

COMMENTAIRE DE LA CARTE GÉOLOGIQUE DES OPHIOLITES DE LA RÉGION DE KUMLUCA (TAURUS LYCIEN, TURQUIE MÉRIDIONALE) : CADRE STRUCTURAL, MODES DE GISEMENT ET DESCRIPTION DES PRINCIPAUX FACIÈS DU CORTÈGE OPHIOLITIQUE

Thierry JUTEAU

Ecole Nationale Supérieure de Géologie Appliquée et de Prospection Minière de Nancy, France

et

Institut d'Etudes et de Recherches Minières de Turquie

RÉSUMÉ.— Cet article est un commentaire de la carte géologique de la région de Kumluca, que j'ai levée au 1:25 000 au cours des étés 1965 et 1966. Il s'agit donc d'un article préliminaire destiné surtout à définir et décrire sur le terrain les unités cartographiées. Des études spécialisées sur la pétrochimie des roches ophiolitiques et de leurs minéraux seront publiées ultérieurement. Dans un premier chapitre, les grandes unités structurales sont d'abord décrites : môle autochtone des Bey Dağları; formations schisto-radiolaritiques de l'Alakır Çay, dans lesquelles s'insèrent les ophiolites étudiées., et vraisemblablement sub-autochtones, bien que charriées sur la limite orientale des Bey Dağları; chaîne calcaire côtière, recouvrant en nappe les formations de l'Alakır Çay. L'auteur se rallie donc aux conceptions nouvelles apportées par R. Lefevre (1967). Le cortège ophiolitique de l'Alakır Çay, composé de plutonites et de vulcanites, est ensuite décrit en détail, l'accent étant mis sur le mode de gisement et la description de tous les faciès rencontrés. En conclusion, un schéma paléogéographique —encore très hypothétique— est proposé, et la conception de l'épanchement sous-marin pluto-volcanique, sous forme de «nappe ophiolitique» (J. H. Brunn, 1956) est adoptée comme hypothèse de travail, de préférence aux hypothèses successives proposées par Colin et Holzer (1957) et Colin (1962).

INTRODUCTION

La chaîne du Taurus, en Turquie méridionale, est un terrain de choix pour aborder l'étude pétrographique détaillée des ophiolites dites de «type alpin» : les «roches vertes» y occupent en effet des surfaces considérables, et présentent le grand intérêt pour le pétrographe d'y être exemptes de métamorphisme. Les zones ophiolitiques y dessinent de grands alignements généralement concordants en grand avec les directions structurales des roches sédimentaires encaissantes.

Au cours de deux campagnes de trois mois (1965-1966), j'ai pu cartographier en détail au 1:25 000 l'extrémité sud de l'un de ces alignements, de direction méridienne, long de 90 km environ, et situé à l'Ouest de la ville d'Antalya, s'intégrant ainsi dans un ensemble de chaînes calcaires constituant le Taurus lycien, selon la définition de M. Blumenthal (1963).¹

Le secteur cartographie couvre environ 500 km², entre le golfe de Finike et le golfe d'Antalya (Fig. 1). A l'Ouest, il est limité par la puissante coupole cal-

caire des Bey Dağları, haute chaîne montagneuse qui domine de ses 3086 m la zone déprimée des ophiolites et radiolarites de l'Alakır Çay, large de 10 à 12 km en moyenne, laquelle est dominée également à l'Est par une autre chaîne calcaire dite «chaîne calcaire côtière» (H.J. Colin, 1962) aux reliefs grandioses, culminant à 2375 m (Tahtalı Dağ). Plus à l'Est encore, un deuxième alignement ophiolitique déprimée forme la zone côtière de Kemer. Toutes ces unités ont une direction commune méridienne, caractéristique de cette partie du Taurus lycien.

En raison de sa situation méridionale extrême, ce secteur fut assez négligé par les études d'ensemble sur cette partie du Taurus lycien menées par E. Altınlı (1944-1945), H.J. Colin et Holzer (1953-1955) pour l'établissement de la carte géologique de Turquie au 1:500 000. M. Blumenthal, dont les travaux d'ensemble sur le Taurus occidental sont bien connus, n'a fait que quelques incursions dans cette partie des Taurides. Un certain nombre de rapports inédits du M.T.A. font état d'études très spécialisées et localisées sur les substances utiles de la région, essentiellement les chromites de la bande côtière et l'occurrence du gaz naturel de Çıralı dans cette même bande côtière.

J'ai donc été amené à revoir en détail le cadre stratigraphique et structural dans lequel s'insèrent les ophiolites.

I. DESCRIPTION RAPIDE DES GRANDES UNITÉS ET APERÇU STRUCTURAL

A. LA CHAÎNE DES BEY DAĞLARI

Cette chaîne est formée d'une puissante série calcaire très monotone d'âge créacé supérieur—R. Lefevre (1966) y a reconnu une série allant du Cénomaniens au Maestrichtien—. Le Nummulitique est connu à l'intérieur du massif où il est conservé à la faveur de grabens (R. Lefevre, 1967). L'unité des Bey Dağları n'entre pas dans la région cartographiée, qu'elle limite à l'Ouest, et ne sera pas décrite ici; par contre, j'ai étudié soigneusement son contact avec les formations schisto-radiolaritiques à ophiolites (la «FSR» de M. Blumenthal) de l'Alakır Çay. Ce contact est particulièrement bien visible au col de Salir,² à l'Est du Salir Dağ; cette montagne, qui se situe sur le rebord oriental des Bey Dağları, est un flanc d'anticlinal très régulier, montrant de belles dalles structurales à fort pendage vers l'Est. Dans les dalles les plus orientales, N. Tolun a découvert une faune à Hippurites campaniennes, et des calcaires feuilletés à Globotruncana;³ au-dessus et en concordance se trouve une formation bien litée de grès et de conglomérats à ciment calcaire et à éléments de roches vertes, contenant des Nummulites et attribuée au Lutétien.

Cette formation est surmontée de marnes avec intercalations de calcaires en plaquettes. Au col de Salir (Fig. 2), la «FSR» de l'Alakır Çay repose en contact anormal sur les marnes lutétiennes (ou post-lutétiennes) : elle débute par un niveau de calcaires en plaquettes noduleux à cherts, surmontés de jaspes rouges sur lesquels repose une belle série de calcaires en plaquettes à cherts et à «filaments»:

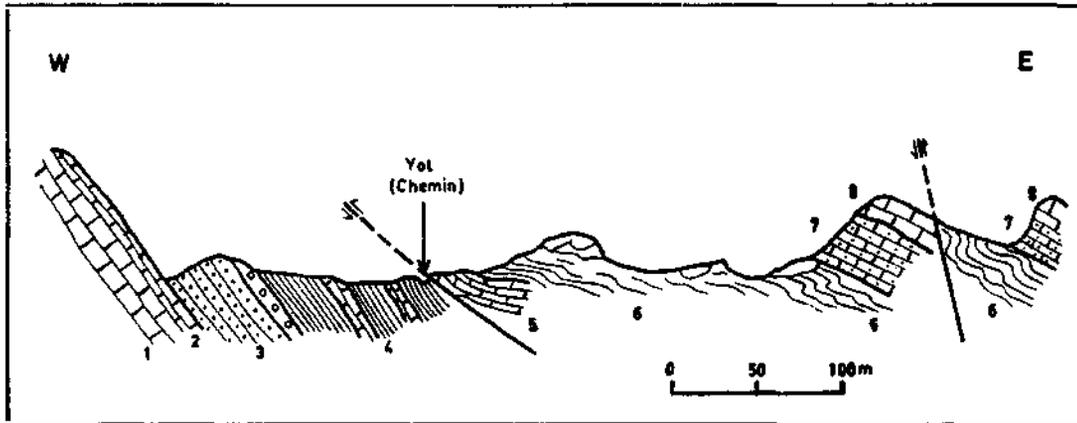


Fig. 2 - Coupe schématique du col de Salir.

Formations des Bey Dağları : 1 - Dalles à *Hippurites campaniennes*; 2 - Calcaires feuilletés à *Globotruncana*; 3 - Grès et conglomérats à *Amphistégines* et *Nummulites*; 4 - Marnes.
 Formations de l'Alakır Çay : 5 - Calcaires en plaquettes noduleux; 6 - Jaspes; 7 - Calcaires en plaquettes à silex et à filaments; 8 - Calcaire à silex en gros bancs.

ce faciès, très caractéristique des formations de l'Alakır Çay, est d'âge créacé ou jurassique (voir ci-dessous). La phase tectonique ayant amené les formations mésozoïques de l'Alakır Çay à chevaucher le Nummulitique des Bey Dağları est donc d'âge au moins post-lutétien. Cette coupe contredit les conclusions de Colin et Holzer (1957) qui voyaient un passage latéral par «indentation» des formations de l'Alakır Çay aux calcaires des Bey Dağları, et confirme l'interprétation structurale de R. Lefevre (1967), dont nous parlerons plus loin.

