

TÜRKİYE JEOLOJİ KURUMU BÜLTENİ

BULLETIN OF THE GEOLOGICAL SOCIETY
OF TURKEY

Cilt: II — Sayı: 1

Vol: II — No. : 1

1949

AR BASIMEVİ
İSTANBUL — 1949

TÜRKİYE JEOLojİ KURUMU BÜLTENİ

BULLETIN OF THE GEOLOGICAL SOCIETY OF TURKEY

İçindekiler—Contents

İ. KETİN: Son on yılda Türkiye'de vukua gelen büyük depremlerin tektonik ve mekanik neticeleri hakkında.....	1
Über die tektonisch - mechanischen Folgerungen aus den grossen anatolischen Erdbeden der letzten zehn Jahren.....	10
L. ERENTÖZ: Güney- doğu Türkiye'ye ait birkaç Hippurites nevinin stratigrafik yayımı hakkında not.....	14
Note sur la répartition stratigraphique de quelques Hippurites provenant du Sud - Est de la Turquie	22
M. BLUMENTHAL: Batı Torosların örtü lamboları	30
Les lambeaux de recouvrement du Taurus occidental	31
O. BAYRAMGİL: Dağköy (Zonguldak) Volkanik Breşi	41
Die vulkanische Brekzie von Dağköy (Türkei).....	62
N. TOLUN: Silvan ve Hazru mıntıkası hakkında jeolojik notlar.....	65
Notes géologiques sur la région de Silvan - Hazru	69
E. LAHN: Orta Anadolu'nun Jeolojisi hakkında	90
On the Geology of Central Anatolia.....	91
NOTLAR: — NOTES:	
N. EGERAN: Raman Petrol sahasında yeni jeolojik müşahedeler	109
Observations nouvelles faites au champ pétrolifère de Raman	110
S. ERK: Münakaşa	109
Discussion	112
E. LAHN: Çıldır Gölü ve Hazapın Gölünün jeolojisi hakkında	113
Géologie du Çıldır Gölü et du Hazapın Gölü (Anatolie Nord - Est).....	116
K. ERGUVANLI: İmralı Adasının Jeolojisi	118
Etude géologique de l'île d'İmralı	122
J. MERCIER: Malazgirt- Bulanık Bölgesinde Jeolojik Müşahedeler	126
Observations géologiques dans la région de Malazgirt- Bulanık (NW du lac de Van - Anatolie orientale)	127

(Devamı arka sayfada)

TÜRKİYE JEOLJİ KURUMU BÜLTENİ

BULLETIN OF THE GEOLOGICAL SOCIETY OF TURKEY
Ocak - 1948 - January

Son on yılda Türkiye'de vukua gelen büyük depremlerin tektonik ve mekanik neticeleri hakkında

İ. KETİN

Tesirlerini gözümüzle görüp cetvel ile ölçtüğümüz depremler arz kabuğunun müşahede edilebilen yegâne hareketlerini tevlit etmekte olduklarından jeologlar için mühim bir âraz, kıymetli bir araştırma vasıtası teşkil ederler ve vukua geldikleri arazi parçasının tektonik hususiyetlerinin anlaşılmasını kolaylaştırırlar. Japonya ve Kaliforniada olduğu gibi, Anadolu da vukua gelen son on yılın büyük depremleri memleketin muayyen bir bölgesinin jeolojik durumu ile genç hareketlerinin mahiyetini açıklamağa vesile olmuşlardır. Bu kısa yazının mevzuu, bu depremlerle birlikte husule gelen jeolojik vakıaları incelemek ve bundan umumî şekilde tektonik ve mekanik neticeler çıkarmak olacaktır. Bu hususta kısmen kendi müşahedelerimize, kısmen diğer müelliflerin eserlerine ve bilhassa M. BLUMEN-THAL'in arazi etüdlerine istinad edilmiştir.

1938 ile 1949 yılları arasında vukua gelen 12 büyük depremden birincisi 19/Nisan/1938 de orta Anadolu da, Kırşehir yakınında (X)¹ ; ikincisi 21/Eylül/1939 da Ege kıyısında, Dikili'de (X); üçüncüsü 21/Kasım/1939 da Doğu Anadolu da, Tercan yakınında (IX); dördüncüsü 28/Aralık/1939 da Erzincan-Kelkit vadisinde (XI); beşincisi 15/Kasım/1942 de Balıkesir civarında (VII); altıncısı 21/Kasım/1942 de şimal Anadolu da, Osmancık yakınında (VIII); yedincisi 20/ Aralık /1942 de Erbaada (X); sekizincisi 20/Haziran/1943 de Adapazarında (IX); dokuzuncusu 27-28 / Ekim/ 1943 de Kastamonu bölgesinde (X); onuncusu 1/Şubat/1944 de Bolu - Çerkeş havalisinde (X); onbirincisi 28/Haziran/1945 de Van yakınında (VII); ve onikincisi 31/Mayıs/1946 da doğu Anadolu da, Varto bölgesinde olmuştur. (Bibliyografya!).

(1) Kere içerisindeki Romen rakamları debremlerin MERCALLI - SIEBERG cetveline göre şiddet derecelerini gösterir.

Şimdi bu depremlerin episantral bölgelerinin Anadolunun basitleştirilmiş bu tektonik hartası (Sekil. 1.) üzerindeki mevkillerini gözden geçirelim. Daha önce, birkaç kelime ile bu hartayı izah etmek yerinde olacaktır:

Burada esas itibariyle iki grup tektonik ünite tefrik edilmiştir. Bunlardan birincisi paleozoik-kristalin bloklar, diğeri mesozoik- tersiyer rüsublarından müteşekkil ve içlerinde yine paleozoik- kristalin çekirdikleri ihtiva eden alpin karakterli silsilelerdir. Birinci gruba "Anadolu Bloku" diyebileceğimiz, içerisine Kızılırmak, Menderes, Sakarya ve Konya masiflerini alan ve üzeri yer yer neojen ve genç erupsion maddeleri ile örtülü bulunan büyük orta masif ile Ege-Bolu masifleri, şimal batıda Istranca-Rodop masifleri ve cenupta kenar kıvrımlar ve kenar erupsiyonlarını da ihtiva eden büyük Arabistan bloku dahildir. İkinci gruba ise şimal Anadolu sıradağları ile cenup Anadolu silsileleri dahildir. Şimal sıradağları Pontid ve Anatolid, cenup sıradağları da Torid ve İranid kollarından müteşekkildir.

Depremlerden birincisi, yani 19/Nisan 1938 Kırşehir depremi, Anadolu Bloku üzerinde ve Kızılırmak masifinin hemen hemen ortasında bulunmaktadır. Diğerleri ise batıda Ege kıyısından başlayarak doğuda Van gölüne kadar uzanan 1500 kilometrelik bir kavis üzerinde sıralanmışlardır. Bu kavis, dikkat edilecek olursa, büyük Anadolu Blokunun yakın veya uzak şimal kenarını takip etmekte; orta kısmında ayrıca Karadeniz kıyısına paralel olarak seyretmektedir. Dikili'den Erzincan'a kadar Anatolid silsilesi içerisinde bulunmakta, Erzincandan sonra Toridleri mailen keserek Van'da İranidlere vasil olmaktadır. Görülüyor ki, deprem kavis muayyen bir tektonik sınırı takip etmiyor, yalnız yukarı Kelkit vadisinde, Reşadiye ile Erbaa arasında, mahdut bir saha dahilinde ancak Pontidlerle Anatolidlerin hududundan geçiyor, diğer kısımlarda ise Anatolid ve Toridleri mailen kesiyor. Bu itibarla deprem çizgisi, E. NOWACK, W. SALOMON-CALVI, H. N. PAMİR ve S. W. TROMP'un anladıkları manada Anadoludaki alpin silsilelerin ayrılma bölgesini veya bunlardan ikisi arasındaki sınırı teşkil etmediği gibi bu müelliflerin zikretmiş oldukları "Paflagonia narbesi, Ton-al-çizgisi., kuzey Anadolu beresi ve İzmit-Erzurum hattı"na da tamamen tekabül etmemektedir. (13, 14, 18, 23, 24, 29). Hülâsa olarak, depremlerden birincisinin episantral sahası bizzat Anadolu Bloku üzerinde, diğer onbir tanesinin episantral bölgeleri ise bu blokun yakın veya uzak şimal kenarı boyunca sıralanmış vaziyette bulunmaktadırlar. Bu vakıyı tesbit ettikten sonra depremlerle birlikte husule gelen yeni fayların ve eskiden mevcut

olanların mekanik hususiyetlerine geçelim:

İlk Kırşehir depreminde Akpınar ile Taşkovan köyleri arasında 14 kilometre uzunluğunda ve N 75 W istikametinde granit ve mermerleri kesen bir fay teşekkül etmişti. Fay, ufki ve şakulî röjesi bulunan bir de kroşman hareketini temsil etmektedir. Ufki röje ortalama 65, şakulî röje 30-60 ve iki kompartman arasındaki açıklık 20-25 santimetredir. Cenup kompartman şimale nazaran izafi olarak şimal batıya doğru sürüklenmiştir. Ayrıca birçok yarıklar, küçük graben ve horstlar da teşekkül etmişti. Bu kıymetler mahallinde tetkikat yapan P. ARNI, H. N. PAMİR, E. PAREJAS ve SALOMON – CALVİ'nin aynı deprem hakkında yayınlamış oldukları yazılardan alınmıştır (1,19,22).

Büyük Erzincan depreminde, doğuda Sansa boğazından başlayarak Amasya'ya kadar uzanan takriben 300 km. uzunluğunda merkezî bir fay hattı ile bunun şimalinde ve cenubunda ve ona paralel durumda daha kısa ve mevziî dislokasyonlar teşekkül etmişti. Yeni husule gelen bu deprem hatları arazi üzerinde bazan 1-2 m. aralıklı yarıklar, bazan 1-1,5 m. şakulî röjeli normal faylar ve bazan da 2-3,5 metre ufki röjeli de kroşmanlar halinde görünmekte idiler. Umumi olarak bu faylar, ufki ve şakulî röjeli kayma hareketlerini göstermektedirler.

Hareketin istikameti WNW-ESE, ciheti ise: şimal kompartman cenuba nazaran izafi olarak aşağı ve doğuya doğru hareket etmiştir. Deprem sahasının batı kısmını tetkik eden E. PAREJAS, İ. H. AKYOL ve E. ALTINLI (20) Reşadiye yakınında aslî fay hattının N75W istikametli, şakulî röjesi 1 metre, ufki röjesi 3,70 m., oblik röjesi 3.80 m. olduğunu ve şimal kompartmanın cenuba nazaran aşağı ve doğuya doğru hareket etmiş bulunduğunu görmüşlerdir ki, bu vaziyet doğudaki müşahedelerimize tamamen uymaktadır. Adı geçen müşahitler bu bölgede birbirine paralel ve her biri faylara tekabül eden dört deprem çizgisi daha tesbit etmişlerdir. Bunlar cenuptan şimale doğru: Yukarı Yeşilirmak hattı, Kelkit - Deliçay hattı, orta Yeşilirmak hattı ve Karadeniz kıyı hattıdır. Bunlardan Deliçay hattında 50 santimetrelilik, yukarı Yeşilirmak hattında ise 40 santimetrelilik şakulî röjeler kaydetmişlerdir, her iki fayda da şimal kompartman daima çöken kısımdır.

Burada Pontidlerle Anadolidler birbirinden ayıran eski Kelkit dislokasyonunun yeni deprem çizgisi ile olan münasebetini belirtmek yerinde olacaktır. M. BLUMENTHAL tarafından etüd edilen dislokasyon hattı (6), kıvrım istikametlerini sivri bir açı ile kesen dik bir fay düzlemidir, daha doğrusu hafifçe cenuba yatık bir şaryaj düzlemidir. Bu müstevî boyunca ce-

nup kompartman şimale nazaran 100 m. kadar çökmüştür, yani hareketin ciheti yeni deprem fayındaki cihetin tamamen aksidir. Eski dislokasyon bir daralma şeklidir, burada şimal kompartman cenuptaki üzerine binmiştir, yeni deprem çizgisi ise bir genişleme şeklidir, bu harekette şimal kompartman cenuba nazaran çökmüş ve ondan uzaklaşmıştır.

20/Aralık/1942 Erbaa depreminde 35 kilometre uzunluğunda ve W15N istikametinde yeni bir fay teşekkül etmiştir. Bu fay Erzincan-Kelkit vadisi Fayına hemen hemen paralel fakat onun 12 Km. şimalinden geçmektedir. Deprem bölgesini tetkik eden M. BLUMENTHAL, H. N. PAMİR ve İ. H. AKYOL bu fayın Niksar'dan başlayarak batıya doğru Bozköy ve Tepekişladan geçtiğini ve ordan Erbaa ovasına vasıl olarak Kelkit çayının Yeşilırmağa kavuştuğu Sanusa mevkiine kadar devam ettiğini tesbit etmişlerdir. İkinci bir dislokasyon, Kelkit çayının cenubundan geçmekte ve Almus-Kazova istikametinde seyretmektedir. Niksar ovasında deprem hattı, Niksar-Erbaa şosasını kabartmış ve cenuptaki kısmını 40-50 santimetre kadar yükseltmiştir. Fay çizgisi Bozköy şimalinde 0,75-1 metrelik, Tepekişla mezarlığında 50 santimetrelik bir ufki röje göstermekte, cenup kanat şimale nazaran izafi olarak batıya sürüklenmiş bulunmaktadır (4 ve 17). Burada da deprem çizgisinin eski jeolojik strüktür hatları ile doğrudan doğruya bir münasebeti yoktur, bu tamamen yenidir.

27/28 Ekim 1943 tarihli büyük Kastamonu depremi esnasında, doğuda Destek boğazından başlayarak batıda Filyos ırmağının keskin bir dönüş yaptığı mahalde bulunan Bayramören köyüne kadar uzanan 280 Km. boyunda yeni bir deprem yarığı meydana gelmiştir. Bu hattın Erbaa ile Vezirköprü cenupbatısı arasındaki 65 kilometrelik doğu kısmını inceleyen M. BLUMENTHAL (5) "Ladik Deprem Hattı" ismini verdiği bu kısmın doğuda Erbaa deprem çizgisine bağlandığına işaret etmekte, şimal kompartmanının cenuba nazaran 90-100 santimetre kadar çökmüş olduğunu ve keza Havza civarında dik yamaçlı bir neojen senklinalinin cenup kanadının yeni fayla kesilerek bir metre kadar şimale nazaran yükselmiş olduğunu kaydetmektedir. Ufki röje burada müşahede edilmemiştir. Yeni fay bu kısımda da eski jeolojik sınırlara uymaz, hattâ eski masifleri kateder. Bilhassa batıya doğru Ilgaz masifinin içerisinden geçer, masifi ikiye böler. Tosya ve Ilgaz kasabaları bu suretle fayın cenubunda kalırlar.

1/Şubat/1944 tarihli Bolu-Çerkeş depremi de 180 Km. uzunluğunda yeni bir dislokasyon boyunca şiddetini göstermiştir. Bu fay doğuda Kastamonu deprem çizgisinin nihayetlendiği Bayramören mevkiinden

başlar WSW istikametinde imtidat ederek Gerede Kazası içerisinde, Bolu ovasından geçer ve Aband gölüne kadar uzanır, hattâ gölü de geçerek aynı istikamette devam eder. Bu merkezî hatta iki dislokasyon daha geçmektedir. Merkezî fay Gerede kasabasında Ortaokulun duvarını 2,5 m., diğer bir bahçe duvarını 4 metre doğu-batı istikametinde ufki olarak sürüklemiştir. Aynı zamanda 40-100 santimetre kadar şimal kompartman çökmüştür. Fay çizgisi Bolu-İlica şosasını kesmekte: şosanın cenup kısmını 3,5 metre batıya itmiş ve şimal kısmını 1 metre kadar çökertmiştir. Burada da hareketin istikamet ve ciheti daha evvelkilere uymaktadır: Şimal kompartman çökmüş ve aynı zamanda doğuya doğru hareket etmiştir.

Nisbeten daha az şiddetli ve mevziî mahiyette bulunan diğer depremlerde yeni faylar teşekkül etmemiş, eskiden mevcut faylar harekete geçmişlerdir. Aluvial sahalarda yer yer yarık ve çatlaklar olmuş, bazı mahallerde sıcak sular fışkırmıştır. Böylece Dikili, Bigadiç ve Gelenbe depremlerinde Bakırçay grabeninin kenar fayları harekete gelmiş, vadi içerisinde 92° sıcaklıkta yeni kaynaklar husule gelmiştir. Adapazarı-Hendek depremi de kasabalara çok yakın geçen eski faylarla alâkalıdır. Osmancık Cenubundaki depremler, Kızılırmak transversal fayı ile bu ırmağa katılan Yenice ve Hamamözü dereleri boyunca uzanan longitüdinale fayların harekete geçmeleri ile ilgilidirler (4 ve 17). Tercan depreminin episantral sahası NW-SE istikametinde mioseni kesen ve Mans-Karakulak mevkielelerinden geçen eski bir fay boyunca uzamaktadır. Varto depremi de C. E. TAŞMAN'a göre aynı istikamette yâni N 45-50 W doğrultusunda Varto ile Üstükran arasındaki eski bir fayın yeniden faaliyete geçmesiyle alâkalıdır. E. LAHN, Van depremini mevziî küçük fayların oynamasına izafe etmekte ve aynı zamanda Muş-Van depresyonu ile de ilgili bulmaktadır (10).

Şimdiye kadar izahına çalıştığımız jeolojik vakıalar, yani:

1. Episantral bölgelerin sıralanışı, birincisinin Anadolu Bloku üzerinde, diğerlerinin bu bloku çevreleyen bir kavis üzerinde dizilmiş olmaları,
2. Yeni teşekkül eden fayların ufki ve şakulî röjesi bulunan uzama-genişleme şekilleri olmaları ve daima şimal kompartmanlarının cenuptakine nazaran izafî olarak aşağı ve doğuya doğru hareket etmiş bulunmaları,
3. Bu fayların eski strüktür çizgilerine umumiyetle uymamaları, iltivaları ve eski masifleri katetmeleri, biçmeleri Anadolu blokunun muhitine nazaran yükselmesi ve batıya doğru kaymasını ifade eden mekanik olaylardır. Diğer bir tabirle: Yükselme ve uzaklaşma neticesi husule gelen hacim genişlemesi,

açık yarıklar, şakulî ve ufki kaymalarla karşılanmakta-kompanse-olmaktadır. Bu itibarla birbirini kısa zamanlarla takip eden son on yılın büyük depremlerinin asıl sebebini Orta-Anadolu Bloğunun fasıllı olarak yavaş yavaş yükselmesinde ve aynı zamanda batıya doğru kaymasında aramak vakıalara daha uygun gelmektedir. Ufki kayma miktarının şakulî yükselme kıymetine nazaran daha fazla oluşu (nisbet takriben 3,5: 1!) bu depremleri "biçme depremler—Scherungsbeben" sınıfına yaklaştırmakta ve Japonya'nın 1927 Tango-depremi ile Kalifornia'nın 1906 Sanfransisko depremine benzetmektedir.

Keza en çok tesire maruz bu orta kısma yakın bulunan şimal kavsinde yeni faylar teşekkül ettiği halde buraya uzak olan Dikili, Balıkesir, Var-to ve Van bölgelerinde ancak eski faylar oynayabilmiştir. Bu da aynı fikir çerçevesine kolaylıkla girebilen diğer bir vakıadır.

Hareketin iki cihetli (şakulî ve ufki) oluşu, tesir eden kuvvetlerin de muhtemel olarak mail olduklarının bir ifadesidir. Keza bu hareketler bir taraftan ritmikdir, zaman zaman hızları değişmektedir, umumiyetle orojenik istikametlere uymazlar ve tamamen yenidirler, diğer taraftan süratleri fazla (— 1939 nihayeti ile 1944 Şubatı arasındaki dört yıl zarfında asgarî yükselme miktarı 1 metre, ufki uzaklaşma miktarı 3,5 metredir!—) ve kuvvetli yanbasınc izlerini ihtiva etmektedirler. Bu itibarla Hareketin mahiyetini orojenik tesirler ve orojenik tempo altında vukua gelen epirojenik veya kratojenik bir hareket olarak tavsif edebiliriz.

Ladik bölgesinde deprem hattını bu bakımdan tetkik eden M. BLUMENTHAL de buna benzer bir formül bularak «le type de mouvement cratogénique a gagné le dessus aussi dans le domaine orogénique.» şeklinde ifade etmektedir (5).

Burada tenkid mahiyetinde bir noktaya da temas etmek isteriz, oda: Deprem bölgelerinin sadece Anadolu Bloku'nun şimal kenarı boyunca sıralanmış olmaları, cenup kenarında ise buna benzer bir hadisenin olmayışdır; diğer bir tabirle: Yükselme ve kayma hareketleri şimalde tesirlerini gösterdikleri halde niçin cenupta gösterememişlerdir? Bu sual karşısındaki düşüncemizi şöylece hülâsa edebiliriz: Şimal sahası haddi zatinde zayıf bir bölge bulunmakta ve muhtemelen bir çöküntü havzası olan bugünkü Karadeniz ile yükselme halinde bulunan Anadolu'nun tektonik sınırı buradan geçmektedir. Buna mukabil Anadolu Bloğunun cenup kenarı genç volkanlarla adeta perçinlenmiş, kaynamış bir vaziyette bulunmaktadır. Erciyes'ten başlayarak Afyon'a kadar uzayan ve Toroslar'la orta

kütlenin sınırını takip eden erupsion dizileri hepimizce malûm olduğu gibi, bu on yıl içerisinde Adana havalisinde, Kozan bölgesinde oldukça şiddetli depremlerin vukua geldiği de hatırlardadır.

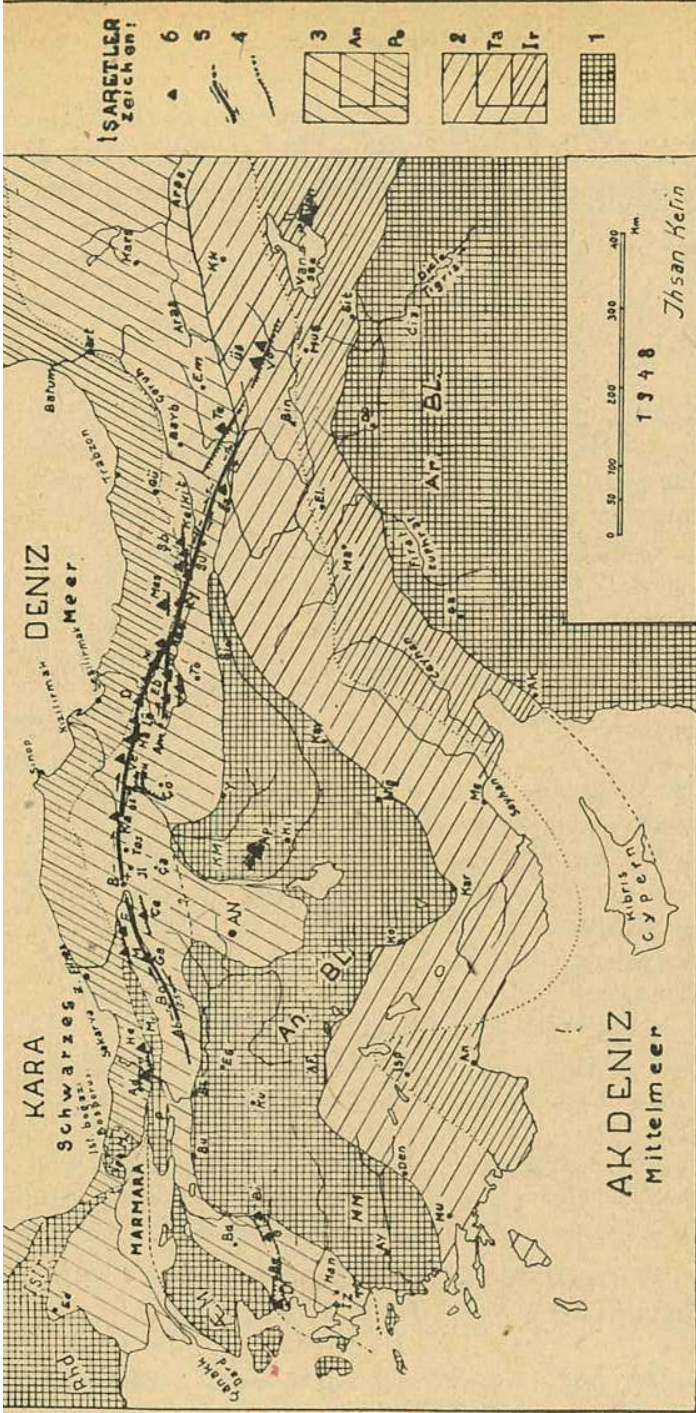
İkinci bir nokta da: Yirmi yıl evvel, 30-31/Mart/1928 tarihindeki İzmir-Torbalı-Tepeköy depreminin (VIII-IX) episantral sahasının da Anadolu Blokunun batı uç-kenarında bulunduğu ve kolaylıkla aynı fikir sistemine girebileceğine işaret etmek olacaktır.

Şekil 1'in izahı: (*Erklärung Abb. 1.*)

1. Paleozoik - kristalin bloklar (Ar. BL= Kenar kıvrımları ve kenar erupsionları ile Arabistan Bloku, An. BL=Anadolu Bloku, içerisinde Kızılırmak - KM - Menderes - MM -, Sakarya ve Konya masiflerini ihtiva eder, AE. M = Ege masifi, P.M=Bolu Masifi, Rhd=Rodop masifi, Istr=Istranca masifi, İM= İstanbul masifi).
2. Güney Anadolu sıra dağları (Ta= Toridler, İr= İranipler).
3. Kuzey Anadolu sıra dağları (An= Anatolidler, Po= Pontidler).
4. Eski dislokasyonlar.
5. Yenideprem çizgileri ve hareket cihetleri.
6. Deprem merkezleri, yahut en çok hasar gören mahaller.

1. Palaeozoisch - kristalline Kerne (Ar. BL Arabischer Block mit Randketten und Randergüssen, An. BL=Anatolischer Block einschliessend Kızılırmak - Massiv - KM -; Menderes - Massiv - MM, Sakarya Massiv und Konya - Massiv, AE. M= das Aegaeische Massiv, PM Subpontisches Massiv, Istr= Istranca - Massiv, I.M. = Istanbul - Massiv).
2. Südanatolische Ketten (Ta= Tauriden, Ir= Iraniden).
3. Nordanatolische Ketten (An= Anatoliden, Po= Pontiden).
4. Alte Dislokationen.
5. Neue Bebenlinien mit Bewegungssinn.
6. Erdbebenzentren, bezw. stark zerstörte Ortschaften.

Kısaltmalar (Abkürzungen): Ab = Aband, Ad = Adapazarı, Af = Afyon, Ak = Antakya, Am = Amasya, An = Antalya, An = ANKARA, Ap = Akpınar, Art = Artvin, Ay = Aydın, B = Bayramören, Ba = Balıkesir, Bayb = Bayburt, Be = Bergama (Pergamon), Bi = Bigadiç, Bin = Bingöl, Bl = Bilecik, Be = Bolu, Bu = Bursa, Ciz = Cizre, Ça = Çankırı, Çe = Çerkeş, Ço = Çorum, D = Destek, Dard = Dardanellen (Çanakkale boğazı), Db = Diyarbakır, Den = Denizli, Di = Dikili, E = Eskipazar, Eb = Erbaa, Ed = Edirne, El = Elazığ, Em = Erzurum, Es = Eskişehir, Ez = Erzincan, G = Gelenbe, Ga = Gaziantep, Ge = Gerede, Gü = Gümüşane, H = Hamamözü, Ha = Havza, He = Hendek, Il = Ilgaz, İsp = Isparta, İz = İzmir (Smyrna), Ka = Kargı, Kar = Karaman, Kay = Kayseri, K1 = Kırşehir, Kk = Karaköşe, Ko = Konya, Kü = Kütahya, Ky = Koyulhisar, Lâ = Lâdik, M = Mengen, Ma = Malatya, Man - Manisa, Me = Mersin, Mes = Mesudiye, Mu = Muğla, Ni = Niksar, Niğ = Niğde, Os = Osmancık, Reş = Reşadiye, Si = Sivas, Sit = Siirt, Su = Suşehri, Şb = Şebinkarahisar, T = Torbalı, Te = Tercan, To = Tokat, Tos = Tosya, Üs = Üstükran, Ve = Vezirköprü, Vo = Varto, Z = Zonguldak, Y = Yozgat.



Şekil 1. Anadolunun jeolojik-tektonik büyük birlikleri ve son on yılda (1938-1948) husule gelen deprem çizgileri (izahat müteakip sahifede).

Abb. 1. Geologisch - tektonische Grossgliederung Anatoliens und die Bebenlinien der letzten zehn Jahre (1938 - 1948). (Erklärung auf der folgenden Seite!)

Über die tektonisch - mechanischen Folgerungen aus den grossen anatolischen Erdbeben der letzten zehn Jahren

İ. KETİN

ZUSAMMENFASSUNG¹⁾

Während der grossen, meist katastrophalen Erdbeben in den letzten zehn Jahren (1938 - 1948) in Anatolien sind hunderte von Kilo- metren lange Spalten, Verwerfungen und Querverschiebungen entstanden, die über den Sinn der jungen Bewegungen des betreffenden Landstreifens wertvolle Angaben vermittelten. Die auf dem Gelände festgestellten, seismisch- tektonischen Tatsachen sind: 1. die Anordnung der Epizentralgebiete ist sehr charakteristisch und zwar: das erste von denen liegt auf dem anatolischen Block selbst und die anderen reihen sich in eine Linie von tektonischer Bedeutung entlang der nördlichen Peripherie desselben Blocks (An. Bl. auf dem Abb. 1.), 2. die neuestenstandenen Bebenlinien sind Verwerfungen mit horizontalem und vertikalem Bewegungssinn, wobei die nördlichen Schollen immer gegenüber den südlichen relativ die sinkenden und ostwärts verschobenen sind, sie stellen damit Erweiterungs bzw. Verlängerungsformen dar, 3. Die neuen Dislokationen haben keine direkte Beziehung mit den alten orogenetischen Strukturlinien und Strukturgrenzen; sie schneiden, sie scheren die alten Massive und Faltenbündel quer durch; sie stellen daher keine Scheitelungslinien der alpidischen Stämme Anatoliens im Sinne von E. NOWACK, SALOMON CALVI, H.N. PAMİR und S. TROMP (13, 14, 23, 24, 18, 29) und entsprechen nicht der sog. Paphlagonischen Narbe, der Fortsetzung der Tonalelinie, der nordanatolischen Narbe und der İzmit - Erzurum - Linie von eben erwähnten Forscher. Diese Tatsachen sind der mechanische Ausdruck des Auftauchens und der Westwärtsbewegung des anatolischen Blocks gegenüber seinem Rahmen. Die eigentlichen Ursachen der in kurzen Intervallen stattgehabten Grossbeben liegt daher in dem Auf und Seitentrieb Mittelanatoliens gegenüber dem Nordteil.

(1) Der vollsändige Text ist in der "Geologischen Rundschau,, (Band 36), erschienen.

Der Sinn, der Rhythmus und die Geschwindigkeit-vom Ende 1939 bis Februar 1944 mindestens 1 Mt. vertikal und 3,5 Mt. horizontal - der Bewegungen sowie die Unabhängigkeit der neuen Bebenbrüche von den alten orogenen Strukturen geben uns einen Hinweis, die Vorgänge als eine epirogene, bezw. Kratogene Bewegung unter orogener Wirkung und dem orogenen Tempo anzunehmen.

BİBLİOGRAFYA

LİTERATUR

1. ARNI, P. Zum Erdbeben zwischen Kırşehir, Keskin und Yerköy Meteae, Serie B, No: 1, 1938 Ankara.
2. BİRAND, Ş. A. Dikili Zelzelesi (Das Erdbeben von Dikili). Y. Z. E. Çalışm. 51, 1940. Ankara.
3. — Bigadiç Depremi (Das Erdbeben von Bigadic). Y. Z. E. Derg. 2/4, 1944.
4. BLUMENTHAL, M. Zur Geologie der Landstrecken der Erdbeben. usw., M. T. A., 1 /29.
5. — La ligne sismique de Lâdik, M. T. A., 1/33, 1945 Ankara.
6. — Die Kelkit-Dislokation etc. M. T. A., 2/34, 1945 Ankara.
7. FOUCHE, M. und PINAR, N. Météorologie du tremblement de terre d'Erzincan.. etc. Rev. Fac. Sc. Univ. d'Istanbul, S. B, Tome V. Fasc. 3/4 1940/İstanbul.
8. — Etude géologique et météorologique du tremblement de terre d'Adapazarı... etc.. Rev. Fac. Sc. Univ. d'Istanbul, VIII, A, Fasc. 1, 1943.
9. KETİN,İ. Kurzer Bericht über die letzten Erdbeben in der Türkei. Geol. Rundschau, Bd. 35, Heft 1, 1947.
10. — Die grossen anatolischen Erdbeben in den letzten zehn Jahren. Urania, Jahrg. 1 1, Heft 6, juni 1948, Jena.

11. LAHN, E. Note sur les tremblements de terre dans la région de Van. (Juillet - Décembre 1945). M. T. A., 1 35 , 1946 Ankara.
12. LEUCHS, K. Das jüngste Grossbeben in Anatolien. Geol. Rundsch. Bd. 31, Heft. 1 2.
13. NOWACK, E. Die wichtigsten Ergebnisse meiner anatolischen Reisen. Sonderab. aus der Zeitschr. d. Dtsch. Geol. Ges. 80, 1928, H.8- 10.
- 14 — Kreide - Entwicklung und Grosstektonik in Nord - Anatolien. Sender-abd. a. d. Zentralbl. f. Min., usw, Jg. 1932, Abt. B, Nr. 6, S. 286 bis 299
15. PAMİR - KETİN, Das Erdbeben in der Türkei... usw., Geol. Rundsch. Bd. 31, H. 1/2, 1940.
16. — Das anatolische Erdbeben Ende 1939. Geol. Rundsch., Bd. 32, H. 3.
17. PAMİR - AKYOL Çorum ve Erbaa depremi. Türk. Coğ. Der. Yıl I, S. 2, 1943, Ankara.
18. PAMİR, H. N. Une ligne séismogène en Anatolie septentrionale. Rev. Fac. Sc. d'Univ. d'Istanbul, Série A., tome IX, Fasc. 3, 1944, Istanbul.
19. PAREJAS - PAMİR, Le tremblement de terre du 19. Avril 1938 en Anatolie centrale. Rev. Fac. Sc. Univ. d'Istanbul, tome IV, Fasc. 3 4, 1939, İstanbul.
20. PAREJAS - AKYOL - ALTINLI, Le tremblement de terre d'Erzincan.. etc. Rev. Fac. Sc. Univ. d'Istanbul. S.B, tome VI, Fasc_ 3-4, 1941, İstanbul.
21. PINAR, N. Géologie et Météorologie sismique du bassin la merde Marmara. Rev. Fac. Sc. Univ. d'Istanbul, S. A, tome VII, Fasc. 3/4, 1943.
22. SALOMON - CALVI, Untersuchungen über Erdbeben in der Türkei. Meteeae, S. B, Nr. 5.
23. — Die |Fortsetzung der Tonalelinie in Kleinasien. Y. Z. E. Çalışm. N. 9, Ankara.
24. — Sitzungsber. d. Akad. Heidelberg 1932, Abh. 7, S. 5-6.
25. SIEBERG, A. Die türkische Erdbebenkatastrophe unter geodynamischen Gesichts-punkten. Die Umschau Bd 44, S. 449, 1940.
26. — Untersuchungen über Erdbeben und Bruchschollenbau im östlichen Mittelmeergebiet. Denk. d. Me- diz. - Natw. Ges. zu Jena, Bd. 18, Jena 1932.

27. TAŞMAN, C. E. Gerede - Bolu depremi. M. T. A. 1/31, 1944 Ankara.
 - 28 — Varto ve Van depremleri M. T. A. 2/36, 1946 Ankara
 29. TROMP, S. W. A Tentative Classification of the Anatolien
Orogenic Belt the Journal of Geology, 55, s. 362-377, 1947.
-

Güney - Doğu Türkiyeye ait birkaç Hippurites nevinin stratigrafik yayımı hakkında not

LÜTFİYE ERENTÖZ

1— Giriş:

1947 yılında M.T.A. Enstitüsünün jeolojik çalışmaları için Siirt vilayetinin Pervari kazasına bir seyahat yapan SUAT ERK Hosyan köyü batısındaki Çeşalı Dağının SW yamaçlarından (Şekil 1, jeolojik harta) bilahare paleontolojik tayinleri için bana tevdi edilen, güzel bir Rudiste koleksiyonu getirmişti. Bu koleksiyonun tayini için yaptığım çalışmalar esnasında nevilerin stratigrafik yayımları hakkında vardığım neticeler, daha önce bu mıntıkların Rudiste'lerine ait S. W. TROMP (6) ve V. STCHEPİNSKY (3) nin yaptığı neşriyattakilere uymamakta idi. Bu sebeple de S. ERK ile aramızda birhayli münakaşa olmuştu.

Çalışmalarım esnasında mevzuubahis Rudiste'ler hakkında şimdiye kadar yapılmış olan hemen bütün neşriyatı toplayabilmişim. Bundan başka S. ERK fosilleriyle birlikte, bunların toplandığı tabakaların vaziyetini gösteren, bir plâni da göndermişti. (Şekil 2).

Yerli ve mebzul olarak toplanmış olan Hippuriteslerin stratigrafik yerleri aşağıda olduğu gibi tesbit edilmiştir:

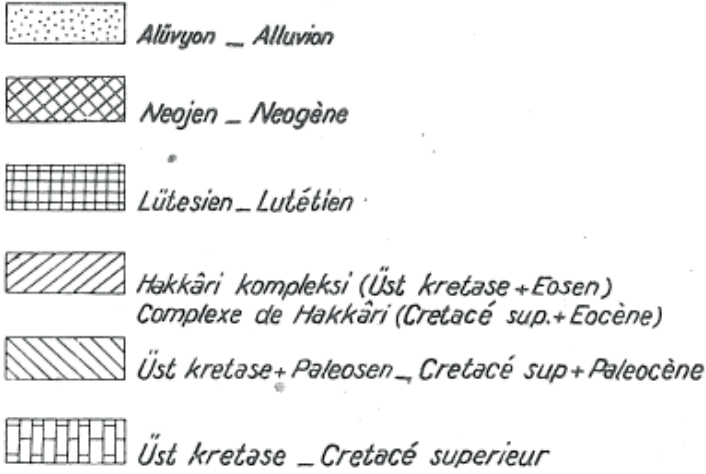
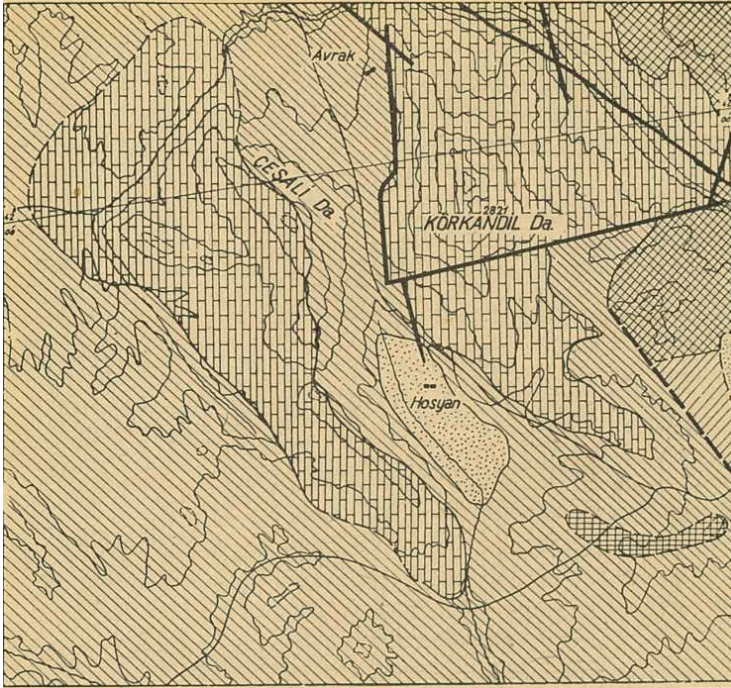
1- En altta (Ç1b) kalker seviyesi. Burada Vaccinites vesiculosus WOODWARD ve Vaccinites corrugata WOODWARD neveleri mevcuttur.

2- Üstte konglomeratik bir seviye (Ç 1).Bu tabakada da Ç1b tabakasında bulunan fosiller mevcuttur.

3- Gre seviyesi (Ç 2). Burada da Ç1b ve Ç 1 tabakalarının fosilleri bulunmaktadır.

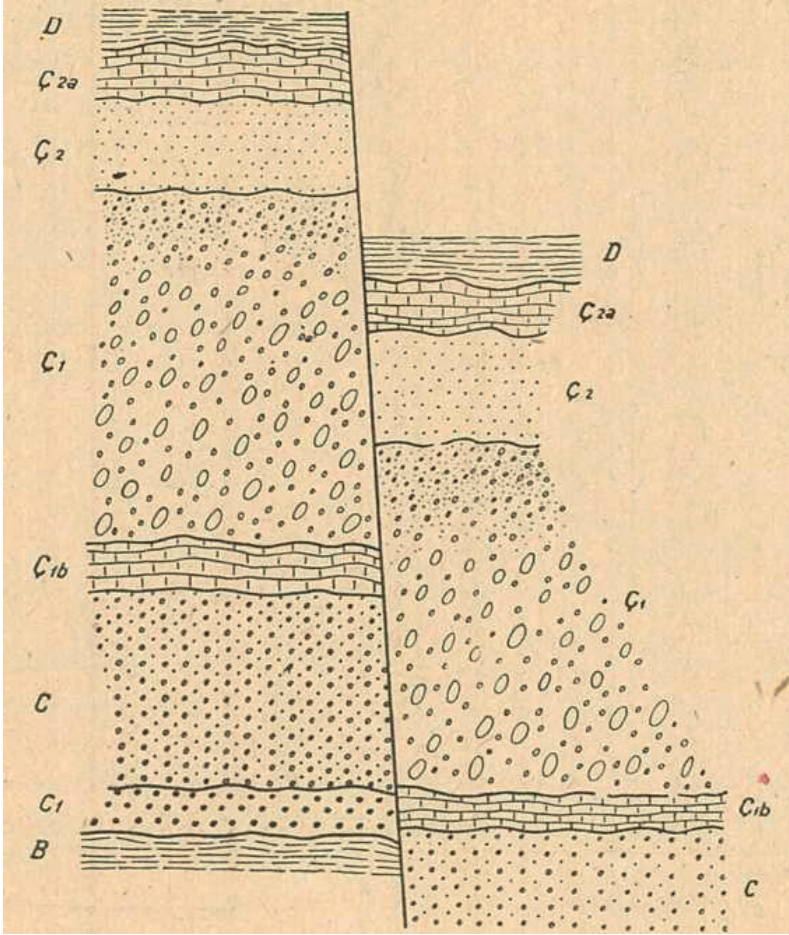
4- Kalker seviyesi (Ç 2a). Burada başka bir cins, Lapeirousia syriaca VAUTRİN mevcuttur.

Her seviyeden 8-10 numune üstünde çalışılmıştır. Ç 1 ve Ç 2 seviyelerindeki fosiller römaniye dirler.



Şek. 1. Çeşalıdağ (Siirt, Pervari kazası, Hosiyan) bölgesinin jeolojik hartası. (Löve S. ERK tarafından)

Fig. 1. Esquisse géologique de la region de Çeşalıdağ (Siirt, Pervari, Hosiyan). (Levé géologique par S. ERK).



Şek. 2. Çeşalıdağ SW. inde Rüdistli tabakaların vaziyeti.

(S. ERK tarafından)

Fig. 2. Position des assises à Rudistes au SW de Çeşalıdağ. (Par S. ERK).

2 — Paleontoloji:

1 — *Vaccinites vesiculosus* WOODWARD sp., 1855 levh. I, şekil 3, 4.

1855 — *Hippurites vesiculosus*, WOODWARD, Quart. Jour. Vol. XI, sah. 59, lev. IV, şekil 6.

1897 — *Hippurites vesiculosus*, DOUVILLE, Mém. Soc. Géol. de Fr., No. 6. Sah. 201, levh. XXIX, şekil 7, 8.

- 1904 — *Vaccinites vesiculosus*, TOUCAS, Mém. Soc. Géol. de Fr.
No. 30, sah. 110.
- 1941 — *Hippurites vesiculosus*, TROMP, M. T. A., No. 4/25, sah.
608.
- 1944 — *Hippurites (Vaccinites) vesiculosus*, STCHEPİNSKY, M.
T. A., No. 2/32, sah. 237, 240, levh. III,
şekil 1, lev. IV, şekil 1, 5. levh. V, şekil
1-3, levh. VII, şekil 3.

Bu nevi subretiküle porlulardan ve ineküikostatus grubundandır. Grubun mümessilleri TOUCAS'a göre şunlardır:

Vaccinites	Zurcheri DOUVİLLE.....	Conciacien
“	Chaperi DOUVİLLE.....	Santonien
“	inaequicostatus MUNSTER.....] Campanien
“	Oppeli DOUVİLLE.....	
“	vesiculosus WOODWARD	

Grupla en yaşlı ve tekâmülde en geri olan nevi V. Zurcheri'dir. Coniacien de zuhur etmiştir. Bundan sonra neville inkişaf ederek Campanien'e çıkan ve mütekâmil tiplere müncer olurlar. Bizim nümünemiz V. vesiculosus grubun en genç ve en mütekâmil mümessilidir. İlk defa olarak LOFTUS tarafından memleketimizde Hekimhan'da bulunmuştur. Nevi 1855 de WOODWARD tarafından tesis edilmiştir. Nümünelerimiz küçük boyda ve ekserisinde üst ve alt kapak beraberdir. Tip nevin bütün vasıfları (yani üç kıvrım L, S, E çevrenin 1/4 kısmını işgal etmektedir, pilyeler S, E pediküle ve boyları gayri müsavi, aret kardinal lamelliform ve ucu yuvarlaktır. Alt kapağın dışı tulanî ince kotlarla süslü ve yer yer büyüme çizgileri) nümünemiz üstünde görülmektedir.

Bu nevin yaşı hakkında değişik mütalâalar ileri sürülmüştür. TROMP tarafından Campanienden daha eski olabileceği ve STCHEPİNSKY tarafından da Maestrichtien olduğu iddia edilmiştir. Daha önce DOUVİLLE Campanien olarak tesbit etmiştir. Ben de Campanien olduğu kanaatindeyim.

