

EVOLUTION GLOTECTONIQUE DE L'ANATOLIE DE L'OUEST*

Ergüzer BİNGÖL

Mineral Research and Exploration Institute of Turkey

RESUME. — A partir des données géologiques, pétrographiques et géophysiques, on peut conclure que l'Anatolie de l'Ouest, les îles Égéennes et la Grèce ont subi la même évolution géotectonique jusqu'au Pliocène. La ligne passant grossièrement par Manisa-Balıkesir-Eskişehir correspond vraisemblablement à une zone de subduction. Depuis le Pliocène, l'Anatolie de l'Ouest doit se mouvoir avec les îles Égéennes vers le Sud à partir d'une ligne passant par l'Est de la Grèce.

INTRODUCTION

Grâce aux travaux géologiques entrepris depuis plusieurs années, sont obtenues de nombreuses données nouvelles servant de base solide à l'établissement de la stratigraphie, tectonique et pétrologie de l'Anatolie de l'Ouest, des îles Égéennes et de la Grèce. Celles-ci jointes aux études géophysiques, l'évolution géotectonique de l'Anatolie de l'Ouest et de la mer Égée peuvent être formulées comme ci-dessous.

DONNEES GEOLOGIQUES

Massifs anciens

Le socle de l'Anatolie de l'Ouest est constitué de massifs métamorphiques dont la lithostratigraphie et les particularités tectoniques ne présentent pas de ressemblances (Fig. 1).

Au Nord, le massif de Kazdağ est composé de métadunites, métagabbros, pyroxénites, amphibolites, paragneiss et marbres à faciès amphibolite au cœur et à faciès schiste vert de pression intermédiaire à la périphérie. L'âge de ce métamorphisme est incertain.

Le dernier métamorphisme dont l'âge est de 25 à 40 millions d'années est du type de basse pression. Les lineations dominantes sont N-S au centre et N20° et N160° au Nord et au Sud (Schuiling, 1959; Aslaner, 1965; Bingöl, 1968, 1971, 1975; Bingöl *et al* 1973).

Le massif d'Uludağ est composé de marbres et de gneiss forme un anticlinal dont la direction et plongement de l'axe est N130/20° SE (Ketin, 1947).

Au Sud, la partie centrale du massif de Menderes est constituée de gneiss oeillets au centre et de gneiss oeillets et de différents gneiss partiellement migmatisés au Nord. L'avant-dernier métamorphisme, dont l'âge n'est pas bien établi, s'élève jusqu'au faciès amphibolite de pression intermédiaire. Les lineations sont généralement N-S au cœur, N30° au Nord et N70° à 150° au Sud (Schuiling, 1962; Graciansky, 1965; Kaaden, 1966; Başarı, 1970; İzdar, 1971; Brinkmann, 1971;

Dora, 1972; Ayan, 1973; Uz, 1973; Bingöl, 1975). Le dernier métamorphisme influant également la couverture du massif est du même type que le premier et date du Paléocène, en raison du léger métamorphisme observé dans les formations fossilifères d'âge Paléocène au Sud et d'âge Crétacé et Jurassique supérieur au Nord (Bingöl, 1974) et au Nord-Est. Les lineations dominantes de ce métamorphisme sont $N70^{\circ}$ à 150° au Sud (Schulung, 1962; Graciansky, 1965; Başarır, 1970) et $N30^{\circ}$ au Nord (Ayan, 1973; Uz, 1973; Bingöl, 1974). Les discussions sur l'origine des gneiss du massif de Menderes ne sont pas concluantes (Schuiling, 1962; Graciansky, 1965; Kaaden, 1966; Dora, 1972; Ayan, 1973).

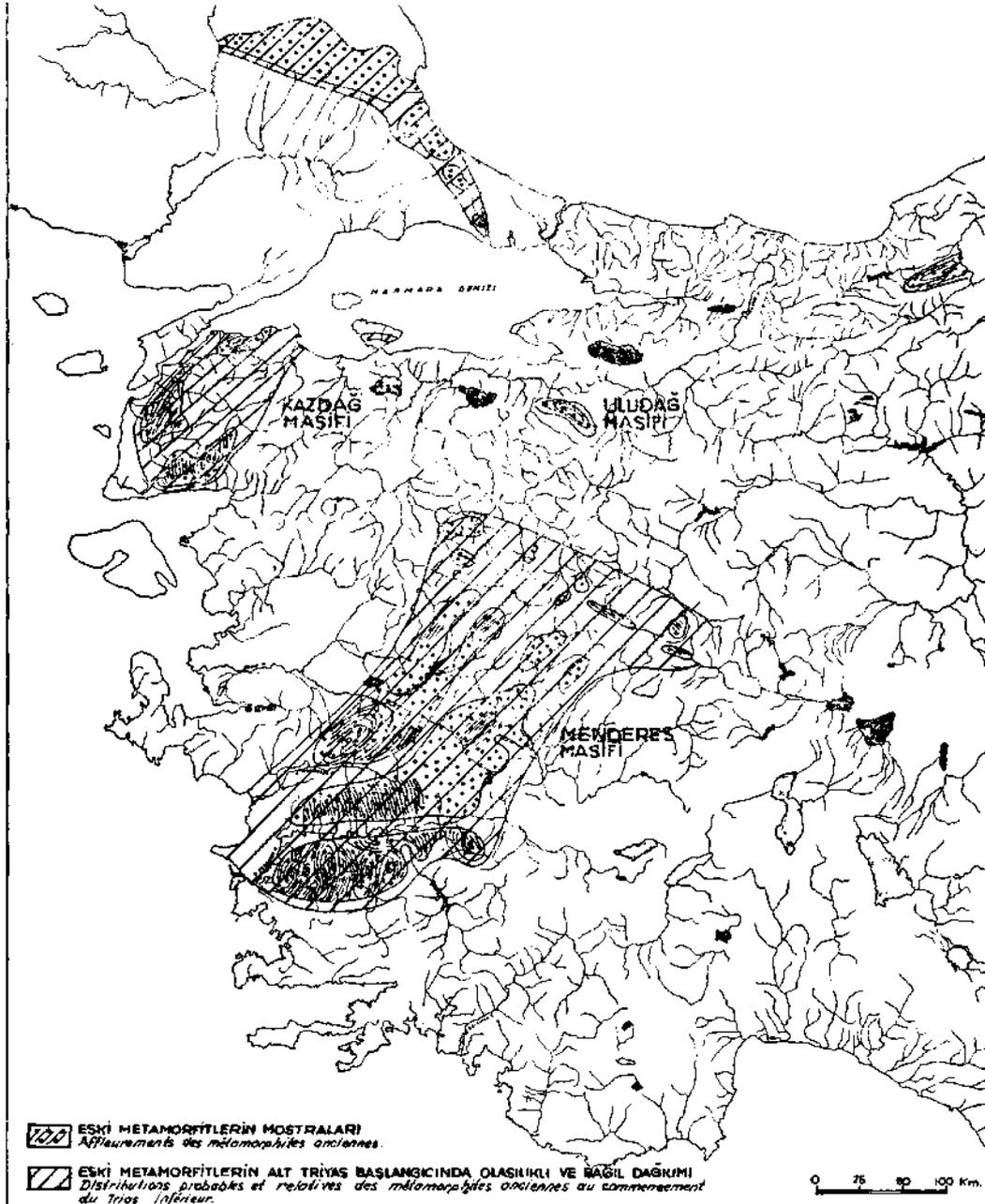


Fig. 1 - Affleurements des métamorphites anciennes et limites probables, relatives de ces métamorphites au commencement du Trias inférieur.

Il est donc difficile, sinon impossible, d'attribuer une même origine à ces trois massifs (Kazdağ, Uludağ, Menderes) comme ont essayé de le faire certains auteurs (Kaaden, 1959; Schulung, 1962). Ils doivent avoir chacun une histoire géologique particulière ante-triasique.

Paleozoïque au Nord-Ouest et au Sud-Ouest de la Turquie

Les formations fossilifères non métamorphiques d'âge Paleozoïque sont définies dans les régions de Safranbolu, Zonguldak, İzmit et İstanbul (Blumenthal, 1940; Fratschner, 1952; Tokay, 1954; Baykal, 1963; Baykal & Kaya, 1965; Kaya, 1973). Des discordances importantes entre le socle et la base du Paleozoïque, entre les différents systèmes et étages (surtout du Paleozoïque supérieur) témoignent de l'orogénèse hercynienne dans cette région.

Les formations fossilifères non-métamorphiques d'âge Paleozoïque sont très étendues dans les Taurus (Dean & Monod, 1970; Monod *et al.*, 1973; Ricou *et al.*, 1973; Demirtaşlı *et al.*, 1973). Il n'existe pas de discordances importantes correspondant à l'édification de montagnes. Il n'y a donc pas d'orogénèse hercynienne dans les Taurus.