B. LA SÉRIE DE L'ALAKIR ÇAY

Cette formation est largement représentée dans le secteur cartographie, et présente des faciès variés. Son étude présente d'autant plus d'intérêt qu'elle n'a jamais été différenciée en détail dans cette région («Hornfelsfazies» de H. J. Colin (1962), et «Mof» de la carte géologique de Turquie au 1:500 000, ou «série compréhensive indifférenciée»); elle s'apparente tout à fait avec les formations schisto-radiolaritiques, ou «FSR» décrites par M. Blumenthal (1963) en diverses régions du Taurus occidental. C'est dans cette série, intensément plissée et faillée, que s'intercalent les importantes masses de roches éruptives basiques et ultrabasiques décrites ci-dessous. On peut y distinguer trois faciès principaux formant une véritable trilogie, tant ils son constamment associés sur le terrain. Ce sont, dans l'ordre, et de bas en haut:

a. *Des calcaires en plaquettes* à nodules siliceux et cherts intercalés, en bancs décimétriques très réguliers sur parfois plus de 50 cm de puissance; ils sont associés à des arkoses à ciment calcaire, de gros bancs (2-3 m de puissance) de calcaire blanc cristallin à nombreux dendrites de Mn, des brèches et microbrèches calcaires. Ils contiennent une miurofaune pélagique assez abondante (radiolaires, ostracodes, lituolidés, lagénidés ou buliminidés, miliolidés), mais malheureusement peu caractéristique, et sont généralement très riches en «filaments», ces formes énigmatiques dont certains spécialistes pensent qu'ils caractérisent le Dogger-Malm mésogéen (Y. Peyre, 1959).

b. La série gréseuse, dont le faciès banal est un grès fin, à ciment calcaire, en gros bancs de 50 cm à 1 m de puissante séparés par des joints argileux. En raison de la tectonique et de la dispersion des affleurements, il est difficile d'avoir une coupe complète de cette formation. Elle comprend des niveaux conglomératiques grossiers, mal classés, à éléments de calcaires, de jaspes, de quartzites et nombreux débris argileux; on y trouve parfois des débris de roches vertes volcaniques (diabases fines ferrugineuses); elle remanie les calcaires en plaquette qui lui sont donc antérieurs. La microfaune se réduit à des débris d'algues, de bryozoaires et de gastéropodes non déterminables.

c. Des jaspes et radiolarites qui, par leurs teintes bariolées à dominante rougeâtre, sont les faciès les plus spectaculaires de la série et donnent souvent l'impression trompeuse de la représenter en entier; d'où les appellations de «formations schisto-radiolaritiques» ou de «Hornfelsfazies» employées pour la désigner, et qui sont en réalité impropres, car les calcaires en plaquettes et les grès y sont tout aussi développés que les jaspes.

Nous verrons plus loin quelles sont les relations de ces différents faciès sédimentaires avec les roches vertes. La série de l'Alakır Çay pose l'irritant problème de son âge, qui reste actuellement difficile à préciser en raison de l'absence de macrofaune et de la rareté ou des caractères peu significatifs de la microfaune — Colin (1962) la situe entre l'Aptien-Albien et le Maestrichtien, mais presque tous ses échantillons proviennent de la seule formation gréseuse. Comme nous l'avons vu, il est probable que les calcaires en plaquettes situés sous les grès soient nettement plus anciens (Dogger-Malm?).

En résumé, la série de l'Alakır Çay montre une sédimentation de fosse, typiquement pélagique, avec les calcaires en plaquettes à silex; la mise en place des ophiolites dans cette fosse semble à peu près contemporaine du dépôt des formations détritiques gréseuses et conglomératiques, ces deux événements ayant sans doute des causes tectoniques communes. Enfin le dépôt des radiolarites et jaspes succède classiquement au volcanisme sous-marin.

C. LA CHAÎNE CALCAIRE COTIÈRE

Ce calcaire est massif, rarement lité, et extrêmement monotone; sur le terrain, il forme de gigantesques «lapiez» chaotiques dont les blocs ont un curieux aspect cargneulique et cannelé à la fois, avec de nombreuses cicatrices de recristallisation en tous sens. En lame mince, c'est un calcaire graveleux à débris organiques abondants assez recristallisé; dans un fouillis de débris non identifiables, on peut distinguer des restes de miliolidés et d'algues. Ce calcaire «récifal» a été attribué au Jurassique supérieur - Crétacé inférieur par H. J. Colin (1962); il présente tous les caractères d'une «sédimentation de ride».

Au point de vue structural, il apparaît clairement en de nombreux endroits que le calcaire massif constituant cette chaîne vient recouvrir les formations de l'Alakır Çay, qui apparaissent partout dans les vallées qui l'entaillent, sous le calcaire récifal. Bien plus, des panneaux entiers de ce calcaire «flottent» complètement sur les formations de l'Alakır Çay (Fig. 3); la surface basale du calcaire récifal est à peu près plane et sub-horizontale, et la morphologie en souligne très bien les

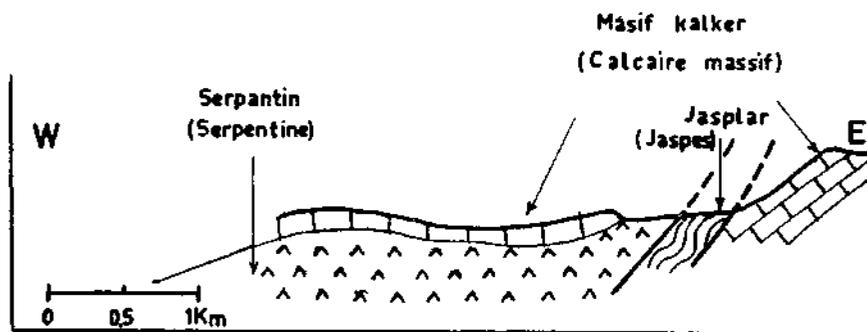


Fig. 3 - Panneau de la chaîne côtière (calcaire massif) «flottant» sur les serpentines de l'Alakır Çay, au Nord de Yenice Köy.

grandes structures en vastes synclinaux perchés à fond plat. Des brèches tectoniques à ciment ocre ferrugineux sont fréquentes au contact entre les deux formations.

// apparaît ainsi clairement que la chaîne calcaire côtière constitue une nappe venant recouvrir tectoniquement les formations de l'Alakır Çay. La disposition de ces dernières en un «couloir» déprimé entre les Bey Dağları et la chaîne calcaire côtière est donc trompeuse, car en fait elles se prolongent sous cette chaîne, et ce sont elles qui réapparaissent dans la bande ophiolitique de Kemer. Au Nord de la région étudiée, des calcaires permo-carbonifères, triasiques et jurassiques sont connus à la base du calcaire récifal et au-dessus de la «FSR» (H. J. Colin, 1962), ce qui ne laisse aucun doute sur la nature anormale du contact qui sépare ces deux ensembles.

Les calcaires de la gorge de Çıralı viennent de livrer tout récemment des faciès appartenant très vraisemblablement au Permo-Trias, et situés sous le calcaire massif récifal; la coupe précise de cette gorge est en cours d'étude, mais on peut déjà prévoir qu'elle confirmera les coupes dont nous disposons en d'autres points de la chaîne côtière.

D. INTERPRÉTATION STRUCTURALE D'ENSEMBLE

Les calcaires de la chaîne côtière représentent sans aucun doute une nappe venant recouvrir tectoniquement les formations de l'Alakır Çay. Etant donné que celles-ci viennent elles-même recouvrir en contact anormal les Bey Dağları, on peut se demander si elles ne constituent pas, elles aussi, une deuxième nappe de charriage. C'est l'hypothèse proposée récemment par R. Lefevre (1967) d'après des observations personnelles sur les mêmes formations, à la hauteur d'Antalya, et pour qui les formations de l'Alakır Çay et la chaîne côtière sont entièrement allochtones et forment respectivement la «nappe d'Antalya inférieure» et la «nappe d'Antalya supérieure»; les Bey Dağları effondrées formeraient le substratum «autochtone» de ces nappes.

Mes propres observations confirment entièrement l'existence de la «nappe d'Antalya supérieures»: dans la zone cartographiée, la chaîne calcaire côtière recouvre sur 15 km de largeur les formations radiolaritiques et ophiolitiques de l'Alakır Çay: l'ampleur de ce recouvrement ne laisse aucun doute sur la qualité de «nappe de charriage» de cette chaîne.

