölü, (Lac d'Urmia) au voisinage des bassins de la région de Van.

Comparaison stratigraphique

Les explications présentées ci-dessus étaient basées surtout sur des considérations d'ordre tectonique. Nous les complétons ici par une comparaison de certains faits stratigraphiques. En Europe Centrale-Orientale et en Asie Occidentale, on a constaté, jusqu'à présent, la présence des hydrocarbures dans les étages suivants:

1 — *Pliocène*; intercalations sablonneuses dans des marnes, dépôts saumâtres ou lacustres: Hongrie, Roumanie, Russie. 2 — *Sarmatien*; mêmes conditions lithologiques, dépôts saumâtres: Autriche, Hongrie, Roumanie, Russie. 3 — *Burdigalien-Helvétien-Tortonien*; marnes, grès, dépôts marins: Autriche, Albanie, Transsylvanie, Russie; calcaires: Iran et Irak. 4 — *Oligocène*; marnes et grès (faciès "Schlier"), dépôts marins et saumâtres: Autriche, Hongrie, Pologne, Roumanie, Russie. 5 — *Eocène*; marnes et grès (flysch): Pologne, Roumanie, Russie; calcaire (s'étendant, vers le haut, jusqu'au Miocène): Irak et Iran. 6 — *Crétacé*; flysch: Autriche, Albanie, Transsylvanie, Pologne; calcaire ou intercalations marno-gréseuses dans ce dernier: Irak, Kuvait, Bahrein. 7 — *Trias*; calcaires: Hongrie. 8 — Devonien; calcaire: Yougoslavie.

Dans beaucoup de cas, l'origine des hydrocarbures trouvées dans ces terrains n'est pas claire et des opinions assez contradictoires ont été émises, à ce sujet, par les géologues chargés de recherches dans ces pays. Toutefois, il semble, qu'on a établi la présence de roches mère dans les étages suivants: Pliocène, Sarmatien, Oligocène, Crétacé, Paléozoïque.

Des terrains pliocènes et sarmatiens du genre décrit ci-dessus sont peu répandus et sans importance pratique en Turquie, peut-être les dépôts sarmatiens en Thrace méridionale exceptés. (Türkiye Jeol. Hartası, İstanbul paftası izahnameleri, 26) Le Miocène moyen inférieur, par contre, atteint une importante extension horizontale et verticale dans les bassins d'Antalya (E. Altınlı 1) de Silifke-Karaman (F Schaffer 20) d'Adana-İskenderun (26, L. Dubertret 21), de Malatya (V. Stchepinsky 19) et dans les dépressions situées à l'Est du Van Gölü. (P. Arni 2) Le faciès "schlier" de l'Oligocène a été rencontré en Thrace, (26) En Anatolie, il est remplacé par une succession épaisse (V. Stchepinsky 18) de grès, de marnes et de conglomérats en faciès continental-lagunaire-lacustre (formation gypsifère); cette série peut fonctionner comme roche-réservoir (surtout là, où elle est divisée en une partie gréseuse inférieure et en une partie marneuse supérieure), mais elle ne représente pas une roche-mère. Les terrains éocènes-crétaciques en faciès fiysch sont très répandus en Turquie comme le montre la Carte Géologique de la Turquie. Des calcaires triasique étendus existent surtout dans les Plis Sud-Anatoliens, où ils sont englobés dans une série calcaire comprenant le Mésozoïque en entier (M. Blumenthal 4, V. stchepinsky 18). Des calcaires dévoniens sont répandus dans les mêmes régions (M. Blumenthal 5). Les fonds sous-marins du secteur du géo- synclinal, où les sédiments constituant les Plis Sud-Anatoliens ont été déposés, sont restes longtemps stables pendant le Mésozoïque et le Paléozoïque. Cette circonstance a permis la formation de séries épaisses de calcaires Paléozoïques appartenant aux mêmes faciès que les calcaires correspondants des Dinarides européennes.

Conclusions:

Il y a, en Turquie, des régions dont les conditions tectoniques et stratigraphiques ressemblent à celles observées dans quelques régions pétrolifères en Europe Centrale-Orientale et en Asie Occidentale. Les unités tectoniques de la zone alpine eurasiatique, dans lesquelles se trouvent ces gisements d'hydrocarbures ont été reconnues aussi en Turquie. Ici, ces unités montrent des coupes stratigraphiques ressemblant beaucoup à celles constatées dans les régions pétrolifères est européennes et ouest-asiatiques

(dans quelques cas, ces coupes sont même identiques).

Les gisements d'hydrocarbures situés dans la zone alpine peuvent être classifiés en trois catégories: gisements des avant-pays, gisements des zones intermédiaires et gisements des bassins intra-alpins. De ces types, seulement celui des avant-pays était connu depuis longtemps. Les autres types ont été découverts et développés au cours des dernières années. Les gisements de ces types ne peuvent pas être comparés, quant à leur extension et leur production, aux gisements des avant-pays atteignant parfois une importance mondiale (Irak, Iran, Russie etc). Mais les expériences des dernières années ont prouvé que les gisements des bassins intra-alpins et des zones intermédiaires peuvent fournir des productions assez intéressantes pour l'industrie nationale d'un pays.

BİBLİOGRAFYA—BIBLIOGRAPHIE

- 1-E.ALTINLI : Antalya Bölgesinin Tektonik ve Stratigrafik Etüdü (Etude tectonique et stratigraphique de la région d'Antalya) Istanbul Univ. Fen Fak. Mecm. B, X, 1, 3, 1945, Istanbul.
- 2-P.ARNİ : Şarkî Anadolu ve Mücavir Mıntakaların Tektonik Ana Hatları (Tektonische Grundzüge Ostanatoliens und benachbarter Gebiete), M.T. A. Seri B, 4, 1939. Ankara.
- 3-M.BLUMENTHAL: İçel Vilayeti, Namrun Mıntakası dahilindeki Toros'un Jeolojisine Umumî bir Bakış (Esquisse de la géologie du Toros dans la région de Namrun). M.T.A. Mecm., 4/21, 1940 Ankara.
- 4-M.BLUMENTHAL: Niğde ve Adana Vilayetleri Dahilindeki Toros Jeolojisine Umumî bir Bakış (Aperçu de la géologie du Toros dans les Vil. de Niğde et d'Adana). M. T. A., Sesi B, 6. 1941 Ankara.
- 5-M. BLUMENTHAL: Kayseri-Malatya Arasındaki Toros'un Permkarboni iferi (Contribution à la conaissance du Permo-carbonifère du Toros entre Kayseri et Malatya). M.T.A. Mecm., 1/31, 1944, Ankara.
- 6-N.BOCKH : The structures of Asia. 1929 London.
- 7-N.EGERAN : Türkiyede Yeni Yapılan Jeolojik ve Tektonik Etüdlerin Alp Tektonik Bilgileri Üzerindeki Tamamlayıcı Tesirleri (Contribution apporté aux conaissance sur la tectonique alpine par les études géologiques et tectoniques effectuées récemment en Turquie). M. T.A. Mecm., 2/34, Ankara 1945.
- 8-O.GUTZWILLER: Beitræge zur Geologie der Umgebung von Mürefte am Marmarameer. 1921, Bâle.
- 9- Irak Muvakkat Jeolojik Hartası (Provisional Geological Map of Iraq 1/2 Mill. (Mc. Fadyen) Baghdad 1937.
- 10-K.LOFTUS : Geology of Parts of the Turkish-Persian frontier. Quart Journ. Geol. Soc. , 1855, London

- 11-K. LOKMAN : Türkiye Petrol Madenleri. 1933, Ankara.
- 12-K. LOKMAN : Kurzot Petrol Madeni ve Havalisi (Kurzt Oil). M.T.A Mecm. , 1/35, 1946, Ankara.
- 13-K. LOKMAN : - E LAHN, Haymana Mintakası Jeolojisi ((Géologie de la région de Haymana). M.T.A. Mecm. , 2/36, 1946, Ankara
- 14-W.MÖLLER : - M.DENİSSOW, Kafkasya Madenleri (rusça). 1900, Leningrad.
- 15 - OİL WEEKLY: The World Oil Atlas. Section 2, May 20,
- 16- V.STCŞEPİNSKY: Sivas Vilayeti İdrokarbürleri, Linyitleri ve Tuzlu Membaları (Hydrocarbures, lignites et sources salées du Vilâyet de Sivas). M.T.A. Mecm., 4, 1939, Ankara.
- 17 - V.STCŞEPİNSKY: Erzincan Mintakasının Rusubî Yatakları (Gites sédimentaires de la région d'Erzincan). M.T.A. Mecm. , 2/19, 1940, Ankara.
- 18 - V.STCŞEPİNSKY: Maraş-Gaziantep Bölgesinin Jeolojisi (Géologie de la région de Maraş - Gaziantep). M.T.A. Mecm. , 1, 1943, Ankara.
- 19- V.STCŞEPİNSKY: Malatya Bölgesinin Jeolojisi ve Mineral Varlıkları (Géologie et ressources minérales de la région de Malatya). M.T.A. Mecm. , I. 1944, Ankara.
- 20-F.X.STCŞEPİNSK :Beitraege zur Geologie des Miozaenbeckens von Cilicien. Jahrb, Geol. R. Anst., 51/52, 1901/02, Wien.
- 21- Suriye Jeolojik Hartası (Carte géologique de la Syrie au 1/1 Mill. L. Dubertret). Deux. éd., 1941, Beyrouth.
- 22-C.E. TAŞMAN : Cenubî Türkiyede Petrol İhtimalleri (Oil Possibilities in Southern Turkey). M.T.A. Mecm., 2, 1939, Ankara.
- 23-C.E. TAŞMAN : Trakya ve Petrol (Thrace and Oil). M.T.A. Mecm. , 2/34, 1945, Ankara.
- 24- C.E.TAŞMAN : Orta Anadolunun Tuz Domları(Salt Domes of Central Anatolia). M.T.A. Mecm., 4, 1937, Ankara.

- 25- W.TROMP : Cenubu Şarkî Türkiyenin Stratigrafisi, Strüktür Veçheleri ve Petrol İmkanları ile Bunların Mücavir Mıntakalarla Mukayesesi (Preliminary Compilation of the Stratigraphy, Structural Features and Oil Possibilities of South Eastern Turkey and a Comparison with Neighbouring Areas). M.T.A. Seri A, 4, 1941, Ankara.
- 26- Türkiye Jeolojik Hartası 1/800 000 (Carte géol. de la Turquie). Türkiye Tektonik Hartası 1/800 000 (Carte tectonique de la Turquie) M.T.A. Enstitüsü, 1940-46, Ankara.
- 27- ST.ZÜBER : Die mediterranen Oelvorkommen. Ztschr. Petroleum, 1935, Wien.
- 28- F.OSWALD : Handbuch d. regionalen Geologie Bd.V/3, Armenien. 1912 Heidelberg.
- 29- H.N.PAMİR-F.BAYKAL : Bingöl Mıntakasının Jeolojisi (Géologie de la région de Bingöl). İst. Üniv., Fen. Fa. Mecm., B, VIII, 4, 1943, İstanbul,
-

Uşak Kuzeyinde Bir Kristalen Şist Kütlesi Hakkında

Melih Tokay¹ ve Orhan Bayramgil²

M. T. A. Enstitüsü namına 1946 yılı Ekim ayında 1: 100 000 lik Türkiye Jeoloji hartaları löveleri yaparken³, nisbeten yakın zamanlarda neşriyat yapan müelliflerin hartalarına koymadıkları bir kristalen şist kütlesini (hartaya bakınız) görüp hududunu çizmek mümkün olmuştur. Bu metamorfik şist "masif" Türkiye 1:100 000 lik topoğrafya haritasının 71/IV Simav paftasının güney kısmının biraz doğusuna düşer. Kütahya ilinin Gediz ve Uşak ilçeleri arasında, Gediz İlçesine 24 km., Uşak İlçesine şose üzerinde 4 km. mesafededir. Güney batısında Gediz nehri, batı ve kuzeyinde Gediz nehrinin bir sol kolu olan Diken deresi, kuzey doğusunda bu sonuncunun küçük kolları olan Vayvay ve Namaz dereleri; doğusunda Belen tepesi, Çalkıranı, Güney doğuda Sorgun köyü, güneyinde ise Uşak İlçesi bulunur. 71/IV paftasına düşen kısmın mesafesi takriben 145 km². dir. Kütahya-Uşak şosesi Gedize uğradıktan sonra Diken deresini aşıp halen şose üzerinde inşa edilmiş Karabeyler köyü civarında bu Kristalen şistlerin içinden geçmeye başlar,

Modüle arızalıdır. En yüksek noktalar 1450 m. yi pek fazla tecavüz etmez. Vasati irtifa batıdaki alçak Neojen arazisi ile doğudaki yüksek Elmadağı irtifaları arasındadır.

Genel Jeolojik Durum

Mevzuubahis kristalen şist kütlesi Neojen yaşlı sahreler ortasında bulunur. Sedimanter Neojen kalker, marnlı kalker, gre, konglomera veya bazan linyiti ihtiva eden kara fasiyesli bir teşekküldür. Andezit lavları topografik bakımdan ekseriyetle Neojen tabakalarının üstünde bulunur (Elmadağı, Çalkıranı v. s.). Masifin 7-8 km. NE ve takriben 21 km. E inde görünen serpantinler, masifin doğusunda buna daha yakın mesafelerde Neojenin

(1) M. T. A. Enstitüsünde Jeolog.

(2) M. T. A. Enstitüsünde Minerolog.

(3) Saha löveleri M. Tokay tarafından yapılmıştır.

altında bulunurlar Ekseriyetle Neojenin üzerine geldiğini gördüğümüz andezitler, meselâ masifin NW bölümünde Eseler köyü civarında veya SE inde şose üzerinde Kuşoğlan damlarının doğusunda, ayrıca Pırtılar ve Çakırlar köyleri civarında, doğrudan doğruya kristalen şistler üzerinde yer alırlar Bundan başka, aynı köyün doğusunda ise andezitler, arada Neojen tabakaları olmadan, serpantinlerin üzerinde bulunurlar Kristalen şistlerin tabakaları epiyce iltivalanmış bir haldedir. Batıda nisbeten dik olarak umumiyetle batıya doğru olan yatımlar, orta kısımda tatlılaşır.

Kristalen şistlerden başka yer yer rastlanan mermerler kireç istihsali için işletilmektedir.

Muhtelif zamanlarda geziler yapmış olan jeolog ve prospektörlerin itinerer veya arama bölgeleri mevzubahis sahanın haricin de kaldığından sözü geçen kristalen şist kütlesinin mevcudiyeti hakkında malûmat bulmak biraz müşküldür.