Mésozoïque

Dans la région située entre la bordure Nord-Ouest et Nord du massif de Menderes et la faille de l'Anatolie du Nord, le Paleozoïque représenté par les formations carbonatées d'âge Permian-Carbonifère déposées dans une mer peu profonde ne se trouve qu'en olistostromes dans une formation constituée de grauwackes, conglomérats, siltstones, radiolarites, spilites et mudstones légèrement métamorphiques. Cette formation, d'âge Trias inférieur (Fig. 2)—appelée «la formation de Karakaya»—affleure au Sud et au Sud-Est de Kazdağ; au Nord d'Uludağ; au Nord de Manisa-Simav; aux environs de Bilecik, Eskişehir, Ankara et au Sud d'Amasya (Bingöl, 1968, 1971, 1975; Bingöl *et al.*, 1973; Armağan *et al.*, 1973). Au Nord du massif de Menderes, n'existent donc pas de données indiquant une orogénèse hercynienne. Les particularités lithologiques et la distribution des affleurements du Trias inférieur (Fig. 2) indiquent un bassin d'effondrement résultant vraisemblablement des forces de tension affectant la Tethys. Cette région n'a pas été océanifiée avant le Trias inférieur, mais, comme témoignent les intercalations de radiolarites et de spilites, elle a été le siège d'une sédimentation extrêmement mouvementée et possédant de temps à autre des caractères de mer profonde (Bingöl, 1975). Il est à souligner que les affleurements de mélange d'âge Crétacé sup. ou plus ancien se trouvent généralement en contact avec la formation de Karakaya.

Le Trias moyen et supérieur sont indiqués comme transgressifs de place en place, soit sur le socle, soit sur le Trias inférieur (Erk, 1942; Okay, 1948; Aygen, 1956; Gümüş, 1964; Aslaner, 1965; Brinkmann, 1966, 1971; Bingöl, *et al.*, 1973).

À l'Ouest de Harmancık, aux environs de Gölcük, les grès et calcaires fossilifères d'âge Trias sup. présentent des contacts tectoniques avec les serpentines et les autres roches ultramafiques. Par contre, ces contacts sont généralement normaux avec les schistes à glaucophane et les métavolcanites (L. Bingöl, communication orale).

Dans les environs d'İstanbul le Trias est généralement détritique (Özdemir *et al.*, 1973); à l'Ouest d'İzmir il est généralement du faciès littoral et neritique (Höll, 1966; Brinkmann *et al.*, 1972). Ces deux faciès n'ont pas de ressemblances lithostratigraphiques et sont différents de celui situé au Nord et au Nord-Ouest du massif de Menderes. Suivant les données géologiques régionales, ces trois bassins triasiques à lithostratigraphie différente sans relations directes les uns avec les autres, devraient correspondre — contrairement aux idées de certains auteurs (Brinkmann, 1971, 1974) — à des évolutions géotectoniques différentes.

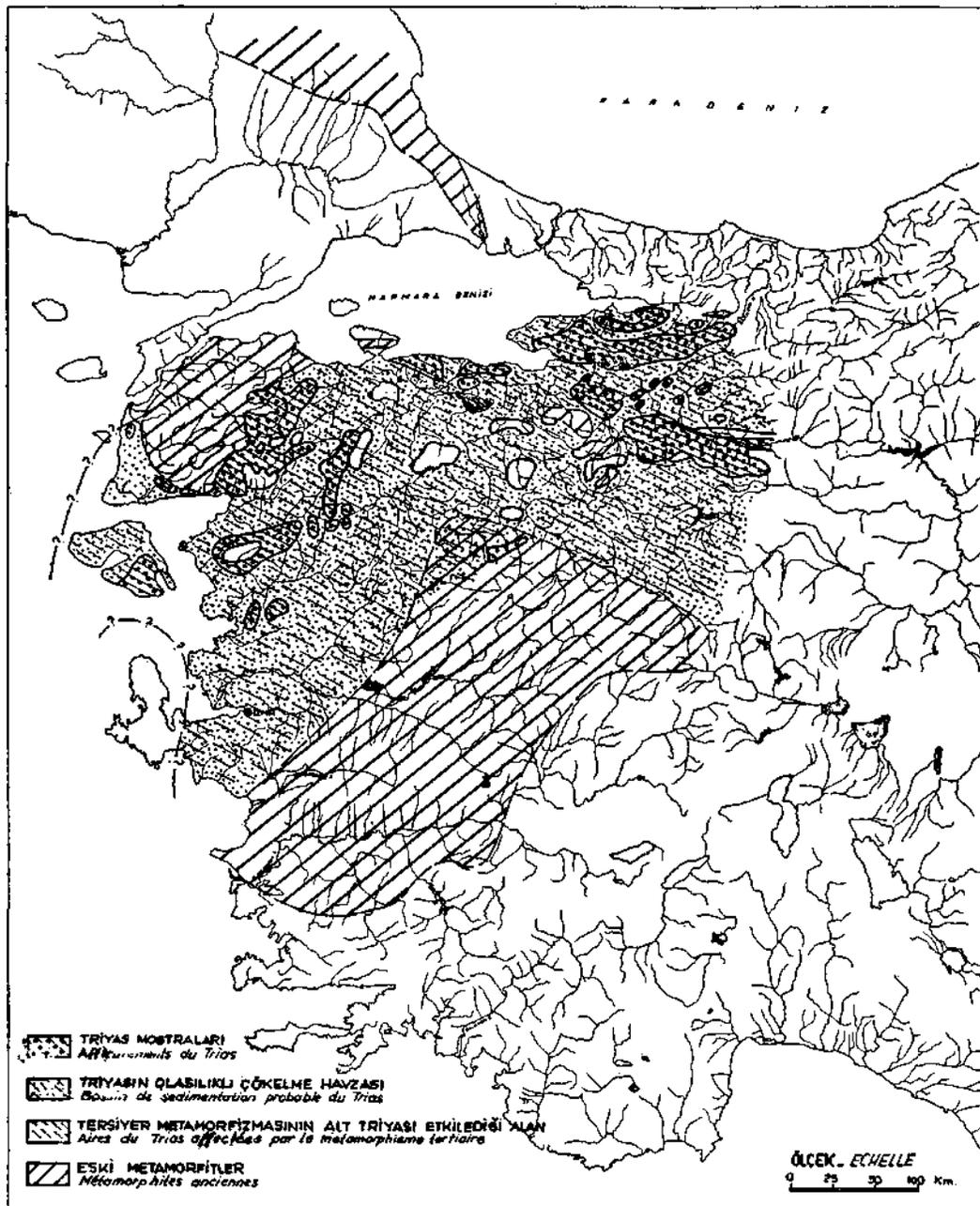


Fig. 2 - Affleurements du Trias inférieur et bassin de sédimentation probable du Trias inférieur.

Les schistes et marbres supposés d'âge arite-devonien dans la presqu'île d'Armutlu (Akaruna, 1968) ressemblent, du point de vue lithologique et cartographique, à la formation de Karakaya.

Il est important de souligner que les caractères lithologiques et cartographiques des formations indiquées comme permo-carbonifères sur la carte géologique du 1:50 000 de Mytilène sont identiques à ceux de la formation de Karakaya.

Au Nord du massif de Menderes le Jurassique inferieur est du facies clastique epicontinental (Aygen, 1956; Gümüş, 1964; Aslaner, 1965; Bingöl et al, 1973; Altınlı, 1973), et commence a la base, particulierement dans la region de Bilecik, par un conglomérat à galets de granite. Au Sud-Ouest d'Uludağ le Jurassique superieur est également conglomératique (Özkoçak, 1969; Lisenbee, 1972). En bordure Nord du massif de Menderes, dans le massif de Muratdağ, le facies detritique legerement metamorphique monte jusqu'au Jurassique superieur. Dans les montagnes de Soma, la base du Jurassique superieur est constituee de marnes conglomératiques (Brinkmann, 1970). Depuis la bordure Nord du massif de Menderes jusqu'a la mer de Marmara, le Jurassique supe-