En revanche, cette qualité est beaucoup moins évidente en ce qui concerne les formations de l'Alakır Çay, car malheureusement nous n'avons pas actuellement de renseignements suffisants sur l'ampleur de leur chevauchement sur les Bey Dağları. A partir des faits observés, deux hypothèses sont alors possibles :

1. Ou bien les Bey Dağları sont effectivement effondrées sous les formations de l'Alakır Çay, et *se prolongent vers l'Est jusqu'au golfe d'Antalya* (hypothèse défendue par R. Lefevre). Les formations de l'Alakır Çay représenteraient alors une véritable nappe allochtone.

2. Ou bien les Bey Dağları se prolongent de quelques centaines de mètres au plus sous les formations de l'Alakır Çay, celles-ci pouvant être considérées comme sub-autochtones; une tectonique de serrage leur aurait fait simplement chevaucher la bordure orientale des Bey Dağları. Dans l'état actuel de nos connaissances, cette hypothèse n'est pas à rejeter.

Quoi qu'il en soit, il faut en tout cas abandonner l'interprétation de Colin (1962) qui voyait un passage latéral des formations de l'Alakır Çay à la fois vers l'Ouest avec les calcaires des Bey Dağları et vers l'Est avec les calcaires de la chaîne côtière.⁴

II. LES OPHIOLITES

LES TYPES PÉTROGRAPHIQUES ET LEURS MODES DE GISEMENT

Sur le terrain, les roches éruptives du cortège ophiolitique se répartissent en deux grands types :

1. Les «plutonites», ou roches à texture grenue, comprenant :
 - les roches ultrabasiques
 - les roches gabbroïques associées
 - les roches intermédiaires

2. Les «vulcanites», ou roches d'épanchement à texture microlitique, consistant essentiellement en coulées de pillow-lavas ou de basaltes porphyriques avec leur cortège filonien et pyroclastique associé.

Ces deux ensembles sont toujours étroitement associés sur le terrain mais restent bien distincts, et se mélangent rarement; lorsqu'il y a contact direct entre eux, celui-ci est toujours de nature tectonique.

1. Les plutonites

Les roches grenues sont représentées sur le terrain essentiellement par les massifs ultrabasiques. Toutes les roches de la famille des gabbros présentent en effet la particularité de se présenter soit en enclaves, soit en filons à l'intérieur de ces massifs.

A. Les massifs ultrabasiques

1) *Mode de gisement.* : L'importance des roches ultrabasiques croît d'Ouest en Est, en s'éloignant des Bey Dağları. L'alignement des unités en bandes méridiennes, que nous avons déjà remarqué à propos des roches sédimentaires, se retrouve d'une manière frappante dans le mode de gisement des roches ultrabasiques, mais avec un caractère de moins en moins net au fur et à mesure qu'on va vers l'Est et que les massifs ultrabasiques prennent de l'importance.

D'Ouest en Est, on trouve d'abord la serpentine seule, injectant de nombreuses failles Nord-Sud dans les formations de l'Alakır Çay, puis de longues bandes de harzburgites serpentinisées, d'abord à peu près rectilignes, puis présentant des renflements et des amincissements dès que leur largeur dépasse 1 km environ; visiblement, ces massifs ont été écrasés et boudinés, après leur mise en place, dans une tectonique Nord-Sud affectant en même temps la série sédimentaire encaissante. Leurs contacts avec ces sédiments sont toujours tectonisés et fortement serpentinisés. Enfin, les massifs les plus orientaux, en bordure du golfe d'Antalya, couvrent des surfaces considérables (60 km² pour le massif de Çıralı-Tekirova) et ont un contour nettement plus elliptique. A leur contact, les calcaires de la chaîne côtière sont redressés presque à la verticale et intensément broyés : leurs directions structurales moulent le contact du massif, qu'ils recouvrent souvent par contact anormal.

Ces massifs sont parsemés de gigantesques «blocs erratiques» de calcaire massif de la chaîne côtière, et même de vastes panneaux structuraux de ces mêmes calcaires «flottent» sur eux, tel celui qui, au Nord de Yenice Köy, fait 4 km de long sur 1 km de large et repose entièrement sur la serpentine (Fig. 3).

2) *La serpentinitisation*: La serpentinitisation de ces massifs est partout importante et se présente sous deux aspects bien différents :

a) *La serpentine rousse d'altération météorique*: c'est elle qui permet de repérer de loin ces massifs ultrabasiques, grâce à sa couleur caractéristique. Cette altération superficielle peut former une mince pellicule sur la roche compacte, ou se développer sur plusieurs mètres d'épaisseur si la roche est très diaclasée (cas le plus fréquent) : une érosion en boules se développe alors à partir des diaclases, et dans ce cas les «boules» ainsi amorcées sont complètement transformées en serpentine rousse (Photo 1).

b) *La serpentine luisante, bleu-vert, à toucher onctueux*: c'est elle qui s'injecte dans les failles et cassures affectant les terrains sédimentaires encaissants ou les massifs ultrabasiques eux-mêmes. Sa présence est systématique en bordure de ces massifs, sur quelques mètres au moins, et le plus souvent plusieurs dizaines de mètres. Dans ces zones, elle se débite en écailles plus ou moins amygdalaires ayant glissé les unes sur les autres comme l'attestent de nombreuses stries. Comme c'est généralement le cas, ce type de serpentinitisation est d'autant plus développé que le massif est de taille restreinte.

3) *Les faciès pétrographiques*:

a) *La harzburgite serpentinisée à bastite*: c'est le faciès le plus largement répandu, certainement plus 80 % des massifs *en surface*. Presque tous les échantillons récoltés en surface et pas trop affectés par la serpentinitisation météoro-



Photo 1 - Altération superficielle des péridotites en serpentine rousse, à la faveur d'un réseau de diaclases très dense.

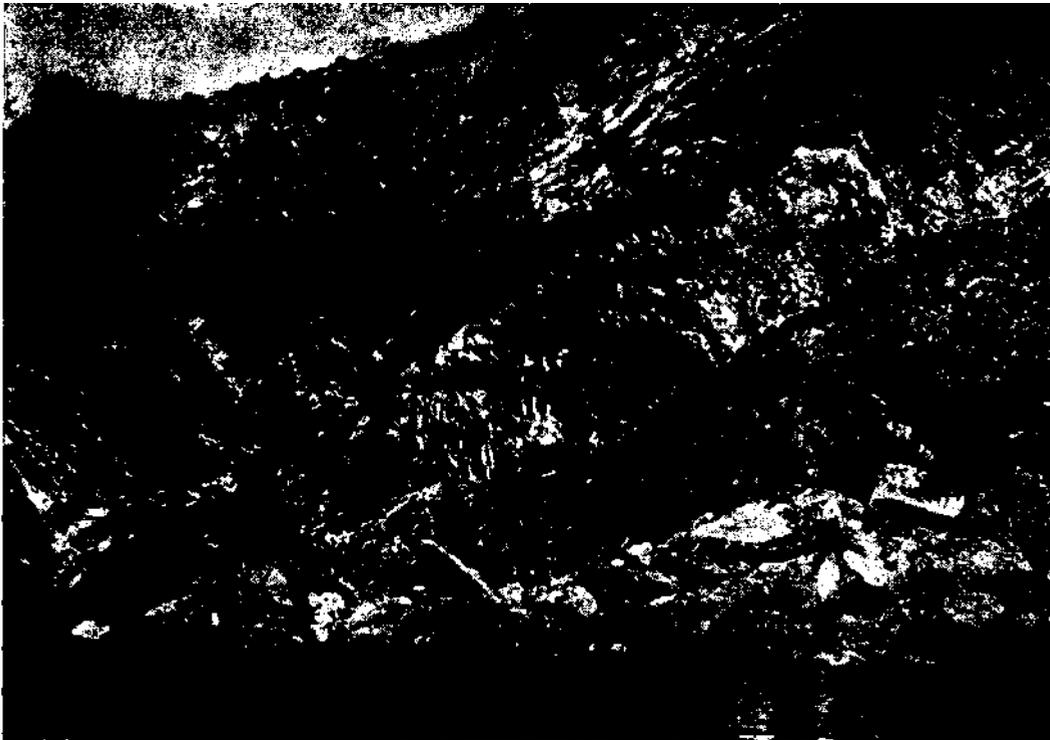


Photo 2 - Boudinage d'un puissant filon de diabase, dans le massif de Çıralı-Tekirova. (Remarquer la mylonitisation de la serpentine au contact.)

rique montrent une roche à texture mosaïque isogranulaire peu déformée, à composition harzburgitique classique : périclase, orthopyroxène et spinelle picotite xénomorphe, avec un peu de clinopyroxène. Le pyroxène orthorhombique se transforme en belles paillettes brillantes de bastite, et les grains d'olivine s'entourent d'une auréole d'antigorite, étant ainsi isolés les uns des autres par cette trame anastomosée de serpentine incolore.

b) La dunite harzburgitique à texture protoclastique: le massif ultrabasique d'Adrasan (25 km² environ) est entièrement constitué par ce faciès, que je n'ai jamais observé ailleurs. La roche saine présente l'aspect verdâtre et saccharoïde des dunités et montre une foliation d'origine tectonique. Au microscope, des plages dispersées de pyroxène orthorhombique flottent dans un fond formé uniquement de grains d'olivine allongés suivant la foliation, à extinctions roulantes et macles mécaniques et disposés en bandes de granulométries différentes, parallèlement à la foliation. Chimiquement, ce faciès est peu différent du précédent, et s'en distingue surtout par la tectonique particulière auquel il a été soumis, qui a modifié considérablement son aspect macroscopique et microscopique.