- 2 — *Vaccinites corrugata* WOODWARD sp., 1855
levh. I, şekil 1, 1 a, 2

- 1855 — Hippurites corrugata, WOODWARD, Quart. Jour. Vol. XI, sah. 58.
- 1894 — 1897 Pironaea corrugata, DOUVILLE, Mém. Soc. Géol. de Fr., No. 6, sah. 109 ve 228, levh. XXXII, şekil 14.
- 1904 — Vaccinites corrugata, TOUCAS, Mém. Soc. Géol. de Fr. No. 30, sah. 111.
- 1944 — Hippurites (Pironaea) corrugata, STCHEPINSKY, M. T. A., No. 2/32, sah. 236 ve 239, levh. III, şekil 2-3.

1855 de WOODWARD tarafından tesis edilen bu nevi (8) ilk defa olarak memleketimizde, Hekimhan'da LOFTUS tarafından Vaccinites vesiculosus ile birlikte bulunmuştur. Bilâhara 1894 de DOUVILLE (I) bu nevi incelediği zaman dış cidarın hemen hemen üç pili yani L, S, E kadar girinti ve çıkıntılar yaptığını nazarı itibare alarak MENEGHİNİ'nin Pironaea cinsine dahil etmiştir. Daha sonra TOUCAS (4) Hippuriteslerin tasnifini yaparken aret kardinal ve iki pilisile bu nevin Vaccinites Loftusiye yaklaştığını işaret etmiş ve aynı zamanda bunun dış cidar kıvrımları daha derin olan bir Vaccinites Loftusi varyetesi olabileceğini de işaret etmiştir. Fakat TOUCAS'ın nümunelerinde üst kapak mevcut olmadığından bu kapak porlarını tetkik etmek fırsatını bulamamıştır; bundan dolayı da DOUVILLE (1897) gibi bu nevi dış cidar kıvrımları dolayısıyla "müteaddit pilili Vaccinites'ler grubunda bırakmıştır.

TOUCAS'ın bu nevi Vaccinites Loftusiye yaklaştırması yerindedir. Filhakika enstitümüzün müzesinde bulunan ve M. BLUMENTHAL tarafından Hekimhan'dan getirilmiş bir nümune ile S. ERK'in nümunelerinin bazılarında üst kapaktaki porlar vazih olarak görülebilmektedir. Bu kapakları inceledim ve porlarının Dantiküle olduğunu tesbit ettim. Buna göre de bu nevin TOUCAS ve DOUVILLE'nin neşriyatındaki "Müteaddit pilili Vaccinites grubu"ndan çıkarılarak <<Dantiküle porlular>>a ve hatta aret kardinal ve iki pilye vasıflarına göre de Vaccinites Moulinsi grubuna dahil edilmesi lazım gelir kanaatini edindim. Bu takdirde Moulinsi grubunun mümessileri şöyle olur:

- Vaccinites Rousseli DOUVILLE Angoumien superieur
 " Moulinsi D'HOMBRES FIRMAS Coniacien
 " beaussetensis TOUCAS Santonien
 " Loftusi WOODWARD Campanien
 ve Vaccinites corrugata WOODWARD Campanien

Yaş DOUVILLE tarafından Campanien olarak tesbit edilmiştir. TOUCAS tasnif ve incelemelerinde yaşı olduğu gibi, Campanien, olarak almıştır. 1944 de V. STCHEPİNSKY yaptığı neşriyatta farklı bir netice vermiştir. Ben DOUVILLE'nin tesbitine iştirak ediyorum.

3 — Lapeirousia syriaca, VAUTRIN sp.,
 1933 levh. II, şekil 1, 2

1933 — Lapeirousia syriaca, VAUTRIN, Not. et: Mém. du Haut.Commiss. de la Rep. Franc. en Syrie et au Liban, t. I, sah. 31, levh. II, şekil 1-3 ve levh. III, şekil 1-2.

1944 — Lapeirousia syriaca, STCHEPİNSKY, M. T. A., No. 2/32, sah. 235 ve 239, levh. II, şekil 1-2.

Bilindiği gibi Lapeirousialar aret kardinalsız Radiolitidelerdendir. Alt kapakta, lemb retiküle intisaçlı ve psödopilyelere maliktir.

Nümunelerimiz tip nevin bütün vasıflarını taşımaktadır, yani şuai kabarıklıklar yapan büyük şebekevi höcreli kısımlarla bunlar arasındaki küçük şebekevi höcreli ve kolonetleri taşıyan kısımlar barizdir.

Yaş nevin yapıcısı tarafından Maestrichtien olarak tesbit edilmiştir.

3 — Nevilerin stratigrafik yayımları hakkında mülâhazalar:

1941 senesinde M.T.A. Mecmuasında S. W. TROMP (6) Güney Türkiye Rüdiste'leri hakkında bir neşriyat yaparak Hippuriteslerin stratigrafik yayımları hakkında mütalâaların katiyetsizliği ve şimdiye kadar bu hususta yazılan eserlerde tekerrür eden hatalar ve bilhassa Vaccinites vesiculosusun yaşı üstünde durmuş ve bu nevin Campanien'den daha evvel de bulunduğunu iddia etmiştir. Bu nevin tekâmülü hakkında şimdiye kadar bilinenler S. W. TROMP'un mütalâasına tamamen zıttır. TOUCAS'a göre

(4) *V. vesiculosus* subretiküle porlu bir *Vaccinites*ir. Subretiküle porlulara bağlı olan *Înaequicostatus* gurubunun zuhuru *Coniacien*'dir. Buna göre *V. Vesiculosus*'un *Senonienden* daha yaşlı olmaması lâzımdır.

Aynı suretle *V. corrugata* da dantiküle porlulardan ve *Moulinsi* grubundandır. *Moulinsi* grubunun zuhuru *V. Rousseli* ile üst *Angoumien*'dedir. Bizim nümünemiz aret kardinal ve iki pilyesinin vasıfları ile bu grubun en mütেকâmil bir nümunesidir. Şu halde bunun için de *Senonien*'den daha erken bir yaş düşünülemez.

Daha sonra 1944 de aynı mecmuada Güney Türkiye Rudisteleri hakkında bir neşriyat yapan *V. STCHEPİNSKY* (3) *V. vesiculosus* ve *V. corrugatanın* yaşının mutlak surette *Mastrichtien* olduğunu ileri sürmüştür.

S. ERK'in stratigrafik Şemasına ve fosillerinin yerli olduklarına dayanarak bunların stratigrafik yayımlarını tesbit etmek benim için mümkün olmuştur. S. ERK'in şemasında *L. syriacalar* en üst seviyede (Ç2a) bulunmaktadırlar. Bu seviyede ne *V. vesiculosus* ne de *V. corrugata* vardır. Aynı şekilde *V. vesiculosus* ve *V. corrugatanın* bulunduğu Ç1b tabakasında da *L. Syriacalara* rastlanmamaktadır. *L. syrica* nın yaşı kat'î olarak *Maestrichtien*'dir. *V. vesiculosus* ve *V. corrugata* tabakası *L. syriaca*'nın altındadır; şu halde Ç1b tabakası Ç2a dan daha eskidir. Bu sebeple paleontolojik raporumda *V. vesiculosus* ve *V. corrugatanın* yaşı için *Campanien* demiştim; aynı zamanda bu nümüneler üstündeki mikrofosillerin tetkikini tavsiye etmiştim. Filhakika bu nümüneler C. ÖZTEMÜR tarafından tetkik edilmiştir ve yalnız Ç2a tabakasına ait nümüneler üstünde *Orbitoides media* D'ORBİGNY görülmüştür. Bu mikrofosil Ç1b ye ait nümüneler üstünde görülmemiştir. H. DOUVİLLE'e göre (C. ÖZTEMÜR'ün raporu) bu nevi en üst *Campanien* de başlar *Maestrichtien* için karakteristiktir. Buna göre içerisinde *Orbitoides media* bulunmayan Ç1b tabakası *Maestrichtien*den daha eski olması lâzımdır. Filhakika *V. STCHEPİNSKY* neşriyatında *V. vesiculosus*, *V. corrugata*, *L. syriaca* ve *Orbitoides media* nın aynı yerden geldiğini işaret ederek ve *O. media* ve *L. syriaca* nın yaşına istinaden bu iki nevin yaşını *Maestrichtien* olarak tesbit etmiştir. Fakat *V. STCHEPİNSKY*'nin fosillerinin yerli (yani tabakalar içerisinde toplanmış) olduğunu bilmiyoruz. Eğer bunlar hakikaten aynı tabakadan geliyorlarsa yaşlarının da tabiatıyla aynı olması lâzımdır ve S. ERK'in muntikasında da aynı tabakada bulunmaları icap ederdi, halbuki S. ERK bunları aynı tabakalardan

toplamiřtır.

4- Netice:

Yukarıda yapılan incelemelere istinaden netice olarak *Vaccinites vesiculosus* ve *Vaccinites corrugata* nevelerinin yaşının Campanien olması lâzım gelir, ne STCHEPİNSKY nin iddia ettiği gibi Maestrichtien ve ne de TROMP un tahmin ettiği gibi Campanien'den daha eski olmadığı kanaatındayım.

Note sur la repartition stratigraphique des quelques Hippurites provenant du Sud-Est de la Turquie

Lütfiye ERENTÖZ¹

1 — Introduction:

SUAT ERK a fait, en 1947, un voyage d'études pour l'Institut M.T. A. dans le kaza de Pervari (vilâyet de Siirt). Il a rapporté de ÇeşalıDağ, au SW de Hosyan köy (voir carte géologique fig. 1), une très belle collection de Rudistes, dont l'étude m'a été confiée. Mes conclusions, après le travail de détermination de cette faune, se sont trouvées, du point de vue stratigraphique, en opposition avec celles de S.W. TROMP (6) et de V. STCHEPÎNSKY (3) sur la faune de Rudistes de cette région, ce qui, a provoqué une discussion à ce sujet entre SUAT ERK et moi même. Cependant j'avais réuni une abondante bibliographie sur les Rudistes, et SUAT ERK m'avait communiqué un plan montrant les couches fossilifères. Les fossiles ayant été ramassés en place, en abondance, il m'a été possible de répartir stratigraphiquement les Hippurites comme indiqué ci-dessous : (voir fig. 2).

1 — A la base, un niveau calcaire (Ç1b). On y a recolté *Vaccinites vesiculosus* WOODWARD et *Vaccinites corrugata* WOODWARD.

2 — Au-dessus, un niveau conglomératique (Ç1). Dans cette couche existent également les mêmes espèces que la couche Ç1b.

3 — Grès (Ç2) : mêmes espèces trouvées dans les couches Ç1b et Ç1.

4 — Calcaire (Ç2a). Ce niveau contient une espèce d'un autre genre: *Lapeirousia syriaca* VAUTRÎN.

Les fossiles des niveaux Ç1 et Ç2 sont à l'état remanié.

2 — Paleontologie :

1 — *Vaccinites vesiculosus* WOODWARD sp., 1855

pl. I, fig. 3, 4

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

- 1855 — Hippurites vesiculosus, WOODWARD, Quart. Jour, Vol. XI, pag. 59, pi. IV, fig. 6
- 1897 — Hippurites vesiculosus, DOUVILLE, Mém. Soc. Géol. de Fr., No. 6 pag. 201, pi. 29, fig. 7, 8
- 1904 — Vaccinites vesiculosus, TOUCAS, Mém. Soc. Géol. de Fr. No. 30, pag. 110
- 1941 — Hippurites vesiculosus, TROMP, M. T. A., No. 4/25, pag. 608
- 1944 — Hippurites (Vaccinites) vesiculosus, STCSEPINSKY, M. T. A., No. 2/32, pag. 237, 240, pi. III, fig. 1, pi. IV, fig. 1, 5, pi. V, fig. 1-3, pi. VII, fig. 3

Cette espèce fait partie des *Vaccinites* à pores subréticulés, du groupe *Vaccinites inaequicostatus*.

Le groupe de *Vaccinites inaequicostatus* comprend, d'après TOUCAS, les formes suivantes:

Vaccinites Zurcheri DOUVILLE	Coniacien
" Chaperi DOUVILLE	Santonien
" inaequicostatus MUNSTER	
" Oppeli DOUVILLE	Campanien
" vesiculosus WOODWARD	

La première espèce de ce groupe, *V. Zurcheri*, est une forme ancienne et moins développée, son apparition se fait dans le Coniacien. Ensuite d'autres formes apparaissent et montent en se développant jusqu'au Campanien. Quant à l'espèce *V. vesiculosus* c'est la forme la plus évoluée de ce groupe. Elle a été trouvée pour la première fois par LOFTUS dans notre pays, à Hekimhan et nommée par WOODWARD, en 1855. Nos échantillons sont de taille plus petite, les deux valves sont réunies, et présentent tous les caractères de l'espèce type, (portion du pourtour occupée par les trois replis LS, E, : 1/4; les deux piliers pédicules et inégaux; l'arête cardinale L, lamelliforme; les valves inférieures présentent extérieurement des côtes longitudinales, on peut même distinguer nettement les stries d'accroissement.

Pour l'âge de cette espèce, il y a plusieurs opinions. S.W. TROMP prétend qu'elle existe antérieurement au Campanien. V. STCSEPINSKY au

contraire la, considère datant du Maestrichtien. H. DOUVILLE, de son côté la situe dans le Campanien, opinion que je partage.

2 — *Vaccinites corrugata* WOODWARD sp., 1855

pl. I, fig. I, I a, 2

- 1855 — *Hippurites corrugata*, WOODWARD, Quart. Jour. Vol. XI, pag. 58
- *Pironaea corrugata*, DOUVILLE, Mém. Soc. Géol. de Fr., 1894 No. 6, pag. 109 et 228, pi. 32, fig. i 4
1897
- 1904 — *Vaccinites corrugata*, TOUCAS, Mém. Soc. Géol. de Fr. No. 30, Pag. III
- 1944 — *Hippurites (Pironaea) corrugata*, STCHEPÏNSKY, M. T. A., No. 2/32, pag. 236 et 239, pl. III, fg. 2-3

Cette espèce, décrite par WOODWARD en 1855 (8), a été trouvée avec *Vaccinites vesiculosus* dans notre pays, à Hekimhan. H. DOUVILLE (1) en fait une révision, en 1894, en étudiant, les replis périphériques des couches externes affectant les trois replis L, S, E, ce qui eut pour conséquence de placer l'espèce dans le genre *Pironflea* de Meneghini.

Ultérieurement Ar. TOUCAS (4), en faisant sa classification des *Hippurites*, a remarqué que *Tarete cardinale* et les deux piliers rapprochaient cette forme de *Vaccinites Loftusi*. Il a même remarqué que l'espèce pouvait être une variété de *Vaccinites Loftusi* à replis périphériques plus développés. Mais la valve supérieure n'existait pas sur ses échantillons, et il n'a pas eu pour cette raison l'occasion d'examiner les pores de la valve supérieure. Il a laissé, donc, également comme H. DOUVILLE (1897) l'espèce dans le groupe "Vaccinites à replis multiples" d'après les replis périphériques.

Ar. TOUCAS avait raison en rapprochant cette forme de *Vaccinites Loftusi*. En effet sur un échantillon qui se trouve dans le musée de notre Institut, rapporté de Hekimhan par M. BLUMENTHAL et sur les échantillons médiocres de S. ERK, on peut voir facilement les pores de la valve supérieure. J'ai examiné ces valves et j'ai vu qu'elles ont des pores denticulés. Dans ces conditions je considéré que l'on doit faire sortir cette espèce du groupe de *Vaccinites* à replis multiples

dans lequel elle est incorporée dans les publications de H. DOUVILLE et de Ar. TOUCAS, et la mettre avec les *Vaccinites* à pores denticulés, et même, d'après l'arête cardinale et les deux piliers, dans le groupe de "*Vaccinites Moulinsi*". Dans ce cas, les formes du groupe Moulinsi seront:

<i>Vaccinites Rousseli</i>	DOUVILLE	Angoumien supérieur	
"	<i>Moulinsi D'OMBRES FIRMAS</i>	Coniacien	
"	<i>beaussetensis</i>	TOUCAS	Santonien
"	<i>Loftusi</i>	WOODWARD	Campanien et
<i>Vaccinites eorrugata</i>	WOODWARD	Campanien	

L'âge attribué par H. DOUVILLE est le Campanien. Ar. TOUCAS dans sa révision a également indiqué le Campanien. V. STCHEPÏNSKY émet un avis différent. Toutefois je partage l'opinion de H. DOUVILLE.

3 — *Lapeirousia syriaca* VAUTRIN sp., 1933

Pl. II, fig. 1, 2

1933 — *Lapeirousia syriaca*, VAUTRIN, Not. et Mém. du Haut.

Commiss. de la Rep. Franc. en
Syrie et au Liban, t. I, pag. 31,
pl. II, fig. 1-3 et pl. III, fig. 1-2.

1944 — *Lapeirousia syriaca*, STCHEPÏNSKY, M. T. A., 2/32,
pag. 235 et 239, pl. II, fig. 1-2.

Les *Lapeirousia* sont, comme on le sait, des Radiolitidés depourvus d'arête cardinale, à la valve inférieure le limbe montre une structure reticulée et des pseudo-piliers.

Nos échantillons présentent tous les caractères de l'espèce type, c'est à dire, des reliefs radiaires avec un tissu à grandes mailles et on remarque une structure, à petites mailles, qui porte les colonettes.

L'auteur fixe sa répartition stratigraphique au Maestrichtien.

3 — Remarques sur la répartition stratigraphique des espèces:

Dans la revue M. T. A. 1941, S. W. TROMP (6) a fait une publication sur les Rudistes de la Turquie méridionale. Dans cet article il insistait sur l'incertitude de la répartition stratigraphique des Hippurites et sur les erreurs répétées à ce sujet; et surtout sur l'âge de *Vaccinites vesiculosus*. Il prétendait que ces formes apparaissent antérieurement au Campanien.

Ce que l'on sait de l'évolution des espèces, contredit le point de vue de S. W. FROMP. D'après Ar. TOUCAS (4). *Vaccinites vesiculosus* est un *Vaccinites* à pores subréticulés. L'apparition du groupe des subréticulés est constatée par TOUCAS au début du Coniacien. Donc on ne peut admettre pour *Vaccinites vesiculosus* un âge antérieur au Sénonien.

Egalement *Vaccinites corrugata* est un *Vaccinites* à pores denticulés et appartenant au groupe *Vaccinites Moulinsi*. L'apparition du groupe *Moulinsi* se fait à l'Angoumien supérieur avec *Vaccinites Rousseli*. Notre espèce avec les Caractères de l'arête cardinale et des deux piliers est une forme plus évoluée. Donc son âge n'est peut être pas antérieur au Sénonien.

Récemment, dans la même revue, en 1944 V. STCHEPÏNSKY (3) dans une publication, sur les Rudistes de la Turquie méridionale, considèrerait de son côté que *Vaccinites vesiculosus* et *Vaccinites corrugata* datent absolument du Maestrichtien.

Il m'est possible, en me basant sur la coupe stratigraphique de SUAT ERK et sur le fait que les fossiles ont été recueillis en place de préciser la répartition de ces espèces. Dans cette coupe les *Lapeirousia syriaca* appartiennent au niveau supérieur (Ç2a). Dans ce niveau n'existent ni *V. corrugata*, ni *V. vesiculosus*. De plus dans la couche à *V. vesiculosus* et *V. corrugata* (Ç1b) on n'a rencontré qu'un échantillon de *L. syriaca*. L'âge de la couche à *L. syriaca* est le Maestrichtien. La couche à *V. vesiculosus* et *V. corrugata* se trouve au dessous de la couche à *L. syriaca*, donc l'âge de la couche (Ç1b) est plus ancienne que celui de la couche (Ç2a). Pour cette raison j'avais indiqué dans mon rapport paléontologique le Campanien comme âge de *V. vesiculosus* et *V. corrugata*. En même temps j'avais conseillé d'examiner les microfossiles contenus dans la gangue de ces échantillons. Cette étude a été faite par B. Cemal ÖZTEMÜR, qui a trouvé *Orbitoides media* D'ORBIGNY seulement dans la couche (Q2a). Ce microfossile n'existait pas dans la couche (Ç1b). D'après DOUVILLE *Orbitoides media* apparaît dès le Campanien supérieur, (rapport de Cemal ÖZTEMÜR), et est considéré comme caractéristique du Maestrichtien. En conséquence notre couche (Ç1b) ne contenant pas *O. media* n'est, doute, pas d'âge Maestrichtien. Les fossiles contenus dans cette couche ont donc un âge plus ancien que le Maestrichtien.

En effet STCHEPİNSKY dans sa publication note que les échantillons de *V. vesiculosus* et *V. corrugata*, *L. Syriaca*, *O. media* proviennent de la même localité. D'après *O. media* et *L. syriaca* les autres formes aussi avaient été classées dans le Maestrichtien. Mais nous ne sommes pas sûres que les fossiles de STCHEPİNSKY aient été recolté en place. Si ces fossiles provenaient de la même couche ils seraient du même âge, et on les trouveraient également dans un même niveau dans la région parcourue par S. ERK. Jusqu'ici SUAT ERK ne les a ramassés que dans des niveaux différents.

Après avoir fait la critique cidessus, je crois que nous pouvons.

IV — Conclusion:

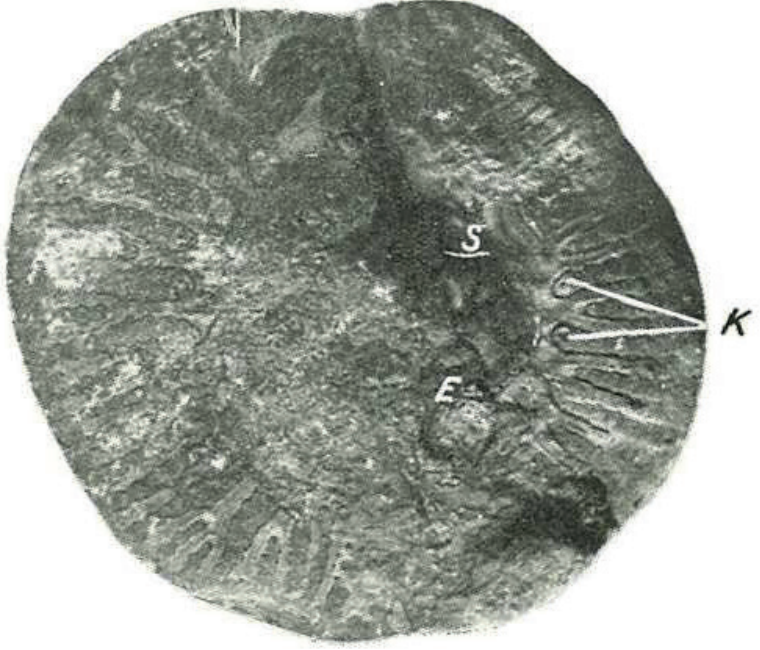
Conclure comme suit: *V. vesiculosus* et *V. corrugata* sont vraisemblablement du Campanien. Ils ne peuvent appartenir ni au Maestrichtien come le pensait STCHEPİNSKY, ni être antérieurs au Campanien comme le pensait TROMP.

V — Bibliogpaphie:

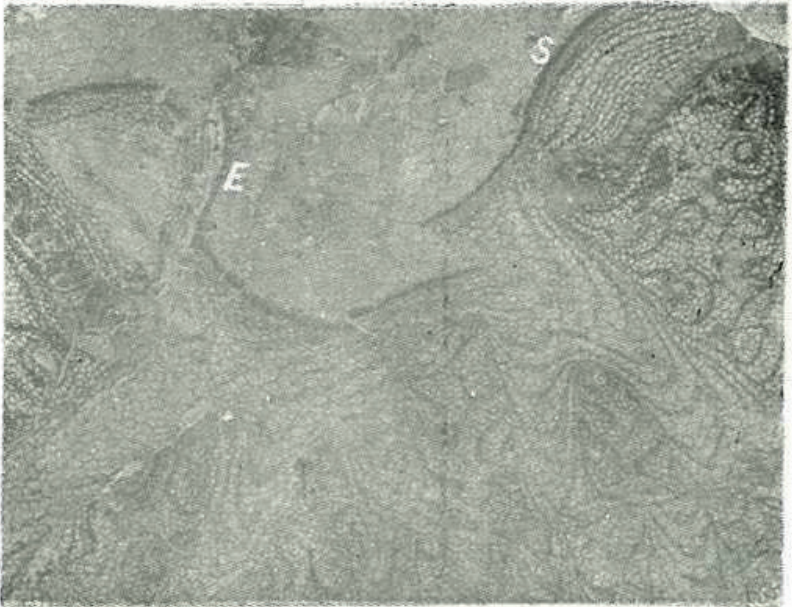
- 1 — DOUVILLE, H. "Etudes sur les Rudistes. Révision des principales espèces d'Hippurites." Mém. Soc. Géol. de Fr., No. 6, Paris 1890 - 1897.
- 2 — DOUVILLE, H. "Etudes sur les Rudistes. Rudistes de Sicile, d'A'l gérie, d'Egypte, du Liban et de la Perse." Mém. Soc. Géol. de |Fr. No. 41, Paris 1910.
- 3 — STCHEPİNSKY, V. "Sur quelques Rudistes de la Turquie méridionale." La revue "M. T. A." No. 2/32, Ankara 1944.
- 4 — TOUCAS, Ar. "Etudes sur la classification et l'évolution des Hippurites." Mém. Soc. Géol. de Fr., No. 30, Paris 1903 - 1904.
- 5 — TOUCAS, Ar. "Etudes sur la classification et l'évolution des Radiolitidés" Mém. Soc. Géol. de Fr., No. 36, Paris 1907 - 1909.
- 6 — TROMP, S. W. "The vertical distribution of Hippurites in southern Turkey." La revue "M. T. A.", No. 4/25,

- 7 — VAUTRIN, H. "Sur quelques formes nouvelles de Rudistes recueillies en Syrie septentrionale." Note et Mém. du Haut. Commiss. de la Rep. Franc. en Syrie et au Liban., t. I, Paris 1933.
- 8— WOODWARD, S. P. "On the structure and affinities of the Hippuritidae." Quart. Jour. Géol. Soc. London. Vol. XI, London 1855.
-





1



Levhaların izahı
Explication des planches

Levha I — Pl. I

Şekil 1. *Vaccinites corrugata* WOODWARD, (M. T. A. Enstitüsü

Fig. 1. müzesi) alt kapak, yandan görünüş.

(Vue laterale de la valve inférieure.)

Şekil 1a. *Vaccinites corrugata* WOODWARDt (M. T. A. Enstitüsü mü-

Fig. 2a. zesi) Alt kapaktan ufki kesit.

(Section de la valve inférieure)

Şekil 2. *Vaccinites corrugata* WOODWARD, (M. T. A. Enstitüsü

Fig. 3 müzesi) Üst kapak porları.

(Les pores de la valve supérieure)

Şekil 3. *Vaccinites vesiculosus* WOODWARD, (M. T. A. Enstitüsü

Fig 3. müzesi) Üst kapak

(Valve supérieure)

Şekil 4. *Vaccinites vesiculosus* WOODWARD, (M. T. A. Enstitüsü

Fig 4. müzesi) Alt kapaktan ufki kesit.

(Section de la valve inférieure)

Levha II — Pl. II

Şekil 1. *Lapeirousia syriaca* VAUTRIN, (M. T. A. Enstitüsü müzesi)

Fig 1. Lemb. Destek kolenetleri. K.

(Limbe montrant les colonettes de soutien K.)

Şekil 2. *Lapeirousia syriaca* VAUTRIN, (M. T. A. Enstitüsü müzesi)

Fig 2. Lemb den ince kesit, X5, destek kolenetlerinin ve intisacın görünüşü.

(Coupe mince, X5. montrant les colonettes de soutien et le tissu polygonal.)

Batı Torosların örtü lamboları

Maurice M. BLUMENTHAL

Özet:

Batı Toroslarda, yukarı Göksu Irmağı ile Göller mıntakası arasında. (Şek. 1) birbirine azçok müvazi ve SE den NW veya NNW ye doğru uzanan müteaddit orografik ve tektonik Zonlar tefrik olunmuştur. Bunlardan burada bizi alâkadar edeni Paleozoik Hadim Zonu olup, kendisinden daha genç (mezozoik) formasyonlar üstünde tamamen şarye vaziyettedir (1, s. 103). Bu Zonu teşkil eden formasyonlar ise, başta Devoniyene ait bol fosilli şisti kalkerler ve şisti grelerle bunlara refakat eden kuvarsit bantları olmak üzere; Fusulinler ve Alg'ler bakımından zengin olan mavi esmer Permiyen kalkerleridir.

Bu paleozoik kompleksin altında, Hadim Hattı boyunca sırf kalkerlerden müteşekkil bir "ayrılamiyan seri" (Série compréhensive) mevcut olup Lias'dan alt Lütesiyene kadar uzanmaktadır.

Paleozoik Hadim Zonu hakiki bir Nap şeklinde kalker ekaylarının üstünü kaplamış ve zamanla intikâl neticesi olarak da bugün ancak örtü lambolarını (Lambeaux de recouvrement), mezkûr Nap'ın delilleri olarak muhafaza edebilmiştir.

Bu "Klippe"ler SE den itibaren şunlardır:

1. Çalbalı-Kartlankaz Dağı (Foto 1. ve coupe 1)
2. Gökdağ (merkezde)
3. Yalıncağ Dağ (NW de Elmasut civarında)
4. Cevizli Budamya kitleleri (daha SW de)

Hülâsa olarak denebilir ki, 80 km. lik bir hat üzerinde hakiki şaryaj Nap'i karakterini taşıyan bu "Klippe"ler daima kendilerinden daha genç, tercihan üst Kretase formasyonları üstünde bulunur. Bunlar yalnız hemhudut oluşları bakımından değil, aynı zamanda stratigrafik serilerinin aynı oluşundan dolayı da doğrudan doğruya Paleozoik Hadim Zonuna bağlıdırlar. Böylece bunların cümlesi birden Hadim Nap'ını teşkil ederler.

Hadim Hattı boyunca hiç olmazsa 30 km. lik bir genişlik kabul etmek lâzımdır ki, belki de hakikatte daha fazladır.

Tektonik stil bakımından bu şekil Nap kırık Nap (Nappe cassante) olup, Toroslar için tipiktir. Ve aynı zamanda Dinarid silsilelerindekiyle de uymaktadır.

Les lambeaux de recouvrement du Taurus Occidental

Maurice M. BLUMENTHAL

Généralités:

Parmi les arguments qui décident en faveur de l'existence de nappes de charriage la présence de lambeaux de recouvrement dans une chaîne de montagnes est un des plus saisissants et des plus concluants. Comme le dit l'expression, il s'agit d'un complexe délimité qui recouvre quelque chose qui lui est étranger, c'est-à-dire d'un complexe de formations d'un autre âge, d'une autre origine et d'une autre composition que le substratum sur lequel il repose. Il est connu que ces lambeaux, flottant sur une base d'ordinaire plus jeune, sont souvent aussi au point de vue morphologique des pitons rocheux qui contribuent au pittoresque aspect du paysage, et on a employé partiellement pour cette raison le terme de <<klippe>>. Les <<klippes>> classiques de la Suisse sont intimement liées à l'histoire de la reconnaissance du style alpin moderne et chaque nouvelle partie des grands systèmes de montagnes qui permet de les établir conservera quelque part dans son dispositif tectonique le style de nappe de charriage.

Ces lambeaux peuvent avoir des dimensions très variables; ils peuvent aller de blocs isolés à des pitons imposants ou constituer des monticules entiers ou s'épanouir sur des étendues énormes (Chablais, Préalpes romandes). En tant qu'ils sont le témoin séparé par l'érosion d'une couverture tectonique jadis plus ample, leur position par rapport à leur pays de rattachement peut également varier en limites assez vastes et donner ainsi des indices sur la grandeur du phénomène de charriage.

Nous savons que le système du Taurus correspond à l'aile Sud des Alpes. Comme le Taurus sudanatolien est le prolongement des Hellenides où des nappes d'une assez grande dimension existent, il était à prévoir que le Taurus sudanatolien en contenait également. A la suite de mes recherches géologiques dans ces chaînes j'ai longtemps hésité de stipuler des nappes à l'aide des observations à disposition et je distinguais seulement des écaillés qui elles-mêmes trahissaient une certaine indépendance entre elles puisque leur sens de déjettement est souvent variable. Mais une fois des lambeaux de recouvrement établis, il était permis de conclure à des déplacements horizontaux d'un ordre supérieur. Bien que ce phénomène soit encore notablement plus modeste que dans les Alpes, son importance théorique est grande et par conséquent il est utile de passer une fois en revue les "klippes"

jusqu'à présent reconnues; ceci est le but de ces pages sans vouloir entrer en détails plus explicites qui sont ou seront renvoyés aux "Materiaux de la Carte géologique de la Turquie" (lit. 2, 3).

Le style tectonique:

Avant de considérer ces "klippes", il convient de faire ressortir quelque traits de la tectonique du Taurus dans la région entre le Göksu Irmak supérieur et la région des Lacs (Fig. 1). Nous nous trouvons dans ce secteur du système taurique dans l'aile W du grand arc sudanatolien, donc dans le Taurus occidental. Au point de vue orographique et tectonique on peut y distinguer diverses zones plus ou moins parallèles qui vont du SE au NW ou NNW. Celles qui nous intéressent en premier rang pour préciser le caractère tectonique des lambeaux de recouvrement sont la zone paléozoïque au S de Bozkır et la zone calcaire mésozoïque contigué. La première s'étend entre les abords du Suğla Gölü (Elmasut) et la couverture néogène d'Ermenek sur environ 105 km. Vers l'intérieur de la chaîne cette zone paléozoïque est limité par une ligne assez droite qui s'incurve vers le S en atteignant le Göksu Irmak supérieur. J'appelais cette ensemble de formations paléozoïques la Zone de Hadim et la ligne qui la délimite vers l'intérieur de la chaîne la Ligne de Hadim (1, p. 103). Le matériel constitutif dans cette zone est représenté d'abord par un Dévonien schisto-calcaire et schisto-grés eux accompagné de bandes de quartzites. Le tout bien fossilifère indiquant surtout le Dévonien supérieur, ensuite par les calcaires bleu-foncés du Permien riche en Fusulinidés et Algues calcaires.

Par dessous ce complexe paléozoïque apparait le long de la Ligne de Hadim l'épaisse série calcaire, une série compréhensive, qui va du Lias Jusqu'au Nummulitique calcaire (Lutétien inférieur). Elle constitue l'épine dorsale du Taurus occidental dans ce secteur. Cette masse calcaire, gris-blanchâtre, est cisailée sur de longues distances en écailles qui s'enracinent plus ou moins sur place ou relativement peu en arrière. Tout de même elles montrent une imbrication espacée d'unités tectoniques l'une sur l'autre.

Ce style tectonique se développe vers le NE de telle façon que l'unité que nous venons d'appeler la Zone paléozoïque de Hadim se revête comme une vraie nappe; cette nappe s'élançait sur les écailles calcaires, les recouvrait y laissant dans le cours de la destruction érosive des temoins; ce sont nos lambeaux de recouvrement qui se succèdent à l'extérieur de la Ligne de Hadim dans l'ordre suivant en partant du Sud Est:

1. *Le Calbali - Kartlankaz Dağ,*
2. *Le Gökdağ dans le centre,*
3. *Le Yalincak Dağ aux abords d'Elmasut au NW et,*
4. *La Masse de Cevizli - Budamya étant plus au SW*

1. *La "klippe" du Calbali Dağ:*

La montagne du titre et son pendant, le Kartlankaz Dağ, se situent dans les branches supérieures de l'Alara Çay (Photo et coupe 1). Ce petit groupe de montagnes se détache déjà de loin par ses couleurs sombres de l'entourage des calcaires blancs du Crétacé. En s'approchant on constate aisément la superposition du Permien sur le Sénonien (v. Fig. 15 en lit. 3). Le Calbali Dağ est une vraie "klippe" vu qu'il comporte le Permien à Fusulinidés et à *Mizzia velebitana* Schub., le Carbonifère à Productidés et le Dévonien supérieur à *Cyathophyllidae*, *Spiriferidés* et *Rhynchonellidés* typiques; dans la Gözübüyük Yayla au pied W de la montagne des calcaires blancs porcelains à *Clobotruncana linnei* d'Orb., donc du Sénonien, affleurent à la base des calcaires bleu-foncés du Permien moyen (Fig. 2, Prof. 1). Le Paléozoïque flotte tout autour sur le Crétacé supérieur.

Pour cette "klippe" le rattachement à son <<pays natal>> n'est pas difficile ce qui ne sera pas le cas pour quelques autres masses charriées, situées plus au NW. La Ligne de Hadim qui est l'affleurement du plan de charriage passe environ 1 km. à l'E et les formations dans son toit comportent la même série paléozoïque que dans la "klippe". Par cette proximité ce lambeau de recouvrement ne permettrait donc pas de conclure à une vaste nappe de charriage. Mais c'est justement ce recoin de montagnes qui mis dans un cadre plus vaste, donne les meilleures indices pour prouver la grande amplitude d'une nappe de charriage. C'est en s'avancant vers le S et en descendant dans la vallée du Göksu Irmak que le nappe paléozoïque couvre toute la large zone des écailles calcaires (Barcin-Akdağ, Ekirce Dağ), élimine presque entièrement la zone de flysch qui les jalonne et contourne par son bord une des dépendances du Massif d'Alanya (Ecaille de Beldibi) créant ainsi la Demi-Fenêtre de Muzvadi (Fig. 1; voir aussi Pl. II, VII et IX en lit. 3). Un bloc charrié sur une telle largeur transversale mérite bien d'être qualifié comme nappe de charriage.

Sur une distance d'environ 25 km. l'avant-pays du Paléozoïque de Hadim est dépourvu d'un témoin. La "Série compréhensive" des calcaires

mésozoïques constitue sur ce trajet les plus hautes montagnes (Geyik Dağ ca. 2900m.) et ce n'est qu'à leur abaissement au NW que se place directement sur le faite un grand témoin paléozoïque, le Gökdağ et ses dépendances.

2. La "klippe" du Gökdağ:

Cette petite chaîne dans l'arrière-pays de Bozkir était le premier lambeau de recouvrement reconnu dans le Taurus (1941) et j'en ai donné une description (1, p. 108); il en découle que son matériel est analogue à la "klippe" du Calbali Dağ et à la Zone de Hadim. Ce témoin paléozoïque couvre une chaîne blanche luisante, tandis que ses couches schisto-calcaires et fossilifères (Dévonien et Permo-carbonifère) contrastent avec elle par leur couleur sombre. L'enfoncement sur place n'est pas discutable, la position flottante est apparente (Fig. 2, Prof. 2: Türbe Tepe).

3. La "klippe" du Yalincak Dağ:

En procédant vers le NW la chaîne dorsale s'abaisse en general et constitue la vaste calotte de calcaire crétaqué et nummulitique extrêmement karstique du Gidengelmez Dağ. Celui-ci de sa part, porte à sa limite N et NW le flysch éocène. C'est ici sur l'éocène, en faciès gréso-marneux, qu'un nouveau témoin a pu se maintenir, c'est le Yalincak Dağ. C'est une montagne qui domine avec ses 2230 mètres les chaînes calcaires aux abords d'Elmasut, petit village au SW de Seydişehir. J'ai signalé ici l'existence d'une "klippe" en faisant la description des chaînes du "Hinterland" de "Seydişehir" (2, p. 166), mentionnant sa base étroite dévonienne avec les hauts contreforts rocheux du Permien au dessus. Il s'agit d'un terrain montagneux en forme d'ellipse qui se comporte bien étrangement dans son entourage trahissant son caractère de "klippe" puisqu'il est contourné d'une étroite bande de flysch (Fig. 2, Prof. 3).

Mais l'explication de la provenance de ce lambeau devient plus difficile. A L'E la large zone paléozoïque qui est le terrain de rattachement des autres "Klippes" a disparu presque entièrement puisque la série mésozoïque-tertiaire la recouvre et semble même s'unir plus au N avec la même série compréhensive qui constitue le faite dorsal, ici représenté par le Gidengelmez Dağ. Et là-dessus flotte énigmatiquement la "klippe" paléozoïque.

En 1945 je n'ai pas retenu le rattachement du Yalincak Dağ à l'autre paléozoïque qui vient de l'W se rapprocher de notre "klippe", parce que — en la faisant enraciner du côté W — cela aurait entraîné l'existence d'un charriage important à l'encontre du sens établi plus au SE (v. lit. 2, p. 188). J'ai eu recours à une faille importante et longitudinale qui sépare le com-

plexe calcaire du Gidengelmez Dağ de la soidisant "Aufbruchzone" (= le prolongement étroit de la Zone de Hadim). Abaissement axial et abaissement par faille se combineraient ici. Il a été conclu que le noyau paléozoïque devait exister à l'E de la faille avant son abaissement et être en connexion avec le paléozoïque de la "klippe ". Dans cette manière de voir le lieu de provenance du Yalincak Dağ était donc à chercher à l'E et était analogue aux autres "klippes" que nous venons de passer en revue. L'hypothèse de ces connexions ne me semble pas être ébranlée, mais elle s'élargit dès que nous savons que le Paléozoïque à l'W, celui de Budamya, n'est plus un soubassement ancien en place mais également une masse charriée; nous lui voulons les considérations suivantes.

4. *La Masse Charriée de Cevizli - Budamya:*

Tandis que les témoins précédents consistent des montagnes d'une circonférence relativement restreinte le complexe allochtone que nous retrouvons à l'W du Yalincak Dağ est un vaste pays où rien dans son corps intérieur ne fait soupçonner son caractère de lambeau de recouvrement. Entre la chaîne de l'Ulubelsivrisi près de Budamya (Bademli) au N et les abords de Cevizli-Yarpuz au S s'étend un terrain boisé à collines et arêtes peu ordonnées à première vue contrastant notablement avec le cadre plus ou moins karstique. A l'W la vallée du Manavgat Çay supérieur, celle de Zilan, et à l'E la calotte calcaire du Gidengelmez Dağ bordent cette région qui est entièrement du Paléozoïque; elle embrasse une surface d'environ 250 Km².

En considération du fait que l'auteur n'abordait autrefois que le bord Nord de cette masse paléozoïque où elle est dominée par les calcaires du Crétacé supérieur (Ulubelsivrisi), il interprétait que ce paléozoïque était en place et il faisait de son coin NE une écaille charriant en retour le dôme calcaire du Gidengelmez Dağ (2. p. 182). Mais l'élargissement du terrain levé (lit. A, 1947) montrait clairement que sauf le bord septentrional ce grand complexe ancien qui comporte le Dévonien et le Permocarbonifère repose sur des terrains divers qui sont tous plus jeunes et appartiennent à une autre unité tectonique, celle des écaillles calcaires d'Akseki (Fig. 2, Prof. 3).

Le long du bord W par endroits, les schistes et calcaires dévoniens occasionnellement riches en Polypiers, Rhynchenellidés et Spiriferidés et, à plus grande extension encore, les calcaires foncés du Permien, font face à la vallée de Zilan; d'ordinaire ils reposent sur un terme de la Série de Zilan consistant en calcaires ou brèches massives du Crétacé supérieur; des cal-

caires à Rosalines, des coulées andésitiques ou basaltiques et du flysch tertiaire s'y associent; des plis secondaires faisant face à l'W ne manquent pas non plus. Vers le S, près de C i n a r d i b i, toute l'épaisse série sousjacent de Zilan semble être étranglée et les schistes paléozoïques chevauchent le calcaire massif à Nummulites appartenant à l'écaïlle d'Akseki (Photo 2). C'est ici que la masse charriés s'avance le plus loin vers le S et se met comme dans un creux préexistant en atteignant la profondeur de la vallée du Manavgat Çay.

Le bord Sud ou mieux SE complexe paléozoïque n'est plus rectiligne comme l'était sa face W. Il s'éffile en diverses digitations entre lesquelles partout des couches de la Série de Zilan apparaissent; mais elles sont fortement réduites, étirées et triturées. Dans une étroite Demi-fenêtre allongée se montrent sous le Dévonien près d'E m e r y a köy les calcaires massifs du Crétacé supérieur qui, d'ailleurs, garnissent aussi comme un listeau blanc le bord occidental s'enfonçant sous le Paléozoïque (Taş Kopan Tepe). Le promontoire extrême du paléozoïque vers le Sud atteint Yarpuz où le Dévonien de la masse charriée tres riche en fossiles gît sur les calcaires à petites Nummulites et Alveolines de la Série compréhensive.

Reprenant ici le bord E du complexe paléozoïque on observe dans le Ş a m l i t e p e un dispositif très expressif pour faire voir la superposition du Paléozoïque sur les roches éruptives et les calcaires à Rosalines de la Série de Zilan qui sont coupés par la tranche. Ensuite en face de ce lieu, dans le Yalınca Tepe, un îlot de schistes à Rhynchonella livonica Buch., de quartzites etc. (Dévonien) repose sur le Nummulitique. D'ici en procédant au NW nous nous approchons de la grande calotte karstique du Gidengelmaz Dağ qui vers le SW disparaît sous les schistes anciens, le calcaire montrant des miroirs.

De tout ce qui précède le caractère charrié du Paléozoïque resulte clairement. Néanmoins le bord Nord reserve encore des relations insolites par rapport au cadre des calcaires. Deux faits tectoniques sont particulièrement à relever:

1° Le diverticule NE.

Entre Budamya (= Bademli) et Süleymaniye le gros du bloc paléozoïque émet vers le NE un diverticule qui s'approche à 1500m. environ de la "klippe" du Yalınca Dağ et s'éffile après. J'ai discuté précédemment (2, p. 183) le raccord des deux complexes, mais je n'ai pas osé le réunir puisque les dimensions de la nappe qui en resulterait, auraient été presque

invraisemblables. Toutefois, ayant reconnu maintenant que les autres bords du Paléozoïque de Budamya, définissent une masse charriée la conception d'une écaille en arrière, que je préférais autrefois, perd sa raison d'être et le raccord de Yalinca à Budamya à une même nappe s'impose. Une difficulté pour un tel rattachement de la masse paléozoïque de Budamya-Cevizli à la Nappe de Hadim pourtant réside dans le fait que le corps ancien, l'arrière-pays, de cette nappe commence à disparaître justement à la même latitude où le lambeau, détaché de la racine s'étale le plus amplement.

2° La superposition des calcaires de l'Ulubelsivrisi. Le bord Nord du Paléozoïques de Budamya est dominé par une chaîne calcaire luisante dont le caractère lithologique fait de ses sédiments du Sénonien. Pour sa part cette chaîne de l'Ulubelsivrisi est couronnée de roches vertes (Ophiolites de la Zone de Sülüklü-Kızıldağ, lit. 1, p. 107). En divers rentrants vers le N il est à constater que le Paléozoïque de Budamya s'enfonce sous ce Crétacé qui apparemment lui est charrié.