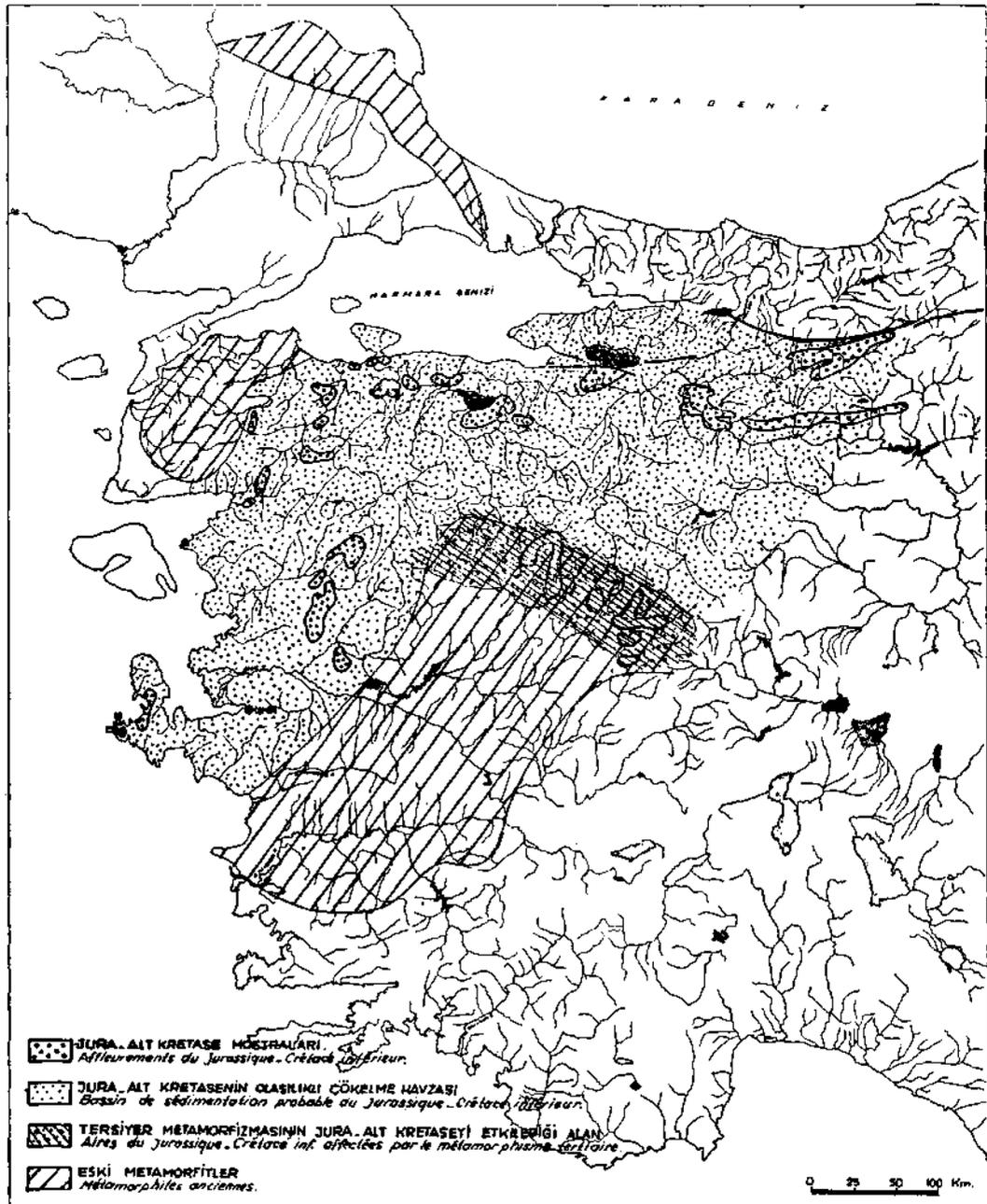
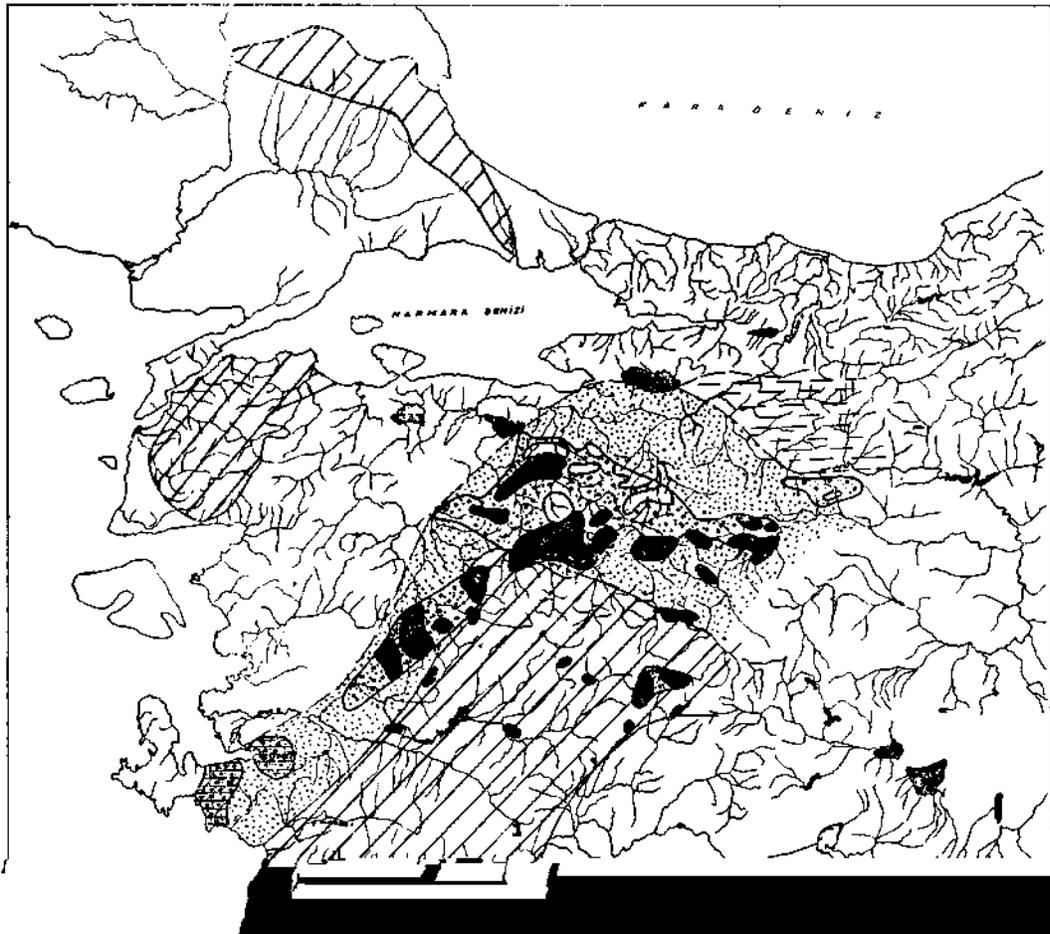


Fig. 3 - Affleurements du Jurassique-Crétacé inférieur et leur bassin probable de sédimentation.

rieur - Crétacé inférieur est généralement du faciès carbonate contenant de place en place des bancs ou des nodules de chert et présentant souvent une texture oolitique (Aygen, 1956; Gümüş., 1964; Aslaner, 1965; Özkoçak, 1969; Brinkmann *et al.*, 1970; Bingöl *et al.*, 1973). Au Nord immédiat du massif de Menderes, le Jurassique supérieur - Crétacé inférieur est généralement de faciès dolomitique (Akkuş, 1962; Kalafatçıoğlu, 1962, 1964; Kaya, 1972; Dubertret & Kalafatçıoğlu, 1973; Bingöl, 1974, 1975) (Fig. 3). Le Jurassique supérieur passe probablement au faciès volcanique dans la région de Mudurnu (Abdüsselâmoğlu, 1959).



Le Mésozoïque est constitué de calcaires dolomiques à niveaux d'éméri au Sud du massif de Menderes (Graciansky, 1965, 1972).

En Anatolie du Nord-Ouest, les roches mafiques et ultramafiques liées aux ophiolites ont été considérées comme des roches intrusives dans les formations d'âge Crétacé supérieur et plus anciennes (Canet & Jaoul, 1946; Akkuş, 1962; Kalafatçioğlu, 1962, 1964; Özkoçak, 1969; Lisenbee, 1972; Kaya, 1972; Dubertret & Kalafatçioğlu, 1973; Brinkmann, 1971, 1974). Cependant, ces roches magmatiques, les grauwackes, les radiolarites, les mudstones, les différents calcaires pélagiques, les masses métamorphiques acides, les schistes à glaucophane, etc., en forme de blocs de

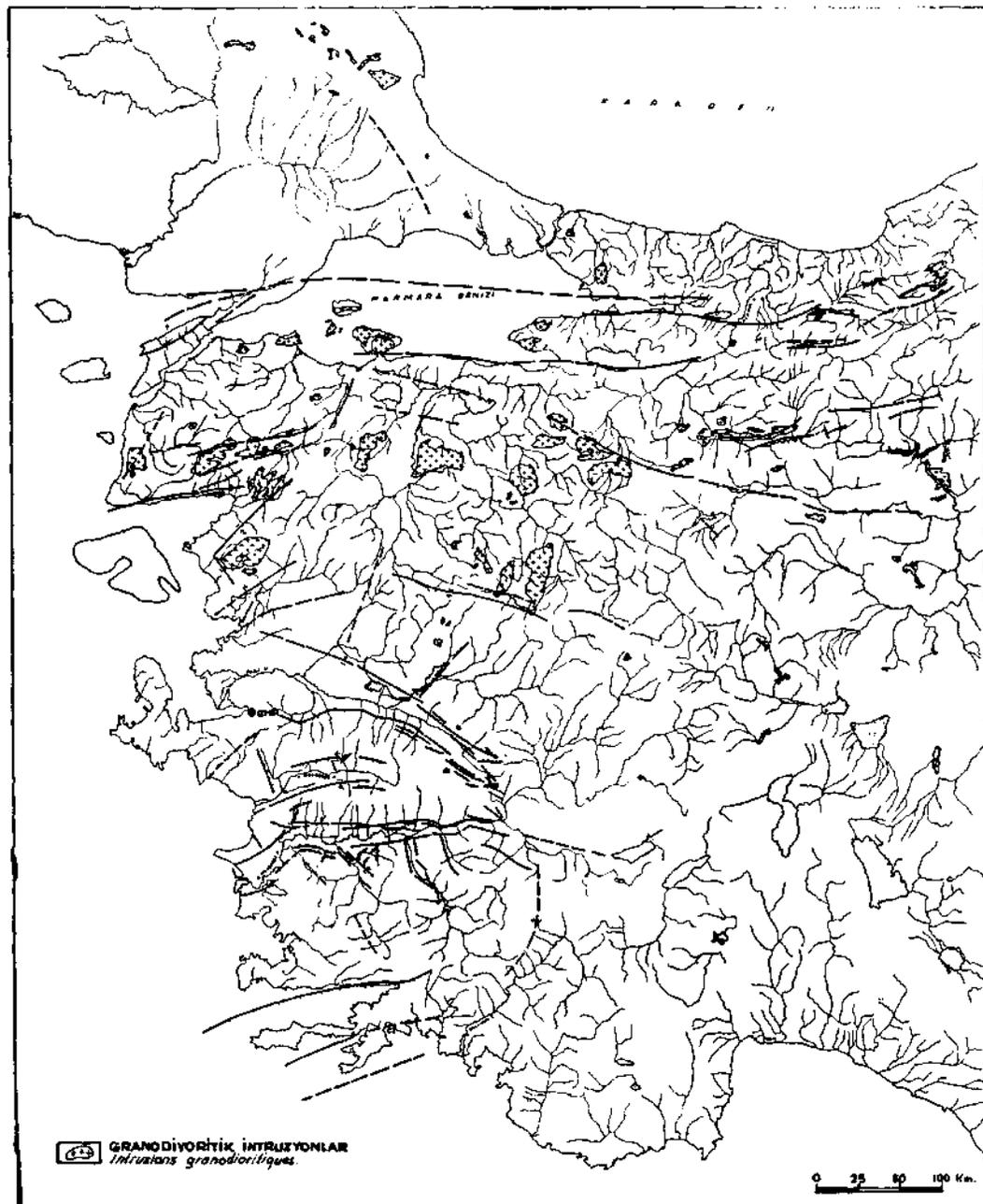


Fig. 5 - Intrusions granodioritiques généralement d'âge Tertiaire inférieur.