PHILIPPSON (5), andezitli Elmadağı ile Gediz Çayı arasını baştan başa Neojen olarak gösterir. Geçtiği en yakın yol Murat dağı kuzeyindeki Çukürören köyünden başlar Murat dağa çıkar. Murat dağın güney yamaçlarından yukarı Karacahisara, oradan Comburt ovası tarikiyle Kusure deresine iner ve Gövem köyü civarında batıya dönüp Uşağa varır ki, böylelikle, bu müellifin sahamızın içinden geçmediğini görürüz.

Aynı hal son neşredilen 1:800 000 lik Türkiye Jeoloji hartasının İzmir paftasında da görülür. Elmadağ masifi andezitlerinin hududu PHILIPPSON'un hartasında gösterilenden başka olup, batı hududu katiyetle çizilmiştir Namaz deresindeki Neojen ve batıdaki kristalen şistler de işaret edilmemiştir.

Neşredilmiş resmi vesikalar (rapor v. s.) bu kristalen şist bölgesini mevzubahis etmemiştir.

Eski müelliflerden P. de TCHIHATCHEFF (7, s. 542) gayet muğlak olarak batı ucu Uşak şehri olan geniş göl havzasının hemen her tarafında "roche de transition" ların teşkil ettiği dağ toplulukları tarafından çevrelenmiş olduğunu söyler. 1:2000.000 ölçekli hartasında metamorfik arazi hududu lüzumundan fazla yayılmış, meselâ: doğudaki Elmadağ andezit kütlesi gene metamorfik olarak gösterilmiştir ki bu hal müellifin metamorfik sahayı çok daha geniş kabul ettiğini gösterir.

J.HAMILTON ve H.E, STRICKLAND (4), "sedimentary rocks" tesmiye edilen faslın ilk kısmını Murat ve Sultan dağlarına tahsis ettikleri

paragrafında Uşak ovası ile Gediz çayı arasındaki, Murat dağın batıya doğru yönelen dağlık kolun metamorfik olduğunu yazmışlardır.

Bu müellifler, bu eserin III numaralı levhasındaki, Gedizden Uşağa gid-en kesitlerinde, mevzubahis kütleyi bir antiklinal olarak göstermişlerdir. Bu antiklinalin profildeki sınırı hartamızdaki donelere tamamen tevafuk eder.

Petrografi

Bahis mevzuu kütlenin batı kısmından (hartaya bakınız) alınmış ekseri şist yapısı gösteren bazı numuneler, şu ihtiva ettikleri taş tipler ile HAMILTON'la STRICKLAND'ın "micaceous schists" TCHIHATCHEFF'in "roches de transition" dedikleri sahrelerin bir kısmının mahiyetini açıklarlar.

1 — Hornblend, Biotit ve Plagioklaslı şist:

Bu numune schlierig bir tekstür gösterir, bazı kısımları hemen hemen bembeyaz, bazıları ise beyaz ve yeşildir. Şistoziteye muvazi satırlarda tek-tük moskovit pulları görülür, fakat bunlar incekesitte yoktur.

Bu kesitte Kuars hacmin % 70 ini kaplar, bazan dalgalı sönüş gösterir, tanelerinin büyüklüğü 1 mm. ye varır, bunlar ekseriyetle yuvarlaklaşmış hudutlarla birbirine giriftir.

Kuarstan sonra en çok bulunan mineral plagioklas'dır. Taneleri hipid-iomorf olup, büyüklükleri ortalama 0.6 mm. dir. İkiz ve muntazam klivaj göstermediklerinden bunların tayini ancak 2 V lerinin ölçülmesi ile takribi olarak yapılmış ve % 45 kadar Anortitli oldukları neticesine varılmıştır.

Mafit olarak Biotit ve Hornblend vardır ve miktarı hacmin % 10 nuna ancak varır. Biotit taneleri ekseriyetle korodedir ve yer yer limonitleşme gösterir; uzunlukları 0,5 mm. ye varır; polikroizm kuvvetlidir.

n_p = Sarımtırak kahverengi

$n_m - n_g$ = gayet koyu kahverengi

$p_g - n_p$ = bir tanede - 0.035 tayin olunmuştur

Hornblend biotitten daha az olup, tanelerinin büyüklüğü de onunkilerden küçüktür. İncekesitte yeşilimtıraktırlar ve polikroizm göstermezler.

Enklüzyon olarak Aktinolit, Opak mineral, Apatit ve Titanit görülür.

2 — *Moskovit ve Plagiokloslu şist:*

Yukarıdaki şiste nazaran bu nümunedeki miktar itibariyle Plagioklasla kuars yer değiştirirler. Taş Plagioklasın altere olmasından kısmen sarı, kısmen kahverengi görünür.

Formları itibariyle plagioklaslar yukarıda anlatılanlarınkine benzerler, yalnız biraz daha büyüktürler ve nadiren bir defasında polisentetik olmak üzere, ikiz gösterirler.

Fedorof metoduyla Reinhard'ın kurları üzerinde tayinde, bu plagioklasların %30-35 Anortiti, 100 ve nadiren 021 klivajları olduğu anlaşılmıştır. Ölçülerde iki ikizin birinde Albit, diğerinde de Karlsbad kanunları tesbit edilmiştir.

Kuars taneleri yukarıda anlatılan şistinkilerine tamamen benzerler, Yalnız burada dalgalı sönüş her tanede görülür.

Moskovit ince kesitte ancak birkaç tanedir ve tazyik neticesi deforme olmuştur. Esasen bu tazyik neticesi Plagioklas ve Kuars taneleri de bazan kırılmışlardır;

Enklüzyon: Apatit ve Opak mineral tanecikleri.

Bu şistle yukarıda anlattığımız şisti mukayese edersek, bunu vücuda getiren sedimanların kalker ve bilhassa kil bakımından, diğerini teşkil edeninkilerden daha zengin oldukları ve biraz da daha fazla tazyika maruz kalmış buldukları neticesine varırız. Yapı ve Plagioklasın mevcudiyeti bize bu şistlerin Mesozona ait olduklarını gösteriyor. Kanaatimizce yukarıda ilk anlattığımız şist bu zonun üst, 2 inci anlattığımız da biraz daha alt kısmına aittir.

3 — *Piroksen ve Kasiteritli Kuarsit şisti:*

Bu nümunenin rengi gri, sathî olarak ise sarı ve bazan kahverengidir. Esasını (% 80 hacim) teşkil eden Kuars taneleri 0.1- 0.8 mm. büyüklüktedir ve vasıfları yukarıda anlattığımız şistlerinkinin aynidir.

Hacmin % 5-10 nunu alan Piroksen taneleri gayrimuntazam hudutlanmış, kâh 110 ve 100 boyunca, kâh muayyen olmayan çatlakları havi olup mavimsi bir renktedirler. Uzunlukları 1 mm. ye varır; nadiren tamamen, çok kere kısmen limonitleşmişlerdir. Fedorof metodu ile ölçüşte bu tanelerin 2 V si 4-7° bulunmuştur. Optik plan da 010 a muvazi olduğundan, bu piroksen WINCHELL diagramma göre % 30 kadar Klinoenstatitli bir Pigeonnittir. $n_g - n_p =$ ancak 0,008 olup r de v den büyüktür.

$n_g - n_p$ nin bu kıymeti diagrama göre biraz küçüktür. Bu belki mineralimizin bir miktar demir ihtiva etmesi neticesidir. Pigeonite WINCHELL'e göre ekseri Diabas, Basalt, Gabbro, v. s. gibi taşlarda, yani daha ziyade bazik erüptif sahrelerde bulunur; bizdeki gibi hem de asit terkipli şistte bulunması zikre şayandır.

Kasiterit, mikroskop altında kuvvetli büyültme ile ancak seçilebilen, sarı renkte, bazan korode olmuş, hipidiomorf taneler halindedir.

Tektük opak mineral tanecikleri mevcuttur.

Strüktür ve minerallerine göre bu taş bir greden, pnömatolitik tesir ve tazyikle husule gelmiştir.

4 — Granit şisti

Koyu gri renk ve ipek parlaklıkta olan bu taşın takriben % 50 hacmini Granat kaplamaktadır. Bu mineral, büyüklükleri bazan birkaç cm. ye varan. rombendolekaedr şeklinde kristaller vücade getirir. (Bu civar köylüleri granat kristallerini yabani domuz avlarında kurşun yerine kullandıklarından "kurşun taşı" diyorlar).

Granat mikroskop altında gayrimuntazam çatlaklar, yeryer de optik anomali göstermektedir. Bu anomali, CHUDOKA'ya göre ekseriyetle granatın Grossular ve Spessartin nevilerinde müşahede edilir. Yaptığımız özel ağırlık tayini granatımız için 3,52 kıymetini verdiğiinden, WINCHELL diagramına göre, bunun temiz bir Grossular olduğu neticesini çıkarabiliriz. Enklüzyon olarak Grossularımız içinde Rutil ve opak mineral tanecikleri ile, Moskovit ve Biotit lamelcikleri görünür.

Nümunenin diğer % 50 hacmini de Kuars taneleri kaplar. Bunların büyüklükleri, Grossulara nispeten pek cüz'idir (0,5mm. ye kadar); kısmen

dalgalı sunuş gösterirler. Hudutları yuvarlaklaşmıştır ve birbirine giriftir.

Nadiren apatit taneciklerini ihtiva ederler.

NIGGLI'ye göre Granatlar yüksek tazyikte teşekkül ederler. Grossularımızın kalabilmesi için ise hararetin pek yükselmiş olmaması icabeder Grossular + Quarz, yüksek hararete Wollastonit + Anortit verir.

Bu şartları sağlayan bir kontakt sayesinde taşımız, marnlı bir grenin metamorfizması neticesi, husule gelmiştir.

Bölgemizin kuzey ileriyle batı Anadolunun muhtelif bölgelerinde mevcut bilhassa fillitler ihtiva eden seriyle granit, radyolarit, serpantin gibi mevcudiyetleri zannolunabilecek sahelere mevzuubahis kütlelerinin hudutları dahilinde rastlanmamıştır. İncelemelerimiz henüz bu çok mühim petrografik hususu izah edebilecek kadar ilerlememiştir.

Netice

İlk müellifler tarafından görülüp sonradan gelenler tarafından nedense nazarı itibare alınmayan bu metamorfik kütleinin mevcudiyeti bir hakikattir.

Mesahası eski haritalarda gösterildiğinden daha küçüktür. Yaş tayini maksadiyle ihtiva ettiği mermerlerin kalkerli yerlerinde yapılan araştırmalarda maalesef makro veya mikro fosile rastlanmamıştır. İstikameti, Uşağın batısında E-W istikametinde uzanan kristalen şist külesine aşağı yukarı amuttur ve onun devamı olması kuvvetle muhtemeldir. Kendisini teşkil eden sahelere ekseriyetle hornblend, biotit ve plajiolklaslı, moskovit ve plajiolklaslı, granatlı piroksen ve kasiteritli şistler olup mezozona aidiyetleri kabul edilebilir Fosilli Mezozoik denilebilecek veya ayrıca Alt Tersier yaşı sahelere buralarda ne yerli ne de Neojen konglomeralarında çakıl olarak bulunmaması, muayyen bir zamandan itibaren bölgenin su üstü kaldığını gösterebilirse de (Paleozoik sonu) bazı müellifler, bu bölgede mevcudiyetlerini işaret ettiğimiz serpantinlere, tetkikata daha elverişli mücavir sahalarda, onların radyolaritlerle beraber bulduklarını göz önünde tutarak, Mezozoik bir yaş atfediyorlar. Böylelikle Mezozoikte burada su üstü olma hadisesi yerine deniz "sillon" ları teşekkül ettiği neticesine de varmak kabildir. Neojende buralarını ancak göllerin suyu kaplamıştır.

Neojen'in sonuna doğru bütün civarı alâkadar eden yükselme (Murat dağında Neojen takriben 1650 m. de bulunabilir.) bu kütle üzerinde de tesirini göstermiş olmalıdır.

Metamorfik kütleimizin ne içinde ne de civarında granit, serpentin ve radyolaritlerin bulunmayışı, belki daha detaylı incelemelerle çözülebilecek petrojenetik bir problem teşkil eder.

Bu metamorfik sahaya "Taşhavlı Kristalen şist bölgesi" ismini veriyoruz ki bu, batı Anadoluda daha genç yaşta sedimanlarla çevrilmiş metamorfik sahrelerden müteşekkil bir çok adadan bir tanesidir.

Note sur un îlot de schistes cristallins au Nord d'Uşak (Turquie)

Melih Tokay¹ et Orhan Bayramgil²

En exécutant pour le compte de l'Institut de M. T. A. des levés pour la carte géologique au 1:100.000^e. de la Turquie, l'un de nous (M. T.) a eu l'occasion de retrouver et de délimiter un massif métamorphique (voir carte dans le textecture) tombé dans l'oubli, si l'on en juge d'après les publications relativement récentes. Les schistes en question se situent un peu à l'E de la partie S de la feuille Simav 71/IV de la carte topographique au 1:100.000^e. de la Turquie, à 24 km à vol d'oiseau du Kaza de Gediz et à 4 km du Kaza d'Uşak, en comptant cette fois les distances sur la grande route. On a au SW le Gedizçayı, au N et à TW le Dikenderesi, affluent du Gedizçayı, au NE les Vayvay et Namazderesi, petits affluents du Dikenderesi, à l'E le Belen-tepesi, le Çalkıranı, au SE le village de Sorgun, et enfin au S la ville d'Uşak. La superficie de la masse métamorphique comprise dans la feuille 71/IV est d'environ 145 km². La grande route allant de Kütahya—Uşak entre aux environs du village de Karabeyler actuellement bâti le long de celle-là.

Le modelé est accidenté. Les plus hauts points ne dépassent pas trop 1450 m d'altitude. L'altitude moyenne se place entre celles des terrains néogènes q'on trouve à l'W et les hauteurs d'Elmadağ de l'E.

Situation Géologique Générale

Les schistes sont entourés par des terrains d'âge néogène. Le néogène sédimentaire est une formation continentale comprenant des calcaires, calcaires marneux, grès, conglomérats et parfois des couches de lignite. Les serpentines affleurant à 7-8 km au NE et environ 21 km à l'E du massif, sont visibles sous le néogène, cette fois à de plus courtes distances à l'E des schistes métamorphiques. De nombreuses coulées andésitiques paraissent souvent couronner le néogène (Elmadağ Çalkıranı, etc.). En outre ces andésites peuvent être observés venir sans aucune intercalation du néogène

(1) Géologue à l'institut M. T. A. Ankara.