Ces conditions tectoniques se poursuivent jusqu'au bord occidental du complexe paléozoïque déjà passé en revue. C'est dans la vallée de Dalayman-Derebucak que les bandes du calcaire permien (zone du Karamuklu Dağ) sont coupées court par le prolongement de la chaîne crétacée de l'Ulubelsivrisi; tandis que l'écaille crétacée se poursuit apparemment vers le NW jusqu'aux abords du Beyşehir Gölü (terminaison près de Cetmi), le Paléozoïque prend fin par dessous (Fig. 1).

L'écaille de l'Ulubelsivrisi est un élément tectonique supérieur par rapport au noyau paléozoïque de la Nappe de Hadim. Comment faut-il donc expliquer cette tectonique assez compliquée? La possibilité de l'enracinement du Paléozoïque de Budamya est difficile à prendre en considération après que les autres bords ont si clairement montré la nature flottante de la masse. Si l'on pensait à un enracinement du Paléozoïque le long du bord Nord de Budamya avec charriage le long des autres bords, on aurait une étrange écaille qui s'épanouit comme un gâteau et qui obéirait à une poussée vers le Sud, c'est-à-dire à l'encontre de la direction structurale régionale. Plus de vraisemblance tectonique revient à la conception qu'un lambeau de recouvrement, pris entre une écaille inférieure (groupe Akseki-Emerya) et une écaille supérieure (Ulubelsivrisi), est arrivée dans cette position par un mouvement indépendant et probablement ultérieur du complexe calcaire supérieur; grosso modo on aurait donc une avance des éléments tectoniques supérieures vers l'W dépassant leur noyau primordial et paléo-

zoïque qui s'arrête plus en arrière (vallé Dalamyra-Derebucak). Un certain argument en faveur de ce point de vue est fourni par le fait qu'on reconnaît que dès là où la calotte calcaire du Gidengelmez Dağ s'abaisse vers le NW, les éléments tectoniques supérieurs avancent fortement vers l'W constituant un feston qui procède jusqu'à Derebucak (Fig. 1).

Ce qui est exposé ci-dessus n'est qu'une explication théorique et d'autres solutions se préteront peut-être à l'avenir quand les questions seront reprises à l'aide de nouvelles études dans le terrain. Pour le moment nous pouvons nous arrêter à l'établissement des lambeaux de recouvrement.

Dans notre Pérégrination d'un lambeau à l'autre les relations aux bords, le contact avec le substratum, ont été surtout mises en évidence. Mais il faut aussi prendre en regard la tectonique intérieure des lambeaux de recouvrement. À ce sujet la grande extension de la Masse de Cevizli-Budamyra orientera, le mieux les idées. Sa tectonique n'a pas été étudiée en détail, mais nous pouvons nous appuyer principalement sur les bandes de calcaires permien qui dessinent l'allure générale. Dans la partie W ils suivent la direction structurale régionale allant du SE au NW (Karamuklu Dağ); dans le secteur NE du complexe paléozoïque, par contre, ces bancs se laissent grouper dans l'arrangement d'un arc tourné vers l'WNW, ce qui indique la présence d'un grand anticlinal qui s'abaisse dans cette direction; des plis secondaires interfèrent encore. Cette tectonique intérieure à nulle part sa continuation; les bords l'interrompent où le calcaire de l'Ulubelsivrisi la recouvre. C'est une tectonique étrangère au lieu de position, c'est une tectonique transportée.

Conclusions:

Avec ce coup d'oeil nous coupons court nos considérations sur un phénomène important et nouveau de la tectonique du Taurus sudanotolien. En résumant on peut dire que sur une distance d'environ 80 km. et s'étendant dans la direction générale de tout le bâti de ce secteur du Taurus, celui-ci comporte un groupement de témoins paléozoïques dérivant d'une nappe de charriage; il s'amorce aux abords du Göksu Irmak (II) et se termine à la hauteur du Suğla Gölü; ces lambeaux de recouvrement d'âge paléozoïque et de dimensions assez diverses reposent toujours sur des formations plus récentes de préférence sur le Crétacé supérieur. Non seulement leur proximité à la limite de la zone paléozoïque cohérente, mais aussi l'indentité de la série stratigraphique les apparente et les rattache à la zone de Hadim; unis à ce pays d'origine ces lambeaux font de l'ensemble de ces

formations paléozoïques une notable nappe de charriage, la Nappe de Hadim.

Si l'on prend en considération, d'une part, la partie frontale de cette nappe que nous n'avons pas esquissée ici (la chaîne du Çokoş Dağ à l'E de Gazipaşa y range; v. lit. 3, chap. C/VII), et d'autre part, l'enfoncement du plan de charriage le long de la Ligne de Hadim, on remarque une amplitude de plus de 30 Km; mais cette distance peut être encore considérablement élargie parce que, avec l'enfoncement de ce plan, la zone de l'enracinement n'est pas encore atteinte.

D'après le style tectonique il s'agit d'une nappe cassante, qui est apparemment le type du Taurus ce qui est aussi en accord avec le style qui régit les Dinarides.

BIBLIOGRAPHIE:

1. BLUMENTHAL, M. Schichtfolge und Bau der Taurusketten im Hinterland von Bozkir. *Revue de la Faculté des Sciences de l'Université d'Istanbul. Série B, Tome IX, Fasc. 2, 1944.*
 2. id. id. Geologie der Taurusketten im Hinterland von Seydişehir und Beyşehir. Beiträge zur Geologischen Karte der Türkei. Liefg. 2. (Serie D der Publicationen des M. T. A. Enst.), Ankara, 1947.
 3. id. id. Recherches géologiques dans le Taurus occidental dans l'arrière-pays d'Alanya. Matériaux pour la Carte géologique de la Turquie. Livr. 4. (En impression).
 4. BLUMENTHAL, M. & GÖKSU, E. Die Bauxitvorkommen de Berge um Akseki, Erörterungen über ihre geologische Position, Ausmasse und Genese. Veröffentlichungen des Instituts für Lagerstättenforschung der Türkei, Serie B, Abhandlungen, No: 14 (Druckbereit).
-

Foto 1. Kartlankazdağı "Klippe"sinin Doğudan görünüşü.

Photo 1. La "KLIPPE" DU KARTLANKAZ DAG, vue l'E.

A droite La "clippe" calcaréo-schisteuse du Permo- Carbonifère (PC) et du Dévonien (D) reposant sur les calcaires massifs du Pli du Barcin-Akdağ (Cs-Crétacé supérieur). Dans l'arrière-fond on distingue vaguement le Kar (K) du glacier diluvial de cette montagne. m=moraines; B D=Beden deresi (branche supérieure de l'Alara çay).

Foto 2. Çınardibi mevkii yanında şariaj planı aflörmanı.

Photo 2. AFFLEUREMENT DU PLAN DE CHARRIAGE PRES DE
ÇINARDİBİ

Le coin rocheux à droite correspond au calcaire nummulitique (Cum) représentant le toit de la "Série compréhensive" de l'écaille d'Akseki; il pend indistinctement au SW, tandis que le plan de charriage (p.ch) va avec 35° au NNW (indiqué par la latte); Le plan de charriage à miroirs et couvert d'incrustations limonitiques s'enfonce sous les schistes plissotés du Paléozoïque à gauche (sch.p.); un peu plus dans les pentes de Permien à Staffellidés et Algues calcaires peut être constaté.



Foto - 1 - Photo

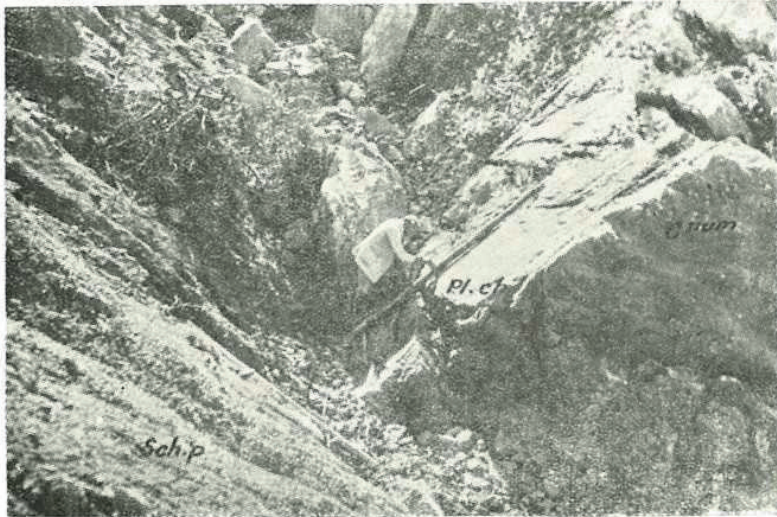


Foto - 2 - Photo

ŞEK. 1. İZAHNAMESİ:

EXPLICATION POUR LA FIGURE 1:

1. *Écailles calcaires supérieures* de la zone intérieure
2. *Écailles calcaires inférieures* de la zone intérieure
3. *Nappe de Hadim: noyau ancien*, comprenant particulièrement le Dévonien, et le Permo - Carbonifère (y compris des roches vertes)
4. *Nappe de Hadim: éléments structuraux supérieures* comprenant la série mesozoïque avec ces plis et écailles de couverture (y compris de roches vertes)
5. *Lambeaux de recouvrement de la Nappe de Hadim Ha— Ligne de Hadim*
6. *Flysch tertiaire* (pp. Crétacé supérieur), constituant les "corridors"
7. *Massif d'Alanya* (y compris sa carapace calcaire); la partie à points embrasse l'Écaille de Beldibi qui s'étend jusqu'à la Demi-Fenêtre de Muzvadi).
8. *Couverture néogène*
 - I — *Lambeau de recouvrement du Calbali-Kartlankaz Dağ*
 - II — *Lambeau de recouvrement du Gökdağ*
 - III — *Lambeau de recouvrement du Yalincak Dağ*
 - IV — *Masse charriée de Cevizli-Budamya*

ŞEK. 2. İZAHNAMESİ:

EXPLICATION POUR LA FIGURE 2:

1. *Flysch en général*
2. *"Série compréhensive"* (Lias-Éocène) des Écailles
3. *Paléozoïque des unités intérieures, engagé en charriage*
 - 3a. *Calcaires permien*
4. *Roches vertes engagées en charriage*
5. *Paléozoïque autochtone*
 - 5a. *Schistes de Seydişehir*

topografik hartasının 27. inci paftasının (Ereğli-Zonguldak) NE kadranında bulunur; koordineleri arzanî 37040, tulanî de 40070 olup, denizden uzaklığı kuşbakışı 4200 metredir.

2. JEOLJİK DURUM

Zonguldak havzasının bazı kısımlarının Kretase örtüsünü incelemiş olan P. ARNİ (Bibl. 2) Belendağ Kuzeyindeki, litolojik bakımdan Fliş karakterli olan killi marn, marn, kumtaşı, bazan biraz kumlu sileks ve nadir olan marnlı kalker üst Kretase sedimanları anlatırken bunların, üst kısımlarda Andezit tüfleri ve kısmen breş yapılı Andezit enterkalasyonları ihtiva ettiğinden bahseder. Bu müellife göre, Alaplı ile Ilısu arasındaki sahil mıntakasında iki elevasyon bölgesi müşahede olunur: Birincisi Devon arazisinde diğeri de sahil kısmında Köseağzından Ilısuya, buradan da Çataldereye uzanan bölgedir ve bu iki mıntaka arasından bellibaşlı Andezit ve Dasit indifalarının yer bulduğu Belendağ hattı geçer.

G. FLİEGEL de (Bibl 10.) Çataldereden doğuya doğru Tüf ve Andezit Breşleri ihtiva eden karışık bir Senonienin hemen bütün araziye kapladığına işaret eder.

M. TOKAY (Com.verb.) Ereğli-Kandilli bölgesinde yapmakta olduğu incelemeler neticesi, bu mıntakanın üst kretasesini beş kısma ayırmağa muvaffak olmuştur. Mezkûr jeologa göre bu kısımların hemen hepsinde tüfit enterkalasyonlarına rastlanır. Fakat volkanik taşları meydana getiren indifalar asıl 2. inci kısımda vukubulmuş ve bu kulelerin hemen altındaki tabakaların da Koniasien yaşta oldukları anlaşılmıştır.

Volkanik breşimizin bulunduğu bölgede henüz esaslı bir jeolojik inceleme yapılmış değildir. ARNİ'nin (loc. cit.) Belendağ hattı buranın güneyinden geçer. Volkanitimizin bu hattın bir apofizini teşkil etmesi mümkündür. TOKAY'ın (loc. cit.) üst Kretaseyi beş kısma ayırmasına ve bu kuleleri bu kısımların 2. incisine atfetmesine göre, bu jeoloğun incelediği arazinin daha doğusunda bulunmasına rağmen, breşimizin de aynı zamanda husule gelmiş olması düşünülebilir. Volkanitin bir yanında (batı) keskin ve dümdüz bir hudutla Tüfler bulunur

(Foto 1 e bakınız); diğeri yanlar hemen görünmüyorsa da, biraz ötede yine tüflerin mevcudiyeti (Foto 3, 4, 5 e bakınız), bu ancak 8 kadar metreka-

resi meydana gelen erüptif kütlelerin tamamen tüfler arasında bulunduğunu gösterir. Demekki tüfitler volkanik breşten evvel teşekkül etmişlerdir, yani bireşin meydana gelişini TOKAY'ın (10c. cit) üst Kretase taksimine göre 2. inci kısmında kabul edersek, Tüfitler I. inci kısmında sedimente olmuşlardır. (Türonien-koniasien).

Volkanitle tüfitler arasındaki keskin ve dümdüz hududa (Foto 1 ve 2 ye bakınız) bakılırsa, burada bir basamağın mevcudiyetini kabul etmek icabeder.

3. PETROGRAFİK İNCELEME

Volkanik breş, tamamen gayrimuntazam bir şekilde ve hacminin % de 75-80 i nisbetinde, büyüklükleri birkaç santimetreden 25 cm. ye kadar varan, hudutları ancak bazan yuvarlakça çakıllarla doludur (Foto 1, 2 ye bakınız). Esas kısım umumiyetle yeşilimsi koyugri, çakıllar ise bazan koyugri, bazan daha açık gri, bazan açık veya koyu kırmızı renkler arzederler.

A. VOLKANİK BREŞİN ESAS KISMI

Bu kısmın muhtelif yerlerinden aldığımız numuneler 2. 64-2. 70 arasında özgül ağırlık kıymetleri vermişlerdir.

a. Mikroskopla inceleme:

Porfirik ve intersertal bir yapı gösterir. Hamur ekseri kloritleşmiş, kısmen demir oksidi haline gelmiştir. Hamura nisbetle hacimce umumiyetle daha az, nadiren biraz daha fazla yer kaplayan taneler Plagioklas, Augit ve Hornblend'den mürekkeptir.

Plagioklaslar taneler arasında büyük ekseriyette olup (hacmin % 75 - 80'i), hipidiomorf şekillerle bazan flüidal bir yapı müşahedesine fırsat verirler. Büyüklükleri 0,3-2 milimetre arasında oynar; sık sık bayağı veya polisenletik ikiz ve zonlu yapı gösterirler. Tahallülleri genel olarak ortadan kenara doğru ilerler ve bunun neticesi Klorit vev Kaolin teşekkül eder.

Fedorof metodu ile yapılan ölçülerde (*) bu Plagioklasların % 55 - 58 Anortit ihtiva ettikleri, daima Albit kanununa göre ikizleşme ve 010, 001, nadiren de 021 ayrılma gösterdikleri tesbit olunmuştur. Işıkdag madeni civarındaki volkanitlere ait ince kesitleri incelerken (Bibl. 5.) yaptığımız bir

müşahedeyi şimdi bahis konusu Dağköy volkanik breşinin Plagioklaslarında da tesbit ettik. Buradaki Plagioklasların da projeksiyon noktaları REINHARD'ın (1oc. cit.) 2. inci tablosundaki (Federof - Nikitin Diagramı) 010 kurbunun muntazaman biraz sağına düşmektedir. Yani bu vaziyette bu noktalar SPAENHAUER'in (Bibl. 16) sentetik Plogioklaslarda yaptığı incelemeler neticesi, tâdil etmiş olduğu REINHARD kurbundan ziyade, REINHARD'ın eski kurbuna daha yakın düşmektedir.

Piroksen tanelerinin kapladığı hacim umumiyetle Plogioklasınkinlerine nisbetle çok daha küçüktür, fakat tane büyüklüğü bakımından durum aksidir. Breşin esas kısmının bazı kısımlarında, Piroksen tanelerinin, Plagioklaslara nisbetle biraz daha büyük bir hacim kapladıkları da müşahede olunur. Bu taneler bazan idiomorftur; sık sık lamelli ikiz gösterir. Teodolite yapılan ölçülerde optik eksen açıları (2 V) 38°-41°, büyük optik eksenle C ekseninin yaptığı açı da 40° etrafında ölçülmüştür. Bu vaziyette bu piroksenlere Piconit demek icabeder. Bu nevi piroksenler Seç Bazalt'ına ait bazı taşlarda da müşahede olunmuştur (Bibl. 4).

Hornblend volkanik breşin esas kısmının ancak bazı taraflarında, tektük olarak bulunur. Tanelerinin büyüklüğü 0.5 mm. yi geçmez; umumiyetle, Plagioklasınkiler gibi, hipidiomorfturlar; pleokroizmaları da gayet kuvvetlidir:.

np' =Kahverengimsi sarı.

ng'=Kırmızımtırak kahverengi.

Bu minarellerden başka arasıra sonradan teşekkül etmiş ve ince kesitlerde sarı - kahverengi bir renk arzeden Silikagel topluluklarına rastlanır.

b. Kimyasal inceleme:

İntermedier ve bazik efüsif taşların Türkiye'de işgal ettikleri muazzam sahalar yüzünden eski bir travayda (Bibl. 4) önemlerini belirtmiş ve bunların Nomenkletürleri üzerinde durmuştuk. Netice olarak bu nevi taşların doğru olarak isimlendirilebilmesi için, TRÖGER'e (Bibl.14) uyararak, Plogioklaslarının Anortit % desinin ölçülmesinin icabettiğini ve bu % de, 50 den aşağı olursa taş Andesit, 50 den yukarı olursa Bazalt demek doğru olacağına işaret etmiştik. Bu usül aynı taşların derinlik fasiyelerinde, yani Diorit ve Gabrolarda kesin olarak tatbik olunabilir, fakat efüsif fasieste temkinli olmak icap eder. Zira Plogioklas taneleri hamurun Plogioklaslarından genel olarak daha bâziktirler; işte bu sebeple bu nevi taşlar incelenirken çok kere bunların bir de kimya tahlilini yapmak lâzımdır.

Volkanik breşin esas kısmından yapılan bir analiz şu neticeyi vermiştir.

SiO ₂	58.94	
Al ₂ O ₃	16.20	
Fe ₂ O ₃	6.69	(Fe ++ ve Fe +++)
MgO	2.83	
CaO	7.80	
Na ₂ O	4.99	
K ₂ O	1.11	

Bu neticelerden şu NIGGLI - kıymetlerini elde ederiz:

al	32	k	o. 11
Fm	22	mg	o.64
c	28	si'	172
alk	18	qz	24
si	196		

NIGGLI'nin magma tiplerine göre (Bibl. 13) bu taşı Tonalit magmatipine ithal etmek icabeder.

Bu NIGGLI-kıymetleri TRÖGER'in (loc.cit.) sıraladığı taş- lar arasında en ziyade, Dioritleraihesine koyduğu ve LACROIX tarafından Mikrotinit diye isimlendirilen 307 numaralı taşın NIGGLI - kıymetleriyle benzerlik gösterir. Mikrotinit Ege denizinde Santorin adasında bulunup, Andezitik ve bazaltik magmaların endogen teressübatı neticesi husule gelmiştir. TRÖGER'e göre (loc. cit.) bu taşın kimyası Kuarsdioritiktir.

Görülüyor ki, mikroskopla inceleme neticesi plagioklas tanelerinin % 55-58 Anortit ihtiva ettiğini tesbit ettiğimiz volkanik breşin esas kısmının taşları, hamurları hesaba katılıtkta çok daha asittirler. Gerçi mikroskopla kuars görülemez, fakat qz kıymetinin 24 oluşu bunun hamurda muhakkak mevcudiyetine işaret eder. Böylece bu taşlara ya Kuarsdioritporfirir veya Dasitandezit demek icabeder.

Bu durum, Türkiye için, işgal ettikleri vâsi sahalar dolayısıyla pek önemli olan, efüsif taşların incelenmesinde, imkân nisbetinde kimya tahlillerine ihtiyaç olduğunu bariz bir surette ortaya koyuyor.

B. VOLKANİK BREŞİN ÇAKILLARI:

Bu taşlar, esas kısma nisbetle aynı yapıyı, bazan aynı, bazan da daha yüksek bir Özgü1 ağırlık gösterirler. Bu mukayeseden çıkarılabilecek netice, Volkanik breşin esas kısmı ile çakılları arasında yapı farkı olmadığı için, 2 inci kısmın daha bazik oluşudur. Jeolojik müşahede nasıl çakılların esas kısma nisbetle daha yaşlı olduklarını gösteriyorsa, özgül ağırlık ta her iki kısmın aynı magma ocağından husule geldiğini kabul etmek şartıyla, aynı neticeyi verir (Bowen teorisi, Bibl. 6).

a. Mikroskoplama inceleme:

Yukarda da işaret ettiğimiz üzere, volkanik breşin çakıllarının yapısı esas kısmın yapısının aynı, yani porfirik intersertaldir. Tanelerin hamura hacim nisbeti de esas kısma nisbetle farklı değildir.

Hamur ekseri hialopilitiktir. Bunu teşkil eden minerallerin esasını Plagioklas lamelcikleri teşkil eder; bunlar ortalama 0.02 mm. uzunlukta olup, istikametlerinden çok kere fluidal yapı anlaşılır. Bunların yanında az miktarda monoklin Piroksen ve opak mineral tanecikleri, bir de kısmen devitrifikasyon gösteren cam bulunur. Bazı çakılların hamurunda çokca demir oksidi teşekkül etmiş ve bu yüzden hamur ince kesitte tamamen opak hale girmistir. Baş tarafta çakılların renklerinden bahsederken işaret ettiğimiz açık ve koyu kırmızı renklerin sebebini bu durum izah eder.

Tanelere gelince genel olarak magmatik korozyona uğramış vaziyettedirler. Volkanitin esas kısmında olduğu gibi, burda da Plagioklas tanelerin ekseriyetini teşkil eder. (% 70-80). Bu mineral tanelerinin büyüklüğü 2-3 mm. ye kadar varır. Umumiyetle polisentetik ikiz ve zonlu yapı gösterirler. İkiz çizgileri bazan gayrimuntazamdır. Daima az, bazan da çok dekompoze durumdadırlar, şöyleki çok kere, bilhassa orta kısımlarında, opak mineral teşekkülü müşahede olunur. Bazı ince kesitlerde zonlu yapı gösteren Plagioklasların zon hudutlarında (magmatik korozyon neticesi) bazan hamur materyeli bulunduğu görülür; zonlu yapı bazan da o kadar gelişir ki, aynı tane içinde başka başka istikametlerde 2 zonlu yapı görülür ve bu zonlar ekseri tedrici surette birbirine geçer (Resim 6 ya bakınız).

Bu plagioklasların Fedorof metodu ile tayini şu neticeleri vermiştir.

An. % desi	:58-65
İkizleşme	: Albit
Ayrılma	: Görülmemiştir!

Böylece volkanik breşin çakıllarının Plagioklaslarının, breşin esas kısminkilerine nisbetle biraz daha bazik oldukları meydana çıkıyor. Bundanda, iki kısmın da menşei aynı magmatik faaliyet ise, tıpkı özgül ağırlık mukayesesinde olduğu gibi, durumun Bowen teorisine (loc. cit.) uygun olduğu neticesini çıkarabiliriz. Taneler arasında Plagioklaslardan sonra en mühim rolü monoklin Piroksenler oynar. İşgal ettikleri hacim umumiyetle % 15-20 kadardır, fakat bazan da Plagioklas tanelerinin tutukları yere yakın yer kaplarlar. Magmatik rezorpsiyona uğramış olduklarından hemen hiç kristalografik hudut arzetmezler: arasına ikizleşmiş durumdadırlar; 3 mm. ye kadar büyük taneler vardır ve bunlar bazan demir oksidiyle dolu çatlakları havidir; bu durum renklerine de tesir eder ve ince kesitte normal olarak gayet açık yeşil olan renkleri bu yüzden kahverengimsi sarı bir nüans gösterir. Tanelerin etrafında bazan ince bir kabuk halinde yeni minerallerin teşekkülü görülür; bunlar kalsit, limonit ve bir de, ileride üzerinde duracağımız (Sahife 55 e bakınız), klorit ve Glaukonitle müşabeheti olan, yemyeşil bir mineralden ibarettir. Plagioklas tanelerinde gördüğümüz gibi, Piroksen tanelerinde de çok kere, ortadan kenarlara doğru giden bir opak mineral haline gelme durumu müşahede olunur.

Fedorof platini ile yapılan ölçülerde, bu monoklin Piroksenlerin optik eksen açıları 60° civarında, büyük optik eksenin C eksenine ile yaptığı açı da 40° - 42° olarak tesbit olunmuştur. Demek ki, volkanik breşin esas kısmında Piconit'e tekabül eden Piroksen, Breşin çakıllarında normal Augit halindedir.

Volkanik breşin esas kısmının bazı kısımlarında olduğu gibi bazı çakıllarında da, yine ancak tektük olarak Hornblend'e raslanır. Bu mineral taneleri de augitinkiler kadar büyük olup, çok kere tamamen kloritleşmiş veya kısmen Kalsit, kısmen de opak mineral haline girmişlerdir. Kuvvetli ve enteresan bir pleokroizmaları vardır.

np = Saman sarısı

nm = Kahverengi

ng = Kırmızıya yakın kahverengi

Azamî çiftkırma 0.07 kadar ölçülebilmektedir.

Demekki bu Hornblend'e bazaltik bir Hornblend demek doğru olur (Bibl. 8).

Volkanik breşin esas kısmında olduğu gibi, bazı çakıllarında da sonradan teşekkül etmiş, Silikage1 birikintileri müşahede olunur. Nadiren bu gibi agregaların ortasında, bazan Hornblend tanelerinin etrafını sardığına ve ilerde (Sahife 55 e bakınız) üzerinde duracağımıza işaret ettiğimiz yemyeşil mineral bulunur. Birkaçyerde de Silikagelin 0,4 mm. kadar büyüklükte Kalsedon Sferolitleri meydana getirdiği görülür.

b. Kimyasal inceleme:

Rengi gri olan ve mikroskopla hemen hemen hiç bir tahallül emaresi göstermeyen bir çakılın tahlili şu neticeyi vermiştir.

SiO ₂	48.76
Al ₂ O ₃	14.51
Fe ₂ O ₃	9.60 (Fe ++ ve Fe +++)
MgO	8.20
CaO	9.37
Na ₂ O	3.16
K ₂ O	0.51

Bu neticelerden çıkan NIGGLI - kıymetleri şunlardır:

al	20	k	0.08
fm	48	mg	0.644
c	25	Si'	1.28
alk	7		
si	116		

Bu kıymetlere göre bu taşlar NIGGLE'nin (loc. cit.) normal gabbroid ilâ noritik magma tipine uyarlar; TROGER'in taşlar sırasında da (loc. cit.) en ziyade 378 inci numaralı normal basalta (mesela 1920 kulesi, Mauna İki, Kilauea, Havay) benzerler.

Demek ki mikroskopla incelemede Plagioklas tanelerinde tesbit olunan Anortit miktarı, hamurda da, hemen hemen hiç azalmadan bulunuyor. Bu vaziyette bu taşlara Bazalt dememiz icabeder. Fakat ilâve edelim ki Lausitz'te Dürrhennersdorf Kersantitleri (NİGGLI, loc. cit.) Bazaltlarımızın NİGGLI-kıymetlerinin hemen tamamen aynı kıymetler gösterirler, ancak bunların yapılarının başka olması icabeder. Mikroskopla inceleme neticesi volkanik breşin çakıllarının tanelerinin esas kısmın tanelerine nisbetle biraz daha bazik olduğunu tesbit etmiştir. Kimya tahlilleriyle taşların hamurunu da incelemek mümkün olduğundan, ancak bu sayede Volkanitin esas kısmı ile çakıllarının arasında mühimce bir asidite farkı olduğunu bulmuş bulunuyoruz, şöyleki, esas kısım bir Dasitandezit olduğu halde, çakıllar normal Bazaltlara tekabül etmektedir.

Volkanik breşimizde bu iki taş ailesi yapı ve ihtiva etlikleri mineraller bakımından birbirlerine çok benzediklerinden, bunların aynı magmatik faaliyet neticesi ve aynı fizikî şartlar altında teşekkül ettiklerini kabul etmek icabeder. Kimyalarının ayrı olması ise, Bowen (loc. cit.) teorisine tevfikan, differensiasion neticesi, evvelâ daha bazik taşların husule gelmesi yüzündendir. Bu iki taş ailesi devamlı bir magmatik faaliyet neticesi birbirinin ardından mı teşekkül etmiştir, yoksa evvelâ çakılların kristalleştiği bir volkanizma, daha sonra da bunları yerinden sökerek içine alan ve volkanik breşimizin esas kısmını meydana getiren bir indifain mı vukubulmuş olduğunu, kesin olarak kestirmek mümkün değildir. Her iki taş ailesinde yapı ve minerallerin birbirlerine çok benzemeleri birinci, çakılların şekilleri ise daha ziyade ikinci ihtimali muhtemel kılar.

C. VOLKANİT — TÜFİT KONTAKTI:

Volkanik Breşin tüflerle birleşim hattının bazı yerlerinde renginin, incecik bir kısma mahsus olmak üzere değiştiği, koyu yeşilden kırmızımtrak bir koyu griye geçtiği ve gözle artık hiç bir tanenin seçilemediği müşahede olunur. Bu vaziyet bir milonitleşmeyi (Bibl. 3), yani tanelerin tamamen mekanik şekilde kataklaza uğramış olmasını hatıra getirir. Bu kısımlardan yapılan ince kesitler geçişin tamamen tedrici olduğunu gösterir. Bunlar esas itibariyle volkanitin asıl kısmına benzerlerse de, taneleri gayet küçülmüş bir haldedir: Mikroskopla seçiş hududundan 1 milimetreye kadar. Hamur hemen hemen cam halindedir ve kırma endisi kanadabalsaminkinden bariz şekilde yüksektir. İçinde küçücük opak mineral tanecikleri farkedilir.

Evvelce, volkanik breşle Tüflerin birleşim hattının dümdüz oluşunu (Foto I ve 2 ye bakınız) bir basamağın mevcudiyetiyle izah olunabileceğini ileri sürmüş, ancak volkanitin, basamağın teşekkülünden evvel mi, sonra mı buraya yerleştiği hususunu açık bırakmıştık. Yukarda izah ettiğimiz hafif milonitleşme başığn tesiriyle olabileceğinden, volkanitin, basamak husule gelirken yerleşmiş bulunduğunu ve milonitleşmenin de bu esnada yer bulunduğunu, şimdi söyleyebiliriz.

D. VOLKANİTİN ÇATLAKLARINDA TEŞEKKÜL ETMİŞ MİNERALLER

Volkanik Breşin sayıca mahdut ve incecik olan çatlak ve boşluklarında bazan Zeolitlere ait şu minerallerin kristalleşmiş olduğu görülür.

a. *Hölandit*, $H_4 Ca Al_2 (Si O_3)_6 \cdot 3 H_2 O$

2 şekilde bulunur:

1. Gözle görülür kristalcikler halinde (<<aufgewachsen>>): Bunlar ekseri küçük boşluklarda teşekkül etmiş olup, ya başeksen istikametinde uzanmıştır, yahut yassı şekildedir. Büyüklükleri 1-2 milimetreyi geçmez; cam parlaklığı ve güzel ayrılma gösterirler; bu bazan midye kabuğu parlaklığı halinde kendini belli eder.

2. <<Derb>> yani gözle görülemeyen kiristalcikler, bazan da yaprak halinde: Rengi bazan süt beyaz, ekseriyetle kırmızımsıdır; bu kırmızımsı renk CHUDoba'ya göre (Bibl. 8) demir oksidi yüzündendir. Hölandit ancak çatlaklarda bu şekilde bulunur.

Mikroskopla bazan ikizler, hafif bir optik anomali (sönmüş halde mavimsi bir renk) ve 25-30 derecelik bir optik eksenler açısı müşahede olunur.

RAMDOHR'a göre (Bibl. 14) Hölandit'te bir miktar kalsium yerine Stronsium ve sodium geçer. Yaptığımız tecrübeler Stronsium için müsbet, fakat Sodium için menfi neticeler verdi.

b. *Laumontit*. $H_4 Ca Al_2 Si_4 O_{14} \cdot 2H_2 O$

Parmakla dokununca dökülen süt beyaz renkte uzunca agregalar halindedir. Bu mineral hava ile temasta buldukça suyunun bir kısmını kaybeder ve parmakla dokundukta dağılması bundan dolayıdır (Bibl. 11). Laumontit'imizin umumiyetle taze durumda bulunmadığı mikroskopla da müşahede edilmektedir: Pek az tanelerde bu minerale has çift kırma ve ayrılma görülebilir; tanelerin ekserisi adeta az şeffaf bir zarla çevrilmiş gibidir.

c. Epistilbit. Ca Al₂ Si₆ O₁₆. 5H₂ O

Volkanik Breşin bazı ince kesitlerinde damarcıklar dolduran renksiz, fakat ekseriyetle demir oksidi ile yer yer kırmızıya boyanmış ve <<faserig-radial strahlig>> bir yapı gösteren bir minerale raslanır ki, optik has-salarına göre, Zeolitlerin Epistilbit nevi olarak tayin edilmiştir (Resim 7 ye bakınız).

Bilindiği veçhile Hölandit, Laumontit ve Epistilbit mineralleri eruptif taşların, bilhassa baziklerin, çatlak ve boşlukların da, hidrotermal tesir ile meydana gelir. Demek ki volkanik breşimizin husule gelişinden sonra hi-drotermal bir magmatik faaliyetin yer bulmuş olması muhakkaktır.

Bildiğimize göre, bu üç mineralin Türkiye'de mevcudiyetlerine, bu fir-satla ilk olarak işaretleniyor.

E. VOLKANİK BREŞİN CİVARINDAKİ TÜFLER:

Bu taşların özgül ağırlıkları, tahmin olunacağı üzere, volkanitin taşları-na nisbetle daha azdır ve 2,40 ile 2,55 arasında değişir. Gayet güzel sedi-mentasyon gösterirler (Foto 2 ve 3 e bakınız).

Ekseriyetle o kadar ince tanelidirler ki, volkanik menşeleri ancak mikroskopla incelemeyen sonra anlaşılır. Tanelerin nisbeten küçük ol-dukları kısımlarda Tüfler ekseri tahallüle uğramışlar, bu tahallül çok kere konsantrik şekilde ilerlemiş ve adeta <<yastık lava>> ları andıran şekiller husule gelmiştir (Foto 3 e bakınız).

Renkleri ekseriyetle yeşilimsi gri, bazan da kırmızımsıdır. Mineraller-inin tane büyüklüğü genel olarak muayyen bir kısım için yeknasak old-uğundan ve <<porfirik>> bir yapıya raslanmadığından, bu Tüflerin, bu-lundukları yere doğrudan doğruya indifa neticesiyle gelmemiş oldukları anlaşılır. CORRENS ve v. LEINZ'a göre (Bibl. 9) bu gibi Tüfitler akar sular vasıtasıyla denizde toplandı mı, yapıları paralel hatlar halinde olur; halbuki denizde sürüklenme dalgalar tarafından yapılırsa, yine taneler büyüklükler-ine göre ayrılır ve muayyen bir kısımda yeknasak tane büyüklüğü müşa-hede edilir, fakat yapı umumiyetle paralel hatlar halinde olmaz. Volkanik breşimizin civarındaki Tüfler genel olarak paralel hatlı yapı gösterir (Foto 1 - Sağ taraf, 5 ve 6 ya bakınız). Demek ki, bunlar volkanik küllerin akar sular vasıtasıyla denize sürüklenip orada depoze olmasıyla husule gelmiştir. Ma-haza yer yer bu paralel kat yapısı intizamını kaybetmekte (Foto 4 e bakınız), bundan da dalgaların tesiri neticesi çıkmaktadır.

Çok kere bu Türflerin içerisinde tuhaf şekiller arzeden, genel olarak 4-7 m.m. çapında ve 20 cm. ye kadar uzunlukta, keskin mavi yeşil renkte bir minerallerle dolu oyuklara rastlanır (Foto 5 e bakınız). Bu problematik oyukların teşekkülü için şu muhtelif imkanlar hatıra gelebilir:

1. Gaz habbelerinin izi.
2. Organizm oyukları.
3. Nebat köklerinin veya dallarının yerleri.

Birinci imkân pek muhtemel değildir, zira sedimentasyon şartları yukarıda, izah edilen Türflerimizin içinde volkanik veya sapropel bir gaz neşriyatı hemen hemen tasavvur edilemez.

Oyukları dolduran enteresan minerallere gelince, biraz ileride bunun üzerinde durulacaktır.

a. Mikroskoplara inceleme:

Türflerimizi çok kere mikroskoplara da bir volkanik taştan ayırmak güçtür. İhtiva ettikleri mineraller, işgal ettikleri hacmin büyüklüğü sırasıyla, Plagioklas, monoklin Piroksen, Hornblend ve Biotit'ten mürekkeptir. Mikroskopik yapı hiç bir zaman yeknesak değildir, bazan karmakarışık, bazan da bir paralel hatlı yapı görülür. Ortalama tane büyüklüğü, kısımdan kısma, 0.2 mm. den 1,3 mm. ye kadar değişir. Kuvvetli bir tahallül çok kere mühim miktarda madenleşme veya kaolenleşmeye yol açmıştır.

Muhtelif taneleri kısaca gözden geçirirsek şu hassalarını müşahade ederiz:

Plagioklas taneleri umumiyetle idiomorftur; bazan magmatik korozyona uğramış hissini verirler; sık sık zonlu yapı ve bazan polisentetik olmak üzere, ikizler gösterirler; çok kere tahallüle uğramışlardır ve bu durum ortadan kenarlara doğru ilerlemiştir. Fedorof metodu ile yapılan ölçüler, muhtelif nünunelerin ölçmeğe müsait tanelerinde, şu neticeleri verir.

An. % desi	: 56 – 63
İkizler	: Daima Albit
Ayrılma	:010, 001, nadiren 021

Bu vaziyette bu plagioklasların, volkanik breşin asıl kısmının ve çakıllarının plagioklaslarına nisbetle, bir ara durumu aldıkları görülür. Aynı netice daha aşağıda kimyasal incelemeden de kendini gösterecektir.

Monoklin Piroksen taneleri plagioklasınkilerine nisbetle çok daha az

oldukları gibi, daha da küçüktürler. Nadiren idiomorfturlar ve ince kesitte renkleri, volkanik breşin piroksenlerinde olduğu gibi, gayet açık yeşildir. Bazı ince kesitlerde piroksene raslanmazsa da, burada muhakkak Hornblendin Uralit nevi görülür ki, bu mineral bu Augitten teşekkül eder. Uralitin yanında çok kere bir miktar kalsit, nadiren de epidot müşahede olunur.

Teodolitle yapılan ölçüler bu Piroksenler için şu neticeleri verir.

$$2V = 55 - 57^\circ$$

$$ng/c = 48 - 50^\circ$$

Demekki bu monoklin Piroksenler de, volkanik breşin çakıllarındakiler gibi, Augit'e tekabül ediyorlar; fakat açılar karşılaştırılınca bu iki Augit'in bir birinin tamamen aynı olmadığı görülür.

Hornblend taneleri Tüfitlerin yalnız bazı kısımlarında görülür; ekseri idiomorf olup kenarlarında bazan opasit müşahede edilir; büyüklükleri 1,5 mm. yi bulabilir; gayet kuvvetli pleokroizma gösterirler:

$$np' = \text{Sarı}$$

$$ng' = \text{Siyaha yakın kahverengi,}$$

bazan da

$$np' = \text{Sarımtırak yeşil}$$

$$ng' = \text{Koyu yeşil}$$

bu ikinci pleokroizmayı gösteren yeşil Hornblendlere volkanik breşin ne esas kısmında, ne de çakıllarında raslanır. Aynı suretle, mevcudiyetlerine biraz evvel işaret olunan Hornblendlerin Uralit nevi de yalnız Tüflere inhisar etmektedir.

Bir de bazan Tüflerin ince kesitlerinde, yine volkanik breşte tesadüf etmediğimiz Biotit taneleri gördük. Ancak bunlar miktarca gayet azdırlar ve Hornblend gibi gayet kuvvetli pleokroizmaları vardır:

$$np = \text{Kahverengimsi sarı}$$

$$nm = ng = \text{Siyaha yakın kahverengi}$$

Tane büyüklükleri 0,8 - 1,2 mm. dir.

Tüf ince kesitlerinde pek nadiren volkanik taş parçaları da müşahede ettik. Bunlar genel olarak, tahminen orta asitlikte Plagioklas mikrolitlerinden müteşekkil bir volkanit hamuruna inhisar eder.

Tüfleri anlatmağa başlarken bunların renklerinin yeşilimsi gri veya kırmızı olduğuna işaret etmiştik. Küçük taneli Tüflerin çok kere yeşil

ve kırmızı hatlar halinde dümdüz hudutlarla, alterne ettikleri görülür. Mikroskopla bakılıştta, yeşil katların tanelerinin, kırmızı katların tanelerine nisbetle daha büyük oldukları göze çarpar: Yeşil katlarda tane büyüklüğü ortalama 0,2 mm. dir; kırmızı katlarda ise hiçbir tane büyüklüğü 0,06 mm. yi geçmez. Sonuncularada adeta cam bir hamur içinde bazan yuvarlakça, bazan da köşeli Plagioklas ve Augit taneleri, birde Limonit görülür ve bu sonuncu mineral taşa rengini verir.

Yeşil katlarda ise taneler çok defa idiomorftur; kırmızı katların minerallerine ilâveten burada mühim miktarda klorit bulunur ve taşa yeşil rengi verir. Bu mineral mevcut olmasaydı, bu taşın kırmızımsı olması icabederdi, zira burada da Limonit vardır; yâni kanaatımızca, yeşil ve kırmızı Tüflerin renkleri, normal olarak bilinen yeşilin redük- siyon, kırmızının da oksidasyon miliölerinde (Bibl. 9.) teşekkülleri suretinde olmayıp her ikisinde de oksidasyon miliösü teşekkül şartlarıyla vücut bulmuştur.

b. Kimyasal inceleme:

Mikroskopla tetkik neticesi hiç tahallül etmediğini kanaat getirdiğimiz ince taneli Tüf nümunesinin analizi şu neticeyi vermiştir.

SiO ₂	54,04
AlO ₃	19,09
Fe ₂ O ₃	7,56
MgO	4,54
CaO	7,40
Na ₂ O	3,90
K ₂ O	0,94

Bu tahlil neticelerinden NIGGLI-kıymetlerini hesaplırsak şu sayıları elde ederiz:

al	. 32	k	0,17
fm	34	mg	0,55
c	22	si	148
alk	12	qz	4
si	152		

Tortul taşlarından sayılan Tüfleri doğrudan doğruya bir magma tipine ithal etmek biraz tuhaf görünürse de, bunları teşkil eden mineraller tamamen volkanik menşeli olduklarından bunların teşkil ettikleri taşların magmatik kayaçların hangi ailesine tekabül edebileceğini tesbit etmeği enteresan buluyoruz.

NIGGLI - kıymetleriyle bu taş NIGGLI'nin (loc.cit.) normal dioritik magma tipi dediği taşların kimyasını havidir. TRÖGER'e göre (loc. cit.) ise Gabbrodiorit ailesinde Palatinit isimli ofitik Tolecit'e, NIGGLI kıymetleri bakımından pek benzer. Demekki Tüflerimizin kimyası volkanik breşin esas kısmınınkiyle çakıllarınkinin arasında bulunmaktadır.

c. Tüfitler içindeki oyukları dolduran Mineral:

Dikkati çeken oyukları (Foto 5 e bakınız) hemen daima dolduran-mineral keskin mavimtrak yeşil bir renk gösterir, sertliği bir ilâ birbuçuktur, çok kere Manyetit emprenyasyonları arzeder. Bu mineral en ziyade Klorit veya Glaukonite benzetilebilirse de, bunlara şu sebeplerden tekabül etmez:

Glaukoniften farklar:

1. Kırma endisleri 1,597 den (Bromoform) bariz bir şekilde küçüktür (Glaukonit'tin orta kırma endisi Winchell'e göre (Bibl. 18) 1,609 ile 1,64 arasındadır).

2. 0.06 mm. ye kadar taneler arzettiği halde Pleokroizma göstermez. Bu tanelerin kristalografik hudutları yoktur. Fakat toparlak ta değillerdir.

3. Optik eksenlerin açısı küçük değildir (Chudoba'ya göre (loc. cit.) Glaukonit'in optik eksenlerinin açısı 0-20° dir).

Kloritten farklar:

Mineralimizi Glaukonitten farklı gösteren yukarki 3 vasıftan birinci ve üçüncüsü bunu kloritlerin Klinoklar nev'ine ithal edebilir; ancak Klinoklor'lar da bir pleokroizma gösterir. Bu farka ilâveten, yaptığımız mikroşimik tecrübelerle, mineralimizin içinde potasium tesbit ettik ki, bu, mineralimizi kloritlerden ayırarak Glaukonit'e yaklaştırır. Bunun teşekkülü hiç şüphesiz sedimanter sikle bağlıdır; halbuki kloritler, bilindiği üzere, havanın tesiri olmadan sulu veya hidrotermal mahlûllerin meydana getirdiği minerallerdir.

Görülüyor ki, mineralimiz bir yandan Glaukonit'e diğer yandan Klinoklor'a benzeyen hassalar gösteriyor; bunun neticesi bu minerali ne biri ile ne de diğeri ile idantifiye etmek mümkün değildir. Bu vaziyette mineralimizin, ya benzediği iki mineral grubundan birinin şimdiye kadar bilinmeyen bir nev'i, yahut tamamen yeni bir mineral olduğu meydana çıkıyor. Kat'i netice yapılacak röntgen ve kimya analizleriyle belli olacaktır.