diverses grandeurs, constituent le melange d'âge Cretace superieur (Bingöl, 1974). Les contacts entre les blocs de ce melange, d'une part, et entre le melange et les roches ante-Cretace superieur, d'autre part, sont de nature tectonique (Holzer, 1954; Kaya, 1972; Bingöl, 1974). Le melange est limite à l'Ouest par la ligne Manisa-Gönen et couvre avec un contact tectonique toute la region situee au Nord du massif de Menderes.

Il est important de souligner que le Cretace superieur est a facies molassique (Fig. 4) dans le secteur du lac d'Iznik et entre Gölpazarı-Mudurnu (Erk, 1942; Abdüsselâmoğlu, 1959; Eroskay, 1965).

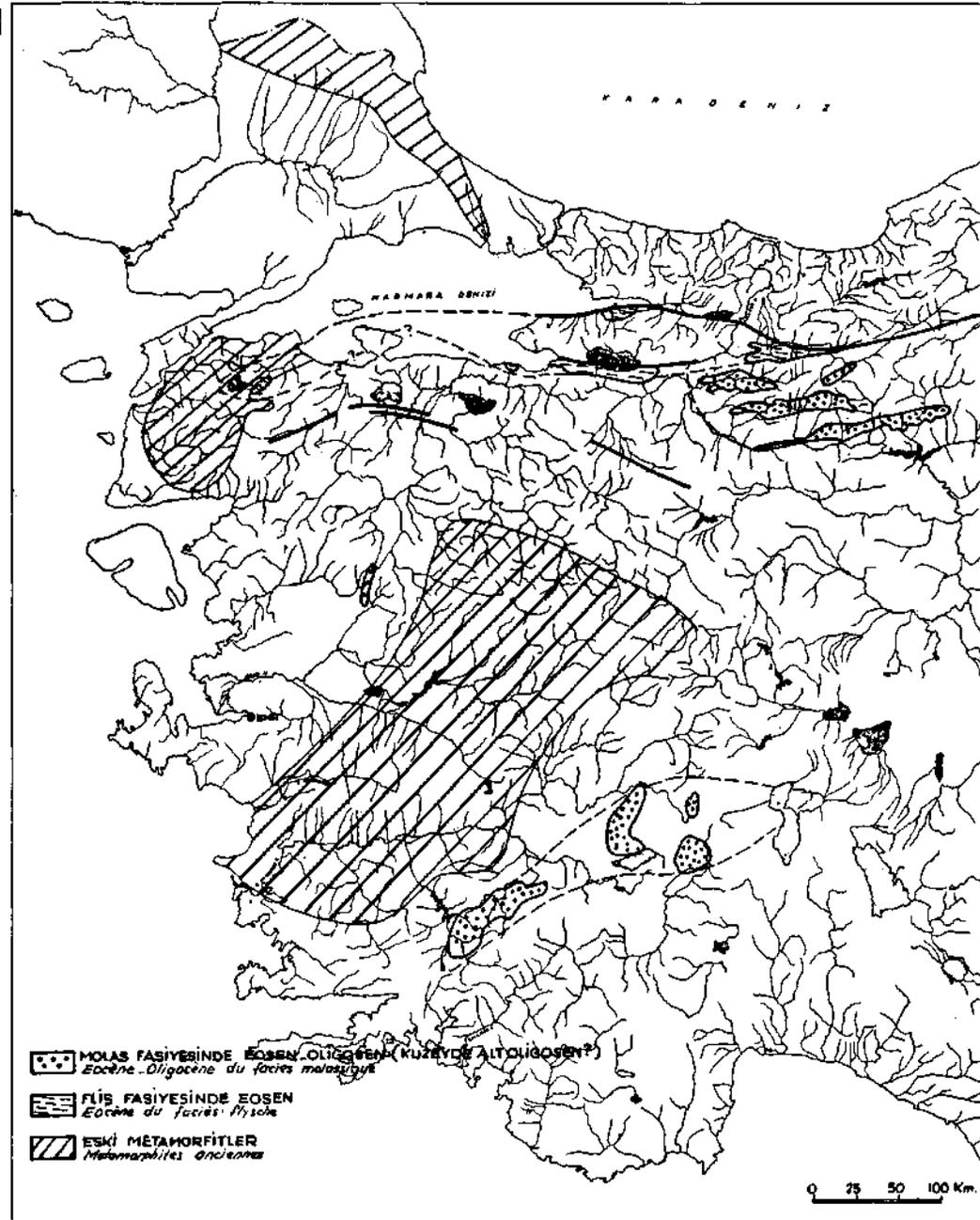


Fig. 6 - Distributions des affleurements de l'Eocène.

Tertiaire

Le Tertiaire inférieur est caractérisé par des intrusions granodioritiques au Nord du massif de Menderes (Fig. 5). Les études géochronologiques sur ces intrusions leur attribuent généralement un âge se situant dans le Tertiaire inférieur (Sağiroğlu & Bürküt, 1966; Bürküt, 1966; Vachette *et al*, 1968; Ataman, 1972, 1973, 1974, 1975; Bingöl, 1974). Les données géologiques montrent que ces intrusions développent un métamorphisme de contact dans les formations d'âge Mésozoïque (Özkoçak, 1969; Lisenbee, 1972; Bingöl *et al*, 1973; Bingöl, 1974, 1975).

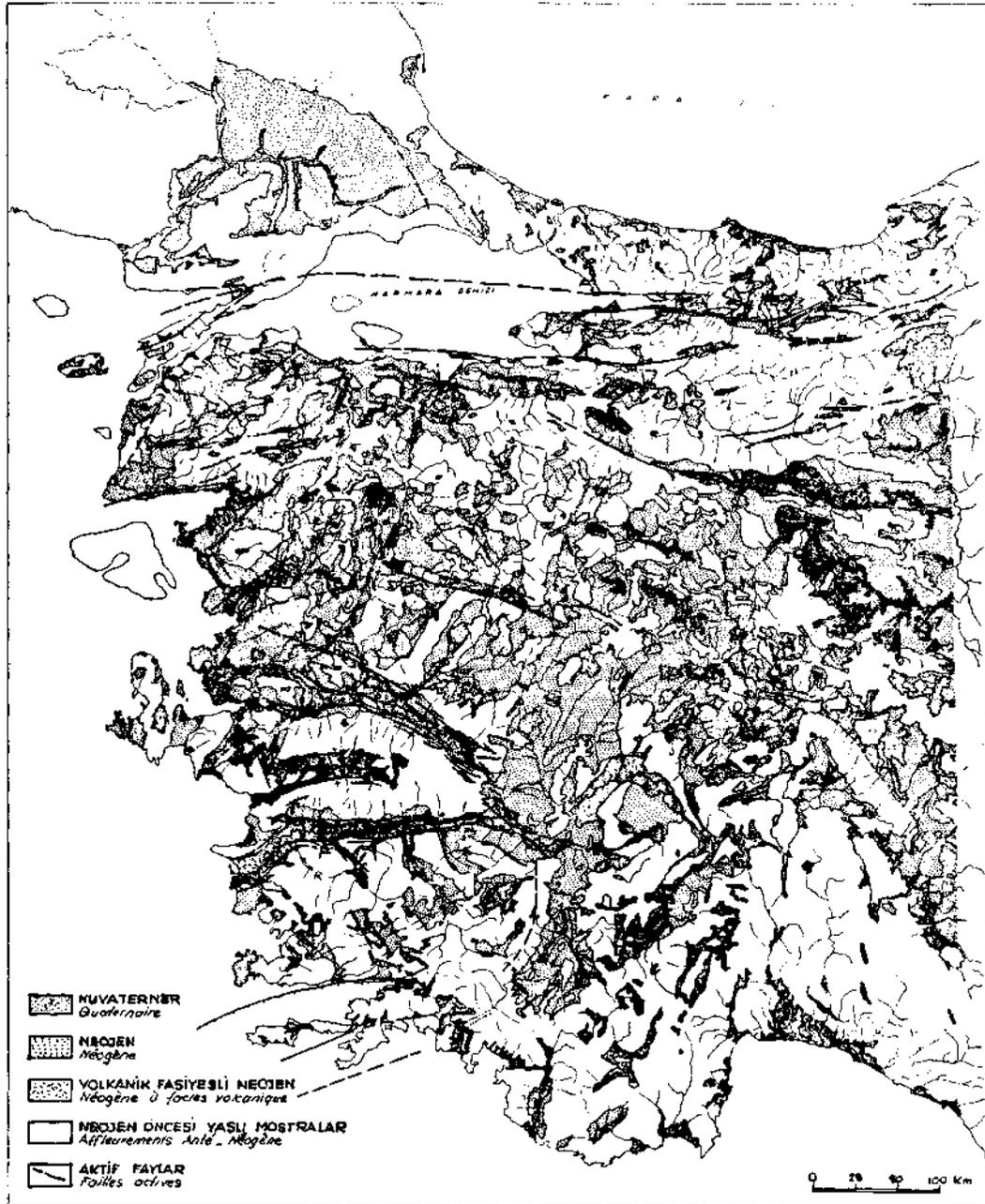


Fig. 7 - Distributions des affleurements du Néogène et du Quaternaire; failles actives.