(2) Minerologiste à l'institut M. T. A. Ankara.

sédimentaire, directement d'abord sur des schistes cristallins, dans le secteur NW de ceux - ci aux environs du village d'Eseler, dans le secteur SE, sur la route à l'E de Kuşoğlan damları, aux abords des villages de Pırtılar et de Çakırlar, et en outre sur des serpentines à l'E de Çakırlar.

Les couches des schistes cristallins paraissent assez plissés. A l'W elles plongent relativement avec un assez fort pendage vers l'W, tandis que vers le centre elles présentent des inclinaisons assez douces. Les marbres faisant partie des schistes cristallins sont exploitées pour de la chaux.

Les récents études géologiques détaillées et de prospection minière, si nombreuses pourtant dans les régions directement environnant la notre, n'ont pas été poussées jusqu'à l'intérieur du massif et il faut remonter aux premiers auteurs pour pouvoir trouver des renseignements. PHILIPPSON met sur sa carte, en néogène, toute la surface comprise entre l'Elmadağ andésitique et le Gedizçayı. La route la plus proche, qu'il a prise le long de son itinéraire passe par le village de Çukurören, situé au N de Muratdağ, et monte au Muratdağ, descend vers Yukarı Karacahisar, traverse la plaine du Comburt, suit le cours du Kusure deresi, s'incurve vers l'W au niveau du village de Gövem, pour atteindre la ville d'Uşak. Nous voyons aussi que cet auteur n'a pas traversé la région en question.

Cet état de choses est répété dans la feuille İzmir de la carte géologique de Turquie au 800.000é. La limite W des andésites de l'Elmadağ, tirée en pointillé d'ailleurs, diffère de celle donnée par PHILIPPSON. Le néogène que nous avons observé dans la vallée du Namazderesi, et les terrains métamorphiques visibles à l'W ne sont pas représentés.

Il ne nous a pas été possible de trouver un document officiel (rapport etc.) relatif à la région qui nous préoccupe, ceci probablement à cause du peu d'intérêt que celle-ci offre du point de vue minier.

P. de TCHIHATCHEFF dit (p. 542) très vaguement et sans autre que les montagnes formées par des "roches de transition" entourent de presque tous les côtés le vaste bassin lacustre à l'extrémité duquel se trouve la ville d'Uşak.

Dans sa carte au 2.000.000é, les terrains cristalloyphyllyens sont beaucoup plus étendus qu'ils ne le sont en réalité. Par exemple la masse andésitique de l'Elmadağ est représentée aussi comme étant cristalloyphyllyenne.

J. HAMILTON et H.E. STRICKLAND dans le paragraphe f réservé aux Muratdağ et Suphandağ de la première partie du chapitre "Sedimentary rocks", mentionnent le fait que le bras montagneux compris entre la plaine d'Uşak, et se prolongeant à l'W du Muratdağ, est formée par des roches cristallines. En outre ces auteurs, dans le profil allant de Gediz à Uşak, qu'ils donnent à la planche III, représentent la masse cristalline en forme d'anticlinal. Les limites de cet anticlinal prises sur ce profil correspondent parfaitement aux données de notre carte.

Petrographie

Quelques échantillons prélevés de la partie de la masse de métamorphique en question, (voir carte) d'ordinaire à structure schisteuse, comprennent les types de roche suivants, qui montrent la composition d'une partie des "micaceous schists" de HAMILTON et STRICKLAND ou des "roches de transition" de TCHIHATCHEFF.

1— Schiste à Hornblende, Biotite et Plagioclase:

La texture de cette roche est "Schlierig" il y a des parties tout à fait blanches, d'autres blanches et vertes. A l'oeil on observe dans les plans parallèles à la schistosité, des paillettes éparses de muscovite, qu'on ne distingue pas sous le microscope.

Les grains de quartz occupent dans cette coupe les 70% du volume, ils montrent parfois l'extinction ondulée, leur grandeur peut atteindre 1 mm, ils sont enchevêtrés par contours arrondis.

Quantitativement c'est le plagioclase qui vient après le quartz. Ses grains hypidiomorphes ont en moyenne un diamètre de 0,6 mm. Comme on n'observe ni clivage régulier, ni mâclas, on n'a pu les déterminer qu'approximativement, en mesurant leur angle d'axes optiques, ce qui nous a donné une valeur d'anorthite de 45%.

Les mafites n'occupent que les 10% du volume. Ils comprennent de la biotite et de la hornblende. Les grains du premier minéral sont généralement corrodés et localement limonitisés, ils montrent un fort pléochroïsme:

n_p = brun jaunâtre

n_m = n_g = brun très foncé,

leur diamètre atteint 0,5 mm, dans un grain on a pu déterminer la birefringence maximale: — 0,035.

La hornblende est moins fréquente que la biotite et ses grains plus petits que ceux de l'autre. Elle est d'une couleur verdâtre et sans pléochroïsme.

Dans les minéraux de la coupe mince, on constate comme inclusions de l'actinolite, des minéraux opaques, de l'apatite et du sphène.

2— Schiste à Muscovite et à Plagioclase:

Dans cette roche c'est le plagioclase qui occupe le plus grand volume (environ 70 %). L'échantillon paraît jaune où brun à cause de l'altération du plagioclase. Les grains de ce minéral ressemblent quant à leur forme à ceux qu'on vient de décrire, mais ils sont un peu plus grands et forment rarement des mâcles (dans un cas, mâcles polysynthétiques). Par la méthode de Fédoroff on a constaté sur les courbes de REINHARD 30-35% d'anorthite, les clivages 100 et 021 (rarement) et les lois de mâcle Albite et Karlsbad, dans deux mâcles.

Les grains de quartz ne diffèrent de ceux du schiste précédent que par la présence de l'extinction onduleuse dans chaque grain.

On observe dans la coupe mince quelques paillettes de muscovite déformées sous pression. D'ailleurs les grains de plagioclase et de quartz présentent aussi quelquefois des cassures provenant de la même cause.

Inclusions: grains d'apatite et de minéraux opaques.

Si nous comparons les deux schistes que nous venons de décrire, nous pouvons dire que, les sédiments qui ont servi à la formation du second étaient plus riches en calcaire et en argile surtout et qu'ils ont subi une pression un peu plus accentuée. La structure, ainsi que la présence des plagioclases nous indiquent l'appartenance de ces schistes à la mésozone. On peut en déduire que le schiste décrit en premier appartient à un niveau supérieur de la mésozone, tandis que le second correspond à un niveau relativement inférieur.

3— *Schiste de Quartzite à Pyroxène et Cassiterite:*

Cette roche présente une cassure grise, sa patine pouvant être jaune ou brune. Les grains de quartz occupent environ 80 % du volume et ont un diamètre variant de 0,1 à 0,8 mm, ainsi que des propriétés semblables au quartz décrit dans les schistes précédents.

Les grains de pyroxène occupent les 5-10 % du volume et présentent des contours irréguliers, portant des fissures de direction 110, 100 et autres, et on a une couleur bleuâtre. Leur diamètre atteint 1 mm. et ils sont dans des cas rares totalement mais ordinairement, partiellement limonitisés. L'angle de leurs axes optiques a été déterminé au théodolite comme étant de 5 à 7. Comme le plan optique est parallèle à 010, ce pyroxène correspond, d'après le diagramme de WINCELL à une pigeonite à 30 % de clinoenstatite. La birefringence maximale n'est que 0.008 et r est plus grand que v . La valeur de $n_g - n_p$ est un peu petite.

Ceci peut être en relation avec le fer que notre minéral contient. La pigeonite se trouve généralement dans les diabases, basaltes, gabbros etc., c a. d. dans des roches éruptives basiques. Sa présence dans un schiste de composition acide, comme c'est ici le cas, est donc digne d'être signalée.

On distingue avec fort grossissement des grains hypidiomorphes de cassitérite d'une couleur jaune, parfois corrodés.

Quelques petits grains de minéraux opaques sont présents.

D'après la structure et ses minéraux, cette roche a été formée à partir d'un gré qui a subi une pression et l'influence pneumatolitique.

4— *Schiste à Grenat:*

Les 50 % du volume de cette roche de couleur grise et d'éclat soyeux, sont occupés par du grenat. Ce minéral présente généralement des dodécaèdres rhomboïdaux, atteignant parfois plusieurs centimètres de diamètre (les paysans des environs emploient ces cristaux dans la chasse aux sangliers et les appellent < pierre de balle >).

Le grenat montre sous le microscope des cassures irrégulières et des anomalies optiques locales. Ces dernières s'observent d'après CHUDOBA en règle dans les variétés grossulaire et spessartine de ce minéral. La de-

termination du poids spécifique nous a donné la valeur 3,52 pour notre grenat. Il s'ensuit que celui-ci correspond à un grossulaire pur (diagramme de WINCHELL). On observe dans ce minéral comme inclusions des grains de rutile et des minéraux opaques, ainsi que des lamelles de muscovite et de biotite.

Les autres 50 % du volume de la roche sont occupés par le quartz. Ses grains sont beaucoup plus petits que ceux du grossulaire (les plus grands 0.5 mm). Leur extinction est parfois roulante, leurs contours enchevêtrés et arrondis. Ils contiennent rarement de tout petits grains d'apatite.

Selon NIGGLI les grenats se forment sous haute pression. Mais pour que notre grossulaire ait pu se conserver tel quel, il a fallu que la température ne fut pas très élevée, étant donné que grossulaire+quartz aurait été transformés dans ce cas en wollastonite + anorthite. Notre roche est donc formée à une température pas très élevée à partir d'un gré marneux, qui a subi l'action d'un métamorphisme de contact.

On n'a pas observé dans les limites de la masse métamorphique ni la série, contenant surtout des phyllites, série bien connue en Anatolie occidentale et visible en l'occurrence, quoique hors les limites de notre carte, dans la direction N de notre région, ni des roches telles que du granite, des serpentines ou des radiolarites, qu'on devait autrement croire à la présence. Nos études ne sont pas encore suffisamment progressées pour pouvoir expliquer ce problème pétrographique très important.

Conclusion

L'existence de cette région métamorphique, déjà observée par les tous premiers auteurs, mais pas prise en considération, pour une raison ou une autre par les auteurs ultérieurs est une réalité. Sa superficie est moindre que celle représentée sur les cartes antérieures. Il ne nous a pas été possible de trouver ni macro, ni microfossiles dans les parties moins marmorisées des marbres, afin de pouvoir attribuer un âge à une partie du moins de cette formation. On doit par conséquent se contenter, comme l'on a fait jusqu'à maintenant, de dire simplement qu'on a affaire à du paléozoïque. Sa direction est presque normale à celle d'un autre massif métamorphique EW

qui se prolonge à l'W d'Uşak, duquel probablement il doit être considéré comme le prolongement. Ses roches comprennent pour la plus grande partie des schistes soit à hornblende, biotite et plagioclase, soit à muscovite et plagioclase, soit à grenat et soit enfin à pyroxène et cassitérite, appartenant à la mésozone.

Quoique l'absence de roches fossilifères mésozoïques ou du tertiaire inférieur en place ou en galets dans le néogène conglomératique peut montrer que notre région émergea à partir d'un moment encore indéfini (début du mésozoïque?) et resta jusqu'au dépôt du néogène lacustre hors des eaux marines, certains auteurs, qui ont fait des recherches dans les régions avoisinantes, tenant compte de l'étroite relation existant dans leur région entre les radiolarites et les serpentines, pensent que celles-ci feraient partie des sillons marins d'âge mésozoïque. Ainsi il n'est pas exclu d'avoir la mer pendant un certain laps de temps là où le manque de fossiles pouvait faire penser à une émergence. Une autre période d'élévation régionale qui suivit le néogène, et qui rapporta celui-ci par ex. à environ 1650 m d'altitude sur les flancs SE du Muratdağ, a du faire sentir ses effets aussi sur notre région.

L'absence du granite, des serpentines et des radiolarites dans notre masse métamorphique, ainsi que ses environs constitue un problème pétrogénétique, qui probablement pourra être résolu à la fin des études plus détaillées.

Nous donnons le nom de "Schistes cristallins de Taşhavlu" à la région ainsi délimitée. Ceux-ci représenteraient un des nombreux îlots métamorphiques qui pointent entre des terrains plus jeunes, en Anatolie occidentale.

BIBLIOGRAPHIE

- 1 - J.E. CHAPUT : Phrygie, Géologie et géographie physique, t.1, Inst. Fr, Arch. Stamboul, Boccard 1941.
 - 2 - K. CHUDOBA : Mikroskopische Charakteristik der gesteinsbildenden Mineralien, Freiburg i. Br. 1932.
 - 3 - U. GRUBENMANN und P.NIGGLI: Die Gesteinsmetamor-bose I, Berlin 1924.
 - 4 - J. HAMILTON and ESTRICKLAND : On the Geology of the Western part of Asia Minor, Trans. Geol, Soc. 1836, 39, 40.
 - 5 - A. PHILIPPSON : Reisen und Forschungen im westlichen Kleinasien, Heft 4, 1914.
 - 6 - M. REINHARD : Universaldrehtischmethoden, Basel 1931.
 - 7 - P. de TCHIHACCHEFF : Asie mineure, Description physique de cette contrée, IVè. partie, Géol I, 1867
 - 8 - A.N.WINCHELL : Elements of Optical Mineralogy II, New York & London 1933.
-

Mail Tabakalarda Vasatî Sismik Suratlerin Tayini¹

Hilmi F. Sagoci²

ÖZET. — Sismik prospeksiyonda, vasatî süratleri tayin etmek için kullanılan usuller hulâsatan gözden geçirilmektedir. Kuyu atışları sayesinde elde edilen verilerin mevcut olmadığı bakir sahalarda, sismogramları kullanmak suretiyle vasatî süratler tayin edilirken tabakaların meyli neticesi olan zaman farklarının nazarı itibara alınması şayanı arzudur. İki taraflı asimetrik bir jeofon dizisi kullanmak suretiyle bu gayenin tahakkuk ettirebileceği gösterilmektedir.

Refleksiyon ışınları genel olarak münhanilerden mürekkep yollar takibederler. Lâkin sismik istikşafıta, ışınların değışmez vasatî bir sürate tekabül eden düz çizgilerden ibaret olduklarını farzetmek tamamen tatmin edici neticeler vermektedir. Derinlikleri ve ofset mesafelerinin hesap edilmesi vasatî yayılma süratleri hakkında malûmat mevcut olmasına bağlıdır. Hali hazırda sürat tayinlerinde en çok kullanılan usul, kuyu atışları usulüdür. Kuyu atışları neticesinde elde edilmiş sürat verileri mevcut olmadığı takdirde, reflexyon donelerinin tefsirinde bazan tashih edilmiş zaman mak-taları ve haritaları kullanılır. Fakat Phil. P. Gaby (journal of geophysics) te bu usulün muhatap kalacağı itirazları belirtmiş, bir antiklinalin zaman mak-tasında bir senklinal şeklinde tebarüz edebileceğini gösteren olağanüstü bir misal vermiş (1) ve bu usul yerine, şakulî zaman ve ufki ofset mesafesinden müteşekkil ve sürat hatalarına karşı hassas olmayan bir koordinat sistemi kullanmağı teklif etmiştir. Bu halde bile ofset mesafesini hesap edebilmek için, vasatî sürat hakkında takribi fakat makûl bir fikre sahip olmak gerekir.