4. SONUÇ:

Dağköy (Zonguldak) mezarlığının 50 metre kadar batısında M. T. A. Enstitüsü sondaj servisi yolunun kestiği volkanik breş, ARNİ'nin (Bibl. 2), üst kretase volkanik faaliyetini inhisar ettirdiği Belendağ hattının bir kuzey apofizi sayılabilir. Volkanitin esas kısmını Dasitandezit veya Kuarsdiorit-porfirit, çakılları da Bazalt teşkil eder. Esas kısmın Plagioklas tanelerinde % 50 den fazla Anortit ölçüldüğü halde kimya tahlili neticesi bu ismin verilmesi icabettiği meydana çıkmıştır. Bu durum, Anadolu'da pek büyük sahalar kaplayan efüsif taşların incelenmelerinde, imkân nisbetin de, kimya tahlilinin de ihmal edilmemesi icabettiğine, canlı bir misal teşkil eder.

Yapı ve ihtiva ettikleri taneler bakımından volkanik breşin esas kısmı ile çakılları birbirlerine pek benzerler. En mühim mineral taneleri Plagioklaslardır. Bunların Anortit miktarları esas kısmında % 55-58, çakıllarda da % 58-65 tir. Plagioklastan sonra, daima mevcut olmaları dolayısıyla, en önemli taneler monoklin Piroksenlerdir. Bunlar volkanitin esas kısmında Piconit'e, çakıllarda da Augit'e tekabül ederler. Ancak bazan ve bu taktirde de tektük bulunan Hornblend ise, esas kısmında bayağı Hornblend çakıllarda ise bazaltik Hornblend halindedir.

Volkanik breşin çatlak ve boşluklarında, Türkiye'de mevcudiyetlerine henüz işaret olunmamış, Zeolitlerin Hölandit, Laumontit ve Epistilbit mineralleri görülür. Bu zeolitler, volkanik breş teşekkül ettikten sonra, magmatik faaliyetin hidrtermel safhasında kristalleşmişlerdir.

Volkanitin bir yanında keskin ve dümdüz bir hatla Tüfler bulunur ve bu hat imtidatınca hafif bir milonitleşme müşahede edilir. Tüflerin yapıları, tanelerinin akar sular vasıtasıyla denize sürüklenip burada depoze olduklarını gösterir. Tüflerin de mineralleri umumiyetle volkanik breşinkilere benzer, burada fazla olarak Biotit'e ve yeşil Hornblend'e raslanır. Plagioklaslarının Anortit miktarı ise, volkanik breşin Plagioklaslarının Anortit miktarı ile çakıllarınınkinin arasındadır (% 56-63).

Tüflerin içerisinde çok kere 4-7 mm. çapında ve 20 cm. kadar uzunlukta keskin mavi yeşil renkte bir minerale dolu oyuklara tesadüf edilir. Bu mineralin, muayyen optik ve kimyasal hassalarıyla, Glaukonit ve Kliniklora benzediği, fakat bunlardan farklı olduğu tesbit edilmiştir. Yapılacak röntgen ve kimya tahlilleriyle bu mineralin şimdiye kadar bilinmeyen bir Glaukonit veya Kliniklor nevi mi, yoksa yepyeni bir mineral mi olduğu meydana çıkarılacaktır.

Volkanik breşin esas kısmının ve çakıllarının, bir de bunun yanındaki tüflerin kimya analizi neticelerinden hesabedilen en mühim NİGGLI - kıymetlerini bir araya getirirsek aşağıdaki cetveli elde ederiz.

Volkanik Breş

	<u>Esas kısım</u>	<u>Çakıllar</u>	<u>Tüfler</u>
al	32	20	32
fm	22	48	34
c	28	25	22
alk	18	7	12
si	196	116	152

Bundan volkanik breşin esas kısmının çakıllarına nisbetle epeyce daha asit olduğu görülmektedir; netekim esas kısım NİGGLI'nin Tona lit magma tipine, çakıllar ise normal gabbroid ilâ noritik magma tipine girerler. Yapı ve ihtiva ettikleri mineral taneleri bakımından birbirlerine çok benzeyen esas kısım ve çakılların, aynı magmatik faaliyetin mahsulleri olduğunu kabul etmek icabettiğinden, magma tiplerindeki bu ayrılık, ancak magmatik diferensiyasyonla izah olunabilir. Bu magma faaliyetinin son müşahitleri de, çatlak ve oyuklarda tesbit olunan, hidrotermal teşekküllü, Hölandit, Laumondit ve Epistibit zeolitleridir.

Tüflerin kimyası volkanik breşin esas kısmının kimyası ile çakıllarının kinin tam arasındadır. Fakat, buna istinaden Tüflerin intişarını volkanik breşin çakıllarının teşekkülünden sonra ve esas kısmından, evvel kabul etmek tedbirsiz bir faraziye olur.

5. BİBLİOGRAFYA:

1. F. ANGEL, Aus der Gesteinswelt Anatoliens. N. Jb. Min, etc.,
Abt A, B, B. 62 (1931), 57 - 162.
2. P. ARNI, Zur Stratigraphie und Tektonik der Kreideschichten
östlich Ereğli an der Schwarzmeerküste. ECL
Geol. Helv. (1931).
3. T.F. W. BARTH - C.W. CORRENS - P. ESKOLA, Die Entstehung der
Gesteine. Berlin 1939,
4. O. BAYRAMGİL, Seç Bazaltı M, T. A, 29 (1943), 142-149.
5. " Mineralogische Untersuchung der Erzlagerstaette
von Işıkdağ (Türkei) - mit einem Kapitel über
Aufbereitung]g.sversuche. S. M. P. M. XXV
(1945), 23 - 112.
6. N. L. BOWEN, The Evojition of the Igneous Rocks. Princeton 1928
7. E. CHAPUT, Voyages d'études géologiques et géomorphologiques
en.Turquie. Paris 1936.
8. K. CHUDOBA, Mikroskopische Charakteristik der gesteinsbilden-
den Mineralien. Freiburg im Br. 1932.
9. C. W. CORRENS und V. LEINZ, Tuffige Sedimente des Tobasées
(Nordsumatra) als Beispiele für die seclimentpe-
trographische Bedeutung von Struktur und textur.
CbL Min. usw., Abc, A, II (1933), 38 2- 390.
10. G. FLIEGEL, Über Karbon und Dyas in Kleinasien - Nach eigenen
Reisen. Z. Deutsch. Geol. Ges. 71 (1919).
11. G.GOGUEL, Das Farbenproblem der grünen, roten und violetten
Letten. Danzig 1938 (Diss.)
12. L.MILCH, Die Ergussgesteine des Galatischen Andesitgebietes.
N. Jb. Min. etc. B. B. 16 (1903), 110-165
13. P. NIGGLI, Gesteins-und Mineralprovinzen, Berlin 1923.
14. P. RAMDOHR, Kloekmann's Lehrbuch der Mineralogie. Berlin
1939.
15. M. REINHARD, Universal - Drehtischmethoden. Basel 1931.

- 16 . F. SPAENHAUER, Über das Ergebnis von Messungen an synthetischen Plagioklasen mit Hüfe des U-Tisches.
S. M. P. M. 12 (1933) 356-365.
 17. W. E. TROGER, Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine. Berlin 1935.
 18. A. N. WINCHELL, Elements of Optical Mineralogy. New York 1933.
-

RESİMLERİN İZAHI LEGENDE ZU DEN BILDERN

Foto 1

1: 35

Solda volkanik breşin bir parçası, sağda tüfitler. Birleşim hattı keskin ve dümdüzdür.

Links ein Teil der vulkanischen Brekzie; rechts die Tuffe. Die Kontaktlinie ist scharf und gerade.

Foto 2

1: 16

Volkanik breşin çakıllarının bu kısmında esas kısma nispetle daha fazla yer işgal ettikleri ve bunların dağılışlarıyla şekillerinin tamamen gayrimuntazam olduğu göze çarpar.

In diesem Teil des Vulkanits sieht man deutlich, dass die Komponenten im Vergleich zum Zement volumenmaessig mehr Platz einnehmen tind dass ihre Form, sowie ihre Verteilung ganz unregelmaessig sind.

Foto 3

1: 40

Kalın taneli tüfler çok kere konsantrik bir şekilde ilerleyen bir tahallüle uğrarlar ve "yastık lavaları" nı andıran şekiller meydana getirirler.

Die grobkörnigen Tuffe zeigen ofters eine konzentrisch fortschreitende Verwitterung und stellen somit Gebilde vor, welche an die Kissenlava erinnern.

Foto 4

1: 11

Tüflerin rengi bazan yeşilimsi gri (resimde açık gri), bazan da kırmızıdır (resimde koyu gri). Burda görülen tüfler ince tanelidir ve bu takdirde banklar teşkil ederler.

Die Farbe der Tuffe ist manchmal grünlich grau (im Bilde hellgrau) und manchmal rotlich grau (im Bilde dunkelgrau). Vorliegende Tuffe sind feinkoring und bilden in diesem Fall mächtige Baenke.

Foto 5

Tüfitler içinde bazan tuhaf oyuklara raslanır; bunlar ekseri hem Glau-



Foto: 1





Foto: 3



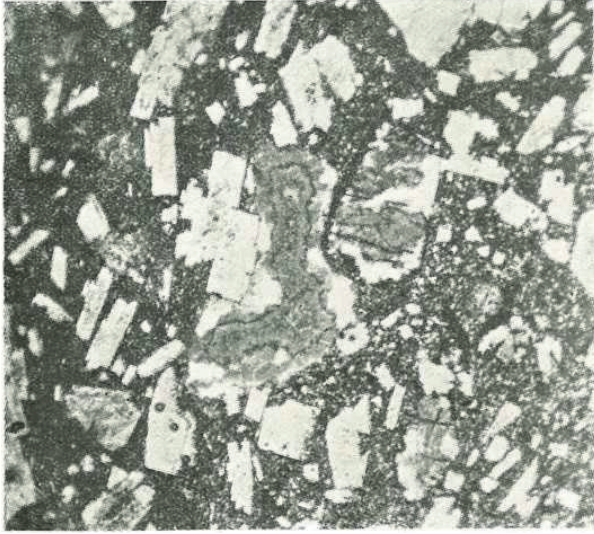
Foto: 5



Foto: 6



Foto: 7



konit'e, hem de Klinoklor'a benzeyen, fakat bunlardan ayrı mavimtırak yeşil bir mineralle doludur.

In den Tuffen sind manchmal merkwürdige Hohlräume anzutreffen, die öfters mit einem dem Glaukonit, sowie dem Klinochlor nahestehendem aber von diesen verschiedenem bläulich grünem Mineral gefüllt sind.

Foto 6

N +

50: 1

Volkanik breşin çakıllarında kısmen magmatik koroziyona uğramış zonlu yapı ve ikizler gösteren bir Plagioklas tanesi.

Das Schlibbild zeigt einen magmatisch teilweise korrodierten verzwilligten Plagioklaseinsprengling mit Zonenbau in einem der Komponenten der vulkanischen Brekzie.

Foto 7

N //

35: 1

Resmin hemen hemen ortasında volkanitin bir küçük boşluğunda teşekkül etmiş, "faserig-radialstarhlig" Epistilbit Zeoliti görülüyor.

Fast in der Mitte des Bildes ist der in einem kleinen Hohlraum faserig-radialstrahlige Zeolith Epistilbit zu beobachten.

Foto 8

N //

35: 1

Resmin sola doğru ortasında volkanik breşin bir çakılında küçük bir boşluğu dolduran "mavimtırak yeşil mineral" (resimde gri) görünüyor. Bunun etrafında (daha açık renkte) biraz Silikagel müşahede olunur.

Auf der linken Mitte des Bildes füllt das "bläulich grüne Mineral" (im Bilde grau) einen winzigen Hohlraum der vulkanischen Brekzie. Die hellere Partie um dieses Mineral wird durch Silikagel gebildet.

Die vulkanische Brekzie von Dağköy (Türkei) **(ZUSAMMENFASSUNG)**

Von O. Bayramgil

Der vom M.T.A. Enstitüsü angelegte Dienstweg nach der Kohlenbohrung von Alacaagzı hat etwa 50 m. W vom Friedhofe des Dorfes Dağköy eine interessante vulkanische Brekzie angeschnitten, welche einer eingehenden petrographischen Untersuchung unterzogen wurde. Die Resultate dieser Untersuchung wurden im Vorangehenden in türkischem Texte mit Bildern wiedergegeben, sodass hier nur eine Zusammenfassung derselben zu folgen hat.

Der untersuchte Vulkanit ist unter Tuffen emporgestiegen und kann als eine N-Apophyse der Eruptionen laengs der Belendağ- Linie betrachtet werden, entlang welcher nach ARNI (Lit. 2) die oberkretazische vulkanische Taetigkeit des ganzen Gebietes stattgefunden haben soll. Das Zement (Zwischenmittel) unserer vulkanischen Brekzie kann als Dazitandesit oder auoh Quarzdioritporphyrit und die Komponenten als Basalt bezeichnet werden. Der Chemismus des Zements hat uns gezwungen demselben eine solche Bezeichnung zu geben, obwohl seine Plagioklaseinsprenglinge einen Anorthitgehalt von etwas über 50 % aufweisen. Diese Tatsache weist noch einmal auf die Wichtigkeit der chemischen Analyse bei der Nomenklatur solcher Gesteinen, die ja bekanntlich in Aatonlien ausserordentlich grosse Verbreitung besitzen.

Zwischenmittel und Komponenten aehneln sich sehr bezüglich des Mineralgehaltes und der Stuktur. Die Plagioklase bilden die wichtigsten Einsprenglinge. Ihr Anorthitgehalt betraegt 55-58 % im Zement und 58-65 % in den Komponenten. An Bedeutung folgen dann die monoklinen Pyroxene, in dem dieselben stets anwesend sind. Im Zwischenmittel des Vulkanits entsprechen sie dem Pigeonit und in den Komponenten dem Augit. Im Gegensatz zu den monoklinen Pyroxenen nur hie und wieder und zwar spaerlich anzutreffende Hornblende entspricht im Zement einer gewoehnlichen Hornblende und in den Komponenten einer basaltischen Hornblende.

Wir konnten die in den Hohlraeumen und Haarkluften unseres Vulkanites auskristallisierten Mineralien mit den Zeolithvarietaelen Heulandit, Laumontit und Epistilbit identifizieren. Diese Zeolithe wurden ohne Zweifel nach der Bildung der vulkanischen Brekzie in einer spaethydro-

thermalen Phase gebildet. Unseres Wissens wird somit zum ersten Male die Gegenwart in der Türkei dieser Zeolithvarietäten verzeichnet.

An der einen Seite ist der Kontakt Vulkanit-Tuffit scharf und geradenlinig und man kann entlang dieser Linie eine leichte Mylonitisierung beobachten; diese Tatsachen legen die Annahme einer Verwerfung entlang dieser Linie nahe. Die Struktur der Tuffe zeigt, dass die Komponenten derselben durch Gewässer ins Meer gebracht und dort sedimentiert wurden; manchmal ist auch der Effekt der Brandung wahrnehmbar.

Im allgemeinen ist der Mineralbestand der Tuffe demjenigen des Vulkanits ähnlich, jedoch mit dem Unterschied, dass hier Biotit und grüne Hornblende zusätzlich vorhanden sind. Der Anorthitgehalt ihrer Plagioklase liegt zwischen demjenigen der Plagioklase des Zementes der vulkanischen Brekzie und dem der Plagioklase der Komponenten (56-63 %).

In der Umgebung der vulkanischen Brekzie beobachtet man manchmal in den Tuffen merkwürdige Hohlräume mit einem Durchmesser von 4-7 mm. und einer Länge bis 20 cm., welche oft mit einem intensiv bläulich grün gefärbten Mineral gefüllt sind. Von den optischen, sowie chemischen Eigenschaften dieses Minerals stimmen viele mit demjenigen des Glaukonit's und auch des Klinochlor's überein, jedoch Unterschiede mit denselben sind auch feststellbar. Die Röntgen- und quantitative chemische Analyse werden zeigen ob dieses Mineral eine neue Varietät des Glaukonits oder des Klinochlors ist oder ob es sich überhaupt um ein neues Mineral handelt.

Folgende Tabelle stellt die aus den chemischen Analysen des Zementes und der Komponenten der vulkanischen Brekzie ausgerechneten wichtigsten NIGGLI-Werte zusammen. Wenn auch ungewohnt, wurde die gleiche Berechnung auch für die Analyse eines Tuffits durchgeführt und die erhaltenen Werte der Tabelle zugefügt.

Vulkanische Brekzie

	<u>Zement</u>	<u>Komponent</u>	<u>Tuffit</u>
al	32	20	32
fm	22	48	34
c	28	25	22
alk	18	7	12
si	196	116	152

Es ist daraus ersichtlich, dass das Zement des Vulkanits bedeutend saurer ist als die Komponenten desselben. Der Chemismus des Zements entspricht dem NIGGLI'schen Tonalit-Magma-Typus, während derjenige der Komponenten dem normal gabbroidischen bisnoritischen magma-Typus zugehört. Wie schon bemerkt, ähneln sich Zement und Komponenten sehr im Bezug auf die Struktur und dem Mineralgehalt. Danach liegt es nahe dieselben als Produkte der gleichen vulkanischen Tätigkeit vorzusetzen, und folglich muss man die Verschiedenheit der Magmentypen mit der Differenziation erklären. Die letzten Zeugen dieser magmatischen Tätigkeit bildet die hydrothermale Zufuhr der in den Hohlräumen der vulkanischen Brekzie festgestellten Zeolithe.

Anschließend ist noch zu bemerken, dass der Chemismus der Tuffe zwischen demjenigen des Zements des Vulkanits und dem Chemismus seiner Komponenten liegt, eine Tatsache, die für die Entstehung des Tuffits zwischen demjenigen des Zements und der Entstehung der Komponenten sprechen kann, die aber keinesfalls zwingend ist.

Literaturverzeichnis und Tafeln finden sich am Ende des türkischen Textes. Am Anfang desselben ist eine Kartenskizze beigelegt, welche die geographische Lage von Dağköy zeigt.

Silvan ve Hazru mıntıkası hakkında jeolojik notlar

Necip TOLUN¹

Özet:

Etüdünü yapmak fırsatını bulduğum 1/100.000 ölçekli Türkiye haritasının 82/3 ve 81/4 paftalarında mühim olan jeolojik problemlerden biri de Silvan strüktürü ve devamı Hacertun dağıdır. İç kenar iltivalarına dahil olan Silvan ve Hazru mıntıkası Paleozoikten Pliosen'e kadar olan seksiyonları ile Türkiye'nin Cenubu Şarkî stratigrafisinde çok mühim bir mevki işgal edecektir. İlk defa tarafımdan çözülen stratigrafik durum, mıntakada bize Devon, Permokarbonifer, Trias, Jürasik-Kretase, Eosen, Oligo-Miosen'in mevcudiyetlerini göstermiştir.

Şeyhan ve Halhala köylerinden geçen hattın garbının jeolojik lövesini arkadaşım H. UYSAL yapmıştır.

Topladığım materiyelin, ilk paleontolojik determinasyonunun paleozoik ve tersiyer mikrotonasını S. ERK, Lamellibranslarını ise Bayan L ER-ENTÖZ yaptılar, kendilerine teşekkür ederim.

Muhtelif müellifler mıntıkânın bazı mevkilerini dolaşmışlarsa da bölgemiz hakkında esaslı bir etüde rastlamamaktayız. OSWALD, umumi olarak Şarkî Anadolu'yu gezmiş, BLUMENAU Hazrudaki lignitleri görmüş ve nihayet W. CHAZAN, Hacertun dağında ilk defa şariye Devonun? mevcudiyetinden bahs etmiştir.

Coğrafi bakımdan Torosların ön safına, düşen mıntıkamız, kalker yapılı fakir bir orman tabakası ile kaplı, irtifaları 1 700 m. geçmeyen tepelerle örtülüdür. Büyük Batman nehri bir kısım kollarını mıntıkamızın şimal cephesinden alır, evvelâ iltiva mihverlerine müvazi aktıktan sonra Malabadi mevkiinde cenuba doğru sert bir dirsek yaparak Diyarbakır ovasına mülâki olur. Batman ve kolları kalker yapılı mıntıkamızda bazan çok derin boğazlar açarlar.

Silvan-Hazru mıntıkasında, Birinci, İkinci, Üçüncü ve Dördüncü zaman formasyonları mevcuttur.

Birinci Zaman: Devon ve Permokarbonifer ile temsil edilen sahralar normal stratigrafik durumlarını muhafaza ederler.

(1) M. T. A. Enstitüsünde Jeolog.

Devon: Alt ve orta Devon alternans şekilde, kil, marn, greli kalker ve grelerden teşekkül edip, orta kısımlarında 13 ila 16 metre kalınlığında bitümlü greler ihtiva eder. Şehsap köyü ile Dadaş arasında iki kilometreden fazla bir aflorman teşkil eden bu formasyonla Cenubu Şarki Türkiye'de ilk defa Paleozoikte hidrokarbürlerin mevcudiyeti ispat edilmiş oluyor. Topladığım fonanın bir kısmı şu fossilleri vermiştir: Rhyncospira leptida, Rhynchonella carolina, Rhynchonella cuboides, Spirifer duodenaria, Spisifer accuminata, Airypa reticularis, Orthis, Schizopora, Krinoidler.

Permokarbonifer: Siyah gri renkte bazan fosfatlı ve alt kısımları greli kaba kalkerlerden; orta seviyesi ise greli demirli ve jipsli veya şaplı killerden müteşekkil bu formasyonun kalınlığı 200 m.den fazladır. En üst kısmı ise Strofodontalı sarı marnlı kalkerler ile kırmızı lumaşeli ve oolitle bir seviyeden ibarettir. Gri koyu renkteki ince taneli kalkerler içinde, Brakiyopod, Bellerofon mebzul miktarda olup ayrıca mikroskop altında Gymnocodium, Mizzia carpinski, Ammodiscus, Lunnocamina, Endothyra tefrik edildiğinden bu kalkerler Permiane izafe edilmiştir. Halbuki bu masif koyu gri renkteki kalkerlerin üstünde bulunan sarı renkte marnlı kalkerlerde mebzul miktarda gayet iyi muhafaza edilmiş Strofodonta'lar W. CHAZAN tarafından bir mevkide görülmüş ve bunlar M.T.A. da Paleontoloji servisi tarafından Devon diye determine edilmiştir. Bu güzel fona, üst Permiyene ait olup elimizde bibliyografi eksikliğinden tayin edilememiştir. Hacertun dağında fazlası ile kendisini gösteren bu formasyon Harbol seksiyonundaki Permokarbona fasiyesi ve fona itibariyle çok benzemektedir.

İkinci Zaman: Trias, Jürasik ve Kretase ile temsil olunmuştur.

Trias: Marnlı, kalker spatikli, lumaşelli kalkerlerden ve killerden teşekkül eden bu formasyonda Gyroporella, Pseudomonotis Claria, Myophoria buldum. Harboldaki aynı fona ve aynı fasiyesi ihtiva eden Werfenin Hacertun dağında az bir kalınlık gösterir. Henüz mıntıkamda üst Trias tesbit edilememiştir.

Jürasik-Kretase: Hacertun dağının şimal yamacında, kaba kırımızımtrak, koyu gri sublitografik ve gri renkte greli massif kalın bir formasyon vardır ki yaşı Jürasikten? Türonien'e kadar uzanır. Bu masif kalker serisi Hacertun dağının cenup yamacında daha az bir kalınlık arz eder. H. UYSAL bu formasyonun orta kısımlarında alt Kretase ammoniti Holcostephanus; N. TOLUN daha üst seviyede Pycnodonta vesicularis, Neithea ve Exogyra bulmuştur. Ayrıca bu masif kalkerlerin alt seviyelerinde, iki yerde asfalt blokları ihtiva ettiğini müşahede ettim. Harbolun şarkında Ta-

nin Tanini teşkil eden dolomitik kalkerlerin karşılığı Hacertun dağında bu formasyondur.

Üstkretase: Bilhassa Hacertun dağının şimalinde büyük bir sahayı kaplayan marnlı esmer renkte, şistli, sileks şeritli formasyon üst Kretasedir. Tatlı meyilli bir topografi teşkil eden marnlı kalkerler içerisinde Clobotruncana Linnei bulunur. Bu formasyon içinde 10 ilâ 20 m. kalınlığında Kretase ve Jürasik çakıllı bir breş horizonu mevcuttur. Bu formasyon Hacertun dağının cenup yamacında disharmonik iltiva ve ortakretase de başlayan hareketler dolayısı ile bir hayli incelmış ve Hacertun dağının cenubî şarkisinde tamamen kaybolmuştur.

Üçüncü Zaman: Paleosen; Eosen Oligo-miosen ve Pliosen formasyonları ile temsil edilir.

Paleosen: Yeşil, kırmızı kumlu killere, yine kırmızı renkte gre, konglomera ve enterkale vaziyette karasal ve göl kalkerlerinden müteşekkildir. Gercüş formasyonu adıyla anılan bu fasiyesli Paleosen cenubu şarkî Türkiye'de büyük bir yayılmaya maliktir.

Eosen Oligo-miosen: Detritik Gercüş formasyonu muntıkada kalın bir kalker tabakası ile örtülüdür. Kalker formasyonunun alt kısmı krem renginde kaba kalkerler olup cenubu şarkide Midyat kalkerleri adı ile anılırlar. Hacertun dağı etrafında, Lütésiye yaşındaki Midyat kalkerleri ile Miosen kalkerleri arasında kırmızımı breşik ve konglomeratik bir seviye vardır. Bunun üzerine miosen kalkerleri hafif diskordan vaziyetindedir. Halbuki Silvan-Arbat dağlarında Eosen ile Miosen kalkerleri arasında böyle bir breş seviyesine rastlayamadım. Silvan Arbat dağlarında bu masif kalkerlerin orta kısımlarının Oligosene ait olduğunu düşünüyorum.

Mio-Pliosen: Helvesiyen yaşındaki kalkerlerle kontakta olan mikalı greler iltivalarının cenup ve şimal yamaçlarında depresyonları doldurur. İltiva hareketlerinin tesirleri antiklinaller etrafında pek bârizdir.

Dördüncü Zaman: Diyarbakır ovasını teşkil eden kil ve çakıllı teşekküller bir göl formasyonuna aittirler.

Tektonik: W. NW ve E. SE cihetinde uzanan basit iltiva hareketlerinden teşekkül etmiştir. Batman nehrinin hemen kıyısında doğan bu iltiva sistemi başlangıçta, bir mihverli antiklinalden ibarettir, garba gittikçe birbirine müvazi Silvan Arbat, Erganis diye adlandırdığımız birkaç antiklinalli vücade getirir. İltiva sistemi daha garpte mihverin yükselişi dolayısıyla üst örtüleri teşkil eden miosen ve eosen kalkerlerini kaybederek Hacertun

dağında antiklinal nüvesi olan Mezozoik ve Paleozoik sahralarını meydana çıkarmışlardır. Mihverin en fazla yükseldiği Hacertun dağında Devon içerisindeki bitümlü greler derin vadilerde geniş surette görülür. İtme şimalinden gelmiş ve ilk iltiva hareketleri en az Ortakretaseden başlayarak Pliosen sonunda nihayet bulmuştur. Hacertun dağında Ortakretase ile Üstkretase arasında ve Eosen ile Miosen arasında bariz bir diskordans mevcuttur. Bu son diskordansın Silvan-Arbat dağlarında hiç mevcut olmaması muhtemeldir.

Hidrokarbür emareleri ve imkânları: Bölgede birçok hidrokarbür emareleri mevcuttur. Mireni ve Hindof civarında gaz intişarı, Tercilin cenubunda Gercüş formasyonu içinde römaniye asfalt çakılları, yine Tercil ile Dadaş arasında Ortakretase ile Kermav formasyonu arasında asfaltik kalker bandları, Şimşin-Hazru yolunda Jurasikte asfalt emprenyasyonu ve nihayet Devon killeri arasında görülen bitümlü greler ilk defa iç kenar iltivalarının Paleozoikinde hidrokarbür ana ve hazine taşlarının mevcudiyeti ispat edilmiş oluyor.

SİLVAN - HAZRU BÖLGESİ JEOLJİK HARTA LEJANDI:

Légende de la carte géologique de la région de Silvan - Hazru:

1. Allüvyon (Alluvions)
2. Pilosen (Pliocène)
3. Lütesiyen - Miosen (Lutétien - Miocène)
4. Paleosen (Paléocène)
5. Alt - Paleosen ve Üst Kretase (Paléocène inf. et Crétacé sup.)
6. Jürasik - Alt - Kretase (Jurassique - Crétacé inf.).
7. Trias
8. Paleozoik (Paléozoïque)

HAZRU, RAMAN VE HARBOL STRATİGRAFİK TAAKUP KOLONLARI:

Successions stratigraphiques comparées des régions de Hazru, Raman
et Harbol:

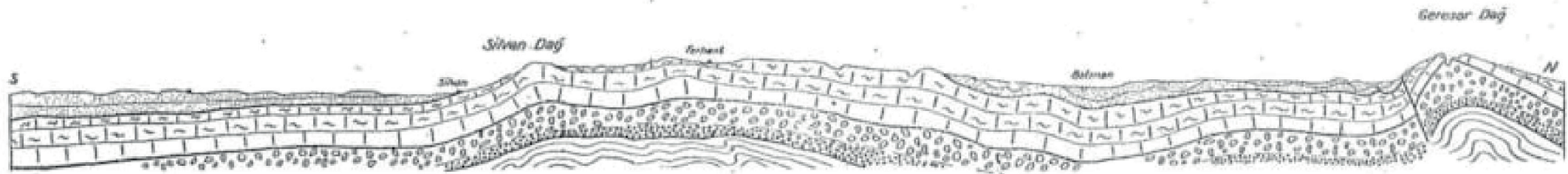
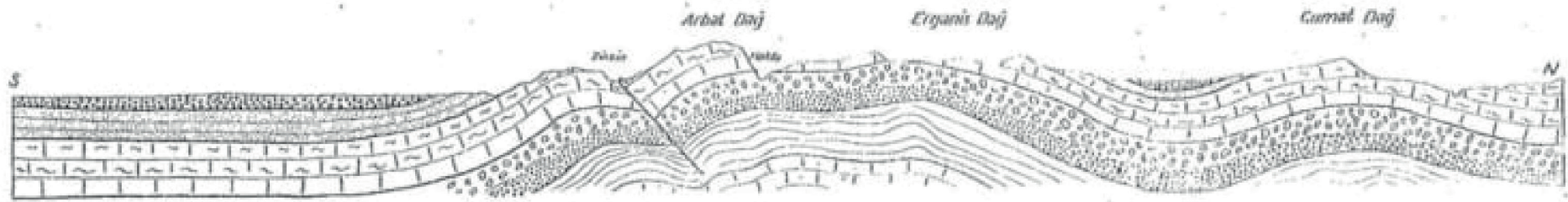
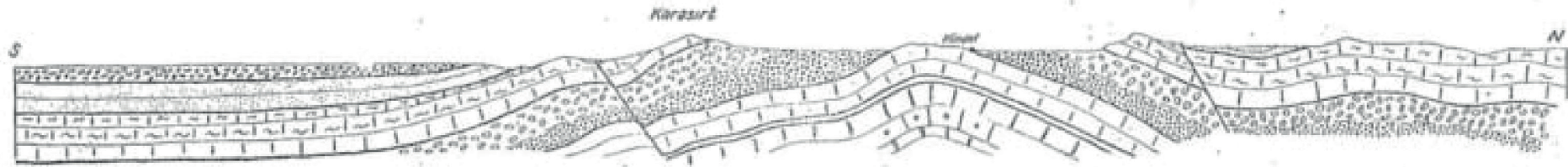
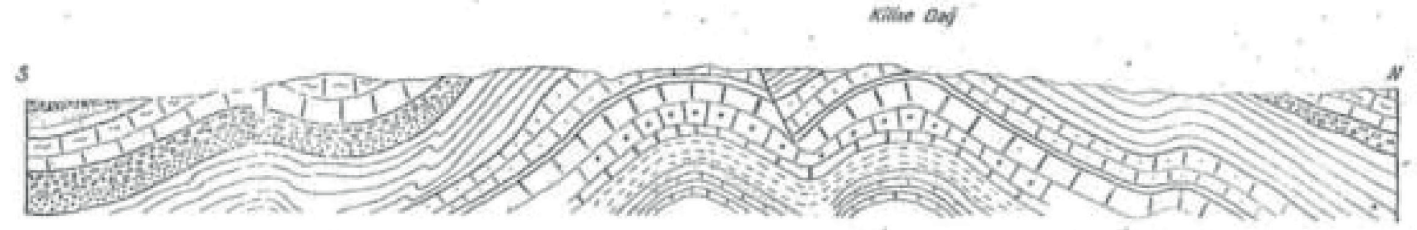
- + : Hidrokarbür emareleri
Indices d'hydrocarbures.

Silvan-Hacertun Dağ antiklinali kesitleri

Sections transversales de l'anticlinal de Silvan-Hacertun Dağ

N. Tolun

0 1 2 3 km




 Aşvan
Aşvan de la plie Djebel

 M. M. M.
M. M. M.

 Digo, Mesto
Digo, Mesto

 İncecik
Lutite


 M. M. M.
M. M. M.

 M. M. M.
M. M. M.

 M. M. M.
M. M. M.

 M. M. M.

 M. M. M.
M. M. M.

 M. M. M.
M. M. M.

 M. M. M.
M. M. M.

Notes géologiques sur la région de Silvan-Hazru

Necip TOLUN¹

Introduction.

Au cours de l'été 1948 nous avons effectués des levés géologiques dans l'intéressante région des montagnes de Silvan et de Hazru. Le sujet d'étude dans cette note, est limité à l'Ouest par la chaussée Lice- Diyarbakır et à l'Est par la grande rivière Batman, affluent du Tigre. En 1947 j'avais déjà fait une première exploration de la feuille 82/ 3 de la carte topographique au 1/100.000 ème de la Turquie; cette année j'ai continué cette étude du point de vue structurel sur la feuille 81/4. La région en question représente une seule unité tectonique formant des coupes stratigraphiques allant du Dévonien inférieur jusqu'au Pliocène. Ces coupes appartiennent à une même section d'anticlinal soulevé d'un pli bordier. Le grand soulèvement a mis en évidence des couches aussi anciennes que le Dévonien; et la présence des grès bitumineux paléozoïques représentent un intérêt scientifique et pratique d'une portée assez considérable. La découverte des hydrocarbures dans le Paléozoïque du S E de l'Anatolie aura sans doute une répercussion sur la discussion de l'origine du pétrole dans ces régions.

Mon collègue H. UYSAL a dressé une partie de la carte à l'Ouest du Hacertun Dağ, soit la partie Ouest de la ligne Seyhan-Halhala.

Au Nord de la plaine de Diyarbakır se trouvent, les montagnes de Silvan, d'Arbat, d'Erganis, de Hacertun et de Kilise Dağ. Ces montagnes sont rangées suivant des axes d'anticlinaux dont les plis possèdent les traits caractéristiques des plis bordiers internes. La culmination axiale du Hacertun Dağ permet l'affleurement des couches les plus anciennes (Dévonien, Permocarboneux, Mésozoïque) que nous connaissons dans ces plis.

D'après W. CHAZAN (6). Le Dévonien du Hacertun Dağ serait charrié sur des grès du Paléocène. Cet auteur a fait des déductions tectoniques trop hâtives du à l'insuffisance de la connaissance de la stratigraphie de l'Anatolie SE.

(1) Géologue au M.T.A., Ankara

Les couches attribuées par lui au Dévonien, sont en réalité du Permien supérieur, le vrai Dévonien découvert par nous dans cette région occupe sa place normale dans l'échelle stratigraphique sous le Permocarbonifère.

Durant ce travail nous avons recolté une grande quantité de matériel sur lequel une première détermination paléontologique a été faite. S. ERK a bien voulu se charger de l'étude des microfaunes paléozoïque et tertiaire, Mme L. ERENTÖZ de celle des Lamellibranches; je les remercie vivement.

Je dois noter que cette note ne représente qu'une première étude grâce à laquelle j'établis les grandes lignes tectoniques et stratigraphiques de cette région, qui de mon avis, deviendra pour les géologues un endroit classique et un point de repère par ses sections paléozoïques. A l'avenir des recherches plus poussées préciseront davantage la géologie de cette partie de l'Anatolie, et expliqueront des phénomènes restés jusqu'ici obscures.

Historique.

Le travail d'OSWALD (11) ne donne pas une grande idée sur ces régions; BLUMENAU dans un rapport inédit de M.T.A. traite du lignite intercalé dans les schistes argileux de Hazru, qui d'après l'auteur seraient d'âge jurassique (!); un rapport inédit d'ERICSON présenté au M.T.A. examine la plaine de Diyarbakır et la région de Lice, au point de vue de la possibilité d'existence des hydrocarbures et nous donne une bonne stratigraphie des régions qui il a levées. Enfin W. CHAZAN (6) signale le Dévonien charrié (!) du Hacertun Dağ.

Géographie.

Au N W de la plaine de Diyarbakır, les montagnes de Silvan et de Hazru forment une chaîne allongée suivant la direction NWW et SEE. Les hauteurs qui dominent la plaine de Diyarbakır sont: Ziyaret Tepe 1200 m., Silvan Dağ 1250 m., Arbat 1 700 m., Erganis 1450 m., Karasirt 1380 m., Hacertun Dağ 1680 m., et Kilise Dağ 1450 m. Une maigre couverture végétale existe; seul le versant Nord des montagnes possède quelques forêts de chênes éparses. Les sources sont très nombreuses elles prennent naissance soit dans la formation argilo-greaseuse du Paléocène soit à la limite inférieure des calcaires éocènes. Ainsi des sources à grand débit jaillissent, leurs eaux sont utilisées dans la culture du riz dans la plaine de Diyarbakır. Une grande dépression s'étend au nord de cette chaîne jusqu'au haut mas-

sif de Bitlis. La rivière de Batman coulant parallèlement aux axes des plis s'alimente des cours d'eau annexes venant du Hacertun Dağ, fait un coude brusque au Nord du village Malabadi et continue son cours vers le Sud pour se joindre au Tigre.

STRATIGRAPHIE

Des terrains de divers âges sont représentés dans notre région, qui constitua un bassin de subsidence allant au moins du Dévonien jusqu'au Pliocène y compris ce qui est prouvé en outre par l'étude de la faune recolté. Le Paléozoïque est représenté par le Dévonien et le Permocarbone; le Mésozoïque par le Trias; le Jurassique et le Crétacé; le Tertiaire par le Paléocène, l'Eocène, l'Oligo-Miocène et Mio-Pliocène.

Dévonien.

C'est le terrain le plus ancien de notre région, sa place stratigraphique est normale. W. CHAZAN (6) a voulu signaler un Dévonien charrié dans l'Hacertun Dağ. La faune qu'il a recolté au col entre Dadaş et Halhala appartient au Permien supérieur et non au Dévonien, car à cet endroit cette faune se trouve sur les calcaires gris foncé à *Cymnocodium* et à *Mizzia* du Permien, et sous marnes à *Pseudomonotis Claria* du Werfénien. Nous avons encore trouvé la même faune avec la même disposition stratigraphique sous le sommet du Hacertun Dağ, sous les sommets du Kelaraş, du Kelaspi et en plusieurs localités non figures sur la carte. Notons encore que ce calcaire marneux jaune du Permien supérieur n'est pas charrié. Nous sommes donc les premiers à signaler la présence du Dévonien dans l'Hacertun Dağ avec la faune et la lithologie indiquées ci-bas. Nous avons à distinguer trois termes qui sont de bas en haut:

a) Calcaires marneux siliceux, schists argileux, marnes et calcaires greseux à intercalations d'argiles à *Spirifera acuminata*, à *Rhynchonella cuboides* correspondant au Dévonien moyen et supérieur.

b) Grès bitumineux détritiques, avec intercalations d'argiles et de marnes; épaisseur d'environ 30 m.

c) Argiles bariolées non fossilifères, avec couches de lignite au sommets, épaisseur d'environ 80 - 100 m. Examinons maintenant les trois

termes séparément.

a) *Dévonien inférieur et moyen*: C'est le terrain le plus ancien qui affleure entre Hazru et le village de Dadaş; une coupe faite à l'Est de ce village sur le sentier Dadaş-Şehşap, dans une petite savin nous donne de bas en haut:

1— Argile bleuâtre, épaisseur 50 m.

2— 2 à 4 m.: Argile marno-greaseuse, bleuâtre tres fossilifère, débris et sections de Crinoïdes; fragments de Spiriferes, Rhynchonella sp., Orthis sp., et d'autres Brachiopodes non déterminés jusqu'à présent.

3— 0.6 m.: Alternance de calcaires marneux.

4— 0.2 m.: Argiles et marnes.

5— 2 m.: Calcaires marneux siliceux et schisteux.

6— 5 à 6 m.: Calcaires gréseux très fossilifères au sommet. Les fossiles étant calcitignes et ciliceux se dégagent facilement de la pâte calcaire.

Rhynchospira leptida HALL Dévonien moyen.

Rhynchonella (Stenocisma) carolina HALL Dévonien moyen.

Rhynchonella cuboides SOWERBY Dévonien moyen.

Rhynchonella sp.

Spirifera acuminata CONRAD Dévonien moyen.

Spirifera duodenaria HALL Gédinien.

Atrypa reticularis LINNEUS Gédinien.

Oathis sp.

Schizopora sp.

Les environs du village de Dadaş et les ravins se trouvant à l'Ouest de Şehşap s'offrent particulièrement à l'étude stratigraphique.

b) *Grès bitumineux détritiques*: Sur les calcaires gréseux à Rhynchonella cuboides, vient une série détritique avec intercalations d'argiles et de marnes. Ce terme contient en outre des grès à hydrocarbures imprégnés sur une épaisseur variant de 10 à 16 m. La sedimentation entrecroisée que l'on rencontre si souvent, nous montre que les grès se sont déposés aux abords de la côte. Les oscillations du fond de la mer sont responsables des couches d'argiles intercalés dans ces grès. Ces grès apparaissent à l'axe du Hacertun Dağ qui présente une zone de maximum de soulèvement. A Gomani İmberik les assises gréseuses plongent vers le Sud et apparaissent

près des calcaires permocarbonifères.

Dans les environs immédiats de Hazru, seul le niveau supérieur des assises, soit les argiles bleuâtres apparaissent avec des mouches d'asphalte. Le plus grand affeurement apparaît entre les villages de Şehşap et de Dadaş. Là, les grès bitumineux présentent une épaisseur et une richesse variables en bitume. Une coupe détaillée que nous avons relevé dans un des ravins à 500 m. à l'Est de Dadaş nous donne de bas en haut:

- 7 — 5. m.: Argilites bleu verdâtre.
- 8 — 0.3 m.: Grès jaunes durcis.
- 9 — 2.5 m.: Argilites rouges et vertes.
- 10 — 0.8 m.: Grès jaunes durcis.
- 11 — 1.8 m : Calcaires marneaux rouge.
- 12 — 0.15 m.: Calcaires jaunes durcis.
- 13 — 0.5 m.: Argiles rouges formant une vire.
- 14 — 0.4 m.: Calcaires jaunes durcis.
- 15 — 1.4 m.: Argilites rouges et vertes formant une vire.
- 16 — 0.2 m.: Calcaires greseux jaunes durcis.
- 17 — 0.7 m.: Argilites vertes et rouges formant une vire.
- 18 — 1 m.: Calcaires jaunes durcis.
- 19 — 3 m.: Grès bitumineux formant une vire.
- 20 — 0.3 m.: Argilites bleuâtres.
- 21 — 2 m.: Grès steriles.
- 22 — 1.5 m.: Argilites vertes et rouges formant une vire.
- 23 — 4 m.: Grès bitumineux formant paroi.
- 24 — 1 m.: Grès stériles.
- 25 — 4 m.: Grès bitumineux.
- 26 — 0.6 Argilites rouges et vertes formant une vire.
- 27 — 2 m.: Grès bitumineux.

Cette coupe n'est pas uniforme partout. Ainsi à 2 km. à l'Est de ce ravin, nous avons mesuré 16 m de grès bitumineux avec peu d'alternance d'argiles, Entres les villages de Dadaş et de Şehşap, les grès sont subhorizontaux avec une direction N70W, leur plongement est de 10° vers le N. Ces grès se présentent

S. L. M. comme un grès siliceux dont les éléments sont des grains de quartz anguleux formant les 80 à 85 % de la roche; la clasticité est de 0.4 mm. Le reste est de la pâte imprégnée de bitume. C'est pour la première fois que l'existence des hydrocarbures est montrée dans le Paléozoïque au S E d'Anatolie.

c) *Calcaires jaunes siliceux et argiles*: Les grès bitumineux sont généralement surmontés par une série d'argile. Dans cette série argileuse on distingue généralement quatre niveaux distincts.

28— 18 m. Argiles bariolées

29— 8 à 10 m. Calcaires gréseux généralement de couleur jaune.

30— 50 à 60 m. Argiles bleuâtres, avec deux bandes de lignite de 10 à 40 cm. d'épaisseur au sommet. Ce niveau affleure largement sous les grès quartzitiques dans les environs immédiats d'Hazru et dans les villages de Gomani İmberik et audessus du village Şehşap.

31— 15 à 20 m. Grès quartzitiques très durs de couleur jaune verdâtre,

Ces derniers termes mis dans le Dévonien pourraient en réalité appartenir au Carbonifère.

Permocarbonifère:

Les grès quartzitiques fins de couleur jaune sont surmontés par des calcaires d'une puissance dépassant 200 m. Cette série comprend plusieurs termes.

32— 25 à 30 m. Calcaires gris foncé, gris noir légèrement marneux à cassure saccharoïde, localement phosphatés contenant plusieurs Brachiopodes bien conservés. Ce niveau à la même lithologie que le niveau 34 et contient la même microfaune, par contre il contient une plus grande quantité de Brachiopodes.

33— Une centaine de mètres d'argiles gypseuses ou alunifères et de calcaires jaunes ferrugineux. La concentration d'oxyde de fer peut être appréciable et peut donner de véritables lits d'oxyde de fer. Les argiles ne représentent qu'une petite partie de cette série.

34— 85 à 90 m. Calcaires gris foncé, légèrement marneux nettement gréseux à la base, le reste se présente comme un calcaire à grains fin. Les échantillons des niveaux 32 et 34 ont permis d'identifier sous le microscope la microfaune suivante: *Ammodiscus*, *Lu'nu*

cammina, *Endothyra*, sections de Bellerophon

de Brachiopodes, très nombreux *Gymnocodium*, très nombreux *Girvanella*, très nombreux *Mizzia*.