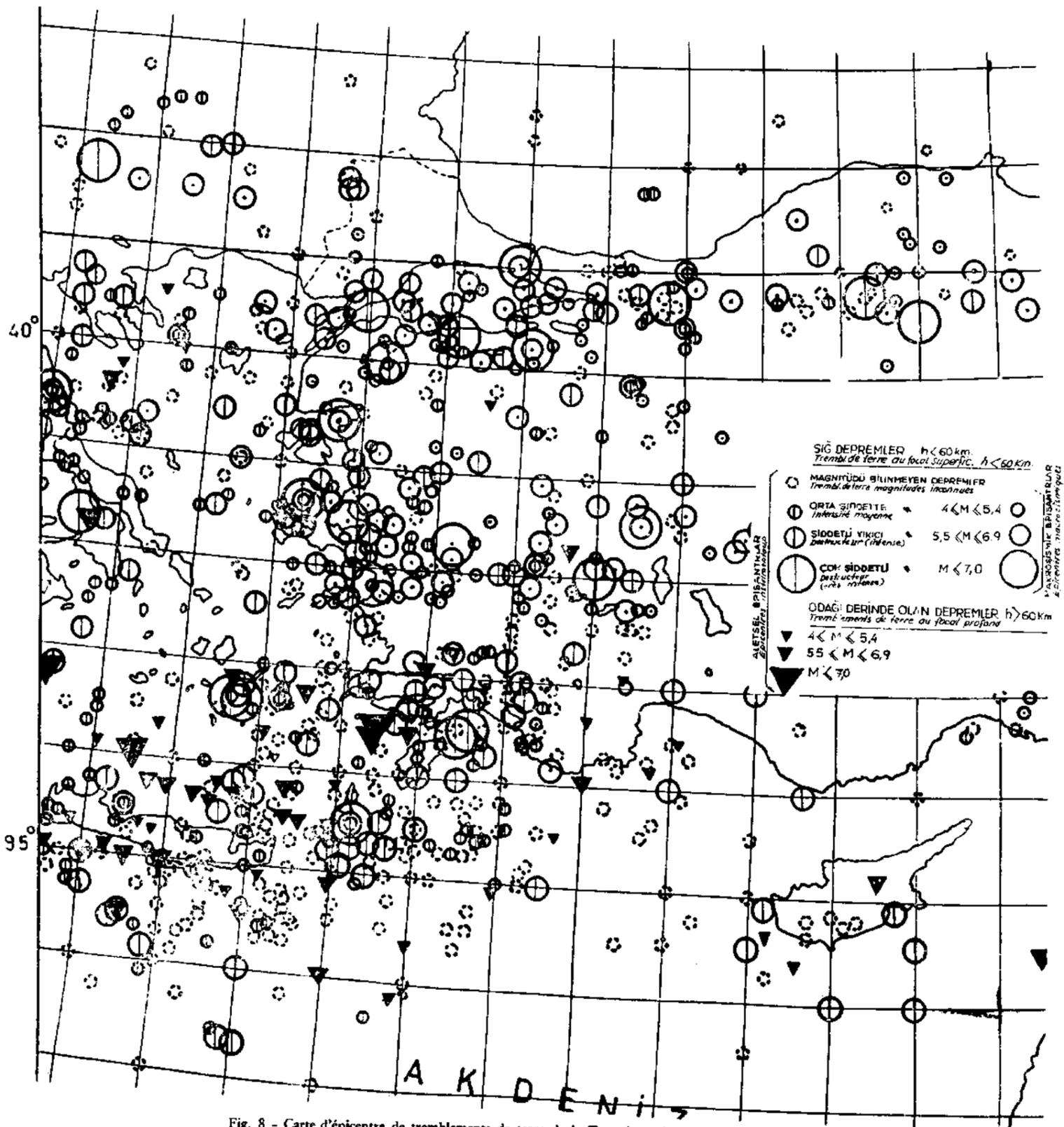


Fig. 8 - Carte d'épicentre de tremblements de terre de la Turquie et des pays avoisinants.

Au Sud du massif de Menderes existe une formation carbonatée d'âge Crétacé supérieur-Paléocène légèrement métamorphique, contenant des galets de gneiss oeilés. L'Éocène et le Miocène y sont de faciès marin (Kaaden & Metz, 1954) (Fig. 6).

L'Éocène dont les affleurements s'alignent suivant une direction N-S au Nord d'Akhisar est du faciès molassique et vient en discordance sur les roches plus anciennes (Canet & Jaoul, 1946). Ce faciès s'étend avec de légers changements, suivant une direction E-W dans le bassin de Gölpazarı-Mudurnu et NE-SW dans la région de Tavas (Abdüsselâmoğlu, 1959; Eroskay, 1965; Kaaden & Metz, 1954; Akartuna, 1968). L'Éocène est de faciès flysch au Sud du lac d'İznik et au Nord-Est de la presqu'île de Biga (Fig. 6).

Le Miocène est constitué de clastiques et de roches volcano-sédimentaires gardant toujours l'ancienne direction structurale N30° au Nord du massif de Menderes (Fig. 7). Les compositions de volcanites sont généralement acides et calco-alcalines.

Les directions N90° à 150° des affleurements du Pliocène forme de clastiques grossiers et de calcaires lacustres sont parallèles aux grabens du même âge (Fig. 7), (Zeschke, 1954; Bingöl, 1968; Arpat & Bingöl, 1969; Bingöl *et al.*, 1973; Bingöl, 1974).

Quaternaire

Les formations Quaternaires constituées de clastiques grossiers, travertins, laves basaltiques et terrasses suspendues, gardent les directions des bassins du Pliocène. Ces directions continuent leurs évolutions de nos jours (Fig. 7).

DONNEES GEOPHYSIQUES

Sur la carte d'épicentres de la Turquie et des pays avoisinants (Ergin, 1966; Ergin, Güçlü & Uz, 1967) on constate qu'en Anatolie de l'Ouest, les épicentres de profondeur moyenne sont alignés grossièrement suivant les directions E-W et NE-SW (Fig. 8). Bien que très rares, on y rencontre également des épicentres de grande profondeur.

Les cartes bathymétrique (Fig. 10), d'intensité totale magnétique (Fig. 11), d'anomalies de gravité à l'air libre (Fig. 12) et d'anomalies simples de Bouguer (Fig. 13) ne montrent pas de directions N-S à l'Est de la mer Égée. Bien au contraire, elles s'allongent parallèlement aux directions géologiques et géophysiques de l'Anatolie de l'Ouest, c'est-à-dire NE-SW. Ceci indique clairement qu'il n'existe pas de limite N-S à une plaque située à l'Ouest immédiat des côtes de la Turquie, comme le prétendent Papazachos et Comniakis (1971) et McKenzie (1970, 1972) (Fig. 9).

Dans les cartes et les profils gravimétriques établis mais non publiés par le M.T.A., la direction grossièrement N-S observée à l'Est d'İzmir peut être expliquée par la rareté des stations de mesure et par la direction du contact de la couverture de Menderes à l'Est de presqu'île de Karaburun.

Aiptekin (1973), se basant sur les résolutions de plans de failles (Fig. 14), prouve que l'Anatolie de l'Ouest se meut vers le Sud-Ouest et que dans l'Anatolie de l'Ouest les failles de tension sont dominantes, mais qu'il existe aussi une légère composante horizontale (Fig. 15).

Les anomalies de Bouguer de la presqu'île de Biga (Ekingen, 1973) indiquent l'existence de secteurs de soulèvement et d'abaissement profonds (communication orale de Kavlakoglu) orientés NE-SW. L'Est de Mytilène se situe dans un secteur d'abaissement qui se prolonge au Nord-Est

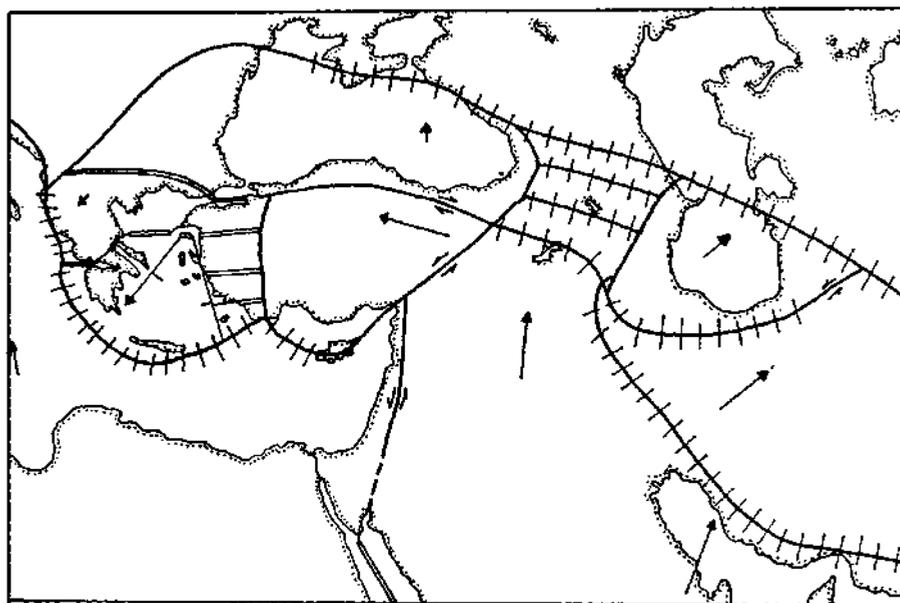


Fig. 9 - Les sens des mouvements en Méditerranée Orientale (d'après McKenzie, 1972).

d'Edremit (Fig. 16). Ceci signifie que les directions géologiques NE-SW de l'Anatolie de l'Ouest se confirment par les données géophysiques et que ces directions continuent dans l'Est de la mer Egée.