Jeolojik maktain katî surette tesbit edilmiş bulunduğu bazı hallerde refleksiyonlar ile tekabül ettikleri formasyonlar arasında bir korelasyon yapılabilir. Bunun kabil olduğu yerlerde fasıla süratleri, refleksiyon zaman fasılları ile derinlik farkları sayesinde, vasatî süratler ise refleksiyon zaman-ları ile refleksiyon seviyelerinin derinlikleri sayesinde hesabedilir.

Çok zamanlar, başka hiç bir usule baş vurulamayan yerlerde, sürat—

(1) Şubat 1947, Ankara toplantısında okunmuştur.

(2) M. T. A. Enstitüsünden.

derinlik fonksyonu hakkındaki mâlûmatı sadece sismogramlar vasıtasıyla çıkarmak mecburiyeti hasıl olur.

Sûrat hakkında refraksiyon profilleri sayesinde toplanmış mâlûmat kâfi derecede sıhhatlı değildir ve bu profiller hemen hiç bir zaman sadece ve sadece sûrat tayin etmek gagesiyle alınmazlar.

Refleksiyon çalışmalarında, tabakaların ufki olduklarını farzederek, yayılma zamanı, vasatî sûrat, jeofon mesafesi ve derinlik arasındaki münasebet (1) numaralı denklemlerle gösterilir:

$$t^2 = \frac{1}{V^2} (x^2 + 4Z^2) \quad (1)$$

Şu halde her refleksiyon için, yayılma zamanının murabbainı, jeofon mesafesi murabbainın tâbii olarak göstermek suretiyle elde edilen düz çizginin meyli $1/v^2$ inı verecektir. Böylece, sismogram üzerinde kâfi derecede refleksiyonlar varsa bir sûrat derinlik fonksyonu tesbit etmek kabildir.

Bu usulün tatbikinde karşılaşılan başlıca güçlükler, evvelâ $t^2 - X^2$ çizgisinin tesbitinde kullanılan zaman farklarının çok küçük olması ve sonra refleksiyon tabakalarının meylinin nazarı itibare alınmamış olmasıdır. Eğer meyiller küçükse, meyil aşağı ve meyil yukarı atışlar yapmak ve her iki halde elde edilen sûratların aritmetik vasatîsini almak suretiyle bahsi geçen son güçlük ortadan kaldırılabilir. Meyiller büyük olduğu takdirde buna imkân yoktur.

Konuşmamızın esas mevzuunu teşkil eden biraz değişik bir metotda, vasatî sûrat tâyinlerinde meyillerin tesirleri nazan itibara alınmaktadır. Başlangıç noktası Gutenberg (2) tarafından meyil hesaplarında kullanılan herkezce bilinen bir denklemdir:

$$V^2 \Delta T - T_m = 1 (\Delta m - \Delta')$$

Bu ifadedeki harflerin manâsı aşağıda sıralanmıştır:

$$V = \text{Vasatî sûrat}$$

ΔT = Şekil 1 de d_1 ve d_2 deki jeofonlara varıncaya kadar geçen yayılma zamanları arasındaki tefazül

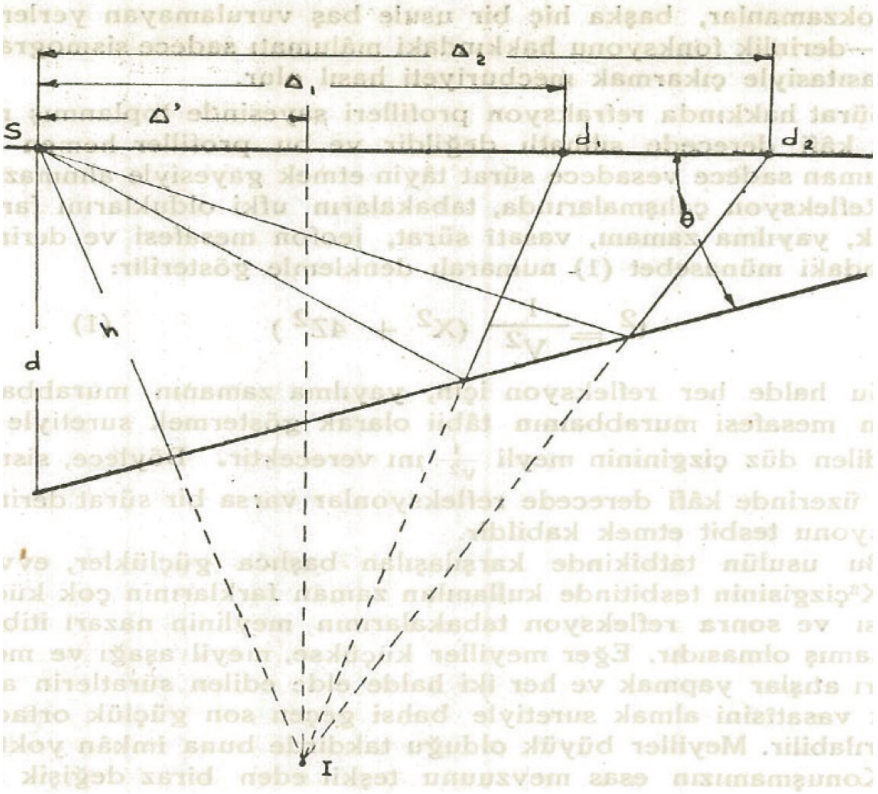
$$T_m = \text{Refleksiyon yayılma zamanlarının vasatîsi}$$

$$I = \text{Jeofonlar arasındaki mesafe}$$

$$\Delta^m = \text{Atış noktası ile jeofonlar arasındaki vasatî mesafe.}$$

Şekil 1 de:

$$\frac{\Delta^1 + \Delta^2}{2}$$



(Şekil-1)

(Fig.-1)

$\Delta^1 =$ Atış noktası ile, refleksyon aynasındaki hayalinin şakulî projeksiyonu arasındaki mesafe.

Şimdi, iki taraflı asimetrik bir jeofon dizisi kullanmak ve (2) numaralı denklemi atış noktasının her iki tarafında seçeceğimiz birer çift jeofona iki defa tatbik etmek suretiyle,

$$V_2 \Delta T_1 T_{m1} + l_1 \Delta^1 = l_1 \Delta_{m1}$$

$$V_2 \Delta T_2 T_{m2} + l_2 \Delta^1 = l_2 \Delta_{m2} \quad (3)$$

denklemlerini elde ederiz. $l_2 \Delta T_1 T_{m1} = l_1 T_2 \Delta T_{m2}$ olduğu takdirde - ki bu Δ^1 sıfır olmadığı ve jeofon dizisinin asimetrik bulunduğu müddetçe daima varittir.

$$V^2 = \frac{\left| \begin{array}{ccc} \Delta' & & \\ l_1 \Delta m_1 & & l_1 \\ l_2 \Delta m_2 & & l_2 \end{array} \right|}{\left| \begin{array}{ccc} \Delta T_1 T m_1 & l_1 & \\ \Delta T_2 T m_2 & l_2 & \end{array} \right|} = \frac{l_1 l_2 (\Delta m_1 - \Delta m_2)}{(l_2 \Delta T_1 T m_1 - l_1 \Delta T_2 T m_2)} \quad (4)$$

$$\Delta' = \frac{\left| \begin{array}{ccc} \Delta T_1 T m_1 & l_1 \Delta m_1 & \\ \Delta T_2 T m_2 & l_2 \Delta m_2 & \end{array} \right|}{\left| \begin{array}{ccc} \Delta T_1 T m_1 & l_1 & \\ \Delta T_2 T m_2 & l_2 & \end{array} \right|} = \frac{(l_2 \Delta m_2 \Delta T_1 T m_1 - l_1 \Delta m_1 \Delta T_2 T m_2)}{(l_2 \Delta T_1 T m_1 - l_1 \Delta T_2 T m_2)} \quad (5)$$

denklemleri sayesinde tâyin edilir. V ile A' bir defa tesbit edilince şekil : 1 de h ile gösterilen derinlik ve Δ ile gösterilen meyil herkezce bilinen denklemler sayesinde bulunur, yani

$$To = 2h \text{ ve } \Delta' = 2h \sin \Delta = V To \sin \Delta$$

burada To atış noktası jeofonuna tekabül eden zamandır. Burada, vasatî süratin (4) numaralı denklem sayesinde ne derece sihatle tayin edilebileceğinin analitik bir münakaşasını yapmıyacağız. Genel olarak denilebilir ki bu tayinlerin sihhati refleksiyon ve ΔT zamanlarına tabidir, tesadüf edilen zaman farkları ne kadar büyük olursa V de o kadar sihatle hesaplanmış olur. Şu halde, daha büyük ΔT zamanları gösteren büyük yatımların mevcut bulunduğu yerlerde daha iyi neticeler alınması beklenebilir. Ve esasen bahis mevzuu ettiğimiz usul tamamen bu vaziyetlerde kullanılmak gayesiy-le düşünülmüştür. Daha büyük ΔT kıymetlerini temin edecek başka bir faktör de tabii l' kemiyetina daha büyük kıymetler vermektir, bu işe pratik bakımdan mümkün olduğu kadar uzun bir jeofon dizisi kullanmak ve dizinin her iki tarafındaki ilk ve son jeofonları kullanmakla temin edilebilir.

Hülâsa edersek, sismogramlar üzerinde kâfi derecede refleksiyonlar bulunduğu takdirde, Gutenberg'in yatım denklemini, mutad kullanma şeklinden hafifçe değişik bir şekilde kullanmak suretiyle, çok yalın refleksi-yon tabakalarının mevcut olduğu yerlerde, bir vasatî sürat - derinlik fonksiyonu tâyin etmek kabildir.

Determination of Average Seismic Velocities in Sloping Beds¹

Hilmi F. Sagoci²

ABSTRACT. — A brief summary of methods used in determining average velocities in seismic prospecting is given. In virgin territory, where there are no well shot data available, it is desirable that in using reflection records to determine average velocities, step-outs due to the effect of the dip, be taken into consideration. It is shown that by taking an asymmetrical split spread this end can theoretically be achieved.

Reflection rays follow in general curved paths. However, in seismic exploration the assumption of straight rays, which correspond to uniform average velocities, gives quite satisfactory results. Depth and offset distance calculations depend on a knowledge of average velocities of propagation.

At present, well shooting is the method most widely used in velocity determinations. In the absence of well shot velocity data, corrected time sections and maps are sometimes used in the interpretation of reflection data. However, Phil. P. Gaby points out the objections to such a procedure and gives an extreme example where an anticline is represented in a time section as a syncline (1). He proposes instead to use a system of coordinates, namely vertical time and horizontal offset distance, which would be insensitive to velocity errors. But even then, to calculate the offset, an approximate but reasonable knowledge of the average velocity is required.

In certain instances where the geologic section is known rather certainly, reflections can be correlated with corresponding geologic formations. When this is feasible, interval velocities may be computed with the help of reflection time intervals and depth differences between corresponding beds, while reflection times and depths to reflecting horizons determine the average velocities.

Often, in the absence of any other means, it becomes necessary to secure some knowledge about the velocity-depth function by the use of seismograms alone. Average velocity information, obtained by using refraction profiles, are rather inaccurate and these refraction profiles are almost never

(1) Presented at the Ankara meeting, February 1947

(2) M.T.A. Enstitüsü.

shot with the sole purpose of determining average velocities.

In reflection work, assuming horizontal beds, travel, time average velocity, detector distance and depth are related through :

$$t^2 = 1/V^2 (X^2 + 4Z^2)$$

Therefore, for each reflection, the slope of the straight line obtained by plotting the square of travel time against the square of detector distance will give $1/V^2$. Thus, if on a seismogram there should be enough reflections then it would be possible to determine a depth-velocity function.

The main objections to this method are that very small time differences have to be used in order to determine the $t^2 - x^2$ line, and that the slope of the reflecting beds has not been taken into account. When the dips are small, by shooting both down and up dip and taking the arithmetic average of velocities obtained in each case, the last objection can be eliminated. However, this cannot be done for large dips.

The slightly different method proposed in this paper takes into account the effect of the dip in determining the average velocity. The starting point is the well known equation used by Gutenberg(2) in dip calculations (see fig. 1).

$$V^2 \Delta T T_m = 1 (\Delta m - \Delta ') \quad (2)$$

The meaning of the symbols used in this expression are listed below:

V = average velocity to the reflecting bed.

T = difference in reflection times to detectors d1 and d2 (Fig.: 1), or the step-out time.

T_m = mean reflection travel time.

l = distance between detectors.

Am = Mean distance from shot point to detectors:

$$\frac{\Delta_1 + \Delta_2}{2}$$

(Fig.: 1)

Δ' — distance between shot point and vertical projection of the image point I (Fig.: 1).

Now, by using an asymmetrical split spread and applying equation (2) to two sets of two detectors on both sides of the shot point, one obtains:

$$\begin{aligned} V^2 \Delta T_1 T m_1 + l_1 \Delta' &= l_1 \Delta m_1 \\ V^2 \Delta T_2 T m_2 + l_2 \Delta' &= l_2 \Delta m_2 \end{aligned} \quad (3)$$

Provided that $l_2 \Delta T_1 T m_1 = l_1 \Delta T_2 T m_2$, which is true as long as $\Delta' = 0$ and the spread is asymmetrical, V and Δ' can be determined as follows:

$$V^2 = \frac{\begin{vmatrix} l_1 \Delta m_1 & l_1 \\ l_2 \Delta m_2 & l_2 \end{vmatrix}}{\begin{vmatrix} \Delta T_1 T m_1 & l_1 \\ \Delta T_2 T m_2 & l_2 \end{vmatrix}} = \frac{l_1 l_2 (\Delta m_1 - \Delta m_2)}{(l_2 \Delta T_1 T m_1 - l_1 \Delta T_2 T m_2)} \quad (4)$$

$$\Delta' = \frac{\begin{vmatrix} \Delta T_1 T m_1 & l_1 \Delta m_1 \\ \Delta T_2 T m_2 & l_2 \Delta m_2 \end{vmatrix}}{\begin{vmatrix} \Delta T_1 T m_1 & l_1 \\ \Delta T_2 T m_2 & l_2 \end{vmatrix}} = \frac{(l_2 \Delta m_2 \Delta T_1 T m_1 - l_1 \Delta m_1 \Delta T_2 T m_2)}{(l_2 \Delta T_1 T m_1 - l_1 \Delta T_2 T m_2)} \quad (5)$$

Once V and Δ' are determined the depth h (Fig.: 1) and the dip Θ can be obtained in the well known manner through the well known equations:

$$v T_o = 2h \text{ and } \Delta' = 2h \sin \Theta = v T_o \sin \Theta \quad (6) \quad \text{where}$$

T_o is the time corresponding to the shot point detector.