4) *Le cortège filonien* : le cortège filonien des massifs ultrabasiques est très développé, et ceci est particulièrement visible le long des falaises du massif de Çıralı-Tekirova : le massif ultrabasique est littéralement truffé de filons, que l'on peut classer en deux types :

a) Les filons de diabase fine: ce sont de loin les plus nombreux, et ils se distinguent très bien de loin grâce à leur patine blanche et à leur grande dureté qui les fait souvent sortir en saillie sur la serpentine environnante. Statistiquement, ils sont sub-verticaux à fort pendage Sud-Ouest, mais ils ont été de plus écrasés, boudinés, souvent fortement plissés et tronçonnés à la fois, par une tectonique de «serrage» postérieure à leur mise en place; au contact, la harzburgite est serpentinisée et feuilletée (Photo 2).

La puissance de ces filons varie de quelques mètres à 15-20 mètres environ. Les contacts sont toujours très francs et intensément broyés; on n'y observe pas de phénomènes «chilled margins», mais peut-être ont-ils été oblitérés par le broyage.

La cassure fraîche montre une roche très cristalline à grain fin et homogène, et le faciès est très semblable d'un filon à l'autre : la roche est formée essentiellement de plagioclase acide en lattes à texture fibreuse, à faciès «ouralite»; on y trouve d'ailleurs parfois des reliques d'augite. Ces deux minéraux forment pratiquement la totalité de la roche, avec un peu de chlorite, d'épidote et de minéraux opaques.

b) Les pegmatoïdes et «filons blancs»: ces filons, beaucoup moins abondants que les précédents, se distinguent aisément des précédents par le fait qu'ils n'ont pas été tectonisés : ils remplissent des cassures rectilignes qui sont donc beaucoup plus tardives, et postérieures aux importants mouvements de «serrage» décrits précédemment (Photo 3). Leur puissance est beaucoup plus restreinte, 20 à 40 cm en moyenne, souvent ils passent à des zones ultrabasiques bréchifiées dont ils forment le ciment. Ce sont le plus souvent des pegmatites de gabbro à amphibole; souvent des transformations hydrothermales considérables en analcime, calcite, phyllites, etc. masquent la composition initiale. Parfois les amphiboles, presque entièrement transformées en produits phylliteux

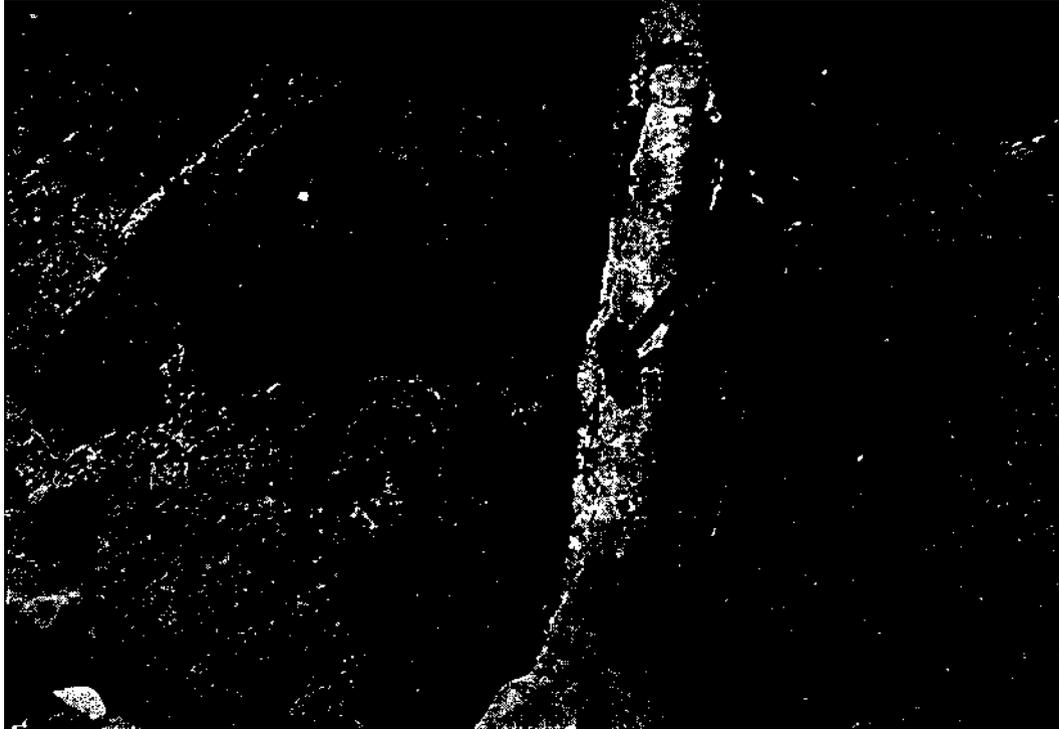


Photo 3 - Exemple de «filon blanc» remplissant une cassure post-tectonique (massif de Çıralı-Tekirova).

complexes, nagent dans un ciment blanc isotrope zéolithique, ce qui donne une allure pseudobréchique à la roche.

5) *La minéralisation chromifère* : La chromite est toujours présente dans les roches ultrabasiques, mais à des degrés divers : on peut dire en règle générale que plus le massif est important, plus elle est abondante.

— à l'Ouest de la chaîne calcaire côtière, on ne trouve que des indices de chromite (Hatip Köyü, NW de Sarımlı).

— à l'Est de la chaîne calcaire côtière, les deux massifs d'Adrasan et de Çıralı-Tekirova ont été exploités. De nombreuses entrées de galeries sont encore visibles, malheureusement il n'est pas possible d'y pénétrer. Dans les haldes, on trouve le minerai soit sous forme de chromite massive, en grains millimétriques presque jointifs, soit sous la forme «léopard», en nodules elliptiques centimétriques plus ou moins espacés : dans les deux cas, la gangue est une serpentine verdâtre écrasée et altérée; on trouve en outre dans les haldes la harzburgite encaissante, des gabbros pegmatitiques et des diabases fines. Il est vraisemblable que la chromite forme des amas irréguliers au sein de la harzburgite, recoupés par ces divers filons.

B. Les enclaves de gabbro et pegmatites gabbroïdes

Au sein des massifs ultrabasiques se trouvent, surtout dans les massifs occidentaux situés à l'Ouest de Görece Dağ, un certain nombre d'enclaves de gabbro dont certaines peuvent couvrir 500 m² en surface.

En surface, ces enclaves sont associées à d'autres enclaves de diabase fine à amphibole, dont nous avons vu (en coupe dans les falaises de Çıralı), qu'elles sont indiscutablement filoniennes. Cependant, le long des falaises du massif de Çıralı-Tekirova, je n'ai jamais vu de gabbros, aussi ne puis-je dire avec certitude s'ils sont filoniens eux aussi, ou s'il s'agit d'écaillés tectoniques. Pour les plus grandes de ces enclaves, la seconde hypothèse est plus vraisemblable, car on imagine mal des filons d'une telle taille. Ils se présentent sous deux faciès très différents :

1) *Gabbros noritiques à deux pyroxènes* (bronzite et diallage). Ce sont eux qui constituent les plus vastes enclaves.

2) *Gabbros pegmatitiques à ouralite*, à granulométrie variable, montrant souvent un rubanement assez fruste dû surtout aux variations de granulométrie; leur composition minéralogique est assez proche de celle des «filons blancs» décrits précédemment, et leur mode de gisement est vraisemblablement filonien; cependant, contrairement aux «filons blancs», ils ont été tectonisés.

C. *Le faciès rubané*

Ce faciès extrêmement intéressant n'affleure malheureusement que dans un massif, celui de Çıralı-Tekirova, et sur des falaises abordables uniquement par la mer, ce qui ne facilite pas leur étude.

Entre la plage de Çıralı et celle de Tekirova, il apparaît le long des falaises en certains endroits seulement, dans des panneaux discontinus limités par failles verticales et entourés de harzburgite serpentinisée. Dans ces panneaux, le rubanement de la roche est sub-horizontale, avec un plongement faible vers le Nord-Ouest; les lits sont d'épaisseur variable, d'ordre centimétrique à décimétrique, mais toujours très réguliers et rigoureusement parallèles, et se terminent fréquemment en biseau (Photo 4). Le rubanement est dû à la prépondérance alternée de trois minéraux : périclase (lits verdâtres), pyroxène orthorhombique (lits noirs) et plagioclase basique (lits blancs). On ne peut pas parler d'alternance vraiment cyclique, car beaucoup de lits sont mixtes, toutes les proportions entre ces trois minéraux étant possibles. Cependant, on peut mettre en évidence des «rythmes» dans lesquels ces trois minéraux alternent dans le même ordre plusieurs fois de suite.