La ceinture d'anomalies minimales de gravité suggérée par Özelçi (1973) passe au-dessus du massif de Menderes.

Sarver (1974), dans ses analyses de filtres à deux dimensions et par les méthodes statistiques des cartes d'anomalies magnétiques de la région située au Nord-Ouest du massif de Menderes, prouve que celui-ci continue sous les sédiments vers le Nord-Ouest, jusqu'à la ligne passant par Bergama-Savastepe-Smdirgi. Les anomalies magnétiques élevées situées au Nord-Ouest de cette ligne peuvent être liées aux roches mafiques-ultramafiques se plongeant en-dessous de la presqu'île de Biga (Fig. 17 et 19FGH).

Les résultats obtenus lors de l'exploration géophysique effectuée en 1972 au Nord de la mer Egée, montrent que les sédiments actuels non solidifiés sont fautes; l'anomalie magnétique atteint à des valeurs positives de 250 gammas; l'anomalie de Bouguer est positive; etc. (Fig. 18A,B,C,D). En partant de ces données, Le Pichon *et al.* (1973) concluent que la partie Est du Golf de Saros meut avec une composante cisailante suivant un pôle situé au N42°, E26°, tandis que la partie Ouest correspond à une zone d'expansion (Fig. 18D). Il est à remarquer que le sens du mouvement de la faille de l'Anatolie du Nord est inverse au Golf de Saros.

AUTRES DONNEES

Il existe en Anatolie de l'Ouest, plus particulièrement dans les grabens, des nombreuses sources thermales (Erentöz & Ternek, 1969). Dans ces grabens, le gradient géothermique semble être très élevé (résultats non-publiés du M.T.A.), bien que des mesures de flux de chaleur n'aient pas été effectuées.



Fig. 10 - Carte bathymétrique de la Mer Egée.

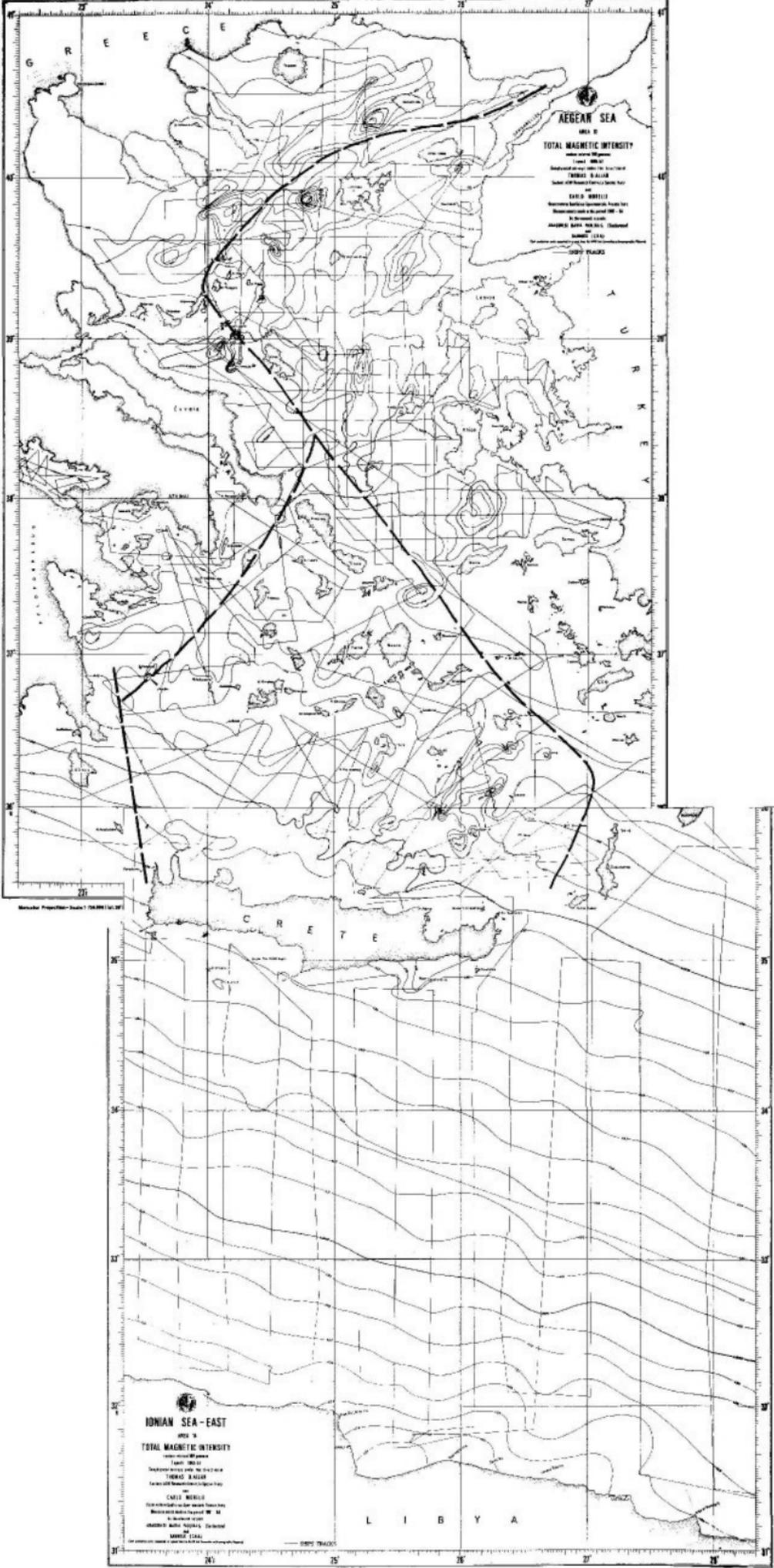


Fig. 11 - Carte d'intensité totale magnétique de la Mer d'Égée (interv. des contours: 100 gamma).



Fig. 12 - Carte d'anomalie de gravité d'air.

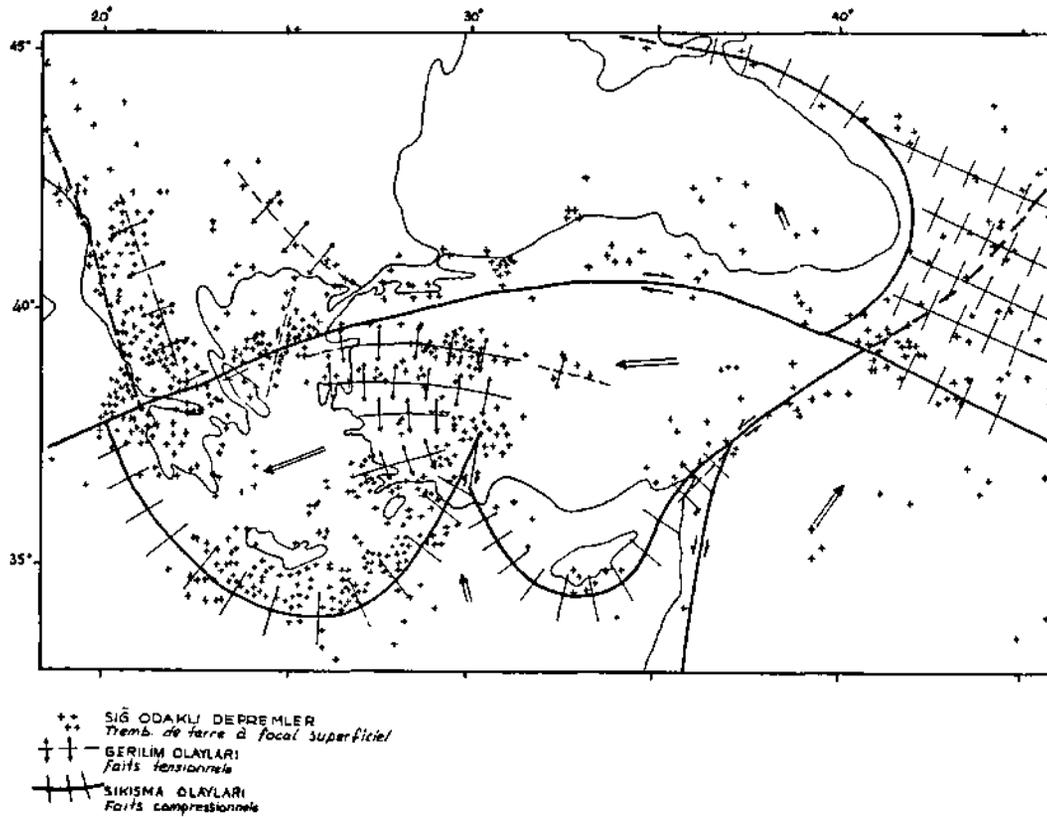


Fig. 14 - Modèle de tectonique de plaques pour la Turquie (d'après Alptekin, 1973).