We shall not go into an analytical discussion of the degree of accuracy with which v can be determined through eq. (4). In general, it can be said that the accuracy will depend on reflection and ΔT times; the greater the time differences one has to deal with, the greater will be the expected accuracy of v . Therefore, for larger dips, which yield larger ΔT times, better results would be expected. The preceding procedure is intended precisely to be used in regions where sloping beds are present. Another factor which may insure larger ΔT times is of course the use of larger values of l , that is the distance between geophones. Larger values for l can be obtained by using as long a spread as practically possible, and by using the extreme geo-

phones on each of the spread.

Summing- up, given enough reflections on a seismogram than is generally done, it is possible theoreticaliy to determine an average velocity-depth function in regions wehere reflecting beds represent appreciable dips.

BIBLIYOGRAFI

- 1-PHIL. P. GACY- : A NewType of Seismic Cross-section where- in Accuracy of Representation is Rendered Insensitive to Velocity Error, Geophysics, Vol. X, No. 2, 1945
- 2-NETTLETON, L. L. -: Geophysical Prospecting for Oil. 1940 pp.209-292

Kocaeli Triasında Yeni Fosil Yatakları

Kemal Erguvanlı

Kocaeli Yarımadasının güneyinde, Gebze-Dil İskelesi-Hereke ve kuze-ye doğru uzanan alanda jeolojik incelemeler yaparken rasladığım Trias formasyonlarında çok güzel fosiller veren yeni bir çok fosil yatakları buldum. Bunların bir kısmından burada çok kısa olarak bahsedeceğim.

Jeoloji edebiyatına Kocaeli Triası diye geçmiş olan bu yerelerde şimdiye kadar 1894 yılında TOULA, 1909 yılında ENDRISS, ve 1914-1915 yıllarında da ARTHABER incelemeler yapmışlardır. Bu jeologlar, paleontolojik etüdlerini daha ziyade ufak bir alandan getirilen fosiller üzerinde yaptıklarından, düşünüş ve kabullerini stratigrafi ve profil bakımından tevsik edememişlerdir. Bundan dolayı Arthaber "Die Trias von Bithynien" adlı eserinde paleontolojik olarak tesbit etmiş olduğu seviyelerin profil bakımından doğruluğunun isbatı olmadığını söylemektedir. Biz iki üç yıl çalışarak bu bölgenin yeniden rölevesini yaptık ve Trias stratigrafisi ile paleontolojik seviyeleri profil bakımından kıymetlendirebildik. Ve şimdiye kadar bilinmeyen yeni fosil yatakları bulduk. Bu buluşlarımızı yakında neşredeceğiz. Yaptığımız incelemelere göre Kocaeli Triasının stratigrafisini kısaca şöyle hülâsa edebiliriz: Alt Devonienne ait kıvrımlı killi şist grauvake ve kalkerlerin üzerine diskordan olarak çiğ kırmızı renkli, breşimsi konglomera ve kumtaşları gelmektedir. Bunlar dikey olarak ufak daneli kumtaşlarına, kırmızı renkli marnlara, ve nihayet plaket halinde gremsi marn ve marnlı kalkerlere geçer. Bunların üzerine yer yer breşimsi dolomitler, kirli gri renkte kalker, ve boşluklu gevşek dolomitler gelir. Ben, Gebze'nin doğusundaki Kazmalı Ağılı civarında gremsi kırmızı marnların içerisinde, Hereke'nin kuzeyindeki Kütüklü Bayırın güney yamacında ve Tepeköy'ün güneyindeki Çiflik Dere'de plaket halindeki marnlı kalkerlerin içinde Verfenien'i karakterize eden Naticelle acutecostate KLIPS, ve Gervillia exprorecta LEPS. gibi fosiller buldum. Bunların üzerine gelen Orta Trias çok zaman Crinoid bakımından zengin, siyahımsı yoğun gri kalkerlerle başlar ve üzerlerine düzgün banklar halinde tabakalanmış ve kısmen silisleşmiş marnlı kalkerlerle marnlı ara maddeli, silisleşmiş yumrulu kalkerler gelir.

OrtaTrias'a ait bu yerelerin bir çok yerinde fosilli mahaller buldum ki burada yalnız bir kaçını zikredeceğim. Tavşanlı köyünün doğusundaki

Şeytan Dere'nin kuzeyinde ve yerli halk tarafından Mekânyeri diye tanılan mevkiide, koyu kırmızı şarap tortusu rengindeki marnlı kalkerlerin içinde Orta Trias'in trinodosus seviyesi için karakteristik olan:

Orthoceras, Atractites, Nautilus, Phychites seebachi NOJSISOVICS gibi fosiller buldum. Bu mevkiin takriben 1 km. kadar doğusunda, Demirci Hasan Ağılı ile Küplü Çeşmesi arasındaki yamaçta, Hippurit' li kalkerler altında Acrocordiceras, Orthoceras, Aspidites toulai ARTHABER Beyrichites osmani TOULA buldum. Bunlardan başka bu zamana ait fosillerin en güzelleri Gebze-Dil iskelesi arasındaki demiryolu yarmalarında Orthoceras, Atractites mallyi TOULA, Rhynchonella ethemi var planata ARTHABER, Rhynchonella protractifrons BITTNER, Spiriferina mentgelii DUNKER, Hungarites solimni TOULA, Beyrichites osmani TOULA gibi fosiller buldum ki bunlar Orta Trias'in alt kısımlarını karakterize ederler. Kocaelinde Ladinien ve Karnien katlarını da bir çok mahalde karakteristik fosiller ile buldum. Meselâ Dil İskelesi istasyonunun hemen yanında silileşmiş marn ve yumrulu kalkerlerin içinde, Çerkeşli köyünün takriben 1 km kuzey doğusunda Çardak Bayırı mevkiinde, Tavşanlı köyünün 2,5 km. kuzeyinde Karabayır civarında koyu kırmızı renkli, konglomeramsı marnlı kalkerlerin içinde ve Tepe köyündeki kırmızı renkli konglomeramsı marnlı kalkerlerin alt seviyelerinde Ladinien için karakteristik fosiller buldum. Üst Trias'in Karnien katı için karakteristik olan fosilleri en yüksek yerlerde, yani tepelerde buldum. Bu kat için karakteristik fosilleri veren en iyi yatak Tepeköyde bulunmaktadır. Köyün takriben 250 m. batısında Bağıcı, 500 m doğusunda Erenler mevkiinde ve köyün kuzeyindeki mezarlığın yanında yol üzerinde kırmızı renkli marnlı konglomeramsı kalkerler içinde Lobites phillippi MOJSISOVICS, Trachyceras acutocostatum KLIPS., Paratrachyceras regoledanum MOJSISOVICS, Joannites deranicus ARTHABER, Proarcestes bromentei MOJSISOVICS, Arcestes münsterii MOJSISOVICS, Arcestes pannonicus MOJSISOVICS fosillerini buldum. Bu mevkilerden başka Çerkeşli köyünün takriben 2 km. kuzey doğusunda küçük Taflan sırtlarınının 380 m. yüksekliğindeki en yüksek tepesinin tam zirvesinde koyu kırmızı renkli, konglomeramsı marnlı kalkerlerin içinde de aynı fosilleri buldum. Yani Karnien için karakteristik olan yukarıki fosilleri.

Bu yeni araştırmalara dayanarak aşağıdaki neticelere varılır:

1 — Kocaelinde, Alt, Orta, ve Üst Trias'da Karnien katı karakteristik

fosilleri ile mevcuttur; fakat daha üstü, yani Norien ve Lias bulunmamıştır.

2 — Paleontolojik olarak tesbit edilen seviyeler stratigrafi ve profil bakımından kıymetlendirilebilmişlerdir.

3 — Bu yerlerin içinde poşlar halinde bol fosilli mahallerin bulunduğu tesbit edilmiştir.

Fosillerin bir kısmını tayin etmek lütfunda bulunan sayın meslekdaşım Dr. Galip Otkun'a teşekkür etmeyi bir vazife bilirim.

New Fossiliferous Beds In Kocaeli Triassic Formations

Kemal Erguvanlı

During geologic studies in southern Kocaeli Peninsula, Gebze, Dil iskelesi, Hereke, and the region extending north, I found many fossiliferous Triassic beds containing very good specimens. Here I will discuss some of them very briefly.

In the geologic literature, it is found that TOULA in 1894, ENDRIS in 1909 and ARTHABER in 1914-1915 made geologic studies in the region known as the Kocaeli Triassic. Since the geologists made their paleontological studies on specimens from a relatively small area, they could not very well support their decisions from the stratigraphic viewpoint. For this reason, Arthaber in his "Die Triass von Bithynien" points out that the zones established paleontologically have no definite place in the stratigraphic section.

I have restudied this region over a period of several years and have re-evaluated the Triassic stratigraphy and paleontological zones. I have found new fossiliferous zones, and will describe these in a future paper.

According to our studies we can summarize the Kocaeli stratigraphy in the following way:

Red colored, brecciated conglomerates and sandstones rest discordantly on the clayey schistose graywacke and limestone of Lower Devonian age. Over these are fine-grained sandstones, red marls, and in lenses, sandy marls and shaly limestones. Over these in turn come, in places, brecciated dolomites, dirty grey limestone and honey-combed, soft dolomites. To the east of Gebze, in the vicinity of Kazmalı Ağılı, in sandy red marls, and to the north of Hereke, southern flank of Kütüklü Bayır, and in Çiftlik Dere, south of Tepe Köy, in shaly limestone pockets. I found *Naticella acutecostata* KLIPS, and *Gervillia exporrecta* LEPS. fossils which characterize the Verfenian epoch. Overlying these beds comes the Middle Triassic formations; the section starts with crinoid-rich, dark grey limestones, followed by partially silicified, flat bench-making beds of shaly limestone and partially silicified nodular limestones. In many places in this region I found many

fossiliferous zones belonging to the Middle Triassic, of which I will mention a few.

In the southern part of Şeytan Dere, which is to the east of the village of Tavşanlı, in dark, red - wine colored shaly limestones I found *Orthoceras*, *Atractites*, *Nautilus*, *Phychites seebachi* MOJSISOVICS, fossils which characterize Middle Triassic *trinodosus* zone. About 1 km. east of this locality, on a hill between Demirci Hasan and Küplü Çeşme, I found the following in Hippuritic limestones: *acrocordiceras*, *Orthoceras*, *Aspidites toulai* ARTHABER, *Beyrichites osmani* TOULA. Other than these, the best fossils belonging to this period are found in the railroad cuts between Gebze and Dil İskelesi. In the railroad cuts at 49.970 th km and 51.1 km I found *Orthoceras*, *Atractites mallyi* TOULA *Rhynhonella ethemi* var. *planata* ARTHABER, *Rhynhonella protraetifrons* BITTNER, *Spiriferina mentgelii* DoNKER, *Hunyarites solimani* TOULA, *Beyrichites osmani* TOULA, fossils which characterize the lower parts of the Middle Triassic.

In Kocaeli I found Ladinien and Karnien beds with their characteristic fossils. For example Ladinien fossils occur in the nodular limestones; on Çardak Hill, 1 km north of the village Çerkeşli; in vicinity of Kara Bayır, 2.5 km. north of the village Tavşanlı, in dark red, conglomeratic shaly limestone; and in the lower parts of red conglomeratic shaly limestones near Tepeköy. found the characteristic fossils of the Karnien of the Upper Triassic on the highest points of the hills. The best fossils of the Karnien occur in the beds near Tepeköy.

In Bağıcı, 250 m. west of Tepeköy, in Erenler, 500 m. east of Tepeköy, and on the road to the cemetery, north of the village, in the red conglomeratic shaly limestones I found the following fossils: *Lobites phillippii* MOJSISOVICS, *Traehyceras acutocostatum* KLIPS, *Paratraehyceras regoledanum* MOJSISOVICS, *Joannites deranieus* ARTHABER, *Proarcestes bromentei* MOJSISOVICS, *Arcestes münsterü* MOJSISOVICS, *Arcestes pannonicus* MOJSISOVICS. Furthermore, I found these fossils - characteristic fossils of Karnien- in dark red, conglomeratic shaly limestones on the very tops of Küçük Taflan Hills (elevation 380 m.) about 2 km. northeast of the village Çerkeşli.

From the above finds therefore, we can make the following statements:

1 — In Kocaeli the Lower, Middle, and Upper Triassic up to Karnien are present with their characteristic fossils; Norien and Lias are not present.

2 — Paleontologic zones can be fitted in the stratigraphic column.

3 — In this region there are numerous localities with abundant fossil-containing beds.

In conclusion, my thanks are due to Dr. Galip Otkun who made determinations of some of my fossils.

Yukarı - Gediz Vadisinde Miosen'e Ait Vertebre Fosilleri

İsmail Yalçınlar

1— Yataklar ve fosilli arazi

1946 yılı Kasım ayında Yukarı-Gediz vadisinde, jeomorfoloji bakımından, yapmış olduğum üçüncü tetkik gezisi, Uşak şehrinin 30 kilometre güneybatısında bulunan ve vertebre fosillerini ihtiva eden Miosen arazisini bulmama sebep oldu.

Vertebre yatakları, hartamız üzerinde görüldüğü gibi, Kale-Dere vadisinin kuzey yamacı üzerinde Oruçlu, Akçaköy ve Tepe köyleri arasında bulunuyorlar. Akçaköy, etüd edilen fosilli arazinin orta kısmında bulunduğu için yataklara Akçaköy yatakları denilebilecektir (Şekil 1, 2).

Buradaki vertebre fosillerini ilk defa, Kale-Dere vadisini geçerken, Oruçlu köyünün 3 kilometre güney doğusunda bulunan Nohut-Deresi vadisinin marn ve gremsi kum tabakaları içerisinde müşahede ederek fosillerin bulunduğu araziye, doğuda Oruçlu batıda da Tepeköy yanına kadar takib ettim. Bu fosilli arazinin uzunluğu, adı geçen köyler arasında, en az 8, Kuzey-Güney doğrultusunda görülen genişliği de 5 kilometre kadardır (Şekil 1, 2).