La composition minéralogique moyenne de ces panneaux rubanés est celle d'une norite à olivine que l'on trouve généralement, dans d'autres complexes ophiolitiques, en position intermédiaire entre les roches ultrabasiques et les roches effusives (J.H. Brunn, 1956; L. Dubertret, 1953; Parrot, 1967); or ici ce faciès apparaît *au sein* d'un massif ultrabasique et non pas *au-dessus*, ce qui pose un problème de structure difficile à résoudre en raison de la rareté des renseignements.

D. *Conclusion*

Les caractères des «plutonites» peuvent se résumer de la manière suivante:

- Gisement en massifs ultrabasiques de plus en plus vastes vers l'Est.
- Ces massifs se sont mis en place dans la série de l'Alakır Çay: les calcaires de la chaîne côtière sont toujours situés *au-dessus*.

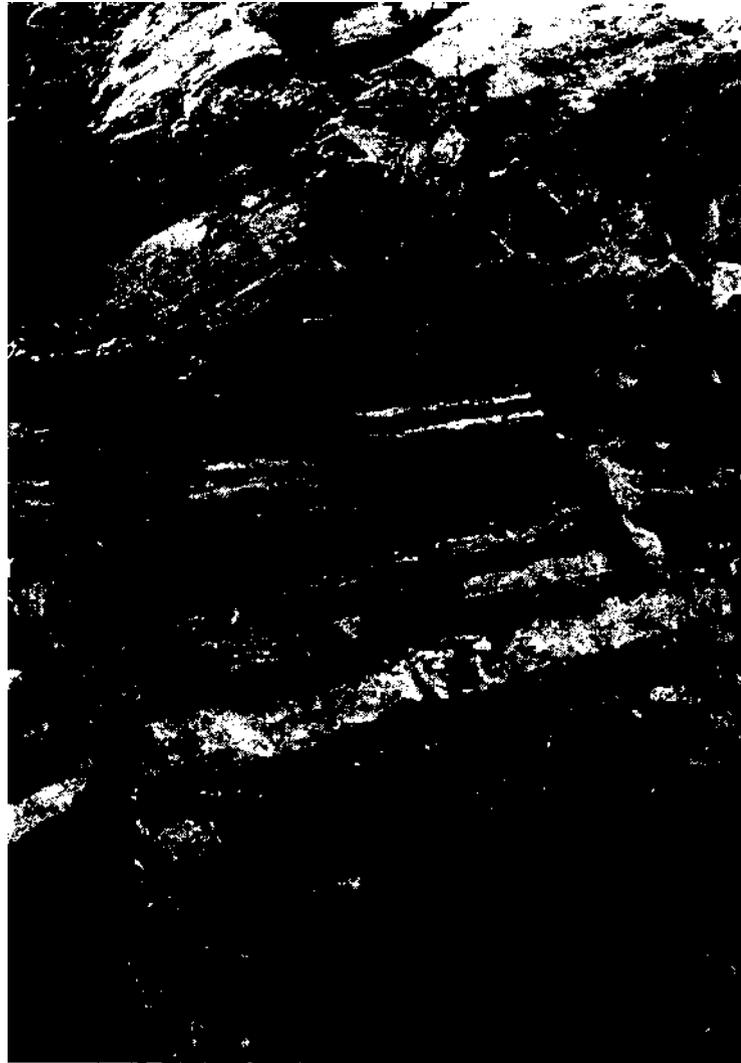


Photo 4 - Les norites rubanées (massif de Çıralı-Tekirova).

— Comme la série de l'Alakır Çay, et vraisemblablement en même temps, ces massifs ont subi, après leur mise en place, une intense tectonisation d'axe Nord-Sud, responsable du mode d'affleurement des unités en «bandes» méridiennes. Le violent boudinage des filons de diabase du massif de Çıralı-Tekirova atteste du caractère intense de cette «tectonique de serrage».

— La serpentinisation est générale, et la composition moyenne de la roche ultrabasique primaire est extrêmement homogène, variant d'une harzburgite à une dunite harzburgitique.

— Ces massifs contiennent de vastes enclaves de gabbro, généralement noritique, dont certaines montrent un remarquable rubanement: il faut considérer ces enclaves comme des écailles tectoniques.

— Le réseau filonien est abondant et comprend des filons de diabase à ouralite précoces, tectonisés avec la roche-hôte, et des filons de pegmatoïdes avec transformations hydrothermales, remplissant des fissures post-tectoniques.

— La minéralisation chromifère, importante dans les vastes massifs orientaux, a été exploitée par travers-bancs dans les massifs d'Adrasan et de Çıralı-Tekirova.

2. Les massifs volcaniques

A. Description

1) *Modes de gisement* : Bien que moins abondantes que les roches ultrabasi-ques, les roches volcaniques sont fréquentes sur le terrain étudié et affleurent un peu partout. L'abondance des éboulis calcaires (provenant surtout de la chaîne calcaire côtière) et la complexité de la tectonique masquent les relations de ces nombreux affleurements entre eux; cependant, il est facile de se rendre compte que, là encore, ils se regroupent en un certain nombre de «bandes» alignées Nord-Sud. D'Ouest en Est, une première bande s'individualise à l'Est du Kızıl Dağ, puis deux bandes puissantes⁵ encadrent, à l'Ouest et à l'Est, et en dépression par rapport à elle, la chaîne côtière de «Şapsal Dağ - Görece Dağ». Mais de nombreux affleurements de petite dimension se retrouvent partout en dehors de ces alignements principaux, au milieu des jaspes et des calcaires en plaquettes, dans toutes les zones déprimées (fonds de vallées, etc.). Il faut donc considérer ce complexe volcanique comme une formation continue, mise en place dans la série sédimentaire de l'Alakır Çay, et plissée et morcelée avec elle.

2) *Structure des roches volcaniques et faciès pétrographiques* :

— *Les pillow-lavas* : La grande majorité des laves se présente sous la forme de *pillow-lavas* particulièrement bien conservés dans les bandes de Sayrun (Fig. 5 et Photo 5) et d'Ulupınar, et en certains autres points (Ömerbelen, Çerdin, etc.); en de nombreux endroits, ils ont été complètement écrasés et redressés à la verticale (Est du Kızıl Dağ, Fig. 4) avec bréchification intense (bordure occidentale de la bande de Sayrun). La description détaillée de ces formations devant faire l'objet d'une publication ultérieure, je me bornerai ici à quelques remarques d'ordre général :

— Les dimensions et formes des pillows sont très variables; en moyenne, ils font 60 cm dans leur plus grande dimension, mais beaucoup atteignent 1,50 m, tandis que d'autres ne dépassent pas 30 cm. Leurs formes se rapprochent en moyenne des ellipsoïdes classiques, mais sont souvent beaucoup plus complexes : en particulier, ils s'allongent souvent dans une direction, prenant alors l'allure de «cordons» sur lesquels viennent se greffer d'autres pillows.

— Les critères de polarité (formes en «haricot», etc.) sont très nets et donnent toujours de précieux renseignements sur le pendage des formations. Il n'est pas rare de trouver des pillow-lavas aux formes parfaitement fraîches redressés à la verticale.

— Le ciment des pillows est généralement calcaire (calcite concrétionnée, avec «écharde» de verre), ou fait de mésotype fibro-radié. Dans les coulées épaisses, il n'y a pratiquement pas de ciment, les pillows se moulant directement les uns sur les autres, sans intermédiaire de «matrice». La «matrice chloriteuse» classique n'a été observée que sur un affleurement (Ömerbelen) (Photo 6).