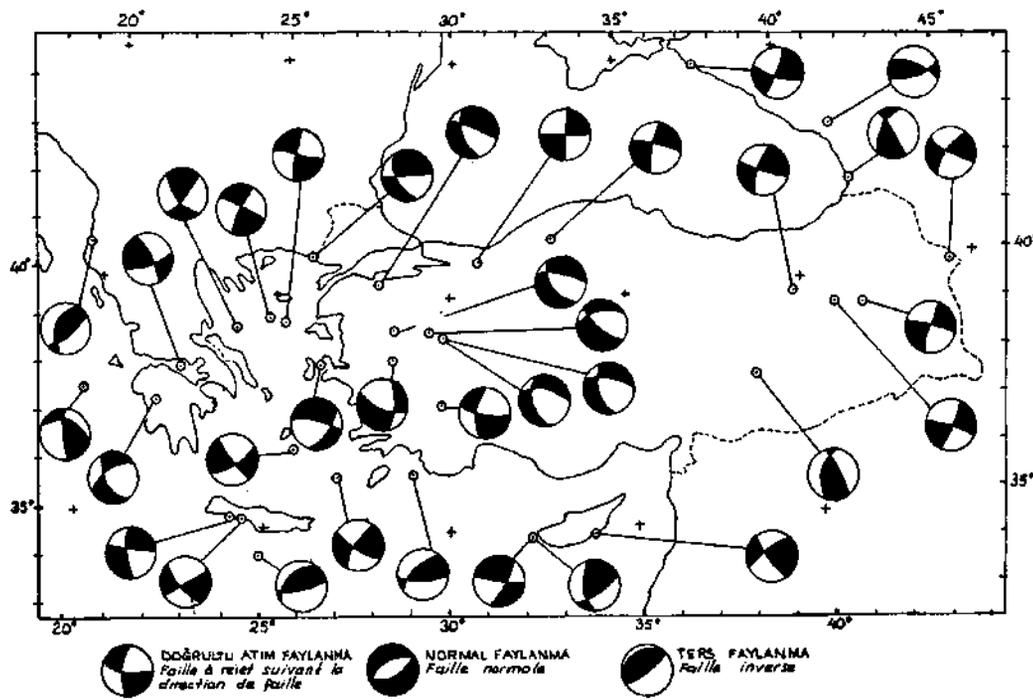
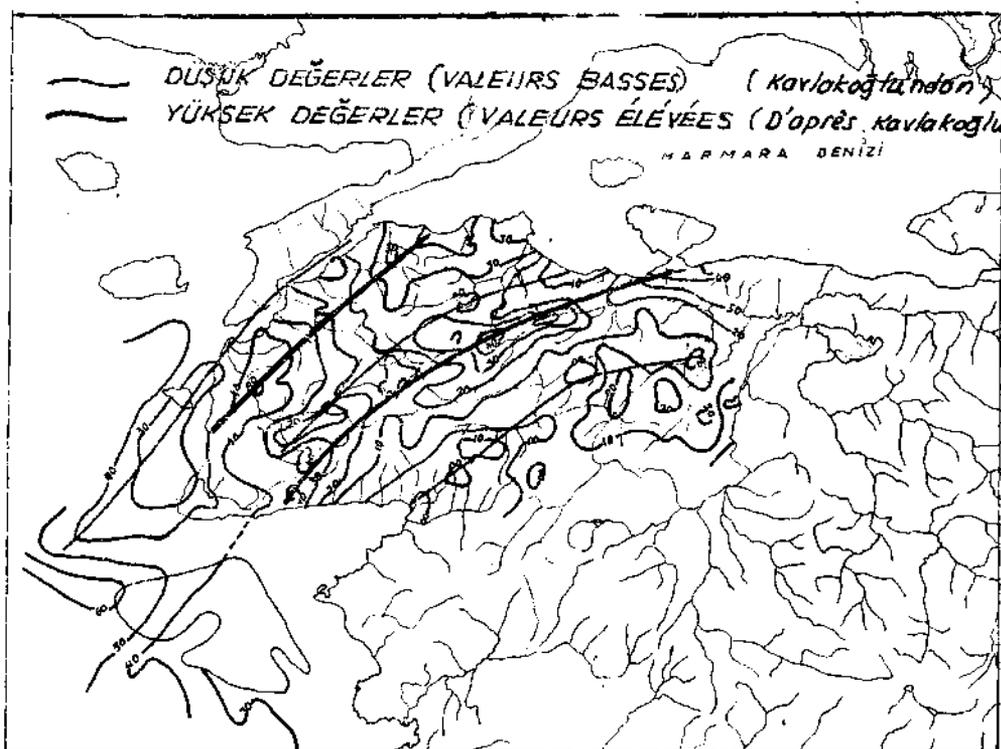


Fig. 15 - Mécanisme des tremblements de terre en Turquie et dans les pays avoisinants. Secteurs foncés représentent les régions sous compression (d'après Alptekin, 1973).



Şek. 16 - Carte d'anomalie de Bouguer de la presqu'île de Biga.

Les mesures isotopiques, bien que rares, donnent le rapport de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,708$ pour les volcanites calco-alkalines et $0,712$ pour les rhyolites. Se basant sur ces valeurs, Borsi *et al.* (1973) prétendent que les rhyolites dérivent de la croûte superficielle alors que les volcanites calco-alkalines dérivent d'un mélange de croûte sialique et de matériaux du fond océanique.

Les rapports initiaux $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des granites de la région sont généralement bas (de $0,706$ à $0,711$). Ces valeurs basses ressemblent à celles de grauwackes dans les eugeosynclinaux (Peterman *et al.*, in Ataman, 1973, 1975). Suivant ces données et hypothèses on peut prétendre que les granodiorites de la région dérivent des matériaux d'un eugeosynclinal post-Paléozoïque dans la zone de subduction.

Suivant l'étude stratigraphique et tectonique du Quaternaire effectuée par Angelier et Gigout (1973) dans la région d'Ierapetra (Sud-Est de la Crète), il existe quatre phases différentes attachées aux événements tectoniques régionaux mais non aux changements eustatiques. Ce secteur correspond aux bassins d'effondrement d'âge Quaternaire. Ils sont orientés d'une part dans une direction d'E-W entre la côte Sud de la Crète et la mer de Libye et d'autre part dans une direction de NE-SW traversant obliquement l'île de Crète.

Au Sud de l'île de Karpathos, Le Tyrrhénien marin vient en discordance sur le Pliocène marin. Les failles ante-tyrrhéniennes ont généralement des directions $N15^\circ$ à $N36^\circ$ et des pendages vers le NW et le SE. L'âge de ces failles normales se situe entre le Tabianien supérieur au Plaisancien inférieur. Elles correspondent à une distension orientée de $N115^\circ$. Cette distension continue très vraisemblablement jusqu'au Pliocène moyen.