J'ai encore recolté plusieurs Brachiopodes qui n'ont pas pu être encore l'objet d'une détermination, faute de bibliographie permienne.

35— 30 m. Calcaires marneux jaunes à *Strophodonta*. Ce niveau très fossilifère, vu pour la première fois par W. CHAZAN (6) au col Halhala - Dadaş, a été pris par lui pour Dévonien.

36— 10 à 20 m. Calcaires oolithiques rouges ferrugineux à lumachelles (*Gasteropodes*, *Lamellibranches*). Ce niveau joue un rôle de repère par sa couleur et par sa lithologie spéciale, partout à Hacertun Dağ il est bien développé. Nous considérons que ce niveau représente le sommet du Permien.

Dans l'ensemble le Permocarbone se développe particulièrement en position subhorizontale au Nord des villages de Dadaş, de Şehşap et de Gomani İmberik; vers le N E de ce dernier village, il plonge du côté S E. Dans l'aile Sud de l'anticlinal il perd de son épaisseur et plonge également vers le Sud avec le Trias concordant. Cet affleurement que nous avons trouvé dans cette région à son pareil au point de vue faciès et faune, à Harbol, où BLUMENTHAL a estimé une épaisseur de 250 à 300 m. pour le Permocarbone. Donc l'Hacertun Dağ et la région de Harbol sont les seuls points où le Paléozoïque des plis bordiers affleure. Les calcaires permocarbonifères du Hacertun Dağ passent également comme ceux de Harbol à des calcaires marneux à lumachelle du Wérfenien.

Trias:

Les calcaires permocarbonifères sont surmontés en concordance par des calcaires à lumachelle marneux, un peu gréseux se séparant en plaquettes; puis par des calcaires rougeâtres à *Gyroporella* surmontés eux mêmes par des schistes bariolés. Le Trias dans l'ensemble dessine un replat très caractéristique audessus des calcaires permocarbonifères.

S. L. M. il se présente comme un calcaire marneux à lumachelle avec des grains de quartz et de glauconie; des nodules phosphatés abondent également dans la coupe. Comme faune nous y avons trouvé:

Pseudomonotis (Claria) Clarai EMERICH.*Myophoria* sp.*Gyroporella* sp.

L'épaisseur de ce Trias à Hacertun Dağ est de 50 à 70 m. environ. Au Sud de Hazru, c'est à dire dans l'aile Sud de l'anticlinal, elle est encore plus réduite, en plus là les termes supérieurs constitués par des calcaires rouges à Gyroporella et des schistes manquent; entre Hazru et Dadaş dans l'aile Sud de l'anticlinal un faciès à Myophoria se développe. Au NW de Dadaş les couches de cet anticlinal forment un voûte et se relie aux affleurements correspondants de l'aile Nord. Le Trias le plus proche, celui de la région de Harbol est estimé épais d'environ 250 à 300 m. On voit que notre Trias présentant le même faciès et la même faune est considérablement réduit par rapport à ce dernier.

Jurassique - Crétacé:

Au nord du Hacertun Dağ, se développe une série de calcaires constitués par des termes de différents âges. Dans ce système on a une série allant du Jurassique? jusqu'au Cénomaniens-Turonien. Une coupe faite au Nord du village de Şimşin nous donne les niveaux suivants;

- 38 — Calcaires durs et marneux, jaune gris, teinté légèrement en rouge par l'oxyde de fer, oolithique par endroits. Ces calcaires reposent en concordance sur le Trias. W. CHAZAN a trouvé dans les mêmes calcaires du Kilise Dağ des Rhacophyllites qui ont été attribuées au Trias. Cependant il faut noter comme l'a fait remarquer G. OTKUN que ces Ammonites appartiennent au Lias inférieur. La partie inférieure de cette formation est constituée par des calcaires gréseux durs formant paroi, Dans cette partie on a souvent des inclusions de pyrite qui teintent la roche en rouge, Sur la route de Hazru-Şimşin ces calcaires quartzitiques sont localement asphaltiques. Cette série a une puissance d'environ 90 m. au Sud de Şimşin.
- 39 — Calcaires gris foncé avec des intercalations marneuses à odeur fétide. Ces calcaires sont sublithographiques et ne présentent aucun organisme sous le microscope, l'épaisseur est de 30 m.
- 40 — Calcaires gris à grains très fins, presque lithographiques d'une épaisseur de 20 m. Ce niveau se développe également au Kilise Dağ, où H. UYSAL a trouvé une *Holcostephatius* sp. correspondant au Crétacé inférieur.

- 41 — Calcaires lamellaires, marneux, à la partie supérieure avec une mince couche pétrie de Pycnodonta dans laquelle a été recolté: Pycnodonta vesicularis LAMARCK: Cénomaniens-Sénonien

Neithea

Exogyra sp.

S. L. M. ils se présentent comme un calcaire phosphaté, zoogène avec quelques Globigerinidés et quelques sections de Globotruncana ticinensis GANDOLFI; des grains de glauconie sont parsemés dans la coupe, on peut noter en outre des grains de pyrite pigmentaire. Le ciment est en grande partie phosphaté avec une structure cryptocristalline.

- 42 — Calcaire greseux dur, gris, peu zoogène, un peu dolomitique avec une mince bande de brèche à la partie supérieure. Nous considérons ce niveau comme appartenant au Turonien.

Ces niveaux Jurassico-crétacés ont été mesurés au Sud du village de Şimşin. Cette série forme dans l'ensemble une masse de calcaire rigide qui se distingue facilement dans la topographie. Le versant Nord du Hacertun Dağ, est presque entièrement formé par cette série de calcaires. Notre série mésozoïque du Hacertun Dağ, correspond à la formation de Tanin Tanin dans la région de Harbol, où ce complexe a une puissance de 700 m. Dans notre région le Mésozoïque est réduit et constitué par des couches présentant une sédimentation cyclique, qui facilite la séparation des différents étages.

Crétacé supérieur et Paléocène schisteux:

Le Crétacé supérieur et le Paléocène inférieur sont représentés par des schistes marneux, des marnes litées, des bandes de calcaires à grain fin et de silex. Ce faciès très connu par les géologues est appelé sous le nom de la formation de Kermav. La partie inférieure se présente S. L. M. comme un calcaire sublithographique, zoogène à Globigérinidés; les Globotruncana Linnei abondent dans certaines coupes minces. Le Crétacé supérieur est en général formé de sédiments pélagiques et zoogènes.

Une bande de brèche de 10 à 20 m. d'épaisseur est coincée dans cette formation sur le bord de la petite rivière de Şimşin. Cette bande s'étend vers l'ouest sur plusieurs kilomètres; nous y avons observé des galets de silex, des marnes, des galets jurassico-crétacés et plusieurs débris d'Ammonites

remaniées. Ces brèches plongent fortement vers le Nord. Leur présence indique qu'une érosion s'était produite à cette époque et que le plissement de l'anticlinal du Hacertun Dağ était également amorcé.

A l'Ouest du village de Halhala; on a des intrusions de serpentines et de gabbros dans les schistes marneux du Crétacé supérieur. Ces intrusions seront d'âge crétacique; ce fait correspond tout à fait à l'idée d'ARNI (3) qui considérerait les serpentines de la région de Destomiye comme étant d'âge crétacique.

Cette formation généralement tendre et marneuse, se développe surtout au nord du Hacertun Dağ, formant de petites collines et une topographie à pente douce. Quant à l'épaisseur il sera difficile de l'estimer étant donnée qu'elle forme des plis disharmoniques entre deux masses rigides. Sur le versant sud de la montagne elle est très réduite et elle manque même en allant vers le SE de Hazru, où le Paléocène conglomératique est directement en contact avec le Crétacé inférieur. Cette lacune stratigraphique est due à notre avis à la phase subhercynienne pendant laquelle le bombement avait été déjà amorcé. Ajoutons en plus qu'il est possible que les plissements disharmoniques aient aussi joué un certain rôle. Cette lacune est bien visible sur le sentier Dadaş-Tercil où une bonne partie de la formation de Kermav est enlevée par l'érosion. La partie inférieure contient des calcaires asphaltiques dont les galets se trouvent dans les conglomérats de la formation de Gercüş.

Paléocène:

Il est représenté par une formation argileuse, gréseuse, conglomératique et ferrugineuse généralement de couleur rouge, bariolée et appelée "formation de Gercüş". Cette formation ferrugineuse de couleur rouge est un excellent repère pour ceux qui travaillent dans cette contrée; elle a une extension considérable dans le SE d'Anatolie. Ce Paléocène conglomératique n'est autre chose qu'un remplissage des bassins des plis bordiers dont la mer est devenue néritique à cette époque. En outre les galets provenant des terres émergées ne sont que les résultats des plissements de la phase orogénique laramienne. On trouve dans les dépôts paléocènes des galets de roches métamorphiques, de calcaires jurassico crétacés. La faune y est rare, nous n'avons pu trouver aucun fossile. Une coupe faite sous la tête de Mireni nous montre plus clairement la sédimentation pendant le Paléocène. De bas en haut on aura:

- 44 — 70 à 80 m. Argile sableuse de couleur bariolée, rouge et verte.
- 45 — 5 m. Argile rouge peu sableuse,
- 46 — 0.6 m. Grès durci,
- 47 — 2.5 m. Argile sableuse de couleur rouge et verte.
- 48 — 0.3 m. Grès durci.
- 49 — 10 m. Argile sableuse rouge.
- 50 — 5 m. Conglomérat à ciment d'argile durcie.
- 51 — 8.5 m. Argile sableuse rouge et verte.
- 52 — 0.5 'm. Marne bariolée bleue et rouge.
- 53 — 4 m. Argile sableuse grossière, jaune et rouge.
- 54 — 1 m. Marne durcie bleuâtre.
- 55 — 1 m. Argile sableuse et conglomératique à éléments calcaires.
- 56 — 1 m. Marne durcie bleuâtre.
- 57 — 17 m. Argile sableuse.
- 58 — 0.5 m. Marne sableuse bleue.
- 59 — 45 ,m. Argile rouge.
- 60 — 3 m. Grès durci rouge.
- 61 — 2 m. Conglomérat.
- 62 — 0.6 m. Grès légèrement teinté au rouge.
- 63 — 0.2 m. Grès durci.
- 64 — 0.1 m. Argile sableuse.
- 65 — 0.3 m. Grès grossier et conglomérat.
- 66 — 1.5 m. Argile sableuse grise.
- 67 — 0.5 m. Marne durcie.
- 68 — 4 m. Argile rouge durcie.
- 69 — 9 m. Argile rouge tendre.
- 70 — 0.3 m. Marne bariolée, bleue et rouge.
- 71 — 3 m. Argile sableuse dure.
- 72 — 0.6 m. Marne bariolée.
- 73 — 20 m. Argile sableuse durcie.
- 74 — 4 m. Grès grossier rouge.

- 75 — 3 m. Argile rouge durcie.
- 76 — 0.5 m. Conglomérat rouge.
- 77 — 3.5 m. Argile rouge durcie.
- 78 — 6 m. Conglomérat à éléments calcaires gros. 1 2 cm.
- 79 — 0.5 m. Argile lamellaire.
- 80 — 2 m. Grès et conglomérat.
- 81 — 1 m. Marne durcie.
- 82 — 5 m. Conglomérat très durci rouge ferrugineux.
- 83 — 3 m. Conglomérat argileux.
- 84 — 20 à 25 m. Grès et conglomérat ferrugineux.

L'examen de cette coupe montre une sédimentation grossière et cyclique. Les éléments qui composent ce dépôt grossier sont à la base gréseux et argileux. Les grès et les conglomérats contiennent des galets provenant des roches métamorphiques, ce qui montre que les rivages avec roches métamorphiques existaient dès le début du Paléocène. Vers le sommet du Paléocène, les sédiments deviennent plus grossiers, conglomératiques et ferrugineux. Les éléments du sommet sont en général calcaires, mais les galets métamorphiques existent encore. Les galets asphaltiques du Crétacé sont aussi présents dans les conglomérats de Gercüş tel qu'on peut le remarquer au Sud de Tercil. L'oxyde de fer formé sous un climat chaud dans les roches des côtes proches, a teinté les grès et les conglomérats. Ce dépôt paléocène correspond au sidérolitique des Alpes.

Par la variabilité de ses éléments (calcaires métamorphiques, schistes métamorphiques, marnes de la formation de Kermav, calcaires éocènes) le Paléocène est le témoin d'une grande érosion. Le Paléocène affleure largement sous les calcaires éocènes. Tout d'abord il affleure au Nord d'Arbat Dağ dans la vallée Halda-Boşat; puis à l'Ouest dans le mont d'Ergani-Kirşat, et plus à l'Ouest dans le couloir de Hazru entre Sini et Karasirt en diminuant d'épaisseur vers le Kilise Dağ. Ainsi le Paléocène trace une ellipse autour du Hacertun Dağ.

Lutétien - Miocène:

La grande transgression lutétienne se fait sentir dans toute la région, déposant sur la formation détritique du Paléocène, une puissante série de

calcaires dont l'âge va du Lutétien jusqu'à l'Héluvien. Dans l'Arbat-Silvan Dağ je n'ai rencontré aucune discordance et aucun conglomérat de base entre les calcaires lutétien et miocène.

Par contre autour du Hacertun Dağ et spécialement à Tercil Dağ il y a, une discordance avec conglomérat Basal entre les calcaires crayeux du Lutétien et les calcaires massifs du Miocène. Dans l'ensemble cette série de calcaire tertiaire a une puissance de 600 m. Dans l'Arbat Dağ on peut distinguer les niveaux suivant:

85 — Calcaires massifs de couleur jaune crème, en grande partie crayeux, épaisseur de 250 m. Comme micro-faune on a:

Orbitolites.

Miscellanea miscella PFEN.

Alveolina sp.

Nummulites du groupe *pervoratus* DE MONF. Lutétien

Assilina spira DE ROISSY Lutétien

Discocyclina cf. *strophilota* GÜMBEL Lutétien-Priab.

Astarocyclina cf. *stellaris* BRUNER Lutétien

Asterocyclina sp.

Actinocyclina sp.

Amphistegina sp.

86 — Calcaires marneux, de couleur gris foncé parfois jaunâtre contenant quelques micro-organismes, des Myogipsinoides et quelques Miliolidés Ce niveau est franchement conglomératique dans les alentours du Hacertun Dağ son épaisseur est de 150 m. Dans l'Arbat-Silvan Dağ, il correspond vraisemblablement à l'Oligocène marin.

87 — Calcaires massifs, gris à Lithothamnium, contenant à la partie supérieure un horizon à grands Pectinidés. Dans ce niveau correspondant au Miocène on peut noter des intercalations d'argiles bariolées. L'épaisseur est de 200 m.

Dans ces calcaires la faune suivante a été recolté.

Chlamys cf. *galaritana* MENEGH Héluvien

Chlamys cf. *norithamtoni* MICH. Héluvien

<i>Chlamys cf. scabriuscula</i> (variété)	Hélvétien
<i>Pecten josslingi</i> SMITH	Burdigalien-Hélvétien.
<i>Schizaster lovisatoi</i> COTTEAU	Burdigalien
<i>Schizaster cf. eurynotus</i> AGASSIZ	Burdigalien
<i>Meretrix</i> sp.	
<i>Pectunculus</i> sp.	
Comme microfaune on a:	
<i>Miogypsinoides</i> sp.	
<i>Miogypsina</i> sp.	
<i>Amphistegina</i> .	
<i>Neoalveolina</i> .	

Le niveau 86 correspondrait, dans l'Arbat-Silvan Dağ à l'Oligocène. Là le passage des calcaires lutétiens au calcaire miocène se fait sans conglomérat de base, il en est autrement au Sud du Hacertun Dağ où les brèches et les conglomérats rougeâtres existent en discordance angulaire entre les calcaires lutétien et les calcaires massifs miocènes (Coupure de Şehşap-Hatipbey deresi et Sud de Hazru.). Il y a eu donc pendant l'Oligocène une émergence qui serait la continuation des plissements mésocrétacés. En résumé il faut dire que les plissements ébauchés au mésocrétacé affectèrent pendant l'Oligocène, surtout les régions correspondant à la culmination axiale des plis.

Une très grande partie de notre territoire est recouverte par cette puissante série de calcaires lutétiens et miocènes, formant dans la région les principales montagnes dont l'étude est facilitée par un certain nombre de gorges. Les montagnes de Silvan; d'Arbat, d'Erganis, de Karasirt de Tercil et de Sini sont faites de ces calcaires dont l'épaisseur n'est pas la même partout; celle-ci varie selon la topographie sous-marine pendant le Lutétien.

Mio-Pliocène:

Au Sud et au Nord de l'anticlinal de Silvan l'horizon à grandes Pectinidés (*Chlamys*) est en contact direct avec une formation gréseuse micacée occupant les dépressions. J'ai examiné plusieurs échantillons de ces grès. Qui donnent S.L.M; un grès quartzeux micacé avec un peu de glauconie et de grains de pyrite, le ciment étant en général calcitique, la clasticité des minéraux détritiques est de 0.3 mm.

L'âge de cette formation doit être antérieur à l'Hélvétien, car à Malabadi, à Bazmar et à Çiçikan ces grès sont directement en contact avec l'horizon de grandes Pectinidés. Je pense que leur puissance atteint 600 m. dans la plaine de Diyarbakır. Partout au bord des plis ces grès sont plissés et épousent les formes des anticlinaux. Plus au Nord de l'anticlinal de Silvan, les calcaires miocènes sont charriés sur ces grès.

Alluvions anciennes:

A peu de distance de Silvan, vers l'Ouest, les grès mio-pliocènes sont recouverts par des dépôts lacustres et fluviaux. Leur épaisseur augmente en allant vers l'Ouest, (maximum: 150 m.). Les éléments de ces dépôts sont en général des galets de calcaires éocènes et miocènes. Les argiles lacustres et les galets sont visibles sur les bords des petits cours d'eau qui traversent la plaine de Diyarbakır.

Tectonique et Paléogéographie

D'Après la classification d'ARNÍ (1); la région appartient aux plis bordiers internes. Cette contrée est parcourue par des synclinaux et des anticlinaux dont les axes sont dirigés W. NW-E. SE Ces plis sont constitués par des sédiments allant au moins du Dévonien inférieur au Pliocène. Les sédiments de ces plis ne sont autre chose que le résultat d'un remplissage d'une avant-fosse. Le caractère zoogène et pélagique de ces sédiments que nous venons de décrire dans le chapitre "Stratigraphie" nous suggère l'idée que notre région se situe sur une avant-fosse localisée sur la marge Sud du géosynclinal du Taurus oriental.

La sédimentation correspondrait au type épicontinental selon la classification proposée par TERCIER (17).

Le grand système d'anticlinaux et de synclinaux de la région en question prend naissance à l'Ouest de la rivière de Batman et s'abaisse par le jeu d'un plongement axial, près de la chaussée Lice-Diyarbakır. Ce système qui commence par un axe unique près de la rivière de Batman se bifurque en s'avançant vers l'Ouest. A quelque dix kilomètres au NW de Batman, à Ziyaret Tepe les axes se dédoublent et forment deux anticlinaux séparés par un synclinal à pente très douce qui forme dans la topographie un large plateau situé au NW du Ziyaret Tepe.

L'anticlinal du Sud présente son maximum de soulèvement d'axe à la hauteur du Kaza de Silvan, diminue d'ampleur vers l'Ouest, se colle au Nord du village de Bazmar, par une faille marginale contre le deuxième anticlinal, lequel au NW de Silvan continue de se soulever en formant l'Arbat Dağ dont les sommets sont constitués par des calcaires éocènes et oligo-miocènes subhorizontaux.

L'anticlinal d'Arbat Dağ, après avoir fait un fléchissement en synclinal au Nord du village de Halda, forme un autre anticlinal qui sera celui d'Erganis. Tandis que l'aile Sud de l'anticlinal d'Arbat forme les crêtes de Karasirt qui s'étendent au delà de Hazru; l'aile Nord de l'anticlinal d'Erganis forme aussi une série de crêtes au Nord du Hacertun Dağ. Les sédiments du Hacertun Dağ séparent les couvertures éocènes et miocènes des anticlinaux d'Arbat et d'Erganis. Un soulèvement d'axe qui a lieu au Hacertun Dağ a mis en évidence les couches mésozoïques et paléozoïques. Grâce à ce soulèvement on aperçoit dans les ravins de cette montagne les grès bitu-

mineux du Dévonien. A. L'Ouest du Hacertun Dağ l'axe des plis descend vers la chaussée Lice - Diyarbakır. Au NW du Hacertun Dağ un autre pli se dessine en forme d'anticlinal qui sera celui de Kilise Dağ.

Les failles marginales parallèles aux plis parcourent les plis. La poussée est venue du Nord, car les plongements des couches sont presque partout plus accentués sur les versants Sud des anticlinaux et les sédiments de l'aile Sud des plis sont étirés. Les environs immédiats de Hazru sont fracturés par des failles E W et N S.

Pendant le Dévonien inférieur et moyen nous avons plutôt des couches marneuses, schisteuses; au sommet des sédiments de cette époque il se développe une vase à calcaire gréseux riche en Brachiopodes; puis des sédiments encore plus grossiers, les grès détritiques bitumineux. Cette variabilité, quant au faciès, continua pendant tout le Dévonien supérieur en déposant des calcaires grossiers, des argiles et des grès quartzitiques.

Le Permien est en général un dépôt calcaire avec des intercalations d'argiles gypseuses (ou alunifères) et des calcaires ferrugineux pouvant constituer des niveaux très riches en oxyde de fer.

La présence de niveaux ferrugineux et argileux alunifères entre deux couches de calcaires à *Cymnodium* serait due au mouvement du cycle hercynien (phase palatine.)

Au Permien supérieur, se dépose une calcaire marneux jaunâtre très riche en Brachiopodes (*Strophodonta* etc..) recouvert par un niveau oolithique à lumachelles (*Gasteropodes*, *Lamellibranches*) terminant le Paléozoïque.

Le Trias est représenté par des calcaires marneux et spathiques à *Pseudomonotis Claria* avec des argiles versicolores au sommet. La sédimentation marine du Jurassique (?) au Crétacé moyen est calcaire. Le passage du Paléozoïque au Mésozoïque se fait sans discordance. Ce n'est qu'au Crétacé moyen que les mouvements tectoniques reprennent, mouvements observés en dernier lieu qu'au Permien. En effet au Crétacé moyen l'anticlinal du Hacertun Dağ s'amorce, ce qui est démontré par la présence des brèches et des conglomérats de Şimşin inférieur, d'âge mésocrétacé (phase autrique).

Vers la fin du Crétacé supérieur ce bombement s'accroît (brèches de Şimşin supérieur). Dans la partie Est du Hacertun Dağ les schistes marneux du Crétacé supérieur manquent; les calcaires du Crétacé moyen sont en contact direct avec le Paléocène gréseux. La présence des galets asphal-

tiques du Crétacé moyen remaniés dans les conglomérats du Paléocène au Nord du village de Tercil est la preuve d'une grande phase d'érosion qui suivit les grands plissements austriques et subhercynien.

Pendant le Paléocène les roches métamorphiques du massif de Bitlis étaient émergés et les galets provenant de ce massif remplirent l'avant-fosse dont la profondeur avait diminué par suite des plissements laramiens. Le fond de la mer paléocène a oscillé en plusieurs reprises, donnant lieu à une sédimentation cyclique, grossière et ferrugineuse.

Au Lutétien, la mer s'approfondissait et déposait une vase calcaire jusqu'au milieu du Miocène dans l'Arbat et le Silvan Dağ. Par contre autour du Hacertun Dağ il y a eu une interruption de sédimentation pendant l'Oligocène. Je ne partage pas l'idée selon laquelle les mouvements auraient commencé dès l'Oligocène. A mon avis les mouvements ont au moins commencé dès le Crétacé moyen, pendant l'Oligocène les parties déjà plissées et représentant un relief ont tout simplement été affecté par les plissements d'âge oligocène. Vers la fin du Miocène les conditions bathymétriques changent et la mer devenant moins profonde dépose un sédiment gréseux du type paralique, les grès micacés de la plaine de Diyarbakır. Vers la fin de cette époque, les mouvements s'accroissent et forment les plis bordiers internes. Ce sont donc les mouvements posthumes correspondant à la phase valaque. Les grès miopliocènes épousent complètement la forme des anticlinaux au Nord et au Sud. Entre les villages de Hoşikan et de Herent, les calcaires miocènes sont charriés sur ces grès. Un point très intéressant dans cette tectonique est que les mouvements n'ont pas eu toujours la même intensité partout, et qu'en général, ils augmentent d'ampleur en allant de l'Ouest vers l'Est.

Possibilités et indices d'hydrocarbures:

Les indices d'hydrocarbures sont fréquents dans notre région. Au Sud du village de Mireni des gaz s'échappent des grès grossiers paléocènes. Sur la route Hazru - Kulp, au niveau du village Hindof, dans un petit ravin vers la limite Crétacé - Paléocène on observe une assez forte émanation de gaz. Au Nord du village de Tercil existent des galets asphaltiques crétacés remaniés dans le conglomérat paléocène. Entre Dadaş et Tercil la partie inférieure de la formation de Kermav est asphaltique et forme une réserve appréciable. Les calcaires crétacico-jurassiques du Hacertun Dağ sont très fétides; et en outre la partie inférieure de cette série calcaire est asphaltique sur les routes Hazru - Şimsin et Gomani İmberik - Hindof. Enfin le plus im-

portant des affleurements est celui des grès bitumineux qui ont donné 8,02 % de bitume. Ces grès bitumineux affleurent sur deux kilomètres avec une épaisseur moyenne de 13 m. Si on admet une extension minimale de 100 m. il y aurait une réserve de 7,5 millions de tonnes. Pour avoir des données plus précises il faudrait faire un échantillonnage plus précis et prendre les échantillons à quelques mètres de la surface. Car les grès sont extrêmement poreux et perdent à la surface une grande partie de leur matière volatile. Les grès bitumineux sont intercalés dans des argiles de nature pélique. La roche mère serait constituée par ces argiles dévoniennes intercalées dans les grès, ou par d'autres argiles plus anciennes se trouvant en profondeur. Quel que soit le cas envisagé, les hydrocarbures sous l'effet de la pression seraient accumulés dans les dépôts grossiers du Paléozoïque. Ces hydrocarbures grâce à l'existence des failles marginales monteraient soit dans les calcaires Jurassique - Crétacés, soit dans les dépôts grossiers plus jeunes. Il est difficile de concevoir la formation du pétrole dans les schistes à Globigérines de la formation de Kermav, au moment même où l'anticlinal du Hacertun Dağ était en train de s'amorcer. Pour nous la roche mère du pétrole seraient les schistes et les argiles dévoniens desquels a migré le pétrole le long des failles marginales traversant la série stratigraphique.

Mon collègue H. UYSAL indique dans sa carte un anticlinal bien fermé au Kilise Dağ, anticlinal appartenant au même arc de plissement que celui du Hacertun Dağ. Au Kilise Dağ pour trouver les grès-réservoir du Paléozoïque il faudrait traverser:

Calcaires jurassico - crétacés	260 à 300 m.
Calcaires marneux et argiles du Trias	50 à 100 m.
Calcaires permocarbonifères	250 à 350 m.
Grès et argiles dévoniens	100 à 150 m.
Total	900 m.

environ 900 m. de sédiments; mais ajoutons que la question doit être réétudiée, étant donné que des intrusions des serpentines crétacées ont été observées au Nord du Kilise Dağ, ce qui pourrait provoquer des complications.

Conclusions Générales:

1 — Dans les plis bordiers de notre région, il y a eu une sédimentation épicontinentale allant au moins du Dévonien jusqu'au Pliocène.

2 — L'anticlinal du Hacertun Dağ a été amorcé dès le Crétacé moyen et les effets des phases, palatine, austrienne, subhercyniennes laramienne se font sentir avec la phase valaque en dernier lieu pendant laquelle les plis se sont formés.

3 — La poussée est venue du Nord avec des intensités différentes.

4 — Il existe des hydrocarbures dans le Paléozoïque de l'Anatolie SE, découverte de laquelle doivent tenir compte les recherches futures effectuées dans cette région.

BIBLIOGRAPHIE

1. — ARNI. P. - Tektonische Grundzüge Ostanatolien und benachbarter Gebiete, M.T.A.Y. B. 4 Ankara 1939.
2. — ARNI. P. - Relations entre la structure régionale et les gisements minéraux et pétrolifères de l'Anatolie, M.T.A. No: 2 Ankara 1939.
3. — ARNI. P. - Geolog. Beobachtungen im Abschnitt des Basor Çayı in den südlichen Randketten der Bitlisberge Westlich Siirt M.T.A. No: Ankara 1944.
4. — BLUMENTHAL. M. - Contribution à la connaissance du Permocarbone du Taurus entre Kayseri et Malatya. M.T.A. No: 1 Ankara 1944.
5. — CHAPUT. E. - Esquisse de l'évolution tectonique de la Turquie Mém. de la Fac. des Sciences d'Istanbul 1931.
6. — CHAZAN. W. - Observations géologiques dans la région de Harzu-Eğil (Nord-Est et Nord de Diyarbakır). Bul. de la Soc. Géol. de Turquie vol. 1 No: 2 İstanbul 1948.
7. — DUBERTRET. L. - Contribution à l'étude Géologique de la Syrie et du Liban t. 1 à III Rev. de la géographie phy. Et de la Géol. Paris 1933-1937.
8. — DUBERTRET. L. - Carte géologique 1/1 Mill. de la Syrie et du Liban, Notices explicatives Beyrouth 1941.
9. — EGERAN. N. - Geology of the Raman Dağ. M.T.A. No: 38 Ankara

1948.

10. — LOKMAN. K. - Raman Dağı petrolü. M.T.A. No: 20 Ankara 1940.
 11. — MASON. SH. L. - Geology of prospective oil territory in the Republic of Turkey. Bull. of Americ Ass. of petr. Géologistes vol. 44 1930.
 12. — OSWALD. F. - Handbuch der reg. Geol. Bd. v. 3 Armenien; Heidelberg 1912.
 13. — SCHRODER. W. J. - Essai sur la structure de l'İran. Eclogae HeI. vol. 37 No: 1 1944.
 14. — TAŞMAN. C. E. - Petroleum possibilities of Turkey. Bull. of Americ Ass. of petr. Geologists v. 15 1931.
 15. — TAŞMAN. C. E. - Harbolit, kömürlü bir asfalt. M.T.A. No: 35 Ankara 1946.
 16. — TASMAN. C. E. - Türkiye cenubu doğu bölgeleri stratigrafisi. M.T.A. No: 38 Ankara 1948.
 17. — TERCIER. J. - Dépôts marins actuels et séries géologiques Eclogae Géol Hël. v. 32 1939.
 18. — TROMPS. W. - Compilation of the stratigraphy, structural features and oil possibilities of South Eastern. Turkey and a comparison with neighbouring areas. M.T.A.S.A. No: 4 Ankara 1941.
-

Orta Anadolu'nun jeolojisi hakkında

E.LAHN

ÖZET:

Burada tarif edilen mıntaka, Kuzey Anadolu iltivaları ile Güney Anadolu iltivaları arasında bulunan ara sahasının bir kısmıdır. Kırşehir masifi, Yukarı Sakarya masifi ve Akdağ masifi gibi kristalin ve plütonik sahelerden müteşekkil olan eski masifler, bu bölgenin temelini teşkil etmektedirler. Bunlara benziyen eski masifler muhtemel olarak Tuz Gölü ve Konya havzalarının genç (Neojen - Kuaterner) teressüpları ile örtülüdürler. Alpin ana iltivalarından ayırmış olan kol iltivaları, masifler arasındaki tam rijit olmıyan sahalara girmektedirler. Meselâ: Ankara ve Çorum yelpazeleri, Boz Dağlar Silsilesi. Eski masifler, ekseriyetle, Tuz Gölü havzasının doğu kenarından geçen fay gibi tektonik arızalar tarafından çevrilmiştirler. Böylece, iki alpin ana uçları arasında bulunan ara bölgesi, hakiki bir ara strüktürleri şebekesi (fay ve iltivalar) tarafından kaplıdır. Eski masiflerin kenarlarına veya komşu alpin iltivalarına müvazi olan bu strüktürler, çeşitli tektonik nazariyelerin sebebi olmuşlardır. (meselâ: P. ARNI 1, N. EGERAN 8).

Muhtemelen kısa olan bir Üst Kretase transgresyonundan maada (Tuz Gölünün kuzey-doğusunda inkişaf eden Hippurit'li kalker), Mesozoik denizi Orta Anadolu'ya girmemiştir. Buna nazaran daha uzun bir zaman süren Lütesyen transgresyonu tarafından bırakılmış teressüpler, bölgemizin birçok yerlerinde keşfedilmiştir.

Bölgemizin en mühim kısımları Eosen'den sonraki tabakalar tarafından örtülmüştür: Kuaterner tatlı su (veya hafifçe somatr), Neojen tatlı su ve jipsli-tuzlu Oligosen yatakları bölgemizin havzalarını doldurmakta, hatta eski masiflerin bazı kısımlarını örtmektedirler.

Alpin orojenik hareket safhasından sonra meydana gelmiş şakulî kra-tojenik hareketler, bölgemizin tektonik strüktürlerine hakimdirler. Bu kra-tojenik arızaların bazılarının çok genç olması, Üst Neojen tabakalarını ihlâl eden faylar tarafından gösterilmiştir. Hattâ, Konya havzasındaki Neojen ile Kuaterner tabakaları arasında 400 metreyi aşan bir şakulî atımı gösteren bir dislokasyon tesbit edilmiştir. (14). Bunun gibi genç tektonik arızalar da Kırşehir-Yerköy ve Ilgın mıntakalarındaki sismik faaliyetin sebebidirler.

On the Geology of Central Anatolia

E.LAHN

Introduction:

The intermediate zone of Central Anatolia lies between the folds of Northern Anatolia (Anatolides) in the north and the folds of Southern Anatolia (Taurides) in the south. It consists of a system of basins, tablelands, isolated folds, volcanic areas and old crystalline masses. The central part of this intermediate zone and its frame form the subject of the present paper. In our area, we can distinguish the major geological units of the central part of Anatolia and their components as follows: 1) parts of the Anatolide folds, as the fan of Ankara, the Çankırı-İskilip ranges and the fan of Çorum representing the western, northern and north-eastern boundary of the area; 2) the volcanic zone of the Hasan Dağı in the south-east of the region and 3) the inner part of the Tauride folds limiting the region in the south. The central part of Anatolia described here is divided by the high grounds of Kırşehir- Keskin and of the Boz Dağlar into three depressions, the Middle Kızılırmak- Delice Irmak basin, the Tuz Gölü basin and the Konya-Ereğli basin.

Details about parts of this region are scattered through the geological literature: Apart from P. DE TCHIHATCHEFF'S (22) early but still interesting descriptions, we find some preliminary details about the Ankara, Konya Tuz Gölü and Hasan Dağı regions in the papers published by E. CHAPUT (7); P. ARNI (1) has described the Kırşehir area and M. BLUMENTHAL (2-6) parts of the Tauride and Anatolide folds bordering our region. The author of the present paper working in Central Anatolia since 1939 describes in the following lines the essential geological features of this region, features which are typical of an intermediate zone of the alpine system.

The fan of Ankara:

The folds composing this fan originate in the Anatolide folds from which they are detached in the Çankırı region in the north and they plunge under the Oligocene-Neogene cover of Central Anatolia in the south. This unit is divided into two areas by the axial elevation of the Elma Dağı - İdris Dağı formed by greywackes without fossils but closely associated with

marbles and limestones containing Fusulinides, as was established by E. CHAPUT (7).

The part of the Ankara fan situated west of the Elma Dağı axis, and not described here, shows a varied stratigraphical succession extending from Triassic to Eocene (see: E. CHAPUT). The zone east of Elma Dağı is characterized by a very simple stratigraphic column. The oldest rocks of this region are green rocks accompanied by radiolarites, slates, and limestones without fossils. The age of this series has not yet been exactly established but a lower Mesozoic age is very probable, as was supposed by E. CHAPUT (7). This "green and red series" is overlain by flysch containing several limestone intercalations and including Upper Cretaceous, Paleocene and Eocene (up to the Lutetian). As an example of this development we indicate below the succession in the Haymana region south of Ankara (E. LAHN K. LOKMAN 16):

- 1) Senonian flysch (grey-blue marls prevailing) with Hippurites, Gryphea and Neithea;
- 2) Marly Cyclolithes-limestones corresponding probably to the Maestrichtian;
- 3) Thin-bedded Lithothamnium limestones indicating the passage between Cretaceous and Paleocene;
- 4) Paleocene flysch characterized by frequent conglomerate intercalations and by its darker colours; the very rich fauna of this horizon contains for instance numerous Balillaria;
- 5) Sandy and light Lutetian flysch with great Nummulites and *Assilina*.

The presence of this uniform succession enclosing the green red series and flysch can also be established on the southern border of the Çankırı-İskilip mountains and on the borders of the Çorum fan. This development is typical for the "arriere-fosse" situated between the Anatolide ranges and the Central Anatolian intermediate zone. In the part of the Ankara fan described here the folding movement is directed from north or north-west to south or south-east towards the intermediate zone. Between Ankara and Haymana, the green rocks are pushed over the Paleocene flysch; east of Elma Dağı, Paleozoic slates and limestones overlie the Mesozoic green rocks and radiolarites; "klippes" of Permocarboniferous limestone swim here upon broken green rocks. All these overthrusts are local and not of

great horizontal extent, but they show the existence of tangential movements in a north-south direction.

The Çankırı-İskilip Mountains:

On the southern border of this range we find stratigraphical conditions similar to those observed in the eastern part of the Ankara fan. The Upper Cretaceous flysch here overlying the green-red succession is characterized by coloured marls, slates and conglomerate intercalations recalling the alpine "Gosau" facies. The Paleocene - Eocene flysch succeeding the Cretaceous is divided into a marly lower and sandy upper series. Igneous intercalations (andesites and porphyrites) are frequent in the Upper Cretaceous and in the Eocene of this region.

Tectonical movement is ill-defined in this part of the Anatolide ranges. Near Tuht (east of Çankırı), southwardly overturned folds of Cretaceous flysch overlie the Oligocene of the Kızılırmak basin. But in the İskilip region, the folding movement was from south to north.

The Çorum fan:

These folds originate in the north (as the Ankara fan does) in the Anatolide folds and disappears in the south under the Oligocene of Central Anatolia. The fan consists of a central region of metamorphic rocks surrounded by the green-red succession overlain by Cretaceous flysch and light coloured limestones. The external borders of this structure are formed by Eocene flysch in which *Ampullina cf. willemeti* DESH. and *Rhinoclavis cf. contraotum* BELL. have been found proving the existence of the Auverian in these folds the Eocene succession of which finishes normally with the Lutetian.

In the south, near the margin of the Kırşehir Massif, the flysch passes to hard and yellow silicified marls with small Nummulites and is accompanied by basaltic flows.

The Kırşehir-Keskin region:

This includes a system of elevations and tablelands belonging to the Kırşehir mass and formed by igneous and crystalline rocks partially covered by Eocene, Oligocene and Neogene deposit. In our region this system separates the Kızılırmak-Delice Irmak basin from the Tuz Gölü basin. P. ARNI has made a general study of the Kırşehir mass (1). The observation reproduced here have been made by the author, of the present paper in the Yozgat-Yerköy section.

The igneous rocks of the region are of various types. The oldest rock is a diorite the fragments of which are included in the main rock of the mass, a coarse-grained granite often with large red feldspars. Younger dykes of diorite, gabbro, aplite and quartzporphyry cut the granite (determinations: Mineraogical Service of the M.T.A. Institute in Ankara). White contact-marbles of very coarse grain are frequent in our part of the Kırşehir massiv, but cristalline rocks (in the strict sense of the words) are rarely found there.

The age of our masif cannot be exatly established. The oldest strata overlying these rocks are Eocene beds. Mesozoic strata do not exist here and neither tectonic movement during the Mesozoic, nor intrusion during this time can be proved in this part of Anatolia. Our mass is very probably an old massif of hercynian age.

In the Yozgat region the old mass is covered by a series of Lutetian marls, sandstones and conglomerates containing a rich fauna characterized by abundant big corals and big gastropods. The Eocene series is followed, for instance in the western part of our area, by gypsiferoua Oligocene and Miocene-Pliocene freshwater beds.

The volcanic zone of Hasan Dağı:

This zone contains the most prominent topografic feature of our area, the Hasan Dağı (3200 m.). It forms the western part of a very large volcanic region, the Hasan Dağı-Erciyes Dağı area, covers more then 10.000 km². In this part, volcanic activity began with the deposition of dacitic and rhyolitic tuffs (following. E. CHAPUT 7) particularly in the country between the Karacadađ and Aksaray. Hipparion gracile has been found in the basal tuffs in the Ürgüp region (out-side of our area) and the tuffs must be (at least partially) of Upper Miocene age (E. CHAPUT 7).

Andesitic and trachyandesitic rocks succeeded the deposition of the tuffs (determination: P. DE WIJKERSLOOTH, 24). This phase of volcanic activity has furnished both large areal flows and aiso volcanic cones, the most important of which are the Karacadađ and the Melendiz Dağları. The andesitic eruptions were followed by a basalttic phase characterized by well-preserved volcanos, like the large cone of Hasan Dağı or the craters and crater-lakes of Karapınar (E. LAHN, 11, 12). Near Karapınar the strand-cliff of the Konya Quaternary lake is cut into the basalts. The basalt flows from Hasan Dağı descend to the actual plain south of Aksaray. The extrusion of the basalts therefore began early in the Quaternary, before the

formation of the Konya lake, and finished only towards the end of this period. Branches of the Hasan Dağı volcanic zone cross the Konya basin and reach west-ward into the Konya region: ruins of andesitic volcanos built upon a large basement of tuffs like the Karadağ, the Erenler Dağları or the pics of Sile near Konya.

The ridge of the Bozdağlar:

The Bozdağlar, separating the Konya basin and the Tuz Gölü basin, originate, in the East, in the Bolkar Dağı range, a part of the interior Toros folds. The hills of the Ilgın region are the western extension of the Bozdağlar. In the north, branches of the Bozdağlar constitute isolated elevations in the Tuz Gölü plain.

Grey marbles predominate in the Bozdağlar, (the name means "grey mountains"), but quartzites, serpentines and diorites also occur. The only fossils found were Radiolariae and sections of a badly preserved algae similar to the Permocarboneferous *Mizzia velebitana* SCHUBERT. A Permocarboneferous age for the Bozdağlar (except perhaps for the green rocks) is very probable. This is supported by the close relations between this range and the Permocarboneferous mass of the Bolkar Dağı.

During the cratogenic movements following the alpine paroxysm, the Bozdağlar were cut by numerous faults and divided in several blocks which explains the complicated outlines of this unit.

The Tauride Folds of the Konya-Beyşehir-Ereğli region:

Only the northern (interior) part of the Tauride folds, constituting the southern frame of Central Anatolia, belongs to our area. This part of the Tauride folds is composed of several zones, as the zones of Niğde, Ereğli, Bolkar Dağı (described by B. BLUMENTHAL, 2 and E. CHAPUT, 7) and Beyşehir. In the region of the lake of Beyşehir, the base of the Beyşehir zone is represented by lightly metamorphosed slates, crystalline limestones and quartzites forming the range of the Sultan Dağları (south and south-west of Ilgın). Sections of crinoids and undeterminable gastropods are the only fossils found in these strata provisionally assigned to the Upper Paleozoic. This series is overlain by sericitic and sandy red or greenish slates recalling the alpine Werfenian. To the south of the lake Beyşehir, these slates pass upward into dark limestones with crinoids corresponding probably, to black limestones found on the top of the slates north of the Beyşehir Gölü where they contain sections of big *Diplopora* resembling species frequent in the Middle Triassic of the Eastern Alps and the Dinaride ranges. The *Diplopora*

limestone is overlain by a very thick succession of bedded and unbedded limestones alternating with dolomites, marls or sandy strata. The presence of a Liassic horizon (marls with *Astarte* sp., following the Paleontological Service of the M.T.A. Institute) and of Upper Cretaceous Hippurites limestones has been established in this series the top of which is formed by sandy limestones with little Nummulites. In this part of the Toros there exists therefore a limestone series extending from the Middle Triassic to the Eocene without any obvious discontinuity, like the series found by A. PHILIPPSON in South-Western Anatolia and in Greece (18).

In the Beyşehir region, narrow scales of flysch strata, slates, limestone blocks, radiolarites and a mixture of basic rocks (serpentines, diorites, melaphyres etc.) appear between the limestones, from which they are always separated by faults or overthrusts. The age of these rocks is considered provisionally as Mesozoic in general but cannot be determined with any greater accuracy.

The scales of the Beyşehir region were pushed north- (or north - east-) wards, against the Central Anatolian masses. It must be added that in the southern parts of the Toros a very clear movement in the opposite sense has been established by M. BLUMENTHAL (6).

The basin of the Middle Kızıl Irmak-Delice Irmak:

This basin is largely occupied by the "gypsiferous formation". The base of this series is formed by grey sandstones and conglomerates including sometimes volcanic flows. These are followed by bedded, red or brown sandstones the lower beds of which contain rock salt and little gypsum occurrences. Saltwater and salt springs are frequent. Springs and rock salt occurrences are not related to "salt domes" as has been supposed (C. E. TAŞMAN 20), except for the great occurrence of Kayatuz Mağarası near Çankırı which shows effectively dome structures, the thickness of salt occurrences is not usually sufficient for the formation of dome structures due to movements in the salt masses. White and very gypsiferous marls overly the coloured sandstones. The marls sometimes pass into marly limestones.

This gypsiferous formation with its white or red coloured strata predominates in Central Anatolia where it dominates the landscape of large areas of the country (The principal river of this region, the Kızıl Irmak /= "Red River" takes its name from the material derived from the destruction of the gypsiferous beds and giving to it its typical colour). The absence of fossils permitting an accurate stratigraphical classification makes difficult

the establishment of the age of our series formed evidently in temporary lagoons, lakes and swamps in desert climate. We can establish only that our series covers the Eocene flysch the top of which is formed by Lutetian (or sometimes Auversian) strata and that it is overlain itself by marine Burdigalian and Helvetian beds in the Sivas region (see V. STCHEPINSKY 19). The gypsiferous formation therefore must be included in the interval between the Middle Eocene and the Burdigalian, especially in the Oligocene.