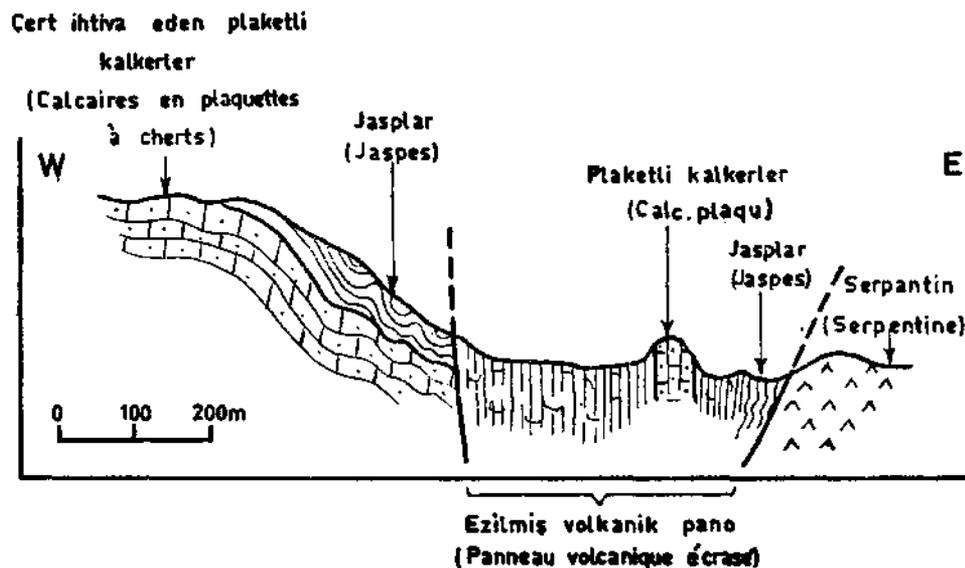


Fig. 4 - Bande de pillow-lavas écrasés, à l'Ouest de Sarımlı.

— La coupe transversale d'un pillow peut présenter divers aspects :

1. Les pillows de taille moyenne montrent un coeur aphanitique dur et une écorce friable, avec un litage concentrique de fins filonets de calcite et des cassures radiales remplies de calcite concrétionnée; les bords des pillows ont souvent des vacuoles et des enclaves calcaires atteignant 1 cm de diamètre.
2. Les gros pillows montrent au contraire un coeur friable de diabase aphanitique, parcouru d'innombrables fissures en tous sens, et une écorce bulleuse compacte à fissures radiales espacées.
3. Beaucoup de pillows, en particulier les plus petits, ne montrent aucune structure particulière, à part des fissures radiales qui existent dans tous les cas.

— La pétrographie des pillow-lavas permet de distinguer un certain nombre de types :

a) Type ferrugineux : le fond de la roche est formé d'oxydes de fer plus ou moins opaques et rougeâtres; de nombreux et fins microlites de plagioclase montrent une très belle texture intersertale divergente; ils sont presque complètement transformés en une substance isotrope non identifiée; de nombreux phénocristaux d'olivine automorphe sont épigénisés en produits ferrugineux et en calcite; les vacuoles de calcite, petites et rondes, sont très dispersées.

b) Type mafitique : la texture est intersertale fine, à microlites d'augite; de nombreuses petites vacuoles à chlorite et calcite forment une mésostase avec un peu de verre basique et de très fins microlites de plagioclase transformés, là aussi, en substance isotrope.

c) Type basaltique «normal» (de loin le plus fréquent) : la lave est à texture intersertale et très vacuolaire, à augite et plagioclase non altéré. Au coeur



Photo 5 - Morphologie d'une coulée de pillow-lavas (massif volcanique de Sayrun).
(Remarquer la falaise frontale et la dalle structurale inclinée matérialisant le
sommet de la coulée.)



Photo 6 - Pillow-lavas d'Ömerbelen, à matrice chloriteuse, en position horizontale
normale comme l'indiquent les critères de polarité (formes en haricots, etc.).

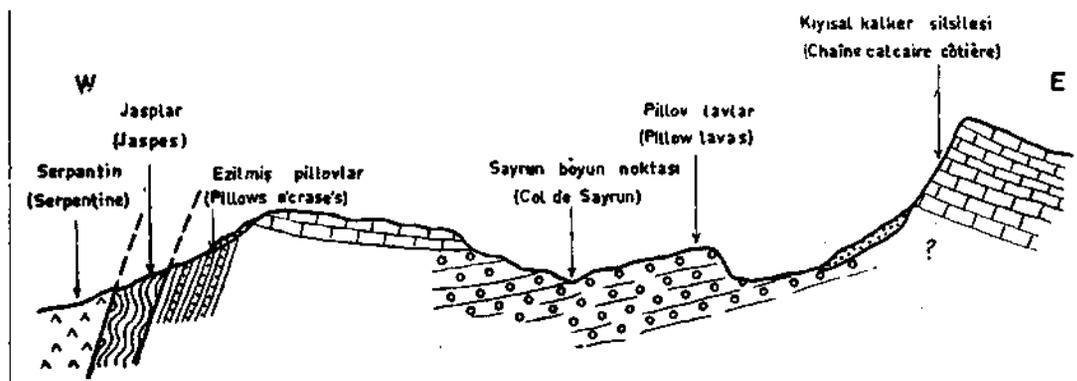


Fig. 5 - Coupe du massif volcanique de Sayrun.

des pillows, les phénocristaux d'augite sont abondants et forment souvent avec les plagioclases des nodules doléritiques; on y trouve des restes d'olivine automorphe transformée en oxyde de fer et calcite; les grosses vacuoles de calcite drainent un peu de fer à leur pourtour. En bordure des pillows, les phénocristaux de pyroxène disparaissent, et le fer drainé par les vacuoles, plus nombreuses, est beaucoup plus important; les plagioclases se transforment en substance isotrope.

d) Le type spilitique: à plagioclase acide, chlorite, calcite, actinote, épidote et sphène ne se rencontre que dans les zones broyées où toute structure en pillows a disparu.

Les agglomérats et tufs sont liés aux coulées de pillow-lavas et se rencontrent à leur base (pour les tufs) et sur leurs flancs (pour les agglomérats); ces derniers sont de véritables «hyaloclastites» à éléments de débris de pillow-lavas éclatés et ciment de verre jaune basique renfermant des minéraux automorphes magmatiques (augite surtout) (Photo 8).

Les filons de lave associés aux pillow-lavas sont nombreux et bien dégagés par l'érosion. On peut distinguer :

1. Les filons de lave de même composition que celle des pillow-lavas, de 50 cm à 1 m de large environ, et de loin les plus nombreux.
2. Les filons kératophyriques, plus puissants (2-4 m), généralement prismes, et beaucoup plus rares.

— *Les laves porphyriques* : Le panneau volcanique d'Adrasan, à l'Est immédiat du Şapsal Dağ, montre un remarquable développement de ces laves qui se présentent en coulées épaisses, avec absence de structure en pillow-lavas. Vers la base, les phénocristaux de ces laves (augite titanifère et plagioclase) sont si abondants que la roche prend un aspect grenu de gabbro.

3) *Enclaves des roches volcaniques et environnement sédimentaire*: En plusieurs points du panneau volcanique d'Adrasan, j'ai pu observer des enclaves de calcaire en plaquettes de l'Alakır Çay, dont certaines atteignent 2 à 3 m dans leur plus grande dimension; j'ai fait la même observation à l'Ouest du Görece Dağ, dans la bande de Sayrun. Ce fait est très important, car il ne s'agit visiblement pas d'un «emballage» tectonique, mais bien de l'entraînement par le magma de fragments de la couverture sédimentaire au-dessus de laquelle se sont épanchées les laves :

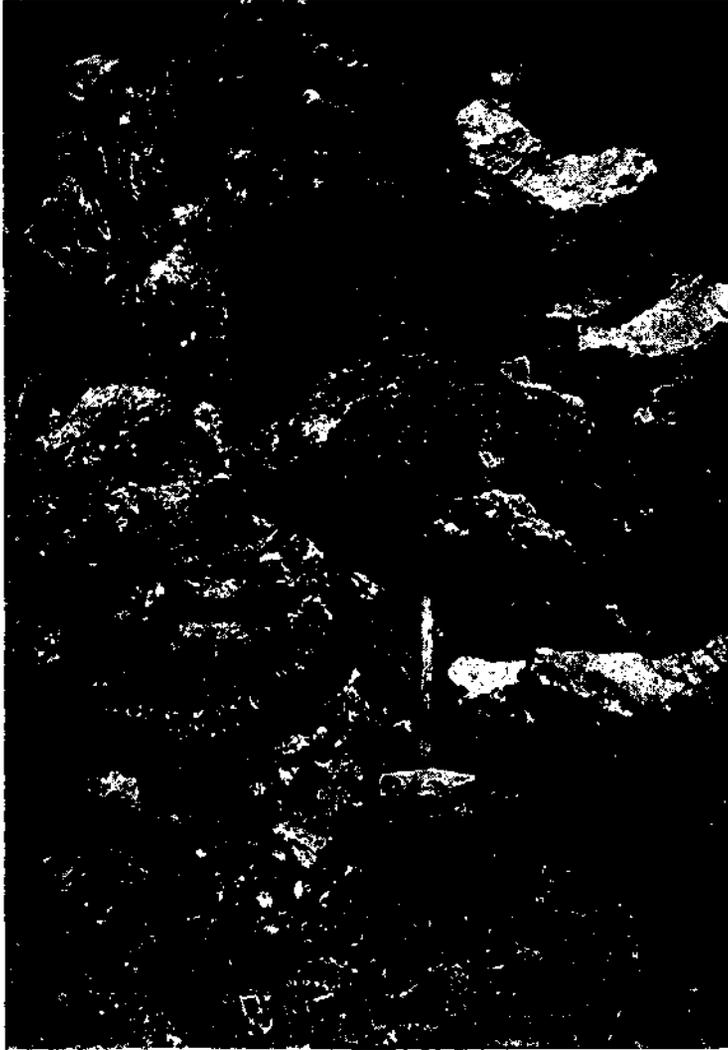


Photo 7 - Pillow-lavas de Çerdin, bourrés d'enclaves et de vacuoles calcaires, et cimentés par une boue calcaire fossilisée.

les calcaires en plaquettes de l'Alakır Çay sont donc antérieurs ou au plus contemporains des émissions de lave.