Akçaköy vertebre fosilleri, genel kalınlığı 300 metreyi geçen Neojen serisi içerisinde bulunuyorlar. Seri içerisinde aşağıdan yukarı doğru şu formasyonlar görülmektedir:

- 1° — Tüfler, lav blokları ve volkanik konglomeralar;
- 2° — Vertebre fosilli kil, marn ve gremsi kumlar;
- 3° — Beyaz göl kalkerleri.

1° — Kale-Dere vadisinde bulunan ve Neojen arazisinin alt kısmını teşkileden traki-andezitik tüf, lav bloku ve konglomeralar bazen tabaka bazen de yığın kalinde görünüyorlar. Emirli-Dağını teşkil eden bu volkanik arazi, genel olarak, Kale-Dere'nin güney kısmında görünüyor. Uşak'ın 15 kilometre güneybatısında bulunan Kazdağı da aynı volkanik sahalardan

müteşekkildir. Bu bölgenin volkanik sahreleri, Kötüköy ve Kötü-İlyaslı köylerinin güney kısımlarında görüldüğü gibi, Paleozoik kristalen şistleri örtmektedir. Tüfler, Kale-Dere ve, Düdüklü köyü çevresinde bilhassa 700-800 metre irtifaları arasında görünüyor; halbuki lavlar Emirli dağının üzerinde 1250 metreye kadar çıkmaktadırlar. Tuf tabakaları kuzeye doğru hafifçe (2-5 derece etrafında) meyillidirler. Kale-Dere ve Düdüklü civarında yüksekte bulunan gri ve sarımtrak renkteki tüfler, Hipparion'lu kumlarla kompakt marn tabakaların altına daldığı halde, gri ve koyu renkli trakiandezitler, daha kuzeyde, 400-500 metre yükseklikten fosilli Miosen arazisi ile kristalen şistlere hakimdirler.

2°— *Hipparion gracile* ve diğer vertebral fosillerini ihtiva eden kil, marn ve gremsi kum tabakaları, genel olarak, Kale-Dere vadisinin kuzey yamacı üzerinde görülmektedir. Fosilli tabakalar burada 750-850 metre irtifaları arasında bulunuyor, sarımtrak ve beyazımtrak olan renkleri ile serinin alt kısmında bulunan gri ve kırmızımtrak renkteki volkanik konglomera ve tüflerden kolayca ayrılıyorlar. Bu tabakaların genel kalınlığı Akçaköy civarında 100 metreyi geçmektedir Hipparion'lu arazi, kil, sert marn ve gremsi kumların kalınlığı 0,5-5 metre arasında değişen muntazam tabakalarından müteşekkildir. Bu tabakaların hepsi, 2-5 dereceyi geçmeyen bir eğimle, Kuzeye doğru kalkerlerin altına dalıyorlar. Fosilli arazinin rengi alt kısımlarda sarımtrak üst kısımlarda beyazımtraktır.

Fosil yatakları marn, sert kil ve gremsi kum tabakaları içerisinde adese biçiminde uzanıyor ve fosilli serinin daha ziyade üst seviyelerinde görünüyorlar. Akçaköy'ün 300 metre kuzeyinde, kalınlıkları bir metreyi geçen ve küçük yuvarlak çakıllardan müteşekkil olan iki Konglomera tabakası, aynı seviyelerde bulunan fosil yataklarını örtüyor. Fosil kemikler nadiren bir yığın teşkil ediyor ve ekseriya parça halinde bulunuyorlar; fakat toplanmış olan fosillerin içerisinde sürüklenmiş veya yuvarlanmış bir parçaya tesadüf edilmemiştir.

Fosilli arazinin üst kısmı pembe ve beyazımtrak renkte olan Hipparion'lu marnlarla bitiyor, bunların üzerinde de Çamlı-Dağının göl kalkerlerinden müteşekkil olan tabakaları görünüyor (Şekil 1.).

3° — Akçaköy Neojen serisinin üst kısmı tamamen göl kalkerleri ve marnlı göl kalkerlerinden müteşekkildir. Bu göl kalkerleri ile daha altta bulunan Hipparion'lu marn ve greler arasında stratigrafik ve tektonik bir konkordans görünüyor. 850 metre yükselti eğrisi, Kale-Dere vadisinin yamacı üzerinde, Oruçlu köyü ile Tepe köyün arasında, bu iki araziye bir birinden ayıran açık bir sınıra tekabül etmektedir. Kalker tabakaları, Çamlıdağda genel olarak, 100 metre etrafında bir kalınlık gösteriyor ve 2-5 dereceye yakın bir eğimle kuzeybatıya doğru oldukça muntazam bir şekilde dalıyorlar. Bu beyaz kalkerlerden karakteristik fosiller teminedemedik; fakat bunların stratigrafik durumu, doğrudan doğruya Hipparion'lu kompakt marn ve killeri üzerinde bulduklarından, oldukça önemlidir.

Civar bölgelerin bazı göl kalkerleri P.de Tchihatcheff (1.) tarafından Üst Tersier olarak kabul edilmiştir. A. Philippon (2, 3.) ve O. Oppenheim (4.) bunların yaşını bazı bölgelerde (Denizli), muhtemel olarak Miosen kabul etmek istemişlerdir. Bizim Çamlı-Dağında yapmış olduğumuz müşahadeler buradaki kalkerlerin hakikatte Üst Miosen yaşında olabileceğini gösteriyorlar. Mamefi geçen sene Balçıklı-Derede görmüş olduğumuz göl kalkerleri ise, Hipparion'lu marn ve grelerin altında bulunmaktadır (15).

Bölgedeki kristalen şistleri, yalnız üç yerde gördük Tepe-köy, kuzey ve doğuya doğru 45 dereceye yakın bir eğimle dalan kristalen şistlerin üzerinde kurulmuştur. Bu kristalen şistler, köyün doğu tarafında, gremsi kumlar, marnlar ve kalkerlerle örtülmüşlerdir. Kötü-İlyaslı yanındaki kristalen şistler, köyün kuzey-doğusunda ve güneybatısında traki-andezitler, kuzey ve doğu taraflarında da Neojen serisi ile örtülmüş bulunuyorlar. Buradaki kristalen şistler, 20-50 dereceyi geçen bir eğim ile batıya doğru dalıyorlar. Uşak'ın 10-15 kilometre batısındaki Güre-Deresi vadisinde, yer yer Kaz dağının volkanik sahreleri ile Neojen serisinin tabakaları altında bulunan mermer ve kristalen şistler görülmektedir, Bu vadinin Tersier göl teşekkülâtı ile lav ve kristalen şistleri daha evvel P. de Tchihatcheff ve W. J. Hamilton (1) tarafından da görülmüştür.

2 — Fosiller

Fosilli arazi vertebral fosilleri bakımından oldukça zengindir. Bunlardan çok kısa bir zaman içerisinde bulup tefrik edebildiklerimiz şunlardır:

Probosciden'ler; Mastodon sp. (tetrabelodon olan alt azıların parçala-

rı), Mastodon sp. (Muhtelif alt azı parçaları; bunlardan başka uzunlukları muhtelif müteaddit defans parçaları mevcuttur.

Perissodactyl'ler: Aceratherium sp. (genç hayvanlara ait beş alt azı); Rhinoceros sp. (üç muhtelif alt azı).

Solyped'ler: Hipparion gracile (solda iki premoler, iki kanin ve altı kesici diş bulunan bir alt çene parçası; üç azı ile birlikte bir alt çene parçası; bundan başka iyi muhafaza edilmiş üst ve alt azılar, kesici süt ve alveol dişleri).

Ruminant'lar: Bunlara ait dişler çeşitlidir. Bunlar arasında üç üst azı ve bir alt sağ azı bir Palaeoreas sp. yi hatırlatmaktadır; Gazella sp bir üst, bir alt azı ve boynuzları; bundan başka, Orasius sp. in azılarına benzeyen (?) dört büyük azı ile birlikte bir üst çene parçası; henüz tayini yapılmamış iki küçük aşınmış azı vardır.

Carnivor'lar: Bu fosiller arasında, Hyenide'lerden birini hatırlatan üç azı ve bir kaninin bulunduğu bir alt çene, ayrıca bir premoler'le birlikte bir sol alt çene parçası ve diğer muhtelif azı parçaları mevcuttur. Bundan başka, aynı zamanda Sus erymanthus (?) ile Ursidae'ler den birisinin dişlerine benzeyen, ot ve et yiyen bir hayvanın dört üst sağ, dört üst sol azıları ile birlikte tamam olmıyan bir kafatası ve bir Machaerodus'u hatırlatan bir büyük kanin; henüz tayinleri yapılamamış dişler. Boynuz, çene, vertebra, metatars, falanj, bacak ve kürek kemiklerinin parçaları vardır.

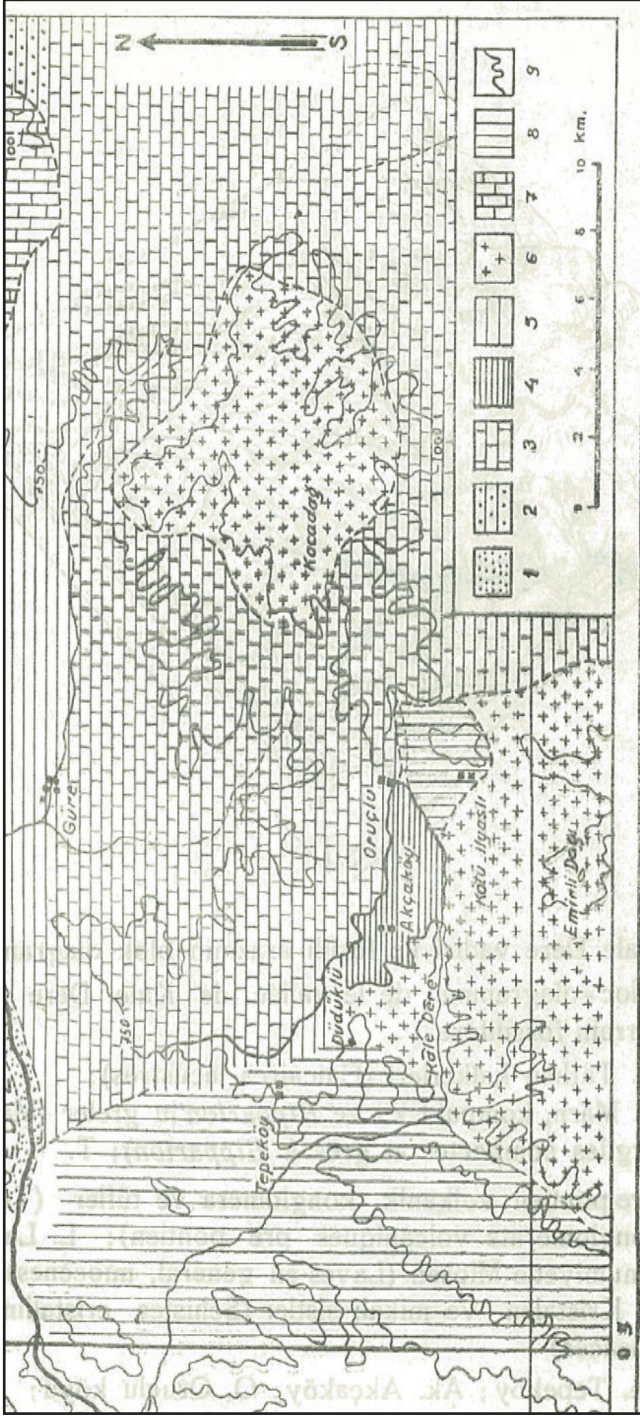
3 — Yatağın yaşı ve diğer yataklarla mukayesesi

Pikermi (12) ve Selanik (13) yataklarının yaşı genel olarak Pontien kabul edilmiştir (14.); Küçükçekmece E. Chaput (5, 6.) ve Hamit N. Pamir (6, 7, 8.) tarafından yapılan müşahedelere göre, Küçükçekmece Pontien faunası buradaki maktrali kalkerlerin altında bulunmaktadır; Ürgüp (5), Küçük-yozgat (9.), Aşilkaya (10, 11.), Balçıklı-Dere (15.) deki Miosen vertebreleri Pontien olarak zikredilmişlerdir. Kele-Dere vadisinde, yeni bulduğumuz, Akçaköy yatağının yaşına gelince: bunlar da daha sonraki incelemelerin neticesine kadar, Alt Pontien yahut Üst Sarmatien olarak kabul edilebilecektir. Çünkü yataklar Pontien vertebra faunası ile çok miktarda Hipparion gracile ihtiva etmektedirler.

Yukarıdaki sahifelerde görüldüğü gibi, Akçaköy yatağı ile komşu yataklar arasında bazı benzerlik ve ayrılıklar vardır. Akçaköy Pontien faunası geniş bölgeler kaplıyan Neojene ait göl teşekkülâtının yaş ve seviyelerini tayin etmek bakımından oldukça büyük bir ehemmiyeti haizdir. Böylece bölgede yapmış olduğumuz müşahedeler, Batı Türkiyenin jeoloji ve morfolojisine ait yeni materyel temin etmiş bulunuyorlar.

Pikermi, Maraga, Selanik, Küçükçekmece ve Balçıklı-Dere yatakları, faunalarının zenginliği bakımından çok ehemmiyetlidirler. Akçaköy yatağı da bunlar kadar zengin olmalıdır, Burada daha sonra yapacağımız araştırma ve kazıların, bize çok miktarlarda Miosen fosilleri temin edeceğini zannediyoruz.

Pikermi, Sakız, Çanakkale, Selanik ve Küçükkyozgat kemiklerinin rengi daha ziyade beyazımtrak olduğu halde, Akçaköydeki fosil dişlerin koyu rengi (siyahımtrak) Maraga, Ürgüp ve Küçükçekmeceninkilere benzemektedir.