In the South, the Oligocene covers simply the rocks of the Kırşehir mass. On the other hand, tectonic complications can be observed in the northern part of the Kızıl Irmak basin the border of which is formed by alpine elements. A very sharp discontinuity here separates the gypsiferous formation from the Eocene flysch and dislocations are frequent on the borders of the basin in the gypsiferous beds. Frequently, gypsiferous strata are inclined towards the Eocene flysch and in the neighbourhood of Tuht (east of Çankırı) the Upper Cretaceous seems to be pushed over the gypsiferous beds. In the marginal zone of the basin, Oligocene strata are considerably folded (but not so intensively as the neighbouring flysch!). The axes of these gypsiferous structures are always parallel to the neighbouring alpine folds. A light discontinuity can be established between the lower red and the upper white parts of the Oligocene. It is not only that tectonic movement is less intensive in the white part than in the red, but the white strata sometimes pass over the limits of the lower red part and directly cover the basement rocks.

The basin of the Tuz Gölü:

The oldest strata found in this large depression situated in the center of Central Anatolia are some isolated outcrops of Hippurites limestones (Upper Cretaceous) and Nummulites sandstones discovered in the escarpment bordering the Tuz Gölü basin in the east (23 and W. TROMP, oral information). These outcrops are overlain by the gypsiferous formation divided into two parts as in the Kızıl Irmak basin. In the north-western corner of our basin, a discontinuity separates the gypsiferous formation from the underlying Eocene flysch (Ankara fan), but east of the Tuz Gölü, the Eocene passes to the gypsiferous without any hiatus.

A very large and thick series of white or yellow freshwater deposits (limestones and marls) overlying the gypsiferous formation occupies the greatest part of our depression, covering more than 5000 km². (together with the neighbouring Upper Sakarya basin). At the borders of the basin,

passages from limestone or marl to clastic deposits (such as conglomerates or sandstones) or to tuffs can sometimes be observed. Very many freshwater fossils such as *Limnaea*, *Planorbis Bithynia*, *Vivipara* and *Hydrobia* can be found in this series. The recent character of this fauna (the species of which are living even today in the waters of the region), together with the absence of any trace of folding in these deposits make it necessary to assign a very recent age to this series. P. Oppenheim (18) has put into the Pontian similar strata encountered in Western Anatolia. But a Pliocene age for these freshwater marls and limestones is not impossible (E. LAHN 14).

There is no trace of folding in the Neogene deposits of the Tuz Gölü basin. Very slight tectonic movement can be established only on the borders of the basin between the Neogene and the older rocks. In the great Neogene depression is included a less extensive basin containing the actual lake with its alluvial plains and limited by a system of faults and fault-scarps (like the steep slope formed by the Neogene limestone on the southern border of the Tuz Gölü plain or the escarpment of Koçhisar) younger than the Neogene deposits which are themselves affected by these tectonical accidents. Similar statements-secondary young basins of tectonic origin occupied by actual lakes or by Quaternary lake deposits, within larger Neogene depressions-have also been made for the Konya basin and for the "region of lakes" of the Western Toros (E. LAHN 13).

The extremely high salinity of the Tuz Gölü (its name signifies: Salt lake) is not entirely due to the rapid evaporation in this large but shallow closed basin; salts are brought into the lake also by rivers originating in the gypsumiferous and salty areas (Oligocene) east and north of the Tuz Gölü basin (see also: C. E. TAŞMAN 21 and E. LAHN 15).

The Konya-Ereğli basin:

This large basin is situated between the Toros folds, the range of the Bozdağlar and the Hasan Dağı mass. Neogene freshwater deposits similar to those described from the Tuz Gölü basin are visible in the marginal zone of this depression also. In its eastern corner outcrops of Oligocene have been found. The central part of the basin is occupied by sand, clay and pebble beds, the deposits of the large Quaternary Konya lake. E. CHAPUT (1), H. LOUIS (17) and the author of the present paper (14) have collected here numerous fossils (*Limnaea*, *Vivipara*, *Neritina*, *Dreissensia*, *Adacna*, *Pisidium* etc.) representing a freshwater fauna with slight brackish tendency.

The Konya, basin is a depression of tectonic origin, as it is proved by numerous tectonic disturbances on its borders. A younger system of dislocations sometimes forming scarps separates the. Quaternary and the Neogene deposits. Here we have also two tectonic depressions of different ages, the one intercalated in the other one. The Konya basin is a closed depression with subterranean karstic drainage (E. CHAPUT 7).

Conclusions:

The region described above belongs to the "Intermediate Zone" of Anatolia situated between the Anatolide ranges in the North and the Tauride ranges in the South. The basement rocks of the region consist of some (probably old) masses of cristalline and igneous rocks, as the Kırşehir mass described here, the mass of the Upper Sakarya River occurring to the west of the Ankara fan and the Akdağ mass situated east of the Çorum fan. Other similar masses are probably covered by the young (Neogene and Quaternary) deposits of the Tuz Gölü and Konya basins. Folds originating in the main alpine folds of the north (Anatolide ranges) and of the south (Tauride ranges) enter in the less rigid space situated between these old rigid masses: For example, the fans of Ankara, and Çorum and the Bozdağlar ranges. Fault systems very often surround the old masses; the faults bordering the Kırşehir mass in the southwest (eastern side of the Tuz Gölü basin) is a very good example of such a structure. Thus, a veritable network of intermediate structures (folds and faults) corresponding to less rigid zones between the old rigid masses covers the space between the two alpine main-zones in the north and in the south. The trend of these structures follows the outlines of the old masses and the structures seem to pass from one to the other of the alpine mainzone and have thus given rise to very contradictory tectonical theories. (see P. ARNI 1, N.EGERAN 8)

Except for a probably brief Upper Cretaceous transgression (deposition of Hippurites limestones north-east of the Tuz Gölü), the Mesozoic sea, did not reach into Central Anatolia. The Lutetian transgression is considerably more extended and its deposits have been found in several localities of our country.

The greatest part of our intermediate region is covered by post - eocene deposits: freshwater (or slightly brackish) Quaternary, freshwater Neogene and Oligocene gypsiferous beds occupy the depressions of the

region and even some parts of the old masses. The origin of the Oligocene gypiferous formation, so typical of a great part of Inner Anatolia can be explained by the unstable geographical conditions in the time between the alpine folding and the disappearance of the Eocene Sea on the one hand and the formation of a regular hydrographical system on the other side. In the transitional period, saltwater lagoons (relics of the older Eocene Sea) are still persisting along side of freshwater basins within a region of more or less desert climate.

The limits of our intermediate zone towards the alpine ranges in the north and in the south are characterized by the absence of any sharp border line. Tectonic units originating in the alpine main-zones penetrate into the intermediate area. "Arriere-fosses" with prevailing flysch beds, accompanied by green rocks and radiolarites, appeared on the inner (southern) side of the North Anatolian folds (in the Ankara-Çankırı-Çorum region) and on the inner border of the South Anatolian folds (in the Ereğli region). Advancing from the intermediate zone towards the alpine folds, it is only after the arriere-fosses have been past, that the "normal" rich facies of the alpine-folded system begins.

The tectonics of the intermediate zone (excepting the alpine folds penetrating into this zone) are dominated by the vertical movements of the cratogenic phase succeeding the alpine folding movements. Some of these cratogenic disturbances are very young, as is proved by faults affecting the Upper Neogene deposits; in the Konya basin a fault with a vertical displacement of more than 400 m. separates Neogene and Quaternary deposits (14). To the presence of such young movements must be attributed the seismic activity in the Kırşehir-Yerköy and in the Ilgın regions (P. ARNI 1, E. CHAPUT 7).

Generally, the "alpine" tectonic geologists interpret the <<intermediate zone>> separating the two main-zones of the alpine system, as a unit similar to the Danubian intermediate mass (between Carpathian and Dinaric Ranges). Here, all structures are buried under a thick (several thousands of meters) cover of Oligocene and Neogene beds and this intermediate zone seems therefore to be a homogenous unit. Only geophysical investigations could prove the existence of the various structures hidden by the young cover. The central part of Asia Minor has not been reached by Oligocene

and Neogene transgressions and the structures of this area rested largely exposed, giving us a picture of the tectonic complications which exist in an intermediate area of the alpine zone.

BİBLİYOGRAFİ — REFERENCES

- 1 ARNİ (P.), Zum Erdbeben von Kırşehir, Yerköy und Keskin. M.T.A. B/1, 1)38, Ankara.
- 2 BLUMENTHAL (M.), Aperçu de la géologie du Taurus dans les Vilâyets de Niğde et d'Adana. M.T.A. B/3, 1941, Ankara.
- 3 " Le dispositif géologique du secteur pétrolifère de Boyabat. M.T.A., A/6, 1942, Ankara.
- 4 " Géologie des montagnes de la transversale d'Eskipazar. M.T.A., 3/24 - 4/25, 1941, Ankara.
- 5 " Sind gewisse Ophiolitzonen Nordanatoliens praeliasisch. M.T.A., 1/33, 1945, Ankara.
- 6 " Schichtfolge u. Bau der Torosketten in Hinterland von Bozkır. İstanb. Üniv. Fen Fak. Mecm., IX B/2, 1945, İstanbul.
- 7 CHAPUT (E.), Voyages d'études géologiques et géomorphologiques en Turquie. Paris 1936.
- 8 EGERAN (N.), Tectonique de la Turquie. 1947, Nancy.
- 9 EGERAN (N.) - LAHN (E.), Türkiye Jeolojisi. 1948, Ankara.
- 10 LAHN (E.), Les phénomènes de karst de la région de Konva. M.T.A., 4/21, 1940, Ankara.
- 11 " Konya - Aksaray volkanik arazisi. M.T.A., 1/22, 1941, Ankara.
- 12 " Le volcanisme néogène et quaternaire en Anatolie. Türk Coğr. Derg., 3/7-8, 1945, Ankara.
- 13 " Contributions à l'étude géomorphologique des lacs du Toros Occidental. M.T.A., 2/34, 1945, Ankara.
- 14 " Les dépôts pliocènes et quaternaires de la région de Konya, - Burdur. İstanb. Üniv. Fen Fak. Mecm., XI B/2, 1946, İstanbul.

- 15 " Contribution à l'étude géologique et géomorphologique des lacs turcs. M.T.A., B/12, 1947. Ankara.
 - 16 LOKMAN (K.) - Lahn (E.), Géologie de la région de Haymana. M.T.A., 2/36, 1946, Ankara.
 - 17 LOUIS (H.), Eiszeitliche Seen in Anatolien. Ztschr. Ges. f. Erdik. 7/8, 1938, Berlin.
 - 18 PHILIPPSON (A.), Reisen u. Forschungen in Westkleinasien. Pet. Mitt. Erg. H., 1911 - 1915, Gotha.
 - 19 STCHEPINSKY (V.), Faune miocène du Vilayet de Sivas. M. T.A., C/1, 1939, Ankara.
 - 20 TAŞMAN (C.E.), Salt domes of Central Anatolia. M.T.A., 4/9, 1937, Ankara.
 - 21 " Tuzlarımız. M.T.A., 1/33, 1945, Ankara.
 - 22 TCHIHATCHEFIF (P. de), Asie Mineure. 1866 - 69, Paris.
 - 23 TÜRKİYE JEOLojİK HARİTASI 1/800.000, M.T.A., 1941 - 45, Ankara.
 - 24 WİJKERSLOOTH (P. de), Ueber den jungen Vulkanismus am Innenrand des Taurus zwischen Afyonkarahisar und Kayseri. M.T.A., 2/32, 1944, Ankara.
-

LEVHA-PLATE I.

Orta Anadolu'nun jeolojik krokisi: (1/800.000 ölçekli Türkiye Jeolojik Haritasına göre çizilmiştir).

Géological sketch-map of Central Anatoli: (following the Geological Map of Turkey 1/800.000).

İşaretler — Legend:

1 — Alüvyonlar, Kuaterner ve Neojen — Alluvium, Quaternary, Neogène.

2 — Oligosen — Oligocene.

3 — Genç volkanik arazi — young volcanic rocks.

4 — Kuzey Anadolu İltivaları — Folds of Northern Anatolia.

5 — Bu iltivaların iç-ili sahası — Item arrière-fosse 5a — Elma Dağı Eşiği — Ridge of Elma Dağı.

6 — Kırşehir masifi — Masif of Kırşehir.

7 — Bozdağların ara iltivaları — Intermediate folds of the Bozdağları.

8 — Niğde Kristalin zonu — Cristalline zone of Niğde.

9 — Ereğli iç-ili sahası — Arrière-fosse of Ereğli.

10 — Bolkar Dağı zonu — Zone of Bolkar Dağı.

11 — Beyşehir zonu — Zone of Beyşehiri.

11 a — Sultan Dağı Eşiği — Axis of the Sultan Dağları.

A — Ankara, Ak — Aksaray, An — Antalya, BG — Beyşehir Gölü, BD — Boz Dağlar, BK — Bolkar Dağı, Ç — Çankırı, Ço — Çorum, E — Ereğli, ED — Elma Dağı, ER — Erenler Dağları, H — Haymana, HD — Hasan Dağı, Ig — Ilgın, İs — İskilip, K — Konya, Kp — Karapınar, Kr — Kırşehir, Me — Mersin, N — Niğde, S — Sinop, SD — Sultan Dağları, TG — Tuz Gölü, Y — Yozgat

LEVHA — PLATE II

Orta Anadolu'nun tektonik krokisi — Tectonic sketch of Central Anatolia.

İşaretler — Legend:

1 — Tektonik birliklerin hudutları — Limits of the tectonic units.

2 — Genç volkanik arazi — Young volcanic masses.

3 — İltivaların mihverleri — Axes of the folds.

4 — Mühim tektonik ârızalar — Important dislocations.

BD — Orta Kızılırmak — Delice Irmak havzası — Basin of the middle Kızılırmak — Delice Irmak.

BK — Konya havzası — Basin of Konya.

BS — Yukarı Sakarya Nehri havzası — Upper Sakarya basin.

BT — Tuz Gölü havzası — Basin of Tuz Gölü.

FA — Ankara yelpazesi — Fan of Ankara.

FQ — Çorum yelpazesi — Fan of Çorum.

KA — Kırşehir — Akdağ Madeni masifi — Masif of Kırşehir— Akdağ Madeni.

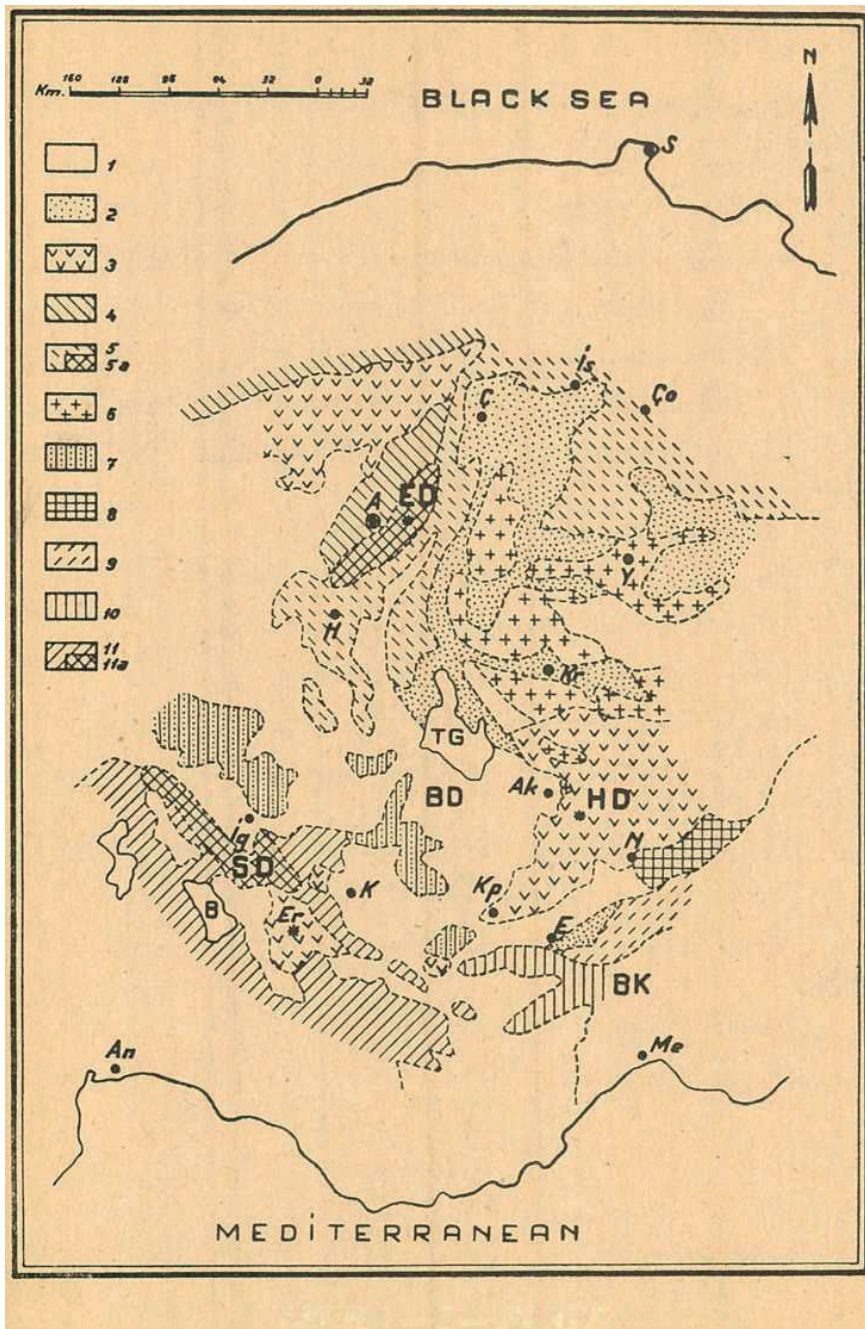
MS — Yukarı Sakarya Nehri masifi — Upper Sakarya massif.

VA — Ankara volkanik zonu — Volcanic area of Ankara.

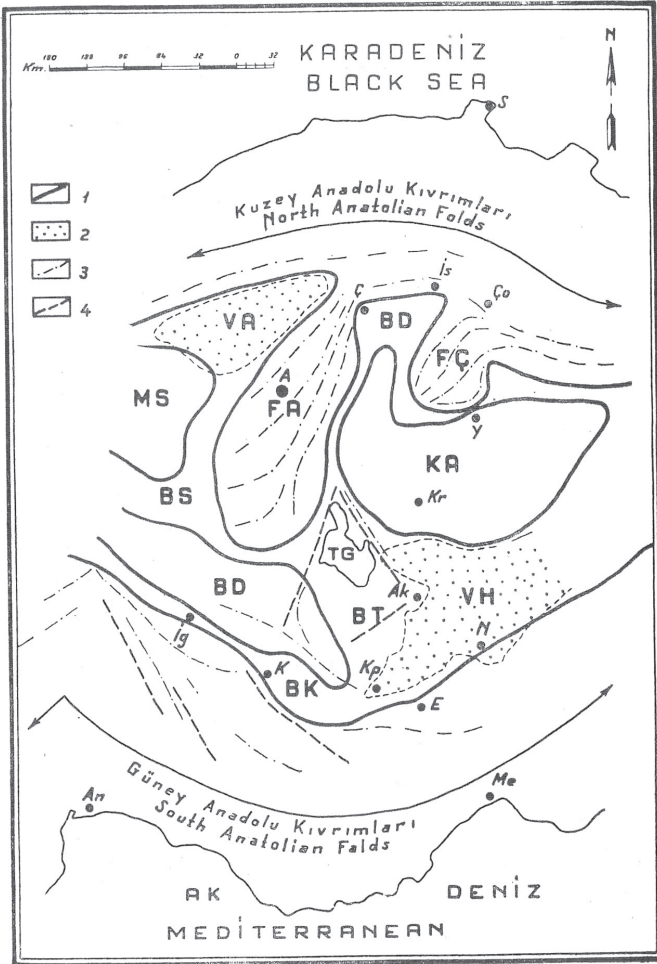
VH — Hasan Dağı volkanik zonu — Volcanic zone of Hasan Dağı.

Şehirlerin isimleri: 1 No. lu levhada.

Names of towns: see Plate I.



LEVHA - I - PLATE



LEVHA - II - PLATE

NOTLAR - NOTES :

Raman Petrol Sahasında Yeni Jeolojik Müşahadeler

Necdet EGERAN

Bugün üzerinde ekonomik miktarlarda petrol veren 8 ve 9 numaralı iki kuyu, bulunan ve yeni sondajlarla inkişafına gayret gösterilen Raman petrol sahasını bu ilmi toplantıda meslektaşlarıma prezante etmekle bahtiyarlık duyuyorum.

Sayın meslektaşımız CEVAT TAŞMAN'ın idaresi altında yapılmış olan etüdlere dayanan buradaki ilk sondaja 1939 da başlanılmış ve 1944 yılına kadar 5 kuyu açılmıştır. Bütün bu kuyular ancak ekonomik olmayan petrol vermiş olduğundan 1944 de sahanın terkine karar verilmiştir.

Ramandaki etüdlerimle tesis ettiğim hipoteze ve nezaretim altında burada yapılan detay jeolojik etüdlere dayanarak 1944' den sonra açılan ve ilk sondajlardan 4-5 Km. doğuda yer alan kuyularla Raman strüktürünün bir petrol sahası olduğu meydana çıkmıştır.

Raman petrol sahasının stratigrafik ve tektonik durumu M.T.A. Mecmuasının 38 sayılı nüshasında tarif ve izah edilmiş bulunduğundan burada ancak hatırlatmakla yetinerek yeni iki müşahadeyi belirteceğim:

Ramanda halen sondajlarla yoklanan en derin seri Türonien yaşlı dolomitik masif kalkerlerden müteşekkildir. Bu seri üzerinde gri renkte kalker ara tabakalı marnlar bulunmaktadır. Bunların yaşı Senoniendir. Bunun üstünde gri marnlarla marnlı kalkerlerden müteşekkil Paleosen, üst kısımlarında gre ara tabakalarını ihtiva etmektedir. Alt Lütesien, Lagüner fasiyesli kırmızı Gercüş formasyonu tarafından temsil olunmaktadır. İçinde gre tabakalarıyla jips adeseleri bulunan bir marndan ibarettir. Üst Lütesien, açık renkli kalın bir kalker serisinden müteşekkil olup Midyat formasyonu ismiyle anılmaktadır ve iki kısımdır. Alt Midyat, sileks nodüllü sert bir kalkerdir. Üst Midyat ise tebeşirli ve yumuşaktır.

Ramanda petrolü bulduğumuz esas horizon Türonien kalkerleri içindedir. Gayri muntazam kalınlıkta kırmızı ve mavi renkli killerle ayrılıp tamamen üstte kalan bir kısım kalkerler de üst petrol horizonunu teşkil etmektedir. Şimdiye kadar bu üst horizon alttaki kalkerlerden ayırdedilerek Orbitoidli kalker horizonu olarak mütalea

edilmekte idi. Halbuki 11 numaralı son sondajdan alınan karotlar bize bunun esas horizontdaki kalkerlerden farklı olmadığını göstermiştir.

Orbitoidli kalkerler daha üstte kalmakta ve marnlı ve kompakt bulduklarından petrolce kısır durumdadırlar.

Senonien ile Türonien arasında hafif bir diskordansın mevcudiyeti ötedenberi bahis konusu olmakla beraber, kat'i olarak bilinmemekte ve esaslı bir müşahadeye bağlanamamakta idi. Bu defa yine karotların muayenesinden bu diskordansın mevcudiyetine delâlet eden Konglomeratik bir kalker bulunduğunu gördük. Bu müşahadenin Nuh Tilev ve Fikret Kıraner'le birlikte yapılmış olduğunu kaydedirim. Masif kalkerin hemen üstünde bulunan bu konglomeratik kalker içinde Orbitoid mikrofosilleri bulunmuştur. Bunlara açık renkli masif kalkerlerden kopmuş olan konglomera yumruklarını yapıştıran gri kalker hamuru içinde ancak rastlanılmaktadır. Konglomeratik kalker senonienin bir nevi kaide konglomerasını teşkil etmektedir. Bu diskordansın, masif kalker içindeki poroziteyi tevlit eden esaslı faktör olduğunu da belirtmek isterim.

Münakaşa

A. Suat ERK

Bay Necdet EGERAN'ın yukarıdaki yazısında <<yeni müşahedeler>> diye vasıflandırdığı hususlar tarafımızdan 1947 çalışmaları esnasında görülmüş ve daha evvel I. ORTYNSKI tarafından işaret edilmişti. Bu mesele, 1948 Şubat toplantımızda yaptığımız tebliğde bahis konusu olmuştur. Bu gibi muğlak meselelerin hallinde basit deliller arıyan bazı arkadaşlarımız, bizim muğlak görülen ispat tarzımızla iktifa etmemişlerdi. Memnunuz ki, istenilen deliller ele geçmiştir. Bundan başka müellifin şifahi komunikasyonu esnasında bu meseleyi evveliyatı olmadan ilk defa kendisi tarafından müşahade edilmiş şeklindeki sözünü yazısında tashih etmiş bulunması ayrıca şükre şayandır.

İşaret etmek istediğimiz bir nokta da Gercüş ve Midyat formasyonlarına bu makalede verilen yaş meselesidir. B. N. EGERAN tarafından Altlütesyene atfedilen Gercüş formasyonu, hakikatte Paleosen; Üstlütesyen olarak gösterilen Midyat kalkerleri ise Lütesyen- Üsteosen kısmen Oligosen yaşına aittirler. Bu hususlar gelecek bir tebliğimizin konusunu teşkil edecektir.

Observations nouvelles faites au champ pétrolifère de Raman

Necdet EGERAN

J'ai l'honneur de présenter à mes collègues à l'occasion du Congrès géologique annuel quelques remarques nouvelles sur le champ pétrolifère de Raman où se trouvent les puits No. 8 et 9 productifs et où l'on travaille à son développement économique.

Le puits No. 1 qui a été foré en 1939 sur la pente Est de la vallée de Maymune en se basant sur les études faites sous la direction de notre collègue Cevat TAŞMAN a été le premier des cinq sondages effectués jusqu'en 1944. Après avoir constaté que ces premiers puits n'avaient donné que des indices de pétrole sans possibilités économiques, on a pris en 1944, la décision d'abandonner ce champ.

Les nouveaux puits forés après 1944 ont été entrepris en se basant sur l'hypothèse que j'ai établi d'après mes recherches effectuées à Raman et sur les études géologiques détaillées faites sous ma surveillance. Ils ont démontré que la structure anticlinale de Raman représente un véritable champ pétrolifère. Ces nouveaux puits ont été implantés à 4-5 kms. à l'Est des premiers.

Je me contenterai de résumer en quelques mots la géologie de la région et de préciser deux observations nouvelles, en rappelant que des détails sur la stratigraphie et la tectonique ont été déjà donnés dans un article paru récemment dans la revue M. T. A. No. 38.

La série atteinte par le puits le plus profond, jusqu'à maintenant à Raman, est constituée par les calcaires massifs dolomitiques d'âge turonien. Au-dessus se trouvent des marnes avec intercalations de calcaires gris, d'âge sénonien. Le Paléocène forme de marnes grises et de calcaires marneux contient vers son sommet des intercalations gréseuses. Le Lutétien inférieur est représenté par une formation rouge à faciés lagunaire dite de "Gercüş". Celle-ci est constituée par des marnes contenant des intercalations de grès et de conglomérats avec des lentilles de gypse.

Le Lutétien supérieur, forme d'une série de calcaires en bancs épais, est appelé "formation de Midyat". Cette formation est divisée en deux parties. Le Midyat inférieur est constitué par un calcaire dur avec rognons de silice. Le calcaire de Midyat supérieur est au contraire tendre et crayeux.

L'horizon principal où le pétrole s'est essentiellement accumulé à Raman se trouve dans les calcaires turoniens.

Toutefois, on constate dans cette série calcaire turonienne, l'existence d'argiles rouges et bleues d'épaisseur irrégulière paraissant former des lentilles ou des poches, qui avaient fait distinguer deux horizons calcaires, un supérieur à ces argiles, qui forme l'horizon pétrolifère supérieur, l'autre inférieur.

Cet horizon calcaire supérieur avait été distingué jusqu'ici de l'horizon inférieur et considéré comme l'horizon à Orbitoides. Les carottes prélevées dans le forage No. 11 nous ont montré que le calcaire considéré comme horizon supérieur ne diffère guère du calcaire turonien de la base. Les calcaires à Orbitoides se placent en réalité à un niveau plus élevé et ne contiennent aucun indice pétrolifère à cause de leur constitution marneuse et compacte. Ce ci représente la première observation.

On pensait qu'une légère discordance existait entre le Sénonien et le Turonien, mais jusqu'ici il n'avait pas été possible de la relier à une observation directe. Nous avons maintenant constaté, et c'est l'objet de la 2^{ème} observation nouvelle, d'après les mêmes carottes, l'existence d'un calcaire conglomératique qui donne une idée précise sur cette discordance. Cette observation a été faite en collaboration avec N. Tilev et F. Kiraner. Ce calcaire conglomératique qui repose directement sur le calcaire turonien contient des foraminifères du genre Orbitoides. Ces derniers ne se trouvent que dans la pâte qui cimente les éléments du conglomérat provenant du calcaire turonien.

Ce calcaire conglomératique peut être considéré comme représentant le conglomérat de base de la série sénonienne.

Cette discordance, dont l'étude détaillée présenterait un grand intérêt, permet de faire l'hypothèse suivante:

Le massif calcaire turonien sur lequel la mer sénonienne a transgressé en déposant son conglomérat a été dénudé, et a pu même être émergé, pendant une certaine période. Au cours de cette émergence, des phénomènes karstiques se sont vraisemblablement produits, dus à une décalcification intense dont les poches d'argiles bleues et rouges seraient un reliquat, développant un réseau important de diaclases et de cavernes, déterminant ainsi une porosité élevée dans ces calcaires où l'huile a trouvé par la suite d'excellents magasins.

Discussion

A. Suat ERK

Les observations présentées comme <<nouvelles>> par M. N. EGERAN dans la note précédente avaient déjà été faites en réalité par nous au cours de nos levés en 1947, et signalées d'autre part par I. ORTYNSKI il y a quelques années déjà. Le même problème de l'existence d'une discordance entre les calcaires turoniens et les marnes de Germav avait été discuté par nous dans une communication présentée à la séance de Février 1948, communication non encore publiée jusqu'à maintenant. Il est heureux de constater aujourd'hui que nos observations faites sur le terrain ont été vérifiées par sondage.

En outre les âges attribués par M. N. EGERAN aux formations de Gercüş et de Midyat ne concordent pas avec nos propres résultats et ceux d'autres auteurs. Ainsi la formation de Gercüş attribuée au Lutétien inférieur est en réalité paléocène; celle de Midyat placée dans le Lutétien supérieur appartient au Lutétien-Eocène sup.-Oligocène p. p. Ces constatations feront l'objet de l'une de nos prochaines communications.

Çıldır Gölü ve Hazapın Gölünün jeolojisi hakkında (Kars ili)

E. LAHN

Bu notun müellifi tarafından neşredilmiş <<Türkiye Göllerinin jeolojisi ve jeomorfolojisi>> başlıklı bir risalede, jeologlar tarafından şimdiye kadar henüz tarif edilmemiş Çıldır Gölü ile Hazapın Gölü'nün her halde volkanik faaliyet esnasında meydana geldiği farzedilmiştir. Son defa yapılmış tetkiklerin neticesine göre, Çıldır Gölü, bir lâv akıntısı ile bir moloz mahrutu tarafından müştereken meydana getirilmiş bir baraj gölüdür; Hazapın Gölü ise, muhtemelen tektonik menşelidir.

Bölgenin Jeolojisi: Çıldır ve Hazapın bölgesi kuzey doğu Anadolu volkanik zonunda bulunmaktadır. Buradaki sahralar iki gruptan müteşekkildir. Altta Oligosen jipsli formasyondan daha genç tür, bloktüfü, andesitik ve basaltik akıntılarla marn ve konglomeradan ibaret ara tabakalardan mürekkep bir seri bulunmaktadır. Rusubi katğuların hiç bir iltivalanma göstermediğine bakılırsa bu kısım her halde Üst Neojene aittir. Bu serinin üstünde Kuaternere atfedilen bazaltik volkan grupları yükselmektedir. Çıldır Gölünün batısında bulunan Kısır Dağı (3150 m.), aynı gölün doğu kıyısına hâkim olan Papa Dağı - Akbaba Dağı Grubu (3100 m.) ve Hazapın Gölünün kuzeyinde yükselen Kel Dağı (3050 m.) bu volkan gruplarının en mühimleridir.

Çıldır Gölü:

128 Km² bir sahayı kaplayan bu tatlı su gölü deniz seviyesinden 1960 m. rakımdadır. Gölün azamî derinliği, civardaki halka göre, 130 m. dir. Akıntısı dar bir boğazdan geçerek Arpa Çayına doğru gitmektedir.

Gölün havzası, göl seviyesine nazaran 150 ilâ 200 m. alçak olan Çıldır ovasından nisbeten dar olan (2 ila 3 km. genişliğinde) tabii bir set ile ayrılmıştır. Bu setin en büyük kısmı Papa Dağından batıya doğru inmiş ve 14 km. uzun olan eski bir lâv akıntısıdır. Batıda, bu set, Kısır Dağının NE yamacından gelen bir moloz mahrutu tarafından tamamlanmıştır. Bu mahrut ile lâv akıntısı arasındaki Hudut, Arpaçay Çıldır yolunun takip ettiği ve gölün NW kenarı boyunca yükselen geçitten geçer. Bugünkü Çıldır Gölü havzası ile bugünkü Çıldır ovasının eskiden Çıldır Çayının vasıtasıyla Kur vadisine doğru akıtılmış tek bir depresyon teşkil ettikleri bellidir. Yukarıda zikredilen lâvın akmasından dolayı bu eski depresyon evvelâ

(lâv akıntısının cephesi ile Kısır Dağının yamacı arasında açık kalmış dar bir düzlük tarafından birbirine bağlanmış olan iki kısmına ayrılmıştır. Kısır Dağından gelen moloz mahrutunun teşkil edilmesi ile bu geçit tamamen kapatılarak bugünkü göl havzası Çıldır ovasından tecrit edilmiş ve böylece bu havza göl haline getirilmiştir. Göl, sonra Arpa Çayının bir kolu tarafından kapılmıştır. Gölün bugünkü akıntısı tarafından geçilen dar boğaz tipik bir <<kaptırma boğazı>> nı temsil eder. Netice olarak, Çıldır Gölü, bir lâv akıntısı ile bir moloz mahrutu tarafından müştereken meydana getirilmiş bir tabii baraj gölüdür.

Çıldır kasabasının kuzeyinde bulunan ve Çıldır ovasının akıntısı olan Çıldır Çayının geçtiği boğazın boyu, bugün oradan akan su miktarı ile uygun değildir. Bu boğazın, bugünkü akıntıdan daha büyük olan ve bugünkü göl havzasının sularını da akıtan bir dere tarafından vücutte getirilmiş olması çok muhtemeldir. Çıldır ovasının sathı ve gölün tabanı takriben aynı seviyedirler ve ovada çıkan membaların kısmen gölden gelen ve gölün tabii sedinden geçen sızıntılar olması mümkündür.

Yavaş Gölü:

Çıldır Gölünün güney batısında bulunan bu küçük tatlı su gölü, volkanik bölgelerde nadir olmıyan ve lâvların akması esnasında meydana gelen gayri muntazam çukurlukların birisini işgal etmektedir.

Hazapın Gölü:

Mahalli halk tarafından <<Hazapın Gölü>> denilen bu göl, Çıldır Gölünün kuzeyinde ve denizden 1797 metrelik bir seviyede bulunmaktadır. Sodali olan bu gölün $\text{Na}_2 \text{CO}_3$ muhteviyatı o kadar yüksektir ki, (balıkların bolluğundan dolayı meşhur olan Çıldır Gölüne mukabil) bu gölde hiç bir balık yaşamaz. Bu vaziyet volkanik sahreler tarafından sınırlanmış havzalarda bazan tesadüf edilen soda muhteviyatı, volkanik sahrelere dağılmış bulunan sodyum minerallerinin erimesi ve gölde toplanması ile izah edilebilir.

Hazapın Gölü, Kur (Kor, Kura) Nehrinin ufak bir kolu olan Zigaristav deresine doğru akmaktadır. Hartalarda işaret edilmeyen ve çok müşkülattı olan bu akıntı ancak (halka göre kurak zamanlarda tamamen kesilen) zayıf bir su damarından ibarettir ve çok yeni bir kaptırmaya benzemektedir. Flat-tâ, daha ziyade kapalı havzalarda taşlanılan soda muhteviyatı da Hazapın Gölünün kaptırmasının yeniden vukua geldiğini de göstermektedir.

Bu gölün meydana gelmesi kolayca izah edilemez. Gölü çeviren mın-taka, lâvlar (arazî indifalar = éruptions aréales) ve tûf ile marn ve konglom-eralardan (Neojen?) müteşekkildir. Bu temel üzerinde yukarıda zikredilen genç volkan mahradan yükselmektedir. Gölün civarında müstakil lâv akıntılarına veya lâv akıntılarından gelen tabii bir baraja benzleyen hiç bir olay yoktur.

Gölün küveti, denizden 1800 ilâ 1850 metrelik bir seviyede bulunan bir düzlük (peneplen), çukurluk ve taraça sistemi içindedir. Ardahan isti-kametinden doğuya doğru uzanan bu düzlük sistemi, Çıldır'ın kuzeyinde bulunan nehrin inhinasına kadar Kur Nehrini takip eder. Fakat, bu inhinadan sonra, bu düzlük sistemi kuzeye doğru dönen nehri terk ederek doğuya doğru, yani Ahilkelek istikametine doğru devam etmektedir. Kur Nehrinin bugünkü seviyesi, muhtemelen eski bir «thalweg» olan bu düzlük sisteminden 3 ilâ 400 m. aşağıdadır. Hazapın Gölü çukurluğu, batıda 20-30 m. yüksek olan Kenarbel eşiği ile, doğuda (hududun öbür tarafında) takriben 50 metreye kadar yükselen Karzah eşiği ile komşu düzlüklerin-den ayrılmıştır. Bütün bu bölgenin olduğu gibi, bu eşikler lav akıntıları olmayıp, tûf, lâv ve marnlardan müteşekkildir.

Kenarbel eşiğinin batısında, Hazapın küvetinden daha küçük olan, akıntısız ve merkez kısmında bataklıkta olan bir çukurluk, Karzah eşiğinin doğusunda buna benzeyen diğer bir kaç kuru veya bataklıkta küvetler mevcuttur. Adı geçen düzlük sisteminin, dahilinde bulunan bu çukur ve-küvet sırası çok muhtemel olarak tektonik menş'eli olup, volkanik bölgel-erde nadir olmıyan hafif ve genç ufki tektonik hareketler esnasında mey-dana gelmiştir. Bu kratojenik arızaların sebebi, belki Hazapın Gölünün civarında çıkan sıcak sular tarafından işaret edilen faylardır.

Geologie du Çıldır Gölü et du Hazapın Gölü (Artatolle Nort - Est).

JE. LAHN

Resume:

Le Çıldır Gölü, lac d'eau douce recouvrant une surface de 128 km² et situé à une altitude de 1960 m. au-dessus de la mer, doit son existence à un barrage consistant à une coulée de lave descendue du Papa Dağı (massif basaltique s'élevait à l'Est du lac) combinée avec un cône de déjection venant des flancs du Kizir Dağı (volcan dominant le rivage Ouest du lac). Par ce barrage, la cuvette du lac a été séparée du bassin de Çıldır; plus tard, le lac a été capturé par son émissaire actuel, un affluent de l'Arpa, Çayı.

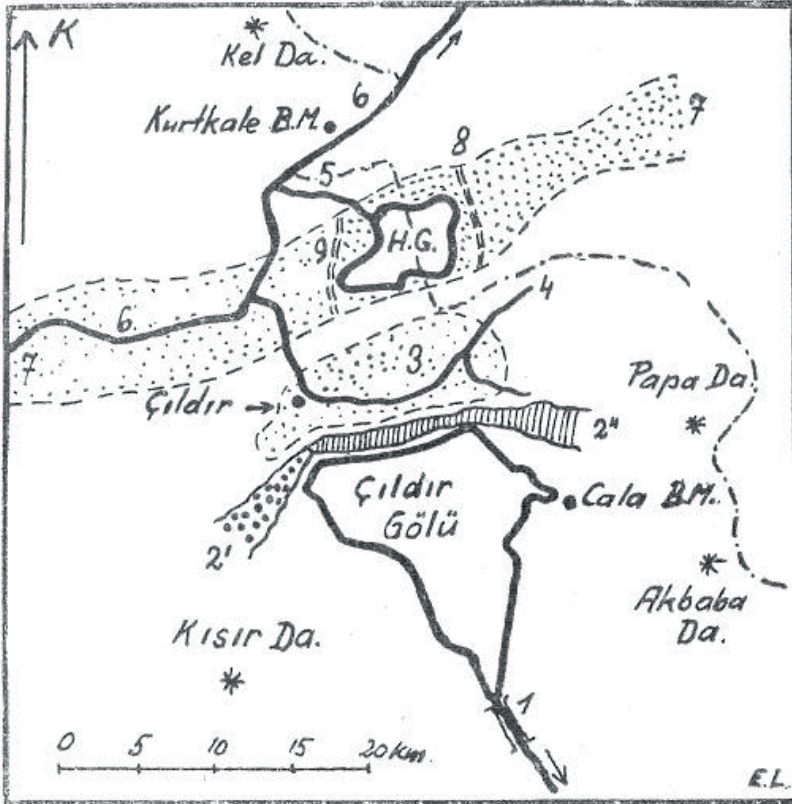
Le Hazapın Gölü, situé également dans la région volcanique de l'Anatolie NE se trouve à une altitude de 1797 m. Ce lac salifère possédant une teneur en Na₂CO₃ assez élevée pour empêcher la présence de poissons s'écoule péniblement vers le vallon de Zigaristav (affluent du Kur Nehri) par l'intermédiaire d'un fil d'eau ressemblant beaucoup à une capture très récente. Le lac est probablement d'origine tectonique, ainsi que les quelques cuvettes sèches observées aux alentours. De faibles mouvements tectoniques ne sont pas rares dans ces régions volcaniques jeunes et des sources chaudes jaillissant non loin du lac indiquent l'existence de failles, causes probables de ces mouvements cratogéniques. Des coulées de lave fonctionnant comme barrage naturel n'existent pas dans cette région composée de tufs, de marnes, de conglomérats et de masses volcaniques provenant d'éruptions aréales.

Le petit *Yavaş Gölü*, situé au S W du Çıldır Gölü occupe une petite cuvette représentant une irrégularité du relief due aux coulées de lave autour du lac.

Bibliyografya:

- 1) — Türkiye Jeolojik Haritası 1/800.000, Erzurum Paftası. M.T.A. Enstitüsü, Ankara, 1943.
- 2) — H. ABİCN, Geol. Forschungen in den Kaukas. Laendlern. 1878/87, Wien.
- 3) — E. LAHN, Türkiye göllerinin Jeolojisi ve Jeomorfolojisi hakkında bir etüt. M.T.A. Enstitüsü Yayınlarından, Seri B, No. 12, Ankara, 1948.

4) — C. E. TAŞMAN, Tuzlarımız. M.T.A. Mecmuası, 1/33, Ankara, 1945.



Çıldır Gölü ve Hazapın Gölünü gösteren kroki

Croquis montrant la région des lacs de Çıldır et de Hazapın

1) Çıldır Gölü akıntısının kaptırma boğazı. Gorge de capture du lac de Çıldır; 2) Kısırdağ moloz mahrutu. Cône d'éboulis du Kısırdağ; 3) Papadağından inen lâv akıntısı. Coulée de laves du Papadağ; 4) Çıldır ovası. Planie de Çıldır; 5) Çıldır çayı. Rivière de Çıldır; 6) Zigaristav deresi. Ruisseau de Zigaristav; 7) Kur nehri. Rivière de Kur; 8) Ardahan-Ahilkelek düzlüğü. Plaine d'Ardahan-Ahilkelek; 9) Kenarbel eşiği. Seuil de Kenarbel; 10) Karzah eşiği. Seuil de Karzah. H.G. - Hazapın Gölü. Lac de Hazapın.

İmralı Adasının Jeolojisi

Kemal ERGUVANLI

İmralı adası Marmara denizinin E da, Armutlu yarını adasının W ucundaki Bozburundan 12 -13 mil ve S deki sahilden 8 mil mesafede ve İstanbuldan takriben 38 - 40 mil uzaklıkta bulunmaktadır. (Sekil: 1).

Morfoloji bakımından adanın N li sarp ve yüksek, S yi tatlı meyilli ve alçaktır. En yüksek yeri N deki Manastır tepe (Atatürk Tepe)si (246 m.)dir.

Takriben 16 Km² alanında olan ve ceza evi olarak kullanılan ada şimdi hükümlülerle meskündür.

JEOLJİ:

Ada'nın morfolojisinde de görülebileceği gibi, litoloji bakımından farklı üç formasyon dikkati çeker.

A — Yoğun kalker ve marnlı kalkerler: Değirmen burnu ile incirli liman arasına çizilen hattın N de bulunur. Şimdiye kadar neşredilen jeoloji haritaların hepsi bu kısmı Paleozoik olarak göstermektedir. Durumları N 32 N ve eğimleri 35 SE olan bu kalkerlerin muhtelif seviyelerinden alınan numunelerin ince kesitlerinde üst Kretase için karakteristik aşağıdaki mikro organizmalar görülmüştür (1).

1 —Alt seviye: (Güvercin suyu'mevkii). Deniz seviyesinden 10 m. kadt yüksekte bulunan pınarın yanından alınan zoojen kalkerlerin ince kesidinde:

Globotruncana lapparenti lapparenti

" *ventricosa*

" *tricarinata*

Globigerina

Globigerinella aequilateralis

Gümbelina

" *globulosa*

Stomiosphaeridae

Org. A. TOKAY (iki dane) görülmüştür.

2 —Orta seviye (Martı Butunu mevkii) : 140 - 150 m. yükseklikten alınan marnlı kalkerlerin ince kesidinde :

Globotruncana lapparenti lapparenti

" " *tricarimaia*

Globigerina cretacea

Gümbelina sp.

" *globulosa*

gibi fosillerin bulunduğu ve taikro organizmaların yer yer ve kısmen erimiş olduğu görülmüştür.

3 — Üst seviye (Manastır - Atatürk Tepesi) : Takriben 240 m. yükseklikteki yerden alınan marnlı kalkerlerin ince kesitlerinin içinde:

Globotruncana lapparenti lapparenti

" " *tricarimaia*

" *lirnei stuarli (veya stuarli)*

" " *var. en couronne de feuilles*

Globigerina sp.