Cependant, aux rares points où l'on peut observer la base des coulées, on trouve des microquartzites à ciment calcaire, et non les calcaires en plaquette.

Ceci semble montrer que, après le dépôt des calcaires en plaquettes (dépôts pélagiques dans des conditions tectoniques calmes), la sédimentation gréseuse s'est déclenchée (contrecoups de mouvements de surrection dans des zones voisines), en même temps que débutaient les éruptions volcaniques.

Au-dessus des coulées volcaniques, on trouve très généralement des *radiolarites* rouges, plissottées et craquelées, en bancs décimétriques; ces radiolarites passent latéralement aux jaspes de l'Alakır Çay. Nous retrouvons ici un phénomène classique décrit dans d'autres régions ophiolitiques (Routhier, 1946; Brunn, 1956;

Dubertret, 1953), où la sédimentation de jaspes et radiolarites semble directement liée aux éruptions ophiolitiques elles-mêmes, qui libèrent dans l'eau de mer une quantité considérable de Si, de Fe et de Mn.⁶

B. Conclusion

Les caractères des «vulcanites» peuvent se résumer de la manière suivante :

— Mode de gisement en coulées de pillow-lavas dans la plupart des cas, ou parfois en coulées normales sans structures spéciales (laves porphyriques).

— Les laves se sont mises en place dans les formations de l'Alakır Çay et sont toujours recouvertes, parfois directement, par la chaîne calcaire côtière.

— Comme les massifs ultrabasiques, les coulées de lave ont été violemment tectonisées avec les sédiments encaissants, dans une «tectonique de serrage» d'axe Nord-Sud, comme l'attestent les bandes de pillow-lavas écrasés ou bréchifiés, les coulées redressées à la verticale avec déformation des pillows, etc.

— Ces laves se sont mises en place dans l'eau de mer (pillow-lavas), avec le cortège classique de hyaloclastites et cinérites, en emballant des panneaux de calcaires en plaquettes à silex, qui devaient former le fond de la mer à cette époque. Des exemples de mélange entre la lave et la boue calcaire sous-marine sont particulièrement nets à Çerdin (Photo 7).

— Juste avant l'émission des laves, l'apparition de grès et microquartzites indique un brusque changement de sédimentation dû à des mouvements tectoniques qui sont vraisemblablement à l'origine des épanchements volcaniques.

La nature pétrographique des laves émises est celle de roches basiques et même très basiques, à tendance picritique, avec plagioclase basique et augite titanifère, les zéolites et la calcite remplissant de très nombreuses vacuoles.

— Les faciès spilitiques à albite, chlorite, actinote, quartz, etc. n'ont été trouvés que dans les zones broyées et bréchifiées, sous forme de diabases aphanitiques plus ou moins vacuolaires ne présentant jamais la structure en pillows.

— Des radiolarites rouges et des jaspes ferro-siliceux bariolés, à niveaux de manganèse, surmontent ces épanchements sous-marins.

III. CONCLUSIONS GÉNÉRALES

Les faits exposés ci-dessus permettent de tirer un certain nombre de conclusions :

1. Le schéma structural du Taurus lycien compris entre les Bey Dağları et la mer est complètement modifié, depuis les travaux de R. Lefevre (1967). Il faut abandonner les idées de Colin et Holzer qui voyaient un passage latéral des formations de l'Alakır Çay aux Bey Dağları d'une part, à la chaîne calcaire côtière d'autre part, et considéraient tout cet ensemble comme autochtone. Mes propres travaux confirment entièrement :

a) l'existence indubitable d'une nappe supérieure représentée par les calcaires sub-récifaux de la chaîne côtière, qui chevauche sur au minimum 15 km de large les formations de l'Alakır Çay.

b) l'existence hautement probable d'une nappe inférieure représentée par les formations schisto-radiolaritiques de l'Alakır Çay et leurs ophiolites, qui chevauchent la ride anticlinale autochtone des Bey Dağları.

2. La stratigraphie des séries sédimentaires étudiées reste imprécise, en raison de la rareté de la microfaune et de l'absence quasi totale de macrofaune. On peut cependant penser que les formations de l'Alakır Çay recouvrent un intervalle de temps beaucoup plus vaste que celui proposé par Colin (1962: Aptien - Albien-Maestrichtien) basé sur la microfaune livrée par les grès. Les calcaires en plaquettes à filonets semblent nettement plus anciens, vraisemblablement du Dogger-Malm.



Photo 8 - Hyaloclastites, sur le flanc des coulées de Çerdin agglomérats de fragments de pillows dans un ciment à verre volcanique abondant. On peut observer une stratification fruste, soulignée par des variations de granulométrie.

3. Les ophiolites de l'Alakır Çay se présentent en une association de faciès platoniques et volcaniques étroitement liés sur le terrain. Ces faciès avaient été clairement reconnus par Colin et Holzer, mais ils ont toujours pensé que roches grenues et roches effusives forment deux ensembles bien distincts mis en place à des âges différents; les roches effusives s'étant mises en place les premières, au Crétacé inférieur, et les roches grenues ensuite, à la limite Crétacé-Eocène. Les contacts tectoniques entre roches effusives et roches grenues, qui semblent les recouper sont invoqués par ces auteurs pour justifier leur interprétation. Or on peut douter que ces contacts soient primaires: ils sont très vraisemblablement liés à la mise en place des nappes, lors d'une phase paroxysmale post-lutétienne. L'association très étroite — en dépit de cette tectonisation violente — des roches effusives et des roches grenues plaide pour une origine pluto-volcanique commune sous la forme d'une «nappe ophiolitique» selon le schéma proposé par J. H. Brunn pour les ophiolites du Pinde (1960-1961).

Remarquons que les idées de Colin ont évolué entre 1957 et 1962: en 1957, il défend avec Holzer l'hypothèse magmatique classique pour la genèse des ophiolites, en séparant dans le temps roches effusives et roches plutoniques, selon la tradition des pétrographes allemands. En 1962, il adopte la théorie toute récente alors de de Roever, selon laquelle les massifs ultrabasiques seraient des «copeaux» solides du manteau entraînés et écaillés dans les séries géosynclinales, les roches effusives représentant des produits de fusion partielle de ces copeaux au cours de leur incorporation dans le bâti géosynclinal.