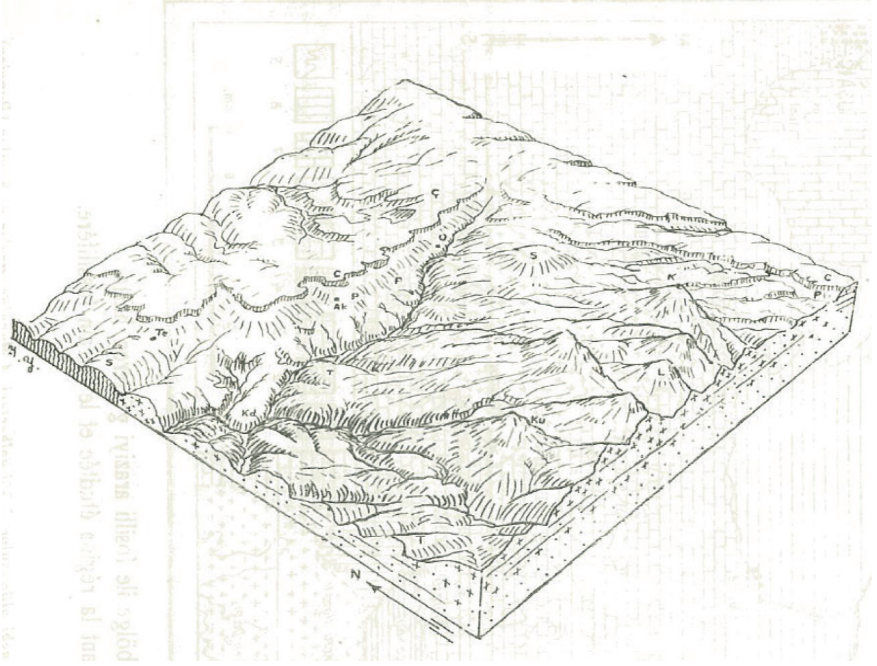


Şekil 1 - Etüd edilen bölge ile fosilli araziyi gösteren harta.

Fig. 1 - Carte montrant la région étudiée et le terrain fossilifère.

(1) nci şeklim işaretleri;

1 Alüvyonlar, 2 Akarsu konglomeraları ve eski alüvyonlar, 3 Göl kalkerleri, 4 Marnlar, greler ve kumlar (Ponsien), 5 Genel olarak Miosen, 6 Andezitik lavlar ve tüfler (Preponsiyen), 7 Mermerler, 8 Kristalen şistler, 9 Yükselti eğrileri (eşaralık 250 m.).



Şekil 2 — Kale Dere vadisi ile fosilli arazinin blok diagramı.

Fig. 2 — Bloc-diagramme de la vallée de Kale Dere et du terrain fossilifère.

C. Tatlısu kalkerleri (Calcaires lacustres);

P. Marn, kompakt kil ve Hipparion'lu greler (Marnes, argiles compactes et grès à Hipparion);

T. Pre-pontien volkanik konglomera ve tüfler (Tufs et conglomérats volcaniques pre-pontien); L. Lavlar umumiyetle Miosen (Laves en général, miocènes);

S. Kristalen ve mikalı şistler (Schistes cristallins et micacés)

Te. Tepeköy; Ak. Akçaköy; O. Oruçlu köyü;

Q. Çamlı Dağ; K. Kışla Dağ; Ku. Kurt Dağı; Kd. Kale Dere.

Les Vertébrés Fossiles Du Miocène Dans La Vallée Du Gediz-Supérieur¹

*İsmail Yalçınlar*²

1 — Les gisements et le terrain fossilifère³

Le troisième voyage d'étude géomorphogénique que j'ai entrepris en 1946 au mois de novembre, dans la vallée du Gediz-Supérieur, m'a permis de trouver, à 30 kilomètres au Sud Ouest de la ville d'Uşak, des terrains miocènes qui contiennent des gisements de Vertébrés fossils.

Ces gisements de vertébrés fossiles, comme on le voit sur notre esquisse, se trouvent sur le versant Nord de la vallée du Kale-Dere, entre les villages Düdüklü, Akçaköy et Tepeköy. Les gisements méritent d'être appelés les gisements d'Akçaköy; parce que le village d'Akçaköy se trouve au milieu du terrain fossilifère étudié (Figures 1,2).

J'ai constaté pour la première fois, l'existence de Vertébrés fossiles dans les couches de marnes et de sables gréseux de la vallée de Nohut-Deresi, située à 3 kilomètres au Sud-Ouest d'Oruçlu, en traversant la vallée du Kale-Deresi; puis j'ai suivi le terrain fossilifère jusqu'à Oruçlu à l'Est et Tepeköy à l'Ouest. La longueur minimum de ce terrain fossilifère est entre ces villages, environ 8 kilomètres; la largeur est visible, en direction Nord-Sud, sur une distance d'environ 5 kilomètres (Figures 1, 2). de bas en haut.

1° — Des tufs, des blocs de laves et de conglomérats volcaniques;

2° — Des couches d'argiles, de marnes et de sables gréseux à Vertébrés fossiles;

(1) Cet article est une notice préliminaire, une étude complémentaire de la région suivra.

(2) Institut de géographie de l'Université d'Istanbul.

(3) J'ai fait trois voyages d'étude dans la partie orientale de la vallée du Gediz-Supérieur; mon premier voyage, très court, avait eu lieu en 1941 à la fin de l'été; mon second voyage, également très court, a eu lieu en 1945 à la fin de l'automne.

3° — Des calcaires lacustres blancs.

1° — Les tufs et les blocs de laves et conglomérats trachy-andésitiques du Kale-Dere formant la partie inférieure des terrains néogènes, se présentent tantôt en assises tantôt en amas. Ces terrains volcaniques affleurent, en général, au Sud du Kale-Dere et forment le mont Emirli. Le Kazdağı, situé à 15 kilomètres, au Sud Ouest d'Uşak a été formé aussi par la même roche volcanique. Les roches volcaniques de cette région couvrent, comme on le voit au Sud du village de Kötüköy et de Kötü-İlyaslı, les schistes cristallins paléozoïques. Les tufs affleurent, surtout entre 700-800 mètres d'altitude, aux environs de Kale-Dere et du village de Düdüklü, tandis que les laves montent sur les hauteurs d'Emirli-Dağı, jusqu'à 1250 mètres. Les couches de tufs sont inclinées légèrement (d'environ 2 - 5 degrés) vers le Nord. Les tufs jaunâtres et grisâtres, s'élevant aux environs de Kale-Dere et du village de Düdüklü, plongent sous les couches de sables gréseux et de marnes compactes à Hipparion; tandis que les trachy-andésites grisâtres ou foncées dominant, plus au Sud, de 400 à 500 mètres environ, le Miocène fossilifère et les schistes cristallins,

2° — Les couches d'argiles, de marnes et de sables gréseux contenant Hipparion gracile et d'autre Vertébrés fossiles pontiens, ont été aperçues, en général sur le versant Nord de la vallée du Kale-Dere. Ici les couches fossilifères se trouvent entre 750-850 mètres d'altitude et se distinguent facilement, par leur couleur jaunâtre et blanchâtre, des tufs et conglomérats volcaniques de couleur rougeâtre ou grisâtre se trouvant à la base de la série. L'épaisseur totale de ces couches peut dépasser 100 mètres aux environs d'Akçaköy. Les terrains à Hipparion, se composent d'assises régulières d'argiles, de marnes compactes et de sables gréseux dont les épaisseurs varient entre 0,5-5 mètres. Le tout s'enfonce doucement vers le Nord, sous les bancs de calcaires lacustres, avec une inclinaison ne pouvant dépasser 2 à 5 degrés. Les terrains fossilifères sont jaunâtre, dans leur partie inférieure, mais blanchâtre en haut.

Les gisements de fossiles forment des lentilles dans les couches de marnes, d'argiles compactes et de sable gréseux; ils se rencontrent surtout dans les niveaux supérieurs des terrains fossilifères. A 300 mètres au Nord

d'Akçaköy, deux couches de conglomérats à petits cailloux roulés dont l'épaisseur peut dépasser 1 mètre, couvrent divers lits fossilifères apparaissant dans le même niveau. Les ossements fossiles constituent rarement des amas; ils se trouvent souvent en fragments; mais parmi les fossiles recueillis, aucun n'est remanié, ni roulé.

La partie supérieure du terrain fossilifère se termine par des marnes roses et blanchâtre contenant Hipparion; puis on voit apparaître les couches de calcaires lacustres de Çamlı-Dağ (Figures 1,2).

3° — La Partie supérieure de la série néogène d'Akçaköy est formée complètement par des calcaires et des calcaires marneux lacustres. On voit une concordance stratigraphique et tectonique entre ces calcaires lacustres, ainsi que les marnes et les grès à Hipparion se trouvant plus bas. La courbe de niveau de 850 mètres forme visiblement la limite de ces deux terrains, sur le versant de la vallée du Kale-Dere, entre les villages d'Oruçlu et Tepeköy. Les couches de ces calcaires d'une épaisseur totale d'environ 100 mètres au Çamlı-Dağ plongent assez régulièrement vers le Nord-Est, avec une inclinaison d'environ 2-5 degrés. Ces calcaires blancs ne nous ont pas fourni de fossiles caractéristiques; mais leur position stratigraphique est précisée par le fait qu'ils se trouvent immédiatement sur les marnes et argiles compactes à Hipparion.

P. de Tchihatcheff (1.) a supposé que certains calcaires lacustres des régions voisines appartiennent en Tertiaire supérieur. A. Philippon (2., 3.) et P. Oppenheim (4.) les ont voulu classer, dans certaines régions (Denizli), dans le Miocène; les observations que nous avons faites, à Çamlı-Dağ, permettent de les attribuer au Miocène Supérieur. Les calcaires lacustres que nous avons observés, l'année passée dans le Balçıklı-Dere, se trouvent, par contre, sous les marnes et sables gréseux à Hipparion (15.).

Les schistes cristallins paléozoïques de la région ont été vus par nous, seulement à trois endroits: 1) Le village de Tepeköy est bâti sur des schistes cristallins plongeant vers le Nord-Est avec une inclinaison d'environ 45 degrés. Ces schistes cristallins sont recouverts, à l'Est du village, de sables gréseux, de marnes et de calcaires néogènes. 2) Les schistes cristallins de

Kötü-İlyaslı sont recouverts de laves trachy-andésitiques, au Nord-Est et au Sud - Ouest du village et de la série néogène à 2 kilomètres au Nord et l'Est du village. Ici, les schistes cristallins plongent vers l'Ouest, avec des inclinaisons pouvant dépasser 20 à 50 degrés (Fig. 1.). 3) A 10-15 kilomètres à l'Ouest d'Uşak, dans la vallée du Güre-Deresi, on voit des marbres et des schistes cristallins, tantôt sous les roches volcaniques du Kazdağı, tantôt sous la série néogène. Aussi le Tertiaire lacustre, les laves et les schistes cristallins de cette vallée ont été signalés déjà par p. de Tchihatcheff et W. J. Hamilton (1.).

2- Les fossiles

Les terrains fossilifères sont assez riches en Vertébrés, parmi lesquels nous avons trouvé et distingué pour le moment les fossiles suivants:

PROBOSCIDIENS: Mastodon sp. (fragments de molaires inférieures de Tetrabelodon), Mastodon sp. (fragments de diverses molaires inférieures); en outre il y a beaucoup de fragments des défenses, d'une longueur variable.

PERISSODACTYLES: Aceratherium sp. (cinq molaires inférieures d'individus jeunes); Rhinoceros sp. (trois molaires inférieures diverses).

SOLYPEDES: Hipparion gracile (un fragment de mandibule portant deux prémolaires à gauche et deux canines et six incisives; un autre fragment de mandibule portant trois molaires; en outre, d'autres molaires supérieures et inférieures, incisives, dents de lait et alvéoles bien conservées).

RUMINANTS: Les dents de Ruminants sont nombreuses. Parmi elles, trois molaires supérieures et une arrière-molaire inférieure droite rappellent un Palaeoreas sp.; Gazella sp. (une molaire supérieure, une molaire inférieure et des cornes); en outre, il y a un fragment de machoire supérieure portant quatre grandes molaires qui ressemblent à celles d'Orasius sp. ?, et deux petites molaires usées qui ne sont pas encore déterminées.

CARNIVORES; Parmi les fossiles Carnivores, il y a une mandibule gauche avec trois prémolaires et une canine rappelant une Hyénidé et un autre fragment de mandibule gauche portant une prémolaire. En outre, il y a des fragments de molaires diverses.

Ailleurs, nous avons trouvé un crâne d'un animal omnivore muni de quatre molaires supérieures droites et quatre molaires supérieures gauches ressemblant, aux molaires de *Sus erymanthius* ou d'Ursidés, une grande canine rappelant *Machaerodus* (?) des dents, des fragments de cornes et de mâchoires, vertébrés, phalanges, canons, omoplates, métatarses.... etc. qui ne sont pas encore déterminés.

3- Âge du gisement et comparaison avec les gisements voisins

Les gisements de Pikermi (12.) et de Salonique (13.) sont estimés (14.), en général, comme étant pontiens; d'après les observations qui ont été faites par E. Chaput (5., 6.) et Hamit N. Pamir (6., 7., 8.) la faune du Pontien de Küçükçekmece se trouve au-dessous de calcaires à Mactra; les Vertébrés du Miocène d'Ürgüp (5.), de Küçükoyzgat (9), d'Ağilkaya (10., 11.) et de Balçıklı-Dere (15.) avaient été classés dans le Pontien. En ce qui concerne l'âge du gisement d'Akçaköy, trouvé récemment par nous, dans la vallée du Kale-Dere, nous pouvons lui attribuer, jusqu'à nouvel ordre, l'âge pontien parce qu'il contient une faune de Vertébrés pontiens et beaucoup d'exemplaires de *Hipparion gracile*.

Comme on le voit, il y a quelques analogies, mais aussi quelques différences entre le gisement d'Akçaköy et les gisements voisins. La faune pontienne d'Akçaköy acquiert une assez grande importance quant à la classification stratigraphique des terrains néogènes lacustres occupant de vastes régions. Nos observations, faites dans cette région, fournissent ainsi des matériaux nouveaux sur la géologie et la morphologie de la Turquie occidentale.

Les gisements de Pikermi et ceux de Maragha, de Salonique, de Küçükçekmece et de Balçıklı-Dere possèdent, au point de vue de la richesse de leur faune, une grande importance; en ce qui concerne ceux d'Akçaköy, ils doivent être relativement aussi riches que les autres. Nous croyons que, les fouilles que nous ferons plus tard, nous permettront de trouver une quantité importante de fossiles miocènes.

La couleur des ossements de Pikermi, de Samos, des Dardanelles, de Salonique et de Küçükoyzgat est plutôt blanchâtre, tandis que la couleur foncée (noirâtre) des dents fossiles d'Akçaköy ressemble à celle de Maragha, d'Ürgüp et de Küçükçekmece.