" *creiacea*

" *aspera*

Gümbelne globulosa

Reussella spinulosa

Org. A. TOKAY

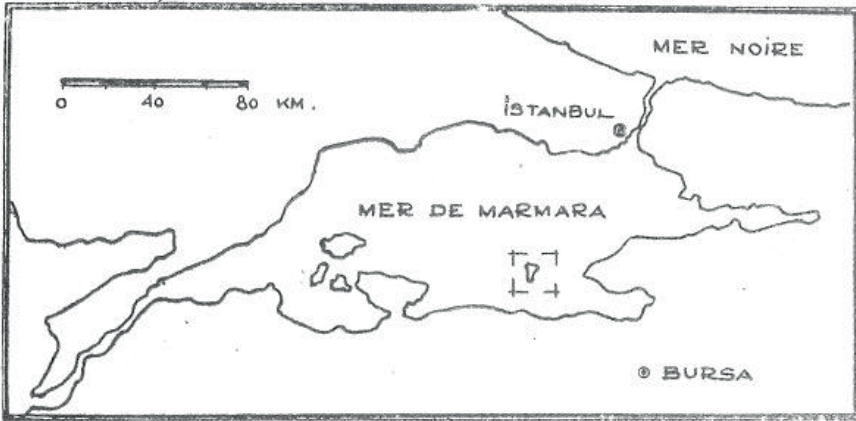
gibi foraminiferler görülmüş Stomiosphaeridae veya granüllü testli foraminiferler görülmemiştir.¹

Tayin edilen bu mikrofosiller sayesinde alt ve orta seviyelerin Turon - Senon, üst seviyenin de Üst Senon - Maestrichtien yaşında olduklarını söylemek mümkün olmaktadır. Seviyeleri metre metre takip ederek numuneler almak ve bunların mikrofosillerini incelemek şüphesiz daha enteresan neticeler verecektir.

B — Erüptiv ve Kontakt külteler². Adada, üst Kretaseye ait kalkerler ve marnlı kalkerleri Ojitli liparitler bir çok yerde kesmektedirler. Filonlar halinde olan ve sonradan çokça klorit teşekkülüne meydan vermiş olan bu külteler Merkezle Atatürk Tepesi, arasındaki dere içinde, koyu yeşilimsi renklerle ve N de Kaba burun ile Güvercin suyu arasındaki yol üzerinde dikkati çekerler.

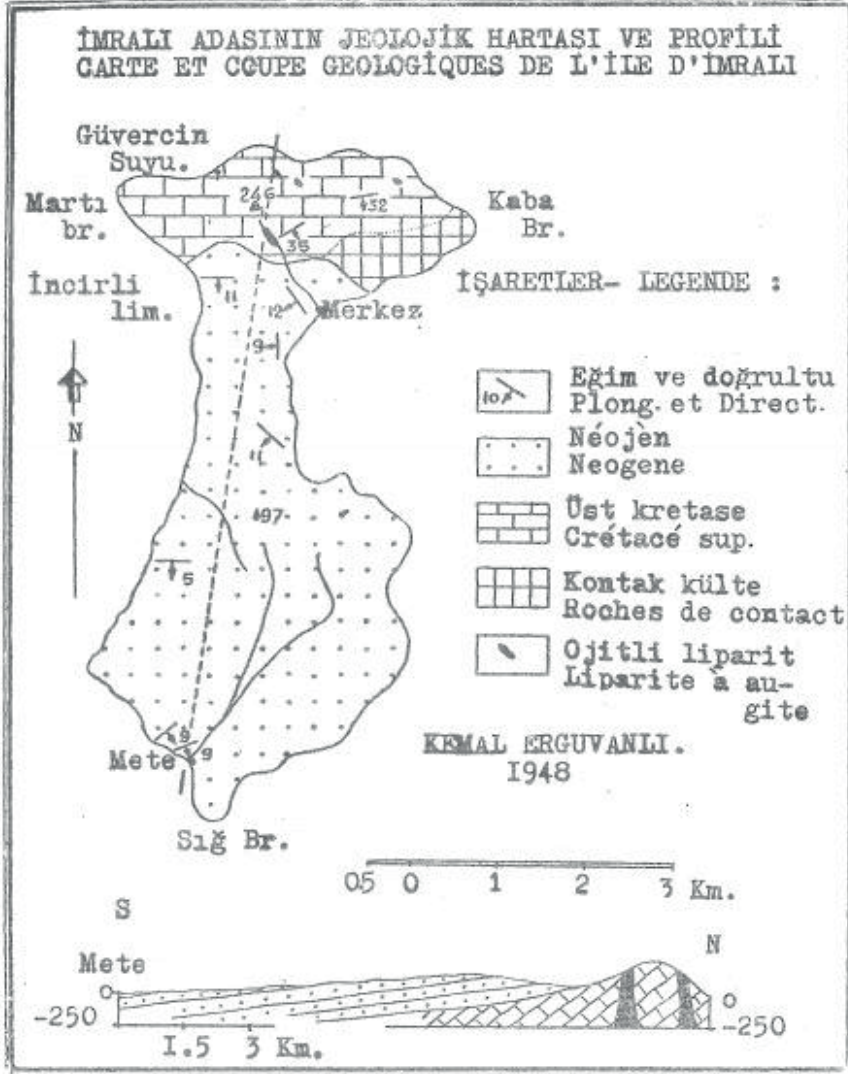
Adanın NW de, Değirmen burnu ile Kaba burun arasında kontakt külteler bulunmakta ve kontakt tesir de Değirmen burnundan N le doğru gidildikçe azalmaktadır. Değirmen burnundan alınan nümunelerin ince kesilerinde; Taşın esasını Thomsonit adlı bir zeolitin teşkillettiği, Phillipsit (az), Epidot (hacmin %10) ve kuars (hacmin %15-30 kadar) bulunduğu ve kültenin kataklaslı bir yapı gösterdiği görülmüştür. Bir az daha N den (birinci köy taş ocağından) alınan nümunelerin ince kesitinde: Kontakt metamorfizma neticesi kalkerlerin Kalkgranatfels haline geldiği, granatı teşkil eden grosülerin optik anomali ve bunun neticesi fevkalâde güzel zonlu yapı gösterdiği, mühim miktarda mikrokristalin kalker bakiyeleri ve bir az da kuars ihtiva ettiği görülmüştür. Ve nihayet daha N de, Kaba burundan W smda kalkerlerin daha az metamorfizmaya uğradıkları ve mikrokristalin silisli kalker haline çevrilmiş oldukları görülür. Bu üç ince kesidin etüdiyle kontakt tesirin N le doğru gidildikçe azaldığı daha iyi anlaşılmaktadır. Bu kısmın altında Erüptiv bir kitlenin bulunduğunu ve bunların Kretase kalkerlerini metamorfizmaya uğrattıklarını ve adanın N de görülen Ojitli liparitlerin de bunların damarları olduklarını kabul etmekteyim.

C — Kil Marn-Gre- ve Çakıllar: Üst Kretaseye ait yoğun kalker ve marnlı kalkerlerin üzerine gelen ve adanın büyük bir kısmını işgal eden bu formasyon kil, marn, konglomera, gre, killi kum ve çapraz tabakalaşma gösteren çakıllardan ibarettir. Bir çok yerele iyi tabakalaşma gösteren bu tabakaların doğrultulan NW-SE ve eğimleri de 10° - 12° dir. İskele civarında binaların üstündeki yarmada tabakaların dizilisi çok iyi görülmektedir.



Hemen hemen her yarmada bu durumdaki formasyonları görmek mümkündür. Çok aramakla beraber hiç bir fosil bulamadım.

Asgari 200 m. kalınlığa malik olan ve 10 - 12° il S-SW e dalan bu formasyonu şimdilik Neojen olarak kabul ediyorum.



Etude Géologique de L'Île D'İmralı

Kemal ERGUVANLI¹

L'île d'İmralı est située dans la partie E de la mer Marmara. Sa distance à la presqu'île d'Armutlu est de 12 à 13 milles, de 8 milles à la côte méridionale de Marmara et de 38 à 40 milles à Istanbul (Fig.1). Sa superficie est de 16 Km² environ.

Au point de vue morphologique la c côte septentrionale de l'île est haute et escarpée, la partie méridionale est basse et peu accidentée. La région la plus élevée est la colline Atatürk (246 m), située au N de l'île.

GEOLOGIE:

Au point de vue morphologique et lithologique on peut remarquer trois formations différentes:

A — Calcaires durs et calcaires marneux²:

Cette formation se trouve au N. de la ligne allant de Değirmen burnu à İncirli Liman, Toutes les cartes géologique publiées montrent cette region comme appartenant au Paléozoïque. Sur les coupes minces des échantillons pris à des niveaux différents du calcaire (N 32 E, 35 SE), les micro-organismes ci-dessous caractéristiques du Crétacé supérieur ont été observés:

I. — Niveau inférieur (région du Güvercin Suyu):

Sur les coupes minces des échantillons du calcaire zoogène pris près de la source d'eau a 10 m. au dessus de la mer on a observé:

Globotruncana lapparenti lapparenti

" *ventricosa*

" *tricarinata*

Globigerina

Globigerinella aequilateralis

Gümbelina

" *globulosa*

Stomiosphaeridae

Org. A. TOKAY (2 exemplaires).

(1) *Université Technique d'Istanbul*

(2) *Ces foraminifères ont été reconnu par M. Tokay, géologue à l'Institut M.T. A.*

II. — Niveau moyen (région du Martı burnu) :

Sur les coupes minces des échantillons de calcaire marneux pris à 140 - 150 m. d'altitude on a reconnu les fossiles suivants, en parti recristallisés :

Globotruncana lapparenti lapparenti

" " *tricarimaia*

Globigerina cretacea

Gümbelina sp.

" *globulosa*

III. — Niveau supérieur (colline Atatürk) :

Sur les groupes minces des échantillons du calcaire marneux pris à une altitude d'environ 240 m. on a reconnu les foraminifères tels que:

Globotruncana lapparenti lapparenti

" " *tricarimaia*

" *lirnei stuarli (veya stuarli)*

" " *var. en couronne de feuilles*

Globigerina sp.

" *creiacea*

" *aspera*

Gümbelne globulosa

Reussella spinulosa

Org. A. TOKAY

L'existence de ces microfossiles nous montre que les niveaux inférieurs et 'moyens sont d'âge Turonien - Senonien et que le niveau supérieur appartient au Senonien supérieur - Maestrichtien. Un échantillonage plus serré pourrait probablement nous renseigner davantage.

B — Roches éruptives et roches de contact³:

Dans l'île les liparites à augite traversent en plusieurs endroits les calcaires marneux et des calcaires appartenant au Crétacé supérieur.

(3) Ces roches sont déterminées par O. Bayramgil, min alogue de M.T.A.

Ces roches filoniennes qui ont donné naissance avec le temps à la formation des chlorites, attirent l'attention par leur couleur vert foncé dans la vallée située entre la colline Atatürk et la région centrale, ainsi que sur le chemin qui lie au nord, le Güvercin suyu an Karaburun.

Au NW de Tile entre Değirmen burnu et Karaburun se trouvent des roches de contact. L'effet du contact décroît de Değirmen burnu vers le N, Sur les coupes minces des roches du Değirmen burnu on a pu constater que ces roches à structure cataclastique étaient essentiellement constituées par une sorte de Zeolite appelé Thomsonite, qu'elles contenaient en même temps des cristaux de Phillipsite (très peu), d'Épidote (% 10) et de Quartz (15-30 % en volume).

Sur les coupes minces des échantillons pris un peu plus au N (carrière du première village) on a constaté qu'à la suite du métamorphisme de contact, le calcaire était transformé à l'état de calcgranatfels, qu'il possédait en quantité considérable des restes microcristallins calcaires et un peu de quartz, que le Grossulaire qui constitue le Grenat avait une anomalie optique par suite d'une structure zônée très nette.

Plus au N, à TW du Karaburun le calcaire est moins intensément métamorphisé, et transformé alors, en calcaire siliceux microcristallin.

L'étude des coupes minces montre bien que l'effet du métamorphisme de contact diminue à mesure qu'on s'avance vers le Nord. Nous admettons de ce fait que dans les profondeurs de cette région existe une masse éruptive ayant métamorphisé les calcaires du Crétacé et que les liparites vues au N de l'île sont les témoins superficiels de cette masse éruptive.

C. — Argiles - Mines - Grès et Cailloux:

Cette formation qui couvre le calcaire dur et le calcaire marneux du Crétacé supérieur et qui occupe une vaste surface de l'île, est, constituée par de l'argile, des manies, des conglomérats; des grès, du sable argileux et des cailloux- montrant une stratification entre-croisée.

Ces roches qui montrent une bonne stratification ont la direction NW-SE et leur pendage est d'environ 10° vers le SW. Leur superposition est visible presque dans toutes les tranchées, en particulier dans celle située près du débarcadère.

Comme il ne m'a pas été possible de trouver des fossiles malgré mes patientes recherches, l'âge de cette formation sûrement plus épaisse que 200 m. et plongeant vers le S-SW avec un angle variant de 10°-12°, reste à prouver. Toutefois il est permis pour le moment de l'attribuer au Néogène.

Malazgirt - Bulanık Bölgesinde Jeolojik Müşahedeler

*Jean MERCIER*¹

Özet:

Van Gölünün NW inde Patnos'la Bulanık arasındaki bölge Neojen göl teressübatıyla volkanik sahereleden müteşekkildir. Patnosun N. inde de tanınmış olan göl Neojeni, Murat suyunun iki kıyısında uzanan bölgeyi kaplar ve birçok noktada alt deniz Mioseni ile kontak halinde bulunur.

Göl Neojenindeki muhtelif fasiyeslerle fonanın tetkiki bu bölgenin tarihini çizilmesini mümkün kılmıştır. Ponsyen'in başlangıcında (Meosyen) bir göl rejimi hüküm sürmeğe başlar. Fonaların segregasyonu ve litolojik fasiyesteki tecanüsün gösterdiği gibi birbirinden müstakil biyolojik üniteler teşkil eden göllü bir bölge bahis konusudur. Bu göl rejiminin Orta Ponsyene kadar sürmüş olması muhtemeldir. Dasyende göllü bölge az veya çok kaba detritik çakıllar getiren nehirlerin istilâsına uğramış, bu istilâ neticesinde otokton fonaya yeni bir fona karışmıştır ki bu hâdise Üstmiyosende, muhtemelen Pliyosenin başında vukubulmuştur.

Bölgedeki göl formasyonları Ponsyene (1. s.) ve şüphesiz olarak Altlevantene aittirler. Volkanik faaliyette başlıca üç safha ayırabiliriz. Başlangıçta biri Üstmiyosen (Ortaponsyen) diğeri Pliyosende iki andezit indifaı, müteakiben Üstpliyosen veya Plistosen'de bir bazalt indifaı vukubulmuştur. Bu esaslı indifaı safhaları arasında daha az ehemmiyetli indifaların vukubulması muhtemeldir.

(1) *M.T.A. Enstitüsünde Jeolog.*

Observations Géologiques dans la région de Malazgirt - Bulanık (N. W. du lac de Van - Anatolie orientale)

*Jean MERCIER*¹

La région au N. W. du lac de Van dont il est question ici est couverte, sur de très grandes étendues, par des coulées andésitiques et basaltiques qui laissent apparaître, au N. de Patnos et à l'ouest du méridien de Malazgirt, entre le Katavin et le Lala D. au N. et le massif de Halıs T. au S. des formations sédimentaire attribuées au Néogène continental.

Je me propose de rapporter mes observations, d'une part sur ce Néogène continental, d'autre part, sur les formations volcaniques.

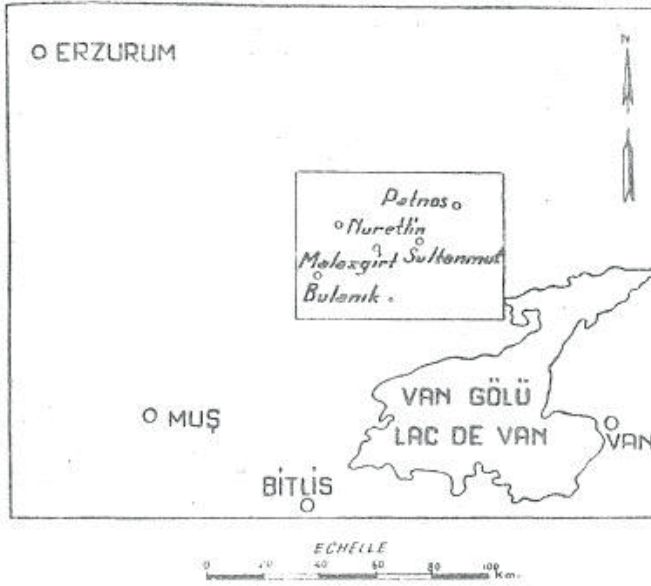
1 — Néogène lacustre:

Si l'on excepte les affleurements de Kanisepi et de Sofukahal et ceux du plateau de Kazgöl où le Miocène inférieur marin (Aquitaniens- Burdigalien) a été reconnu grâce à une microfaune de Lépidocyclines associées à des Lithothamnium (*Nephrolepidina Tournoueri* LEM. et DOUV., L. cf *Morgani* LEM. et DOUV., L. *elephantina* M. -CH.) et une macrofaune avec Polypiers (*Heliastrea*) et huitres (*O. crassicostata* SOW. et *O. digitalina* DUB.), toute la région de plateaux d'une altitude moyenne de 1 700 mètres, s'étendant de part et d'autre du Murat est formée par une série de dépôts continentaux surtout calcaires, bien visibles en aval de Malazgirt et au N. de Bulanık.

L'état très couvert de la région ne permet pas de suivre nettement la succession stratigraphique dans cette série. Toutefois, il a été possible de distinguer, dans une coupe allant de Malazgirt à Kiranlık, au S. de Lala D., plusieurs niveaux fossilifères permettant de retracer, au moins dans ses grandes lignes, l'histoire de ce bassin néogène.

La base de la série sédimentaire n'est pas visible. Peut-être peut on la voir représentée par des formations gréseuses qui affleurent en constituant les berges du Başıan deresi, à 2 km. en amont de son confluent avec le Murat. On distingue là, de bas en haut:

(1) *Géologue au M.T.A.*



Şek. 1. — Malazgirt-Bulanik civarını gösterir kroki

Fig. 1. — Croquis de la région de Malazgirt- Bulanik

des grès verdâtres à éléments bien calibrés
des grès manganésifères
des gres rougâtres

Au dessus se développent des calcaires qui se sont montrés azoïques. Ce sont des calcaires fins, blancs ou grisâtres, parfois tendres, qui ont l'aspect de boues calcaires. Leur épaisseur est assez considérable et peut être estimée à plus de 100 mètres.

A leur partie supérieure, on trouve un niveau fossilifère dans des calcaires soit durs, soit tendres. Les fossiles, peu variés, sont essentiellement des Gastropodes de petite taille (*Hydrobia*, *Bulimus*, *Bithynia* avec de très rares exemplaires de *Dreissensia*).

A ce facies de boues calcaires qui paraît assez uniforme se substituent, au dessus du niveau à *Hydrobia*, des facies très divers avec une distribution vraisemblablement liée aux conditions paléogéographiques de cette région lacustre. Ces facies s'observent bien entre Dünük et Kiranlık et au S. de Oduncur. On remarque tout d'abord un horizon de sédiments très grossiers; ce sont des poudingues à éléments assez gros, des graviers consolidés et des sables très grossiers. Ces roches meubles alternent à plusieurs reprises

dans cet horizon qui atteint une quinzaine de mètres d'épaisseur. Au dessus, on trouve des faluns très détritiques constitués presque uniquement par des débris de coquilles (*Dreissensia* et *Congeria*) auxquels se mêlent de très petits galets.

Toute cette série est surmontée par des grès calcaires à éléments bien calibrés, très fins avec coquilles de *Congeria* et par des calcaires blancs et durs avec *Congeria*; *Dreissensia*, *Viviparus* et *Unio*. Des gisements fossilifères importants de ces niveaux ont été reconnus près de Gölağlı T. et près du village de Kiranlık.

On se trouve, avec ce niveau de calcaires lacustres, au sommet de la série néogène continentale visible, car ces couches sont aussitôt recouvertes par les formations andésitiques.

Il s'agit maintenant de fixer l'âge de cette série sédimentaire. Mais, comme cela se produit chaque fois qu'il s'agit de faunes de Mollusques contenus dans des dépôts lacustres, on éprouve de grandes difficultés pour baser des conclusions stratigraphiques sur de telles faunes, en regard de ce que l'on connaît sur la variabilité des Mollusques actuels. En effet, une espèce peut être, dans l'espace, très polymorphe en raison de conditions de milieu différentes. Mais, elle peut aussi se maintenir identique à elle-même, dans le temps, dans une série sédimentaire, dans une région donnée, isolée, si les conditions écologiques sont demeurées assez stables. D'autre part, dans un pays neuf comme l'est la région étudiée, l'esprit échappe complètement à la tendance qui se manifeste parfois d'harmoniser les déterminations des fossiles avec l'âge préalablement donné à l'horizon les contenant.

La faune d'eau douce contenue dans les niveaux fossilifères de la série lacustre n'a été considérée que dans son ensemble, dans ses associations. Si quelques espèces remarquables ont pu être déterminées avec certitude; l'ensemble de la faune nécessite une étude critique en raison des nombreuses variations observées dans les populations d'*Hydrobia* et de *Bulimus*, de *Dreissensia* et de *Congeria*. Ces variations pouvant être régionales, il est donc délicat d'établir l'âge des niveaux par la comparaison avec des faunes d'autres lieux. Enfin, on a noté la présence de formes qui ne sont pas connues par la littérature actuelle.

Cependant, dès maintenant, on peut avancer, sans grande chance d'erreur, que les niveaux à *Hydrobia* (*H. vitrella* STEF.) sont à classer dans le Pontien inférieur (peut être partie supérieure du Méotien).

Les niveaux supérieurs à *Congeria*, *Dreissensia* et *Viviparus* sont à placer dans le Pontien moyen (Pontien s. str.) et dans le Pontien supérieur (Dacien), les couches à *Unio* pouvant même appartenir au Pliocène inférieur (Levant in inférieur).

Toutefois, il a été observé à la partie supérieure de la série sédimentaire lacustre des associations de Mollusques telles qu'on ne peut que faire l'hypothèse suivante à leur sujet. On rencontre en effet dans le même niveau, voire dans le même morceau de roche, des espèces caractéristiques d'horizons différents telles que: *Hydrobia vitrella* STEF. (Méotien), *Viviparus Neumayri* BR. (1. s.)- (Pontien s. str.), *Congeria subcarinata* AND. (Dacien) et *Unio atavus* P. (Levant in inférieur). Il paraît donc logique d'admettre-ce qui permettra de tirer des conclusions d'ordre paléogéographique qu'il y a eu, vers la fin du Miocène ou au début du Pliocène, des apports de faunes nouvelles (faunes daciennes et levantines) qui se sont mélangée avec les représentants de la faune autochtone fixée anciennement dès ces milieux lacustres.

La nature des sédiments à la partie supérieure de ce Néogène lacustre apporte d'ailleurs des arguments en faveur de cette explication. L'apparition soudaine de dépôts grossiers, très détritiques, de faluns importants avec coquilles brisées et triturées, coïncide vraisemblablement avec une phase d'invasion de ce domaine lacustre par un cours d'eau puissant -ou par plusieurs- ayant apporté une masse considérable de sédiments grossiers et de débris coquilliers. Il en est résulté l'établissement de communications entre cette région de lacs et d'autres régions lacustres qui ont conditionné l'apparition de faunes nouvelles, qui se sont mêlées aux représentants de la faune autochtone.

Un autre argument en faveur de cette hypothèse réside dans la fréquence d'espèces connues pour vivre de préférence dans des eaux agitées et fréquemment renouvelées. On sait en effet que les *Unios* et les *Dreissensia* ne sont des formes d'eau stagnantes, mais qu'elles se rencontrent dans les eaux des lacs où l'oxygénation de l'eau est assurée.

En résumé, on peut esquisser l'histoire de la région de Malazgirt -Bulanik de la façon suivante:

Un régime lacustre s'est établi là au début du Pontien (Méotien). Vraisemblablement, il s'agissait d'un lac-ou de lacs-constituant des unités bi-

ologiques d'abord indépendantes comme l'indiquent les ségrégations de faunes d'une part et l'homogénéité du facies lithologique d'autre part. Ce régime lacustre paraît avoir persisté jusqu'au Pontien moyen. Au Dacien, il y eut invasion de ce domaine lacustre par des cours d'eau ayant déterminé une sédimentation troublée avec apport d'éléments détritiques plus ou moins grossiers. Cette invasion a eu pour conséquence biologique d'introduire une faune nouvelle pour la région qui s'est mélangée avec les éléments de la faune autochtone. Ces événements se sont produits au Miocène supérieur et vraisemblablement au début du Pliocène.

Ce n'est pas encore le moment de tenter un essai de synchronisme du bassin lacustre de Malazgirt-Bulanik avec d'autres bassins néoènes de même origine en Anatolie. C'est seulement lorsque le Néogène lacustre des différentes régions où il est représenté aura été étudié en détail, comme cela a été fait pour la région de Konya-Burdur par le Dr E. Lahn, qu'une synthèse pourra être faite de façon satisfaisante. Esquisser prématurément une telle synthèse n'aboutirait certainement qu'à donner une idée inexacte de l'histoire du Néogène continental en Anatolie.

En ce qui concerne la région étudiée, on peut seulement écrire que les formations lacustres reconnues appartiennent au Pontien i.s. et sans doute à la partie inférieure du Levantin.

II — Les Coulées Volcaniques - Leur Âge Relatif:

La région de Malazgirt-Bulanik a été le siège de manifestations volcaniques très importantes. La présence au SE de la région du volcan Suphan D. (4400 m.) en est la raison. D'autres sources d'épanchements volcaniques existent vraisemblablement par ailleurs.

Les produits éruptifs sont essentiellement des andésites et des basaltes. L'examen pétrographique de ces roches a été fait par le Dr Galip Sağiroğlu qui m'a communiqué ses déterminations; je l'en remercie bien vivement.

Les deux types les plus fréquents d'andésites sont des andésites à augite et des andésites à hornblende. Des tufs, des laves et des ponces andésitiques ont été reconnus en différents points.

Les basaltes à augite sont la règle. Ils forment de grands épanchements et sont souvent bulleux.

Les coulées andésitiques ne datent pas toutes de la même époque.

Certaines sont postérieures au Miocène marin qu'elles recouvrent, mais antérieures au Miocène supérieur continental. D'autres sont postérieures à ce Miocène continental.

Les andésites reconnues les plus anciennes sont remarquables dans l'éperon qu'elles forment à l'Ouest de Sofukahal, et du dome miocène marin repéré dans cette région. Ces andésites ont un aspect stratiforme et sont redressées, affectées d'un plongement vers l'W. allant de 30 à 70 degrés. Ce redressement des andésites paraît lié au plissement qui a déterminé le bombement miocène faille de Kanisepe-Sofukahal. Dans cette hypothèse, le bombement, au moment de sa formation, aurait redressé les andésites qui recouvraient ces couches miocènes marines, puis se serait faillé, sa partie ouest restant enfouie alors que la partie est poursuivait son ascension. Un tel redressement des andésites s'observe également plus à l'Ouest au voisinage du Miocène marin plissé. Quelle que soit la genèse du plissement du Miocène, ce plissement paraît avoir déterminé le redressement des andésites qui semblent avoir été mises en place pendant le Miocène, antérieurement à son plissement. Par contre, les coulées andésitiques qui recouvrent à l'E. le dome miocène de Kanisepe sont plus récentes et postérieures au plissement. En effet, leurs coulées s'insinuent dans les petites vallées qui se sont ouvertes dans les flancs du dome miocène. La distinction de deux coulées d'andésites d'âge différent est donc établie.

La mise en place des coulées andésitiques miocènes paraît se situer au Miocène moyen ou au début du Miocène supérieur. En effet des andésites et des ponces andésitiques se trouvent à l'état de galets plus ou moins roulés dans des calcaires lacustres à Congérien et à Hydrobies, ce qui indique que leur extrusion est antérieure au Pontien moyen.

L'âge des coulées andésitiques plus récentes se situe sans doute au Pliocène supérieur, car les grandes étendues andésitiques recouvrent partout le Néogène lacustre dont le niveau le plus élevé, on l'a vu, est daté du Levantin inférieur.

Toutefois, des éruptions andésitiques moins importantes ont pu se produire entre ces deux phases éruptives principales comme le laissent supposer des calcaires largement cristallisés, reconnus près de Hasanpaşa, contenant des débris de tufs volcaniques qui se seraient déposés pendant la sédimentation, d'après l'opinion du Dr. G. Sağıroğlu.

Quant aux coulées basaltiques elles sont partout postérieures à celles des andésites. Elles s'insinuent souvent dans des dépressions ouvertes dans les massifs andésitiques. A l'Est de Bulanik, elles remplissent d'anciennes vallées ouvertes dans les calcaires lacustres du Pontien correspondant vraisemblablement au réseau hydrographique tributaire du Murat qui s'était établi pendant le Pliocène supérieur postérieurement à la phase d'exhaussement pliocène de l'Asie mineure. L'âge des coulées basaltiques est donc à fixer au Pliocène supérieur ou au Pleistocène.

On peut par conséquent fixer trois manifestations volcaniques principales dans la région de Malazgirt-Bulanik. Tout d'abord, deux éruptions andésitiques, l'une datant du Miocène supérieur (Pontien moyen), l'autre du Pliocène. Une éruption basaltique se situe au Pliocène supérieur ou au Pleistocène. Entre ces phases éruptives principales, des éruptions de moindre importance se sont vraisemblablement produites.

Bibliographic

ERICSON, Report of the northwest Van region (Rapport inédit).

LAHN, E. Les dépôts pliocènes et quaternaires de la région de Konya - Burdur (Rev. Fac. Sc. Université d'Istanbul. Ser B, T. XI, fasc. 2, pp. 86-106, 1946).

Notes sur la géomorphologie des environs d'Istanbul et de la presqu'île de Kocaeli

İsmail YALÇINLAR

Le présent article traite de la géomorphologie des environs d'Istanbul et de la presqu'île de Kocaeli où les formes suivantes ont été observées: 1 — Haut relief at crêtes appalachiennes (régions montagneuses); 2 — Hautes croupes; 3 — Surfaces d'érosion; 4 -Les vallées.

İstanbul civarı ve Kocaeli yarımadasının jeomorfolojisi hakkında notlar

İstahbul bölgesi ile Kocaeli yarımadasında müşahade edilen başlıca jeomorfolojik şekiller şunlardır: 1 — Yüksek relief ve apalaşien zirveler (Dağlık bölgeler), 2 — Yüksek sırtlar, 3 — Aşınına satırları, 4 — Vadiller.

1 — Yüksek relief ve apalaşien zirveler (Dağlık bölgeler)

Yüksek reliefi teşkil eden yüksek tepelerle küçük dağlar, daha ziyade, Kocaeli yarımadası üzerinde bulunuyor. Yarımadanın orta ve güney kısmını teşkil eden dağlık ve ârızalı bölge, Çenedağı (646 m.) ile İstanbul boğazı arasında, aşağı yukarı 70-80 kilometrelik bir mesafe dahilinde uzanıyor. Zirveler sahası yukarı kısımlarında yüksek tepe ve sırtlardan mütşekkildir. Yüksek relief, yarımadanın orta ve güney kısmında, münferit veya grup halindeki tepelerle büyük bir masif manzarası göstermektedir. Bu tepelerin irtifai, genel olarak, SE dan NW ya doğru alçalıyor (Kayalıdağ, 650 m.?), (Aydos, 537 m.), (Alemdağı 442 m.). (Karlıdağ 328 m.), (Koçataş 237 m.). Tepelerden müteşekkil sırtlar, görünüşe göre, İstanbul silüro-devonien masifinin yüksek reliefi üzerinde, SE-NW istikametinde uzanmış bulunuyor. Yeni bir tetkike kadar denilebilir ki, yüksek reliefin uzanışı ile, eski masifin kenarlarında bulunan mezozoik ve tersier tabakalarının tektonik istikametleri arasında belki de bir paralelizim bahis mevzuudur. Yüksek reliefin tepeleri Üstsilüre ait olduğu kabul edilen Kuvarsit serisinden (Bibl. 13, s. 50, 150-159; 9 s. 271-275; 10 s. 217-222 müteşekkildir). Kabaca apalaşien zirvelere benzeyen bu tepeler, genel olarak, devon şist, gravvak ve kalkerleri

üzerinde teşekkül etmiş bulunan Rivaderesi, Göksu deresi ve Kurbağalderenin meydana getirmiş oldukları geniş vadilerle ayrılmışlardır.

Yüksek reliefin doğu ve batısında bulunan ve üzerinde zirveler görülen yüksek sırtlar oldukça mühim bir relief meydana getiriyorlar. Bunlar yüksek kısımlarda 350-300 metre irtifaa kadar yükselmiş, yaylaların kenarında da 100-150 metreye kadar alçalmış bulunuyorlar. İstanbul yarımadasındaki başlıca sırtlar, Akalan (200-300 m.), Çatalca (150-300), Hadımköy (Boyalık) (150-200 m.), Fenertepe (150-240 m.) ve Zekeriya köy (150-200 m.) sırtlarıdır. Kocaeli yarımadasındakiler arasında, Gökdağ (150-300 m.), Ahatlı (150-300 m.), Kurucadağ (150-350 m.) ve Aladağ (200-300 m.) sırtları göze çarpmaktadır. Akalan ve Çatalca sırtları paleozoik şist, fillat ve kuartzitlerin mültevi tabakaları üzerinde teşekkül etmişlerdir. Fenertepe ve Zekeriya köy sırtları devon şist ve gravvakları üzerinde teşekkül ettikleri halde, Boyalık ve Kaldırım tepe sırtları eosen kalker ve marn tabakaları üzerinde teşekkül etmişlerdir. Kocaeli yarımadası üzerindeki Gökdağ sırtları paleozoik şist, gravvak, kalker ve kuartzitleri üzerinde, Ahatlı ve Kurucadağ sırtları daha ziyade, trias'a ait konglomeralar, greler ve kalkerlerin üzerinde, Aladağ sırtları kretase ve eosene ait kalkerlerin ve marnlar üzerinde teşekkül etmişlerdir. (Bibl. 3, s. 176-194; 4., s. 259-262).

Bu sırtların ekserisi, yamaçlarının meyli bakımından, disimetrik görünmektedir. Bu hususiyet, daha ziyade, İstanbul yarımadasındaki tersler tabakanının SW ya, Kocaeli yarımadasındaki trias kretase ve eosen tabakalarının da NE ve Doğuya doğru olan umumi meyilleri ile alâkadar olsa gerek. Bundan başka; kalker ve marnlı rüsuplardaki tenavüp, bu bölgede, disimetrik şekillerin teşekkülü için müsait bir şart olarak görünüyor. Meselâ, Hadımköy ve Kaldırım Tepe sırtlarındaki küestaya benzeyen şekiller aynı mahaldeki sübsekant vadilerle beraber, kabaca, bir monoklinal bünye göstermektedir. Sırtlar genel olarak, SE-NW istikametinde görünüyorlar. Bu vaziyet, mezozik ve tersier tabakalarının tektonik istikametleri ile izah edilebilir.

3. — Aşınma satırları:

Bu bölgeye ait arazi üzerinde, yaşları muhtelif olan bir çok eskiye şekilleri açıkça görülmektedir. Tesviye edilmiş şekillerin bir kısmı için "Thra-

zisch - bithynischen Rumpffläche", "Perafläche" (Bibl. 8. s. 385-392), "Be-yoğlu sathı" (Bibl. 1. s. 316) ve "Pénéplaine de Thrace" adları verilmiştir. Tesviye şekilleri Istranca dağları ile aşağı Sakarya vadisi arasında yayılan geniş bölgede bulunuyor. Bu sathıların irtifai yüksek relief üzerinde 300 metreyi geçer. Bazı müellifler bu sathın genel olarak, Pliosen'e ait olduğunu göstermişlerdir. (Bibl. 1., s. 316-319; 8., s. 385-391). Bazı jeolog ve coğrafyacılar göre, bu Trakya pennepleni yeni tektonik hareketlerle deforme olmuştur. (Bibl. 5., s. 287-290; 8., s. 387-391; 14., s. 49-58). Aşınma sathıların parçaları bu bölgede, muhtelif irtifalarda bulunmaktadır. Bunlar apalaşien zirveler civarında 200-300, büyük vadi yamaçlarında 150-200, kıyı bölgelerinde de 50-100 metre irtifadadır. Sathların parçaları, görünüşe göre, yüksek sırtlar üzerinde başlıca relief sahasının SE-NW olan istikametine uygun olarak uzanıyorlar. (Şekil: 1).

Yarımadaların yamaçları üzerinde başlıca iki meyil istikameti görülmektedir. Bunlardan birincisi Kuzeydoğuya diğeri de Güneybatıya doğrudur. Tesviye edilmiş şekillerin, bu yamaçlar üzerinde bulunan en yüksek kısımları, bölgenin yüksek reliefi üzerinde, Çenedağından Zekeriya köy sırtlarına doğru uzanmaktadır. Bundan başka, bölgenin bugünkü başlıca doruk hatları da aynı reliefi uzunluğuna katediyor. Aşınma sathıların irtifai, Marmara mailesi üzerinde Güneybatıya doğru alçalmaktadır. Nitekim, bu mailedeki alçalış şöyle görünüyor: Alemdağ ile Aydos arasında 200-250, Çamlıca civarında 100-150, Âbidei-Hürriyet yanında 100-125 ve Küçükçekmece civarında, 50-100 metredir. Karadeniz mailesinde, Alemdağın güneyinde 200-250, Riva ve Uludere vadileri arasındaki Gökdağ sırtları üzerinde 150-200, Şile ve Ağva civarında da 100 metreden daha aşağıda bulunuyor. Marmara ve Karadeniz maileleri aşağı yukarı binde 6-8 olan umumi bir meyil gösteriyorlar. Marmara mailesinde görülen bu meyil, istikameti ve meyil derecesi bakımından, J. CVIJIC (Bibl. 8., s. 388-391) ve W. PENCK (Bibl. 14., s. 50-58) tarafından kabul edilmiş olan, İstanbul boğazı civarındaki taraçalarla pliosen aşınma sathıların umumi alçalışlarından ayrılır.

Diğer taraftan, bölgenin tesviye şekilleri içerisinde, muhtelif yaşta olan modellerin parçaları bulunmaktadır. Fenertepe sırtlarının güney yamacı ile Akalan sırtlarının eteklerinde, eosen marn ve kalkerleri ile örtülmüş ante-eosen bir relief mevcuttur. Bununla beraber bu, fosil bir penneplenin karakterine malik değildir. Ante-miosen bir modlenin parçaları da Alibey

deresi ile Küçükçekmece arasında meydana çıkıyor. Bir peneplenin karakterine malik olmıyan bu satıh, devon ile neojenin temas sahasında, Sarmasien (Bibl. 11., s. 9-24) tabakaları tarafından örtülmüştür. Satıh genel olarak, Güneybatıya doğru meyillidir. Bu satıhı aynı mahaldeki pliosen satıhlarından ayırmak güç bir iştir. Bundan başka, "Belgrat ormanı çakıl, kum ve kil tabakaları" ile örtülmüş bulunan bir reliefin çok miktarda olan parçaları da ancak aşınmadan kurtulmuş çakıl ve kum depolarının kenarlarında meydana çıkmaktadır. Daha ziyade, bölgedeki vadilerin yamaçları üzerinde meydana çıkan bu fosil relief bir peneplen veya aşınma satıhı değildir...

Bölgenin en geniş aşınma satıhı, pliosen aşınma satıhı olmalıdır. Bu satıh E. CHAPUT'ye göre, Küçükçekmece civarında, Meosienden sonra teşekkül etmiştir. (Bibl. 5., s. 287-289). Satıh, irtifa ve coğrafi yayılışı bakımından, genel olarak, pliosen akarsu depolarına uymaktadır.

Ekseriya 50-70 metre irtifada görülen bazı aşınma şekillerinin, taraça şeklindeki akarsu depolarının ve meyil inkıtalalarının eski bir kaide seviyesi ile alakadar olması ihtimali dahilindedir.

4. – Vadiler:

Bölgede pek çok vadi vardır. Başlıcaları, Istranca, Karasu, Zazlıdere, Şamlar deresi, Alibey, Kaathane dereleri, Göksu, Rivaderesi, Uludere, Gök-dere vadileridir. Bu büyük vadiler, bazı aşağı kısımları müstesna, genel olarak, Güneydoğu-Kuzeybatı istikametindedir. Yarımada'nın büyük vadilerindeki akış istikametleri aksinedir. Kocaeli yarımadası üzerindeki akış istikameti Kuzey ve Kuzeybatıya, İstanbul yarımadası üzerindeki akış istikameti de Güney ve Güneydoğuya doğrudur. Bununla beraber vadiler birbirine paraleldir. Diğer taraftan, büyük vadilerin umumi istikameti ile İstanbul masifinin apalaşien zirveler sahasının, mezozoik ve tersier örtü tabakalarının tektonik istikametleri arasında bir paralelizm görülmektedir. Bu müşahedelere göre, denilebilirki, bölgenin büyük vadileri, başlıca relief ilebünyenin umumi vaziyetine göre tulanidir. Büyük vadi yamaçlarının disimetrik vaziyeti, belki de, mezozoik ve tersier rüsuplarındaki umumi bir meylin neticesidir. İstanbul yarımadasının vadilerindeki subsekant şekillerin tersiere monoklinal bünyeye bağlı olması ihtimal dahilindedir (Şekil 1.). Büyük Alibey - Kaathane vadisi daha batıdaki vadilere paralel olan umumi istikameti ve açık yamaçlarındaki disimetri ile eski monoklinal bir depresyonun bakiyesine benziyor.

Diğer taraftan, pliosene ait akarsu rüsuplarının dağılışı ile bölgenin tulanı vadileri arasında bir münasebetin mevcut olduğu görülüyor. Bu akarsu rüsupları, daha ziyade, bugünkü vadi yamaçlarının yüksek kısımları üzerinde bulunmaktadır. Bu günkü akarsu yatakları, Gölcük (Bibl. 6., s. 1-8) ve Rivaderesi vadisindeki Hüseyinli kopmuş menderesleri ile derin vadilerde görüldüğü gibi, daha ziyade, eski akarsu depolarına göre sürempoze bir şekilde teşekkül etmiş görünüyorlar (Bibl. 15., s. 132-136, morfoloji hartası, jeoloji hartası...).

İstanbul boğazı bölgesinin vadileri:

İstanbul boğazının güney medhali civarında görünen vadiler şunlardır: Doğu tarafta. Balıklıyazma deresi, Narlıderesi, Çamaşır deresi ve Kurbağalıdere vadileri, batı tarafta da, Yenikapı deresi, Çavuşbaşı deresi ve Uzuncadere (Ayamama D.) vadileridir. Bu vadilerin deniz dibindeki devamı orta ölçekli bir deniz hartası üzerinden takibedilebiliyor. Bunlar boğazın açığında, deniz altında kalmış büyük bir vadiye doğru toplanıyorlar. Bu büyük vadinin en derin kısımları, deniz seviyesinin aşağı yukarı 100 metre altında bulunmaktadır. Eğer, bu deniz altında kalmış geniş vadi sahası, Alibey, Kâatharne dereleri ile eski güney boğaz vadisinin aşağı kısımları olarak kabul edilecek olursa, boğazın güney medhali ile Güneye doğru açılan körfez şeklindeki mahallin (muvakkaten İstanbul körfezi denilebilir) genişliği izah edilmiş olacaktır. Boğazın medhali ile orta kısmı arasındaki tâbilerle aynı bölgede bulunan ve Güneye doğru meyilli olan sırtlar ve tesviye edilmiş şekillerin vaziyeti, bu faraziyenin dayanak noktaları arasında zikredilebilir (Şekil 2.).

Bundan başka, boğazın kuzey kısmında başka bir vadi sistemi mevcuttur. Burada, boğazın medhali ile Göksu mansabı arasındaki tabiler boğaz mihveri ile, daha ziyade, Güneye doğru açılan dar açılar teşkil edecek şekilde uzanmış bulunuyor. Kilyosla Riva deresi mansabı arasında kalan kuzey boğaz bölgesinde, Kuzey doğu ve Kuzeye doğru açılan bazı vadilerle kabaca, Kuzeydoğuya meyilli olan bir modle ve sırtlar vardır. Bu vadiler deniz dibinde (deniz hartalarına göre) kısmen devam etmektedir. Bu müşahedelere göre, boğazın kuzey kısmında, deniz altında kalmış eski bir vadinin mevcudiyeti bahis mevzuu olacaktır. (Şekil 2.). Komşu vadiler gibi "(Doğuda, Kumdere, Swatdere, dere, batıda, Sazlıdere, Çakıroğlu deresi, Mamaracık deresi, Uzunya deresi... vadileri) Kuzeydoğuya doğru açılan bu vadi Rivaderesinin bir tâbii olarak nazarı itibare alınabilir. Bundan başka

bu kuzey boğaz vadisi Göksu-Küçüksu vadi sisteminin bir devamı da olabilir. Bununla beraber, bölgenin karalar üzerinde ve deniz altında bulunan jeomorfolojik şekilleri ile bu faraziyeğe uygun olan deliller tamamlayıcı bir etüdde tafsilâtlı tetkik edilmiş olacaktır.

Boğazın geniş kısımları, devon şist ve gravvakları, mezozoik volkanik tüfleri ve genel olarak, tektonik çukurlarda muhafaza edilmiş olan neojen arazisinin mevcudiyetiyle izah edilebiliyor. Genel olarak, devona ait silisli şist, yumru kalker ve mavi sert kalkerler üzerinde teşekkül etmiş ve nisbeten dar olan kısımlar ise, apalaşien bir bünyenin epijenik gediklerine benzemektedir.

Bölgede yapmış olduğumuz müşahedelerin neticeleri kısa bir mukayese yapmaya müsait görünüyor: Çanakale boğazı bölgesinde miosen arazisinden müteşekkil (daha ziyade Güneybatıya doğru meyilli olan Sarmasien ve Ponsien tabakaları) monoklinal bir bünye vardır. Çanakale boğazının parçaları (dirsekler arasındaki kısımlar) ve başlıca tâbileri, kabaca, subsekant ve konsekant vadiler gibi görünüyorlar. Boğazın dibinde de, biraz değişmiş de olsa, disimetrik şekilleri tefrik etmek mümkündür; bunlar boğazın iki kıyısında bulunan şekillerin deniz altındaki devamını teşkil ediyorlar.