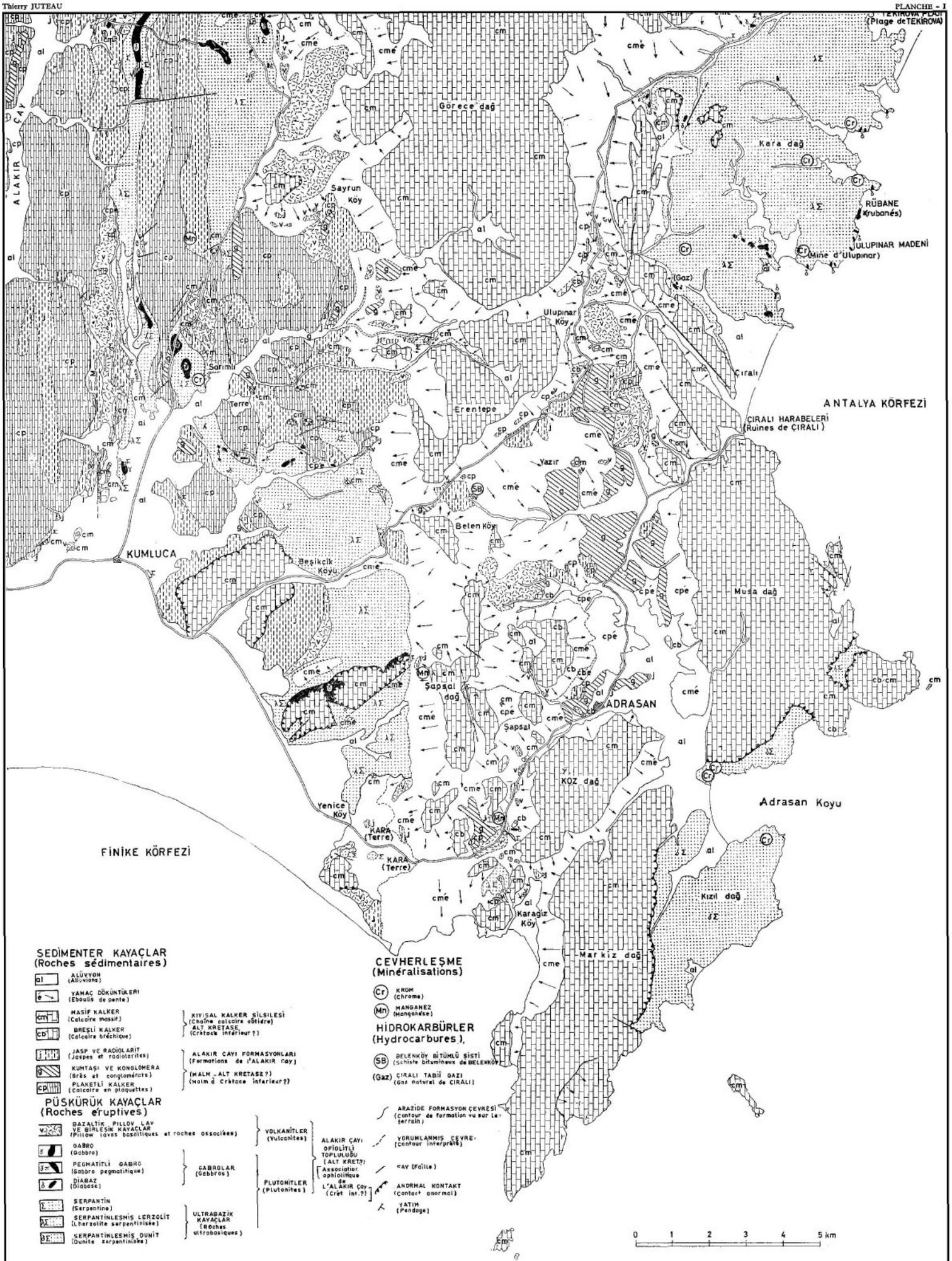
Dans l'état actuel de nos connaissances, il est prématuré de prendre parti. J'ai indiqué ma préférence, en tant qu'hypothèse de travail, pour la théorie pluto-volcanique de J. H. Brunn, qui rend le mieux compte des observations de terrain et semble la plus satisfaisante pour l'esprit. Cependant, on ne peut éliminer a priori les deux théories successives proposées par Colin.

4. Au point de vue paléogéographique, un schéma (encore très hypothétique) peut être proposé:

a) existence, pendant tout le Secondaire, d'une ride (Bey Dağları) jalonnée à l'Est par une fosse (Alakır Çay), limitée elle-même à l'Est par une ride (chaîne côtière).

b) entre l'Aptien et le Maestrichtien, mise en place d'importants épanchements ophiolitiques dans la fosse schisto-radiolaritique de l'Alakır Çay.

c) après le dépôt du Lutétien, une phase paroxysmale amène la ride orientale en nappe sur la fosse à ophiolites, et celle-ci vient chevaucher les Bey Dağları; de grands effondrements méridiens accompagnent ces chevauchements.



SEDİMENTER KAYAÇLAR
(Roches sédimentaires)

- al ALÜVİYON (Alluvions)
- e YAMAC DÜKÜNTÜLERİ (Ébouïs de pente)
- cm MASİF KALKER (Calcaire massif)
- cd BREŞLİ KALKER (Calcaire bréchique)
- cp JASP VE RADİOLARİT (Jaspes et radiolarites)
- g KUMTAŞI VE KONKLOMERA (Grès et conglomérats)
- cpn PLAKETLİ KALKER (Calcaire en plaquettes)

- KIVİSAL KALKER SİLSİLESİ (Chaîne calcaire ostéole)
- ALT KRETASE (Crétace inférieure?)
- ALAKIR ÇAYI FORMASYONLARI (Formations de l'ALAKIR çayı)
- (MALM - ALT KRETASE?)
- (MALM à Crétace inférieure?)

PÜSKÜRKÜK KAYAÇLAR
(Roches éruptives)

- bazaltik pillövlər və birləşik kayaclar (Basaltic lavas basaltiques et roches associées)
- gabro (Gabbro)
- pegmatitli gabro (Gabbro pegmatitique)
- diabaz (Diabase)
- SERPANTİN (Serpentine)
- SERPANTİNLƏŞMİŞ LƏZOLİT (Serpentinized leucolite)
- SERPANTİNLƏŞMİŞ OUNİT (Ounite serpentinisée)

- VOLKANİTLER (Volcanites)
- ALAKIR ÇAYI OFİOLİTLİ TOPLULUĞU (ALT KRET?) (Association of ophiolites de l'ALAKIR çayı (Crét inf.?)
- SABROLAR (Gabbros)
- PLUTONİTLER (Plutonites)
- ULTRABAZİK KAYAÇLAR (Roches ultrabasiques)

CEVHERLEŞME
(Minéralisations)

- Cr KROM (chrome)
- Mn MANGANEZ (manganese)
- HİDROKARBÜRLER (Hydrocarbures)
- SB BELENKÖY MÜTÜMLÜ SİSTİ (Système bitumineux de BELENKÖY)
- (GAZ) CİRALI TABII GAZI (gaz naturel de CİRALI)

- ARAZLIK FORMASYONUNUN ÜSTÜ (Contour de formation vu sur le terrain)
- YORULANMIŞ ÇEVRE (contour interprété)
- KAY KONTAK (anormal)
- YATIM (Pendage)

Carte géologique de la région de Kumluca, province d'Antalya (Turquie).

B I B L I O G R A P H I E

- ALTINLI, E. (1944) : Etude stratigraphique de la région d'Antalya. *Rev. Fac. Sci. Univ. İstanbul*, sér. B-9, fasc. 3, İstanbul.
- (1945) : Etude tectonique de la région d'Antalya. *Rev. Fac. Sci. Univ. İstanbul*, sér. B-10, fasc. 1, İstanbul.
- BLUMENTHAL, M. (1960) : Le système structural du Taurus sud-anatolien. *In* Livre à la mémoire du Professeur P. Fallot, t. 2, pp. 611-662. *Mém- h.-sér. Soc. géol. France*.
- BRUNN, J. M. (1956) : Contribution à l'étude géologique du Pinde septentrional et d'une partie de la Macédoine occidentale (Thèse 1955). *Ann. géol. Pays Helléniques*, sér. A, t. VII, Athènes.
- COLIN, H. J. & HOLZER, H. F. (1957) : Beitrage zur Ophiolithfrage in Anatolien (Türkei). *Jahrb. Géol. Bundesanstalt*, Bd. 100, Hft. 2, pp. 213-237.
- (1962) : Geologische Untersuchungen in Raume Fethiye-Antalya-Kaş-Finike (SW Anatolien). *M.T.A. Bull.* no. 59, pp. 19-61.
- DUBERTRET, L. (1953) : Géologie des roches vertes du Nord-Ouest de la Syrie et du Hatay (Turquie). *Notes et Mém. sur le Moyen-Orient*, t. VI, Paris.
- KIRK, H. M. (1937) : Report on reconnaissance trip to Çıralı. *M.T.A. Rep.* no. 242 (unpublished), Ankara.
- LEFEVRE, R. (1966) : Données nouvelles sur la stratigraphie du Crétacé supérieur dans le massif des Bey Dağları (Taurus lycien, Turquie). *C. R. Ac. Sci., Paris*, sér. D, t. 263, pp. 1029-1032.
- (1967) : Un nouvel élément dans la géologie du Taurus lycien: les nappes d'Antalya (Turquie). *C.R. Ac. Sci., Paris*, sér. D, t. 265, pp. 1365 - 1368.
- LUCIUS, M. (1925a) : Le rayon supposé pétrolifère d'Elmalı. *M.T.A. Rep.* no. 190 (unpublished), Ankara.
- (1925b) : Voyage d'études dans les environs de Finike. *M.T.A. Rep.* no. 195 (unpublished), Ankara.
- (1930) : Voyage d'études géologiques dans le rayon de Finike. *M.T.A. Rep.* (unpublished), Ankara.
- PARROT, J. F. (1967) : Le cortège ophiolitique du Pinde septentrional (Grèce). *Thèse, 3e Cycle*, Paris.
- PEYRE, Y. (1959) : Etude sur les organismes du Jurassique présentant en section taillée l'aspect de filaments. *Rev. Micropaléontologie*, no. 2, Paris, pp. 80-87.
- ROUTHIER, (1946) : L'association radiolarites - roches vertes dans les chaînes géosynclinales. *C. R. Ac. Sci.*, t. 222, pp. 26-28, 66-67, 108-109.
- TAŞMAN, C. E. (1930) : Notes on the geology and petroleum possibilities of the Finike region. *M.T.A. Rep.* no. 193 (unpublished), Ankara.