BIBLIOGRAPHIE

- 1-TCHIHATCHEFF (P.de) : Asie Mineure, géologie, t.I. Paris 1867, P. 74-76, 542-543, t. III. 1869, p. 217-221,
- 2- PHILIPPSON (A.) : Kleinasien; Handbuch der Regi. Geolog. V, 2. 1918, p. 15-17.
- 3- — : Reisen und Forschungen im westlichen Kleinasien, IV. Heft, (Peterm. Mitt. 1914 Nr. 180), p. 22-30, 54-63, 78-84.
- 4- OPPENHEIM (P.) : Das Neogen in Kleinasien (Zeitsch. Deutch. Geol. Ges. 1919, 70 Bd.), p. 122-155, 185-187.
- 5- CHAPUT (E.) : Voyages d'études géologiques et géomorphologiques en Turquie, Paris 1936 (Mém. Ins. Français d'archéologie d'Istanbul) p. 170-177, 213-223, 257.
- 6-CHAPUT (E.) : HAMIT NAFIZ (Pamir) : Nouvelles observations sur les terrains néogène de l'Ouest d'Istanbul (Pub. Inst. Géol. Univ. Istanbul, No. 9, 1934), p. 1-12.
- 7- PAMIR : (Hamit Nafiz) et A. MALIK SAYAR: Une faune de vertébrés miocènes près de Istanbul (Ctes. Rendus Soc. Géol. France, 20 mars 1933.)
- 8- PAMIR (Hamit Nafiz) et A. MALIK SAYAR: Vertébrés fossils de Küçükçekmece, Istanbul 1933 (Pub. de l'Inst. Géol. Univ. Istanbul, No.8), p. 89-111.
- 9- TSCHACHTLI (B. S.) : Küçükyozgat civarında bulunan memeli hayvan fosilleri (Fossile Saeugetiere aus der Gegend von Küçükyozgat) (Pub. Ens. M. T. A., No. 2/27, Ankara 1942). p. 322-325.
- 10-KANSU (Ş. A.) : 1936 yılında Ankara ve yakınlarında meydana çıkarılan Paleontolojik ve Prehistorik vesikalar hakkında ilk bir not (Ülkü Mecmuası, cilt VIII,

- No. 48, Ankara 1937), tirage à part p. 1-4.
- 11- LEUCHS (K) : Beiträge zur Tertiärgliederung in Inneranatolien (Zeitschr. der Deutsch. geol. Ges. Bd. 91, Heft 11. 1939) (ig Anadolu Tersiyer arazisinin taksimi hakkında (Ankara Yüksek Ziraat Enst. Dergisi No. 2 1944. traduit par Şevket Birant) p. 634-635.
- 12- GAUDRY (A) : Considérations générales sur les animaux fossiles de Pikermi, Paris 1866, p. 1-68.
- 13- ARAMBOURG (C) et PIVETEAU (J): Les vertébrés du Pontien de Salonique (Annales de Paléontologie, t. XVIII, 1929, Paris) p. 18-76.
- 14 - GIGNOUX (M.) : Géologie stratigraphique, Paris 1936, p. 580-586, 620-622.
- 15-YALÇINLAR (I.) : Une faune de vertébrés miocènes aux environs d'Eşme (Eşme civarında Miosen'e ait bir omurgalılar fauna'sı), (Revue de la Fac. des Sciences de l'Univ. d'Istanbul, Série B. t. XI, fasc. 2, 1946) p. 124-129.
-

Beynelmîlel Jeoloji Kongresi XVIII. Toplantı, Londra. 1948.

Bundan önce 1940 senesinde toplanması tasarlanıp harbin patlaması üzerine tehir olunan Beynelmîlel Jeoloji Kongresinin XVIII. toplantısı, 1948 yılında Büyük Britanyada, Londra Jeoloji kurumu'nun daveti üzerine aktolunacaktır.

Bu toplantı için ilk hazırlıkları ihtiva eden bir sirküler yayınlanmış bulunmaktadır. Toplantılar 25 Ağustos dan 1 Eylül 1948 e kadar Londra da yapılacak ve muvakkaten listeye konan aşağıdaki konular münakaşa olunacaktır;

1. — Jeoşimi problemleri.
2. — Metamorfizmada Metasomatik olaylar.
3. — Sedimentasyon (tortulaşma) da ritm.
4. — Tatbiki Jeofiziğin Jeolojik sonuçları.
5. — Demir cevheri yataklarının jeolojisi.
6. — Petrol jeolojisi.
7. — Kurşun ve tutyta (Çinko) cevherlerinin jeolojisi, Parajenesi
8. ve Rezervleri.
9. — Deniz ve Okyanus zeminlerinin jeolojisi.
10. — Pliosen-Pleistosen sınırı.
11. — Fauna ve Flora Fasiyesleri ve Zon korelasyonları.
12. — Kontinental Omurgalı yatakların korelasyonu.
13. — Arz hareketleri ve Organik Evrim.

Sirküler, Britanya adalarının büyük kısmında 7 Ağustos-18 Eylül 1948 tarihleri arasında yer alması tasarlanan ve kongre programının bir kısmını teşkil eden jeolojik ekskürsiyonlar hakkındaki tafsilatı vermektedir. Bunlar arasında, Londradaki toplantılardan önce yapılacak 16 uzun ekskürsiyon (7-16 günlük) ile toplantılardan sonra yapılacak olan aynı uzunlukta 16 ekskürsiyon vardır. Ayrıca, Londra çevresinde 22 Ağustos ile 3 Eylül arasında yapılacak olan günlük ekskürsiyonlara da yer verilmiştir.

Genel teşkilât komitesi, onbir seneden beri jeologların ilk büyük beynelmîlel toplantısını teşkil edecek olan bu oturumun plânlarını mümkün

mertebe yaymağa ve açıklamağa gayret etmektedir. Eğer 1940 senesinde yapılan hazırlıklar harp yüzünden sekteye uğratılmasaydı, o zaman tasarlanan kongreye 800 ü yabancı memleketlerden olmak üzere 1500 jeologun gelmesi bekleniyordu; 1948 de de iştirak nisbetinin aynı derecede olacağı ve bir çok memleketlere ait Üniversiteler, Jeoloji servisleri, Jeoloji ve Madencilik kurumları ile diğer ilgili müesseselere mensup mümessillerin kongrede bulunacağı umulmaktadır.

Sir Thomas Holland, K. C. S. I., F. R. S., Genel teşkilât komitesi başkanı ve Kongrenin Seçkin-Başkanıdır. Genel Sekreter Mr. A. J. Butler ve Dr. L. Ha-wkes ve kasadar Mr. F. N. Ahscrofdur. Bütün muhaberat

General Secretaries

XVIII Session International Geological Congress,

Geological Survey and Museum,

Exhibition Road, London, S. W. 7.

adresine gönderilmelidir.

Resmi mümessillerin tayini için Türkiyedeki belli başlı ilmi müesseselere davetiyeler daha şimdiden gönderilmiş olup yayınlanan üçüncü Sirküler ilgililer tarafından British Council bürolarından sağlanabilir.

TÜRKİYE JEOLojİ KURUMU

ANKARA

İdare Heyeti

Başkan	Hamit Nafiz pamir
İkinci Başkan	Recep Egemen
Genel Sekreter	Galip Otkun
Muhasip Veznedar	Mehlika Taşman
Üye	Hilmi Sagoçi

Yedek Üyeler

Necdet Egeran
Ömer Eskici
Fuat Baykal

Murakabe Heyeti

Cevat Eyyub Taşman
Malik Sayer
Ziya Kirman

Haysiyet Divanı

Hadi Yener
Malik Ongan
Ali Dramalı

Redaksiyon Heyeti

Cevat Eyyub Taşman
Orhan Bayramgil
William McCallien
E. Lahn
Melih Tokay

Türkiye Jeoloji Kurumu

Üye Listesi

FAHRİ ÜYELER

Leon Wm. Collet	Cenevre İsviçre
Marcel Gysin	Cenevre İsviçre
Edwardi Parejas	Cenevre İsviçre
Mme Chaput	Djon Fransa

ÜYELER

Akaron, Cevdet	Eti Bank, Ankara
Akol, Raif	M.T.A.Enst.; Ankara
Akyol, İbrahim H.	3 İstasyon Apt., Şişli, İstanbul
Alagöz, C.Arif	5 Özveren Sok., Yenişehir Ank.
Altınlı, Enver	İstanbul Üniversitesi, İstanbul
Atabekt Server	3 İntikam Sok., Karşıyaka İzmir
Avdan, Oğuz	M.T.A. Enst., Ankara
Barut, Cihat	M.T.A. Enst., Ankara
Barutoğlu. O,Hulusi	27 Ugar Sok, Yenişehir, Ankara
Batuk, Hamza	3 Lütfü Kırdar Cad, Manisa
Baykal, Fuat	İstanbul Üniversitesi, İstanbul
Baykal Turan	74 Cebeci Cad, Ankara
Bayramgil, Orhan	M.T.A. Enst., Ankara
Bediz, Pertev	M.T.A. Enst., Ankara
Berent, I. Ruhi	M.T.A. Enst., Ankara
Birand, Şevket	Kızıl Irmak Sok. Y.Şehir Ank
Blumenthal, M.	M.T.A. Enst., Ankara
Bozbağ, Hamdi	M.T.A. Enst., Ankara
Cankut, Sezai	Ergani Bakır İşletmesi, Maden
Cebeci Ahmet	M.T.A Enst., Ankara
Charles, Florent	M.T.A. Enst. Ankara
Chazan, Willy	M.T.A. Enst*, Ankara
Dacı, Atife	İstanbul Üniversitesi, İstanbul
Danışman, Necmettin	M.T.A. Enst., Ankara
Dramalı, Ali	M.T.A. Enst., Ankara
Ediger, Enver	E.K.I; Kandilli, Eregli

- Egemen, Recep
 Egeran, Necdet
 Emil, Muhip
 Erentöz, Cahit
 Erentöz, Lutfiye
 Ergin, Kazim
 Ergonil, Yaşar
 Erguvanlı, Kemal
 Erişkin, Sehavet
 Erk, Suat
 Eskici. Omer
 Esmer, Namık
 Ezgu, Nebil
 Fındıklıgil, Gürbüz
 Gencer, Faik
 Gencer, Reşit
 Goksu, Ekrem
 Guleman, A. Husrev
 Güler, Kazım
 Himam, Tulun
 İtil, Turgut
 İzbirak, Reşat
 Jongmans, W. J.
 Ketin, İhsan
 Kıpçak, Cemal
 Kirman, Ziya
 Kocatopçu, Şahap
 Kovenko, V.
 Kozak, Ali
 Lahn, E.
 Lee, G. A. Harry
 Lokman, Kemal
 Mc Callien, William
 Mutuk, M. Rasim Okay,
 Ahmet Can
 Ongan, Malik
 Ortynski, I.
 Otkun, Galip
 Oget, Mazlum
 Onay, Togfan
 M.T.A. Enst., Ankara
 M.T.A. Enst, Ankara
 M.T.A. Enst., Ankara
 Denizciler Cad. Q.E.K. Ap, Ank.
 M.T.A. Enst., Ankara
 M.T.A, Enst., Ankara
 M.T.A. Enst., Ankara
 Teknik Üniversite, İstanbul
 42 Ömer Rüştü, Maçka İstanbul
 M.T.A. Enst., Ankara
 Eti Bank, Ankara
 P. K. 2323, Beyoğlu, İstanbul
 M. T. A. Enst, Ankara
 E. K. İ. Zonguldak
 Murgul Madeni, Murgul
 242 Bagdat Cad., Kızıltoprak, İst.
 M. T. A. Enst, Ankara
 M. T. A. Enst, Ankara
 M. T. A. Enst, Ankara
 M. T. A. Enst, Ankara
 E. K. I. Zonguldak
 Ankara Üniversitesi, Ankara
 M. T. A. Enst, Ankara
 İstanbul Üniversitesi
 M. T. A. Enst, Ankara
 M. T. A. Enst, Ankara
 Sumer Bank, Ankara
 M. T. A. Enst, Ankara
 Kumrulu Sok., Cihangir, İst.
 Kızılırmak Sok., Yenişehir, Ank.
 Selanik Cad., Yenişehir, Ank,
 M. T. A. Enst, Ankara
 Ankara Üniversitesi, Ankara
 M. T. A. Enst, Ankara
 İstanbul Üniversitesi, İstanbul
 Gazi Terbiye Enstitüsü, Ankara

 M. T. A. Enst, Ankara
 M. T. A. Enst, Ankara
 M. T. A. Enst, Ankara

- Önder, Kasım
 Özşahin, Selim
 Öztemur, Cemal
 Özuygur, Mesut
 Pamir, Hamit Nafiz
 Parapanof, S.
 Patyn, Rudolf
 Pekman, Ahmet
 Pekmezciler, Sadettin
 Pınar, Nuriye
 Sagogi, Hilmi
 Sağıroğlu, Galip
 Salman, Talat
 Sayer, Malik
 Selçuk, Ahmet
 Sirel, Macit
 Şenkart, Muammer
 Taşman, Cevat E.
 Taşman, Mehlika
 Ternek, Zati
 Thiadens, A.A.
 Tilev, Nuh Naci
 Tokay, Melih
 Tolun, Necip
 Türküenal, Süleyman
 Uluğ, Turgut
 Uysal, Hayri
 Ünsalaner, Cahide
 Yahşiman, Kazım
 Yalabik, Tahsin
 Yalçınlar, İsmail
 Yavaşca, Suphi
 Yener, Hadi
 YuceI, Talip
 Yüngül, Sulhi
 Zenginoğlu, Yusuf
 Zimmer, Ernst
 Zylstra, Gerrit
- M. T. A. Enst, Ankara
 Eti Bank, Ankara
 M. T. A. Enst, Ankara
 Empire State Bldg., New York
 İstanbul Üniversitesi, İstanbul
 12/3 Uğak Sok., Maltepe, Ankara
 M. T. A., Zonguldak
 Bahçe, Seyhan
 M. T. A. Enst, Ankara
 İstanbul Üniversitesi. İstanbul
 M.T.A. Enst. Ankara
 M.T.A. Enst. Ankara
 Murgul
 Teknik Üniversite, İstanbul

 42 Bayındır Sok. Ankara
 E.K.İ. Zonguldak
 M.T.A. Enst. Ankara
 M.T.A. Enst. Ankara
 M.T.A. Enst. Ankara
 Heerten Holanda
 M.T.A. Enst. Ankara
 M.T.A. Enst. Ankara
 M.T.A. Enst Ankara
 M.T.A. Enst. Ankara
 M.T.A. Enst. Ankara
 M.T.A. Enst. Ankara
 British Museum, Londra
 M.T.A. Enst. Ankara

 İstanbul Üniversitesi
 57 İsmet Paşa Cad. Ankara
 18 İzmir Cad. Yeni, Ankara
 152 Ozanlar Sok. Öncebeci Ank.
 M.T.A. Enst. Ankara
 M.T.A. Enst Ankara
 M.T.A. Enst Ankara
 M.T.A. Zonguldak

Fiati: 10 TL.