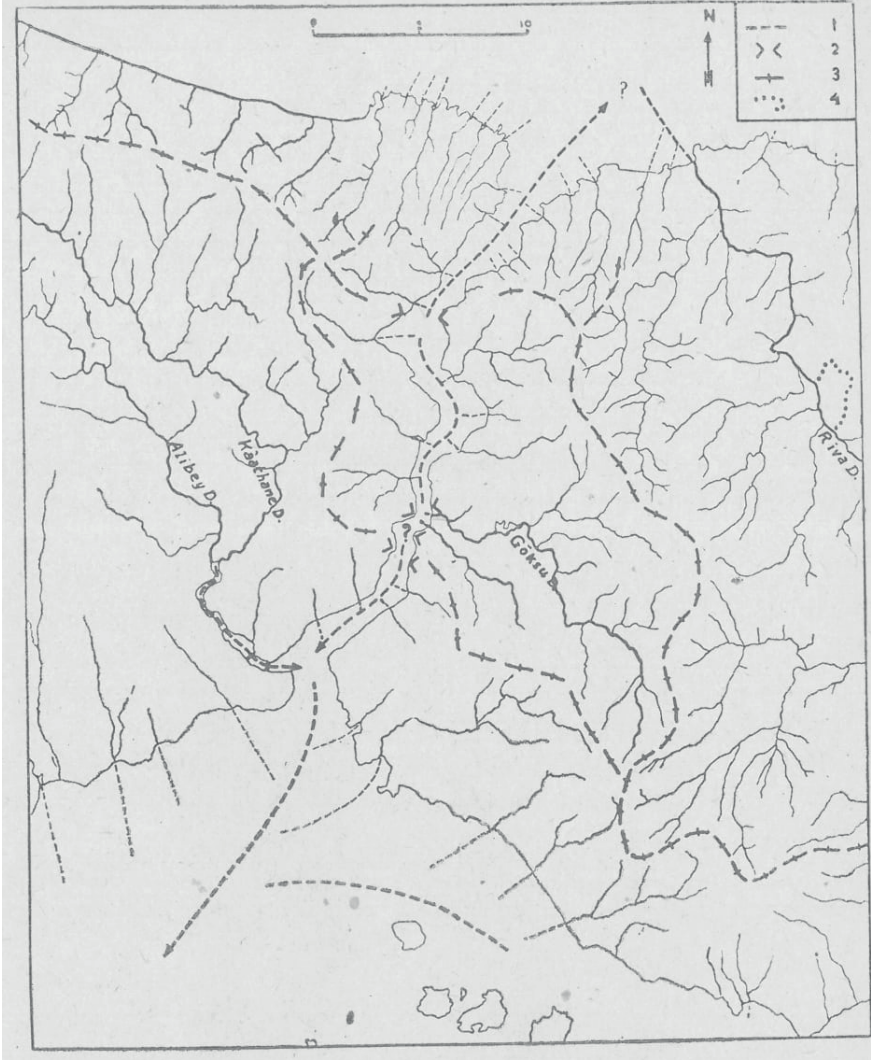
1. inci Şekle ait izalat (Légende de la figure 1.)

1) Apalaşien zirveler (Crêtes appalachiennes); 2) Apalaşien Zirveler sahası (Terrains a crêtes appalachiennes); 3) Genel olarak, tersier aşınma satırları (D'une manière générale, surfaces d'érosion tertiaire), 4) Ante-eosen relief (Relief ante-éocène); 5) Ante-neojen aşınma sathı (Surface d'érosion ante-néogène); 6) Genel olarak, Pliosen satırları (D'une manière générale, surfaces d'érosion pliocène); 7) Disimetrik sırtlar (Croupes dissymetriques); 8) Kuesta şeklindeki sırtlar (Croupes en forme de cuesta); 9) Epi jenik gedikler (Percées épigéniques); 10) Genel olarak pliosen akarsu teşekkülâtı (D'une manière générale, formations fluviatile pliocènes) ; 11) Miosene ait kaller, kil, kum ve marnlar (Calcaires, argiles, sables et marnes miocenes); 12) Eosen tabakaları (Couches éocènes); 13) Kretase tabakaları (Couches crétacées); 14) Trias tabakaları (Couches du Trias); 15) İstanbul masifinin sınırları (limites du massif d'İstanbul); 16) Vertebré fosilli Neojen (Néogène à vertébrés fossiles).



Şekil 1. İstanbul civarı ile Kocaeli yarımadasının jeomorfolojik taslağı (şekle ait izahat 139. sahifede).F

Figure 1. Esquisse géomorphologique des environs d'Istanbul et de la presqu'île de Kocaeli (légende de la figure, page 139).



Şekil 2: İstanbul boğazı bölgesinin hartası.

Figure 2. Carte de la région du Bosphore.

1 — Sular altında kalmış muhtemel vadiler (Vallées probables submèrgées) ;

2 — Epijenik gedikler (Percées épigéniques);

3 — Doruk hattı (Ligne de faîte) ;

4 — Kesilmiş menderes kıvrımı (Boucle recoupée de méandre).

BIBLIOGRAPHIE

1. AKYOL (İBRAHİM HAKKI), Coğrafi hareketler (Darülfünun Ede. Fak. Mec., Cilt VIII, Sayı IV, s. 316-319), 1930.
2. AKYOL (İBRAHİM HAKKI) ve CHAPUT (E.), Le méandre de Gölçük pres du Bosphore (Publ. İnis. Géogr. Univ. İstanbul, No:3, s. 1-8) 1934.
3. BAYKAL (A. F.), La géologie de la région de Şile (Kocaeli), (Şile mın-takasının jeolojisi (Kocaeli) (Publ. İnst. Géol. Univ. İstanbul, No: 12, s. 176-149), 1942.
4. BAYKAL (A. F.), Etudes géologiques dans 1a région de Kandıra-Adapazar (Adapazar-Kandıra bölgesinde jeolojik etüdler) Revue de la Fac. Sc. Univ. İstanbul, Tome VIII, Sér. B, Fasc. 4, s. 259-262), 1943.
5. CHAPUT (E.), Voyagls d'études géologiques et, géomorphologiques en Turquie (Mém. İnst. Fr. d'Archéol. d'İstanbul, II, s. 171-177, 287-290), 1936.
6. CHAPUT (E.), ve İBRAHİM HAKKI (AKYOL), Le méandre de Gölçük prés du Bosphore (Publ. İnst. Géogr. Univ. İstanbul, No: 3, s. 1-8), 1934.
7. CHAPUT (E.), ve HAMİT NAFİZ (PAMİR), Nouvelles observations sur les terrains néogènes de l'Ouest d'İstanbul (Publ. İnst. Géol. Univ. İstanbul, No: 9, s. 1-12), 1934.
8. CVIJIC (J.), Grundlinien der Geographie und Geologie von Mazedonien und Altserbien, Peterm. Mitt., Ergzgs. - Heft 162, s. 385-392), 1908.
9. OKAY (A. C.), Géologique und petrographische Untersuchung des Gebiets zwischen Alemdağ, Karlıdağ und Kayışdağ in Kocaeli (Bithynien), (Alemdağ, Karlıdağ ve Kayışdağ arasındaki bölgenin jeolojisi ve petrografisi) (Revue de la Fac. Sc. Univ. İstanbul, Tome XII, Sér. B. Fasc. 4., s. 271-275), 1947,

10. McCALLIEN (W. J.) ve KETİN (İ.), The Structure of Çamlıca, Western Asia Minor, near Istanbul (Annales de l'Université d'Ankara) (Publ. de l'Univ. d'Ankara s. 217-222), 1947.
 11. PAMİR (HAMİT NAFİZ) ve SAYAR (AHMET MALİK), Vertébrés fossiles de Küçükçekmece (Publ. de l'Inst. Géol. Univ. İstanbul, No: 8, s. 9-24), 1933.
 12. PAREJAS (Ed.), La tectonique transversale de la Turquie (Revue de la Fac. Sc. Univ. İstanbul, Sér. B, Tome, V, No: 8, s. 227-234), 1940.
 13. PAECKELMANN (W.), Neue Beiträge zur Kenntnis der Geologie Paläontologie und Petrographie der Umgegend von Konstantinopel (Abh. Preuss. Geol. Landesanstalt. Neue Folge 186, s. 50, 150-159), 1938.
 14. PENCK, (W.), Grundzüge der Geologie des Bosphorus (Veröff. Inst. f. Meereskunde Berlin, N. F., A, 4, s. 49-58) 1919.
 15. YALCINLAR (İ). İstanbul boğazı batısında jeomorfolojik araştırmalar (Recherches géomorphologiques a l'Ouest du Bosphore) (Türk Coğr. Derg. No: V-VI, s. 131-136). 1944.
-

YAYINLAR-PUBLICATIONS

Mikro depremler ile Meteorolojik olaylar arasındaki münasebetler hakkında müşahedeler

J. B. MACELWANE: The Problem of Microseisms and Ocean Storms. Bulletin Seismological Society of America 36, 1946.

M. H. GILMORE: Microseisms and Ocean Storms. Aynı dergi, 36, 1946

M. H. GILMORE - W. E. Hubert: Microseisms and Pacific Typhoons. Aynı dergi, 38, 1948.

L. DON LEET: Microseisms in New England - Case History II. Aynı dergi, 38, 1948.

Yersarsıntıları ile hava basınçları arasındaki münasebetler hakkında Türkiye'de bir kaç sene evvel geniş tetkikler yapılmış ve netice olarak hava basınçlarının depremleri harekete getirebileceği hakkındaki faraziyenin ihtimal derecesinin yüksek olduğu gösterilmiştir.¹ Türkiye'de yapılmış bu müşahedelerin enteresan bir ikmal olarak son zamanlarda «Seismological Society of America» nın dergisinde <<mikro-depremler» ile hava olayları arasındaki münasebetler hakkında bir kaç makale neşredilmiştir. Bu yeni etütlerin neticesi kısaca şudur:

Tayfunlar, Hurikanlar, şiddetli <<doğru» fırtınalar, şiddetli alçak basınçlar gibi meteorolojik olaylar mikro-depremleri meydana getirmektedirler. Bilhassa derin okyanus sularının üzerinden geçen olayların mikrosismik reaksiyonu çok kuvvetlidir. Fakat hava olayları berri sahalara, az derin olan sulara veya denizin tabanında bulunan (fay gibi) derin tektonik ârizalara yaklaştığı zaman, bu mikro-depremlerin amplitütleri gittikçe azalmaktadır. Son zamanlarda yapılan meteorolojik müşahedelere göre, çok şiddetli hava olayları, derin ve geniş bir su kitlesinin sathında çok ağır dalga hareketlerini meydana getirmektedirler. Muazzam bir fırtına veya çok geniş bir basınç cephesi tarafından vücutte getirilen su hareketleri

(1) N. Pınar - M. Fouché: Erzincan zelzelesinin meteorolojisi. Ist. Üniv. Fen. Fak. Mecm., seri B, V, 3/4, 1940.

N. Pınar - M. Fouché: 20/6/1943 Adapazar depreminin jeolojik ve meteorolojik incelenmesi. Aynı dergi, seri A, VIII,1 1943.

N. Pınar: Marmara havzasının jeolojisi ve sismik meteorolojisi. Aynı dergi, seri A, VII, 3/4 1943.

yüzlerce km² tutan sahalara inhisar edebilirler. Böyle bir basınçtan su içerisinde meydana gelecek ihtizaz hareketi su kütlesi vasıtasıyla denizin tabanına kadar yayılarak arz küresinin kabuğuna geçmekte ve mikrosismik dalga halinde her tarafa intişar etmektedir. Buna karşı, az derin sular veya berrî sahalarda, hava karışıklıklarından doğan kuvvetlerin nakledilmesine o kadar müsait değildirler.

Müsait jeolojik şartlar altında, meselâ tabanı tektonik bakımdan ârızalı olmıyan bir okyanus üzerinde, bir mikro-depremin sebebi olan ağır bir fırtına 2000 kilometreyi aşan bir mesafeden tesbit edilebilir. Zikredilen hava olaylarının mikro-depremleri vücuda getirmesi o kadar muntazamdır ki, son Pasifik harbi esnasında tayfun gibi ağır fırtınaların muayyen bir yere yaklaşacağı sismoğrafik istasyonlarla işbirliği yapan meteoroloji servisleri tarafından en az 24 saat evvel tesbit edilebilmiştir.

E. LAHN

Publication of the geophysical abstract

The United States Geological Survey has resumed publication of the Geophysical Abstracts after a 4 - year interval, during which they were issued by the U. S. Bureau of Mines.

The Geophysical Abstracts are published quarterly as an aid to those engaged in geophysical research and exploration. The bulletin covers world literature on geophysics contained in periodicals, books, and patents. It deals with exploration by gravitational, magnetic, seismic, electrical, radioactive, geothermal, and geochemical methods and with underlying geophysical theory and related subjects.

Copies may be purchased single or by annual subscription from the Superintendent of Documents, Government Printing Office, Washington 25, D. C. For subscription, the Superintendent of Documents will accept a deposit of \$5.00 in payment for subsequent issues. When this fund is near depletion the subscriber will be notified. The deposit may also be used to cover purchase of any other publication from the Superintendent of Documents. The present price of each copy of the Geophysical Abstracts is 20 cents.

**R.ERINKMANN: "Emanuel Kayser's Abriss der Geologie,,:
Cilt II, 1948; Stuttgart, Vlg. Ferdinand Enke. Fiyatı
cildli 27.—Mk.**

Yeniden revize edilerek neşrolunan bu eserin stratigrafiye zıt olu bu cildi 355 sayfadır. Kitapta, stratigrafinin esas prensipleri, jeoloji formasyonları çok açık bir dille ve en yeni görüşlerle izah edilmiştir. Eserde her sistemin tarifi yapıldıktan sonra yayılma tarzı paleocoğrafya hartalarıyla, fauna ve flora'sı güzel resimlerle gösterilmiştir. Kambrien bir levhada (12 şekilde) gösterildiği halde, Kretase için 11 levha (82 şekil) konmuştur. Her sistemin iklimi, paleocoğrafyası, tektonik hareketleri krokilerle açıklanmıştır. Strati-grafiye ait en yeni bilgileri ihtiva eden bu eserin sonuna canlıların tekâmülü hakkında bir bahis eklenmiştir. Her bakımdan iyi derlenmiş olan bu el kitabını jeologlara tavsiye ederiz .

H.N. PAMİR

TÜRKİYE JEOLOJİ KURUMU
The Geological Society of Turkey
M. T. A. Enstitüsü
A N K A R A

1949 YILI YÖNETİM KURULU (OFFICERS FOR 1949):

Başkan (<i>President</i>)	Cevat E. Taşman
İkinci Başkan (<i>Vice President</i>)	Recep Egemen
Genel Sekreter (<i>General Secretary</i>)	Suat Erk
Muhasip Veznedar (<i>Treasurer</i>)	Kemal Lokman
Faal Üye (<i>Executive Member</i>)	Ali Dramalı
Yedek Üyeler (<i>Associate Executive Members</i>)	Necdet Egeren
	Hilmi Sagoçi
	Server Atabek

YAYIN KOMİTESİ (EDITORIAL COMMITTEE) :

Hâmit N. Pamir (Başkan-President)
William J. McCallien
Orham Bayramgil
Suat Erk
Melih Tokay
Ekrem Göksu

DENETLEME KURULU (KONTROLLERS) :

Malik Sayar
Şevket Birand
Lütfiye Erentöz

HAYSİYET DİVANİ (DISCIPLINARY COMMITTEE) :

Ali Dramalı
Cahit Erentöz
A. Fuat Baykal

ÜYELER LİSTESİ

List Of Members

A. KORUYUCU ÜYELER VE YARDIMDA

BULUNAN MÜESSESELER — (CONTRIBUTING ORGANIZATIONS):

M.T.A. Enstitüsü, Ankara

İller Bankası, "

Etibank, "

B. FAHRİ ÜYELER — HONORARY MEMBERS:

Madame M. Chaput 9 Rue du Château, Dijon (Cote d'Or), France

Léon - William Collet 1 Rue du Manège, Genève, Suisse

Apdullah H. Guleman Dolapdere Cad. 269, Şişli, İstanbul

Marcel Gysin Laboratoire de Mineralogie, Université de Genève, Suisse

Edouard Paréjas Laboratoire de Mineralogie, Université de Genève, Suisse

C. ASLI ÜYELER — ACTIVE MEMBERS:

Akartuna, Mehmet Üniversite, Jeoloji Enstitüsü İstanbul

Akarun, Cevdet Etibank, Ankara

Akol, Raif M. T. A. Enstitüsü, Ankara

Akyol, İb. Hakkı Üniversite, Coğrafya Enstitüsü, İstanbul

Alagöz, Cemal " " " Ankara

Alpay, Behçet M. T. A. Enstitüsü, Ankara

Altınlı, Enver Üniversite, Jeoloji Enstitüsü, İstanbul

Ardor, Vecihe M. T. A. Enstitüsü, Ankara

Arni, Paul Socony Vacuum Oil Co. Cairo, Mısır

Atabek, Server M. T. A. Enstitüsü, Ankara

Ataman, Tacettin Garp Linyitleri İşletmesi, Tavşanlı

Avdan, Oğuz M. T. A. Enstitüsü, Ankara

Bahrett, Theodore Robert College, Bebek, İstanbul

Cihat, Barut Başbakanlık umumi murakabe, Ankara

Barutoğlu, Ö. Hulusi Etibank, Ankara

Batuk, Hamza Garp Linyitleri İşletmesi, Tavşanlı

Baykal, Fuat Üniversite, Jeoloji Enstitüsü, İstanbul

Baykal, Orhan M. T. A. Enstitüsü, Ankara

Baykal, Turan Etibank, Ankara

Bayramgil, Orhan M. T. A. Enstitüsü, Ankara

Bediz, Pertev	M. T. A. Enstitüsü, Ankara
Berent İ. Ruhi	M. T. A. Enstitüsü, Ankara
Birand, Şevket	Üniversite, Ziraat Fakültesi, Ankara
Birön, Cemal	E. K. İ. Çaydamar, Zonguldak
Blumenthal, Maurice	M. T. A. Enstitüsü, Ankara
Bozdağ, Hamdi	M. T. A. Enstitüsü, Ankara
Cankut, Sezai	Ergani Bakır İşletmesi, Maden
Cebeci, Ahmet	M. T. A. Enstitüsü, Ankara
Charles, Florent	Berneau (Visé), Belgique.
Chazan, Willy	Maroc
Clayton, Edgar	Drilexco, M. T. A. Enstitüsü, Ankara
Cowley, John	Etibank, Ankara
Dacı, Atife	Museum d'Hist. Nat. Labor. de Géologie, Paris
Danişman, Necmettin	M. T. A. Enstitüsü, Ankara
Denkel, Ulvi	M. T. A. Enstitüsü, Ankara
Dramalı, Ali	M. T. A. Enstitüsü, Ankara
Ediger, Enver	E. K. İ. Çaydamar, Zonguldak
Egemen, Recep	M. T. A. Enstitüsü, Ankara
Egeran, Necdet	M. T. A. Enstitüsü, Ankara
Emil, Muhip	Sıhhiye, İlkiz Sok. Işıkman Ap., Ankara
Erentöz, Cahit	M. T. A. Enstitüsü, Ankara
Erentöz, Lütfiye	M. T. A. Enstitüsü, Ankara
Ergene, Bekir V.	Mete Cad. Bedri Ap. Ayaspaşa, İstanbul
Ergin, Kâzım	M. T. A. Enstitüsü, Ankara
Ergönül, Yaşar	Üniversite, Jeoloji Enstitüsü, İstanbul
Erguvanlı, Kemal	Teknik Üniversite, Jeoloji Enstitüsü, İstanbul
Erişkin, Sehavet	Üniversite, Jeoloji Enstitüsü, İstanbul
Erk, Suat	M. T. A. Enstitüsü, Ankara
Eskici, Ömer	Etibank, Ankara
Esmer, Namık	Şafak Sok. 21/4, Nişantaşı İstanbul
Ezgü, Nebi	M. T. A. Enstitüsü, Ankara
Fındıkgil, Gürbüz	E. K. İ. Zonguldak
Firuz, Behzat	E. K. İ. Kasaptarla, Zonguldak
Gencer, Faik	Murgul Bakır İşletmesi, Murgul, Hopa
Gencer, Reşit	Bağdat Cad. 242/4, Kızıltobrak, İstanbul
Göksu, Ekrem	M. T. A. Enstitüsü, Ankara
Güler, Kâzım	M. T. A. Enstitüsü, Ankara
Gürsoy, Cevat	Üniversite, Coğrafya Enstitüsü, Ankara
Himam, Tulun	Tekel Genel Müdürlüğü, Tuz Bürosu, İstanbul

İtil, Turgut	E. K. İ. Kozlu, Zonguldak
İzbirak, Reşat	Üniversite, Coğrafya Fakültesi, Ankara
Jangmanns, W. J.	Sittarderweg 61, Heerlen, Holland
Karayazıcı, Fuat	E. K. İ. Zonguldak
Ketin, İhsan	Üniversite, Jeoloji Enstitüsü, İstanbul
Kıpçak, Cemal	M. T. A. Enstitüsü, Ankara
Kıraner, Fikret	M. T. A. Enstitüsü, Ankara
Kirman, Ziya	M. T. A. Enstitüsü, Ankara
Kocatopçu, Şahap	Etüt ve Tesis Bürosu, Sümerbank, Ankara
Kovenko, Vladimir	34, rue du Cardinal Lavigérie, Goulette Tunisie
Kozak, Ali	Etibank, Ankara
Küçükçetin, Adnan	M. T. A. Enstitüsü, Ankara
Lahn, Ervin	Deprem Bürosu, Bayındırlık Bak. Ankara
Lee, Harry G. A.	27. Selanik Caddesi, Ankara
Lokman, Kemal	M. T. A. Enstitüsü, Ankara
Loczy, Loczy de	M. T. A. Enstitüsü, Ankara
McCallien, William J.	Üniversite, Jeoloji Enstitüsü, Ankara
Maxson, John	1585 Kearney Str. Denver 7, Colorado, U. S. A.
Mercier, Jean	M. T. A. Enstitüsü, Ankara
Migaux, Léon	48. Bd. de Latour Maubourg. Paris 7e, France
Mutuk, Mahmut R.	M. T. A. Enstitüsü, Ankara
Okay, Ahmetcan	Üniversite, Jeoloji Enstitüsü
Ongan, Malik	Gazi Eğitim Enstitüsü, Ankara
Ortynski, İ.	34 Bd. Saint Saens, Alger, Algérie.
Otkun, Galip	M. T. A. Enstitüsü, Ankara
Öget, Mazlum	M. T. A. Enstitüsü, Ankara
Önay, Toğan	Langfurren 10, Zurich 57, Schweiz
Önder, Kasım	M. T. A. Enstitüsü, Ankara
Özşahin, Selim	Etibank, Ankara
Öztemür, Cemal	M. T. A. Enstitüsü, Ankara
Özuygur, Mesut	Ziraat Fakültesi, Ankara
Pamir, Hamit N.	Üniversite, Jeoloji Enstitüsü, Ankara
Parapanof, Serj	Ergani Bakır İşletmesi, Maden
Patijn, Rudolf	M. T. A. Enstitüsü, Ankara
Pekkan, Ahmet	Bahçe, Seyhan
Pekmezçiler, Sadettin	M. T. A. Enstitüsü, Ankara
Pınar, Nuriye	Üniversite, Jeoloji Enstitüsü, İstanbul
Sadullah, Tevfik	Mod. Cad. 223, Kadıköy, İstanbul
Sağiroğlu, Galip	M. T. A. Enstitüsü, Ankara

Sagogi, Hilmi	M. T. A. Enstitüsü, Ankara
Salman, Talât	Murgul Bakır İşletmesi, Murgul Hopa
Sayar, Malik	Teknik Üniversite, Jeoloji Enstitüsü, İstanbul
Saylam, Hikmet R.	Etibank, Ankara
Schwennessen, Alvin	Socony Vacuin oil Co, 26 Brodway, New York. USA
Selçuk, Ahmet	İskenderun
Silimen, Kemal	Sağlık Sok. Demir Ap. 4, Sıhhiye Ankara
Silimen, Reşat	Sağlık Sok. Demir Ap. 4, Sıhhiye Ankara
Sirel, Macit	Etibank, Ankara
Süme, Cemil	İç Cebeci, Oba Sok. 30/1, Ankara
Şenkart, Muammer	EKİ Üzülmez bölgesi, Zonguldak
Şenyürek, Muzaffer	Üniversite, Antropoloji Enstitüsü, Ankara
Taşman, Cevat E.	M. T. A. Enstitüsü, Ankara
Taşman, Mehlika	M. T. A. Enstitüsü, Ankara
Teker, Nuran	M. T. A. Enstitüsü, Ankara
Ternek, Zati	M. T. A. Enstitüsü, Ankara
Thiadens, A. A.	Geologisch Bureau, Heerlen, Hollond
Tilev, Nuh N.	M. T. A. Enstitüsü, Ankara
Tokay, Melih	M. T. A. Enstitüsü, Ankara
Tolun, Necip	M. T. A. Enstitüsü, Ankara
Topkaya, Mehmet	M. T. A. Enstitüsü, Ankara
Türkunal, Süleyman	M. T. A. Enstitüsü, Ankara
Ulsoy, Muzaffer	E.K.İ. Zonguldak
Uluğ, Turgut	M. T. A. Enstitüsü, Ankara
Uysal, Hayri	M. T. A. Enstitüsü, Ankara
Üçer, Naci	M. T. A. Enstitüsü, Ankara
Ünsalaner, Cahide	British Museum of Nat. Hist. London SW7 England
Yahşiman, Kâzım	M. T. A. Enstitüsü, Ankara
Yalabık, Tahsin	Garp Linyitleri İşletmesi, Tavşanlı
Yalçınlar, İsmail	Üniversite, Coğrafya Enstitüsü, İstanbul
Yavaşca, Suphi	Etibank, Ankara
Yener Hadi	İzmir Caddesi 18, Yenişehir, Ankara
Yücel, Talip	Üniversite, Coğrafya Enstitüsü, Ankara
Yüngül, Sulhi	M. T. A. Enstitüsü, Ankara
Zenginoğlu, Yusuf	M. T. A. Enstitüsü, Ankara
Zijlstra, Gerrit	M. T. A. Enstitüsü, Ankara
Zimmer, Ernst	M. T. A. Enstitüsü

D. ÖĞRENCİ ÜYELER – (STUDENT MEMBERS):

Alpan, Sadreddin	175 Pershore Road, Birmingham 5, England
Apak, M. Emin	Üniversite, Jeoloji Enstitüsü, İstanbul
Birand, Mazlum	Montanistische Hochschule, Leoben - Steiermark, Österreich
Çaycı, Ahmet C.	M. T. A. Enstitüsü, Ankara
Çetinçelik, Mesut	Üniversite, Jeoloji Enstitüsü, İstanbul
Dekak, O. Selçuk	P. B. 43 Morgantown, W. Va. U. S. A.
Diñel, Bedi	School of Mines, Colorado, USA
Diziođlu, M. Yusuf	c/o Turkish Consulate General, 18 Cadogan Gardens London SW 3, England
Doğan, Mustafa Z.	University of Birmingham, England
Dokuzođlu, Hilmi	Stanford University, Calif. USA
Erdiñ, Şaban Ş.	817,15th Str. Golden, Colorado, USA
Esen, Necdet	Üniversite, Jeoloji Enstitüsü, İstanbul
Gürel, Mehmet	P. O. B. 412 Golden, Colorado, USA
Gürel, Senih	175, Pershore Bd., Birmingham,5 England
Kılıç, Enver	215 Kings Road, Chelsea, London SW 7, England
Meriçelli, A. F.	c/o National Coal Board of Great Britain, London
Özdemir, Mukaddes	Üniversite, Jeoloji Enstitüsü, İstanbul
Özfırat, Şakir	Üniversite, Jeoloji Enstitüsü, İstanbul
San, H. Tahsin	8 Rue de Clot-Bey, Grenoble, France
Şadođlu, Perihan	Üniversite, Jeoloji Enstitüsü, İstanbul
Taşdemirođlu, Mehmet	Üniversite, Jeoloji Enstitüsü, İstanbul

TÜRKİYE JEOLOJİ KURUMU¹⁾
TÜZÜĞÜ^{2,3)}

1) Bakanlar Kurulunun 4/2/1949 tarih ve 3/8690 sayılı kararıyle Umumi Menfaatlere Hadim Dernek olarak tanınmıştır.

2) Cemiyetler Kanununa uygun bulunduğu İç İşleri Bakanlığının 10/4/947 gün ve Emniyet Genel Md. Ş. 4, B. 1, (3 - 214) 21512 sayılı yazılarına atfen Ankara Vilayetinin 21/4/947 gün ve Emniyet Md. Ş. I, B. 2, 3956/12770 sayılı yazısı ile bildirilmiştir.

3) Son şeklinin 3512 ve 4919 sayılı Cemiyetler Kanunu hükümlerine uygun bulunduğu İç İşleri Bakanlığının 22-2-949 gün ve Emniyet Md. Ş. I, D. 3, 5676/214 sayılı yazılarına Atfen Ankara vilayetinin 28 - 2 - 949 gün ve Emniyet Md. Ş. I, B. 2, 2092/4953 sayılı yazısı ile bildirilmiştir.

A N K A R A
1 9 4 9

TÜRKİYE JEOLJİ KURUMU TÜZÜĞÜ

1— Kurumun mahiyeti, gayesi ve faaliyeti:

Madde: 1 — Memleketimizde bulunan Jeoloji ilmi müntesipleriyle bu ilimle yakın ilgisi bulunanların ilmî, mesleki, kültürel ve içtimai sahalarda birlik ve tesanütlerini sağlayacak olan ve “Türkiye Jeoloji Kurumu” adını taşıyan bir cemiyet 14/7/1946 tarihinde kurulmuştur.

Madde: 2 — Kurumun merkezi Ankara’dadır.

Madde: 3 — Kurumun gayesi: Jeoloji ilminin terakki ve inkişaflarına hizmet etmek, bu ilmin, memleketimizin ilmi ve ameli hayatındaki mevki ve ehemmiyetini tanıtmak ve bu ilmin muhtelif kollarında çalışan meslektaşlar arasında tanışma ve beraber çalışma imkânlarını araştırarak faydeli neticelerin istihsaline çalışmak.

Cemiyet bu gayelerine varmak için aşağıdaki vasıtalara müracaat eder:

- a) İlmi ve mesleki konferanslar, toplantılar tertip etmek,
- b) Meslektaşlara ilmi ve mesleki yardımlarda bulunmak,
- e) Memleket içinde ve dışında jeolojik ekskürsionlar tertip etmek,
- d) Mesleki kitap ve risaleler neşretmek, ilmi bir mecmua çıkarmak ve merkezde jeoloji ile alâkalı bir kütüphane tesisine çalışmak,
- e) Dünya jeoloji kurumları ve jeoloji kurumuna yakın ilmi teşekküller arasında temas ve münasebetler tesis etmek ve Türk jeolojisini ars-ulusal sahada tanıtmaya çalışmak (bu meyanda arsiulusal kongrelere mümessil seçerek memleket jeolojisini temsil etmek).

Madde: 4 — Kurum siyasetle uğraşmaz.

II. Kurumun Üyeleri:

Madde5 — Kuruma asli üye olabilmek için jeoloji ve maden mühendisliği mesleklerine intisap etmiş olmak veya bu mesleke yakın ilim şubelerinden birini meslek ittihaz etmiş olmak gerektir.

Diğer Üyelik şekil ve şartları şunlardır:

a)Daimi Üyelik: Bir defada asgari 123. - lira veren üyeler Kurumun daimi üyesi olur ve bu gibiler hayatları süresince aidat vermek külfetinden kurtulurlar.

değildirler,

b) Koruyucu Üyelik: Kuruma bir defaya mahsus olmak üzere 1000.- lira maddi yardımda bulunanlar Kurumun Koruyucu Üyesi olurlar. Bu yardımın birkaç taksitte yapılması da mümkündür.

c) Öğrendi Üyelik: Jeoloji ve maden mühendisliği tahsili veya ihtisası yapan Üniversite ve yüksek okul öğrencileri, aidatın asgari 1/2 sini vermek şartıyla öğrenci üyeliğe kabul edilebilirler. Bunlar toplantılara iştirak etmekle beraber seçimlerde ve kararlar ittihazında rey hakkını haiz

d) Fahri Üyelik: Fahri üyeliğe lâyık görülen zevat Yönetim Kurulu veya herhangi beş asli üye tarafından kongreye teklif ve kongre kararı ile kabul olunur.

Madde: 6 — Kuruma üyelik, kurumun teklif varakasını doldurduktan, Yönetim Kurulunca alınmasına karar verildikten ve üyelik aidatını verdikten itibaren başlar ve şu suretle sona erer :

a) Ölüm vukuunda,

b) Bir üye üyelikten çekileceğini iki ay önce ve yazı ile bildirdikten sonra,

c) Yönetim Kurulunca üyelikten çıkarılmasına karar verildiği ve bu karar haysiyet divanınca tasdik ve kongrece tasvip olunduğu taktirde,

d) İki sene müddetle aidatlarını ödememiş olan üyeler otomatik olarak üyelikten çekilmiş addolunurlar.

Madde: 7 — Çıkarılan üyeler kurumdan çıkarıldıkları zamana kadar vermiş oldukları üyelik aidatını geri alamazlar.

Madde: 8 — Kuruma maddi ve mânevi yardımı dokunanlar Yönetim Kurulu kararıyla Koruyucu üyeliğe seçilebilirler.

Madde: 9 — Asli üye senede en az (12) lira ve en çok, cemiyetler kanunu gereğince (120-) lira verir, Asli üyeler senelik aidatını iki taksitte öderler. Birinci taksit kuruma girdikleri tarihte, ikinci taksit altı ay sonra verilir. Üyeler hangi tarihte girerlerse girsinler senelik aidatı tamamen ödemek mecburiyetindedirler.

Madde: 10 — Kurumun varidatı asli üyelerin vereceği senelik aidattan, kuruma yapılacak teberrülerden, müsamereler, eğlenceler ve neşriyat ile elde olunacak hasıllardan ibarettir.

Madde: 11 — Kurumun parası millî bankalardan birine muhasip veznedar tarafından yatırılır.

Madde: 12 — Muhasip veznedar yanında azami (50.-) lira bulundurabilir. Muhasip veznedar, başkan (bulunmadığı takdirde ikinci başkan) ve genel sekreterin imza edecekleri ita emri ile bankadan para alır.

III. KURUMUN TESKİLATI:

(Kongre, Yönetim Kurulu, Denetleme Kurulu ve Haysiyet Divanından ibarettir).

A) Kongre (Genel Kurulu Toplantısı) :

Madde: 13 — Kongre, kuruma kayıtlı olan üyelerin nizamname şartlarına uygun bir şekilde toplanması ile teşekkül eder.

Madde: 14 — Kongre her senenin (Şubat) ayında toplanır.

Madde: 15— Yönetim Kurulu lüzum görürse üyelere 15 gün önce tebligat yapmak suretiyle kongreyi fevkalâde toplantıya davet edebilir.

Madde: 16 — Asli üye mecmuunun 1/5 inin imzalı takriri ile kongrenin toplanması istendiği takdirde Yönetim Kurulu 15 gün zarfında kongreyi fevkalâde toplantıya davet eder.

Madde: 17 — Kongre kararları: a) ya üyelerin 2/3 ünün mutabakatı ile; b) veya merkezideki üyelerin ekseriyeti ile verilir.

Madde: 18 — Kongrenin bir kısmı, Yönetim Kurulu kararıyla mutabık kalındığı takdirde bu grupu temsil üzere bir başkan ile bir kâtip seçerek ilk içtimada yönetim kurulu fikirlerini izah etmek hakkını haiz olacaktır.

Madde: 19 — Kongre, yönetim kurulunun bir senelik bütün mesaisini hesaplarını ve denetleme kurulunun raporunu tetkik ve yeni yılın mesai profgramını tesbit eder.

Madde: 20 — Kongre yıllık toplantılarında yönetim kurulunu, denetlerne .kurulunu, yedek üyeleri, haysiyet divanı üyelerini seçer. Kongre veya genel kurul toplantısı ilân olunan ve hükümete bildirilen gün ve muayyen yerde yapılır. Toplantı üyelere 15 gün önce tebligat yapmak ve toplanılacak gün, saat, yer ile ruznamesi en az üç gün önce iki gazete ile ilan edilmek suretiyle yapılır. İçtima geri bırakıldığı takdirde en az üç gün önce aza yeniden çağrılır ve geri bırakılma sebepleriyle yeni içtimanın tarihi ve

yeri ruzname ile aynı suretle ilan olunur ve hükümete haber verilir. Genel Kurul toplantısı birden ziyade geri bırakılmaz.

Madde: 21 — Kongrede yalnız ruznameye konan maddeler müzakere edilir. Ancak mevcut azanın en az 1/20 si tarafından müzakeresi istenen maddeleri ruznameye koymak mecburidir. Kararlar mevcut üyelerin ekseriyeti ile verilir. Her azanın yalnız bir rey vardır. Seçimler gizli reyyle yapılır. Kararlar ve neticeler mektup veya gazetelerde iki defa ilan edilir ve ayrıca üyelere mektupla bildirilir.

Madde: 22 — Aşağıdaki hususlar hakkında ancak genel kurul tarafından karar verilir:

- a) Ana nizamnamenin tadili;
- b) Hesapların tetkiki;
- c) Bütçenin tastiki;
- d) Kurumun feshi.

Madde: 23 — Genel Kurul içtimai başkan veya varsa vekili, yoksa yönetim kurulu başkanı tarafından açılarak içtimai nisabi anlaşılmak üzere yoklama yapıldıktan sonra aza arasında bir başkan ile başkan vekili ve lüzumu kadar sekreter seçilir. İçtima bu suretle seçilen başkan veya başkan vekili tarafından idare olunur. Zapt ve yazı işlerini de sekreter idare eder. Kongre toplantısını müteakip eski yönetim kurulu tarafından tanzim olunan konferanslar, ekekürsiyonlar yapılır. Verilecek konferanslar ile yapılacak ekekürsiyonların kurum üyelerine iki ay önce bildirilmesi lâzımdır. Bu konferanslara ve ekskürsiyonlara iştirak edeceklerin kendilerine gönderilen teklif varakalarına imza ve talep olunan ekskürsiyon masraflarını bir hafta önce kuruma göndermeleri lâzımdır.

Madde: 24 — Genel Kurul müzakeresinde zabıtlar, başkan ve başkan vekili ve sekreterler tarafından imzalanarak saklanır. Genel Kurul kararları da ayrıca karar halinde yazılarak aynı suretle imza edilerek saklanır.

Madde: 25 — Genel Kurul içtimai yönetim kuruluna seçilecek üyenin hüviyetleriyle ana nizamnamede yapılacak değişikliklerin bir hafta içinde o yerin en büyük mülkiye amirine bildirilmesi mecburidir.

B) YÖNETİM KURULU:

Madde: 26 — Yönetim kurulu beş kişiden mürekkeptir. Bunlar ayrı ayrı olmak suretiyle ve sırasıyla başkan, ikinci başkan, genel sekreter, veznedar ve asli üye mevkilerine Genel Kurul tarafından gizli ve tek dereceli bir seçimle intihap edilirler. Toplantıya iştirak etmiyen üyeler, bir evvelki toplantıda seçilen namzetleri ihtiva eden oy pusulaları doldurarak kapalı zarf içinde göndermek suretiyle iştirak edebilirler. Yönetim kuruluna seçilenlerin, İngilizce, Fransızca ve Almanca dillerinden birini veya birkaçını bilmesi şarttır. Yönetim kurulu resmi ve hususi işlerde kurumu temsil salahiyetini verebilir. Yönetim kurulu her yıl, o yıl içindeki muameleleri, hesapları ve gelecek yıla ait bütçeyi umumi heyetin tastikine arz etmeye mecburdur. Genel Kurul, Yönetim Kurulu dışında üç yedek üye seçer. Bunların vazifeleri 30 uncu maddede tasrih edilmiştir.

Madde: 27 — Genel sekreter kurumun yazı işlerini idare eder, dosyaları tanzim eder, bir karar defteri tutar ve muhaberati Başkan ile birlikte imza eder.

Madde: 28 — Muhasip veznedar, kurumun mali işlerini görür, kasa defterlerini ve dosyalarını tutar; tanzim olunan bilânçoları, ita emirlerini başkan ve genel sekreter ile, tahsilat makbuzlarını reis ile birlikte imza eder.

Madde: 29 — İkinci başkan birinci başkanın bulunmadığı zamanlarda kendisine birinci başkanın bütün salâhiyetle vekâlet eder.

Madde: 30 — Yönetim kurulunda vuku bulacak inhilâller, yedek üyeden en çok rey alan ile doldurulur.

Madde: 31 — Yönetim kurulu en az onbeş günde bir defa toplanır. Kararını üyelerinin ekseriyeti ile verir. Başkanın bir rey hakkı vardır. Musavaat vukuunda başkan tarafı iltizam olunur.

Madde: 32 — Yönetim Kurulunun üç içtimasına mazeretsiz olarak iştirak etmiyenler istifa etmiş sayılırlar. Bunların yeri yedek üyelerle doldurulur.

Madde: 33 — Yönetim Kurulu nizamnamesinin verdiği salâhiyet dairesinde kurum işlerini çevirmekle mükelleftir. Kongreye arz edilecek raporları hazırlar, ruznameyi tanzim eder, ve senelik umumî içtimada kararlaştırılan bütçe dahilinde ve makbuz mukabilinde sarfiyat yapar.

C) Denetleme Kurulu:

Madde: 34 — Denetleme Kurulu, kongre tarafından seçilen üç üyeden mürekkeptir. Vazifesi, yönetim kurulunun hesaplarını ve mali işlerini kontrol etmek, senelik bilânçolarını tetkik ve bu husustaki raporlarını kongreye arz etmekten ibarettir.

D) Yayın Komitesi:

Madde: 35 — Neşriyat heyeti: Yönetim kurulu lüzum gördüğü takdirde kurumun asli üyelerinden üç kişilik bir heyet seçerek kurumun neşriyat işlerini ve icabında mesleki konferanslar tertibini bu heyete gördürür.

E) Haysiyet Divanı:

Madde: 36 — Haysiyet Divanı kongre tarafından seçilen üç kişiden mürekkeptir.

Madde: 37 — Haysiyet Divanı esas nizamnamenin ruhuna; kurumun menfaat ve gayesine, mesleğin şeref ve haysiyetine taallük eden meseleleri tetkik ve halleder. Haysiyet divanının herhangi bir üye hakkında vereceği en ağır ceza, üyelikten çıkarmaktır. Bu kararı tatbik için Kurultayın tasdiki lâzımdır.

IV. MÜTEFERRİK MADDELER:

Madde: 38 — Esas nizamname ancak asli üye mecmuunun 2/3 ünün isteği ve kabulü ile değiştirilebilir.

Madde: 39 — Kurumun kendi kendinin feshine karar verebilmesi için ana nizamnamesine göre, toplanacak olan umumi heyet azalarının en az 2/3 ünün huzuru şarttır. Bu suretle ekseriyet hâsıl olmadığı takdirde ikinci defa içtima için 20 inci maddeye göre âzâ davet edilir. Bu davet üzerine toplanacak âzanın sayısı ne olursa olsun fesh keyfiyetinin müzakeresi caizdir. Ancak bu suretle yapılan içtima ve müzakere sonunda fesh hakkında verilecek kararın da mevcut azanın 2/3 ünün reyile ittihaz olunması şarttır. Cemiyetin feshi hakkında müzakere ve karar vermek üzere toplanacak kongrede hükümet komiserinin hazır bulunması şarttır. Fesh hakkında umumi heyetçe verilecek kararların, mahallin en büyük mülkiye âmiri tarafından tasdik olunması lâzımdır.

Madde: 40 — Kurumun feshinde kuruma ait demirbaş eşya, mal ve para resmi müesseselerden, bunların kurumun gayesine en ziyade yarayacak bir şekilde kullanabilecek olanlardan, birisine devrolunur.

V. KURUCU ÜYELER VE GEÇİCİ YÖNETİM KURULU:

Prof. Hamit Nafiz Pamir: İstanbul Üniversitesi Jeoloji Enstitüsü Direktörü .

İkâmetgâhı: İstanbul, Cağaloğlu, İran sefareti karşısı, Süreyya Ap. No: 2, İstanbul.

Tabiiyeti: T. C; (Kurumun Başkanı).

Yüksek Mühendis Gevat Eyüp Taşman: Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Fen-Heyeti Reisi.

İkâmetgâhı : Necati Bey Caddesi Dural Ap. No : 5 Ankara

Tabiiyeti: T. C; (Kurumun ikinci başkanı).

Dr. M. Recep Egemen: Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Paleontoloji servisi Şefi.

İkâmetgâhı: Keçiören, Tepebaşı No: 27 Ankara,

Tabiiyeti: T.C.; (Kurumun Genel Sekreteri).

Y. Maden Müh. Jeolog Necdet Egeran : Maden Tetkik va Arama Enstitüsü Jeoloji Grubu Direktörü.

İkâmetgâhı: Menekşe-Sokak. Göknıl Ap. No: 4, Yenişehir Ankara.

Tabiiyeti: T.C.; (Yönetim Kurulu Üyesi).

Cahide Ünsalaner: Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Paleonitologu.

İkâmetgâhı: Anafartalar Caddesi İsa Bey Ap. No: 5 Ankara,

Tabiiyeti: T.C.;(Yönetim Kurulu Veznedarı.)

Kurumun Adresi:

M. T. A. Enstitüsü Ankara.

(Baştarafı ön kapakta)

İ. YALÇINLAR: İstanbul civarı ve Kocaeli yarımadasının jeomorfolojisi hakkında notlar.....	134
Notes sur la géomorphologie des environs d'Istanbul et de la presqu'île de Kocaeli	134
YAYINLAR – PUBLICATIONS:	
Mikrodepremler ile meteorolojik olaylar arasında münasebetler hakkında müşahedeler (E.Lahn)	144
Publication of the Geophysical Abstracts (U. S. G. S.)	145
R. BRINKMANN - KAYSER's Abriss der Geologie (H. N. Pamir)	145
Die vulkanische Brekzie von Dağköy (Türkei).....	62
N. TOLUN: Silvan ve Hazru mıntıkası hakkında jeolojik notlar.....	65
T.J.K. Yönetim, Denetleme, Haysiyet Divanı, Yayın Kurulları ve Koruyucu, Fahri, Asli ve Öğrenci Üyeler Listeleri	147
T.J.K. Tüzüğü (son tadilleriyle).....	153

AR BASIMEVİ
Ankara
1949

Perakende satış fiyatı: 10 T.L.