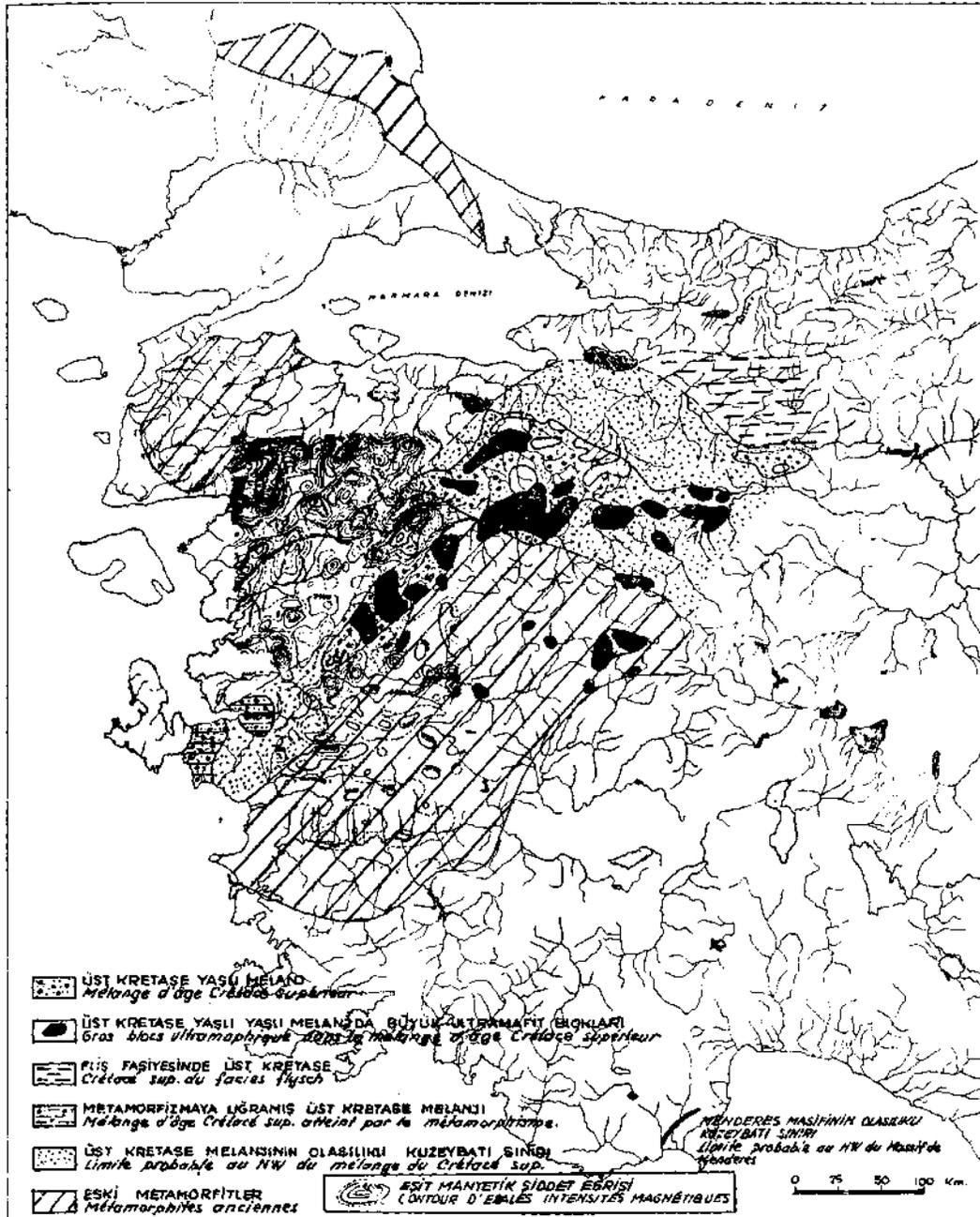


Fig. 17 - Limites d'affleurements du Crétacé sup. et la carte d'anomalie magnétique (intensité totale) d'après l'analyse de fréquence (d'après Sanver, 1974).

Les failles post-tyrreniennes sont de deux sortes. Les unes sont des failles normales orientées de N15 à N50°, correspondant à une distension grossièrement E-W. Les autres sont des failles inverses ayant les mêmes orientations que les premières.

Les décrochements à gauche avec une direction et un pendage de N30°/78°SE se rencontrent à la baie de Castello. Certaines failles inverses de direction N30° ont des pendages soit vers le SE, soit vers le NW de 65° à 80°. Les âges relatifs de ces failles à mécanismes différents n'ont pas été bien établis (Angelier, 1973).

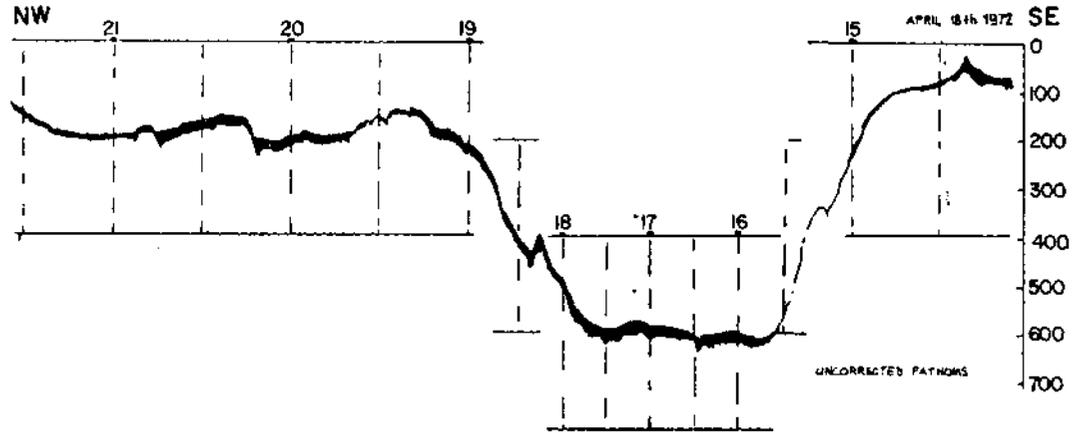


Fig. 18A - Profil de sismique réflexion effectuée au niveau de la fosse nord-égéenne au cours de la mission de Jean Charcot (avril, 1972).

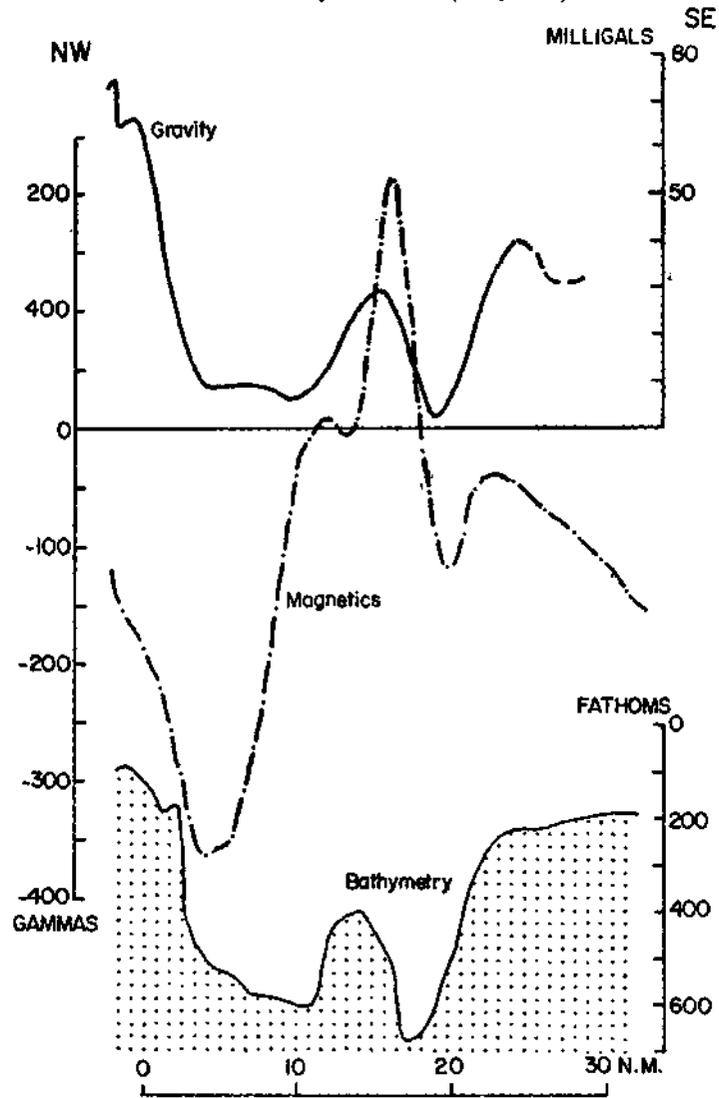


Fig. 18B - Profils gravimétrique et magnétique effectués au niveau de la fosse nord-égéenne (partie orientale du bassin occidental) au cours de la mission du Jean Charcot (avril, 1972).

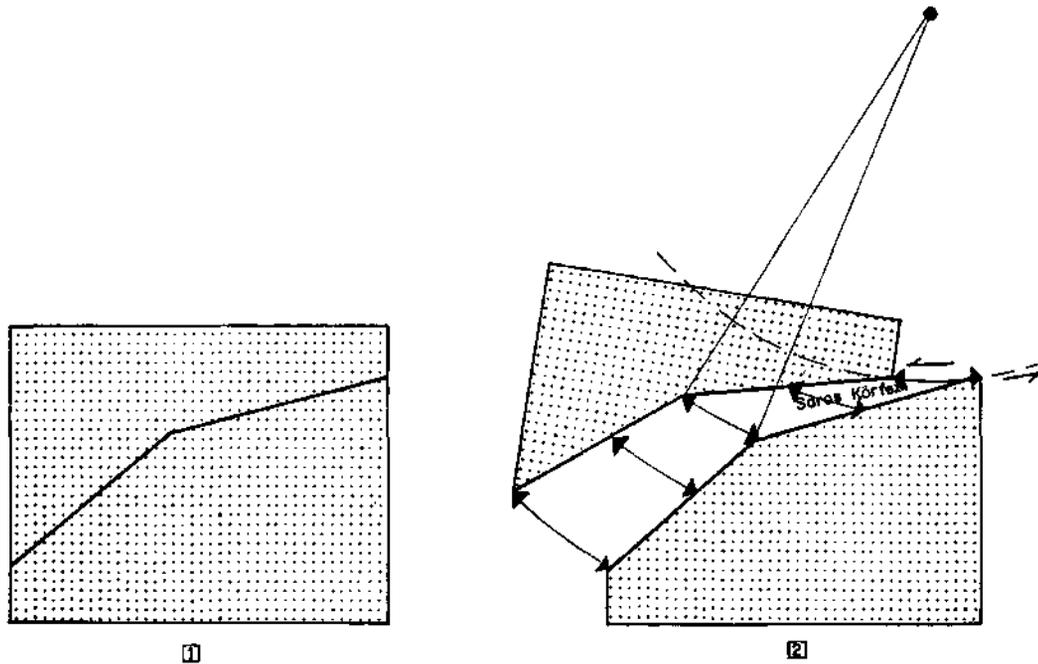


Fig. 18C - Schéma montrant la rotation de deux plaques autour d'un pôle et expliquant la géométrie des deux bassins de la fosse nord-égéenne proposé par X. Le Pichon *et al.* (1973).

RESULTATS — EVOLUTION GEODYNAMIQUE REGIONALE

Le socle de l'Anatolie de l'Ouest est formé des massifs métamorphiques (Menderes, Kazdağ, Uludağ) d'âge Antécambrien ayant des évolutions géologiques particulières.

Au Paléozoïque inférieur, ces trois massifs et la région située au Nord de la faille de l'Anatolie du Nord avaient des places différentes de celles qu'ils occupent de nos jours. Le secteur formé par ces trois massifs était continental jusqu'au Permien-Carbonifère (Fig. 1 et 19A).

L'immersion des massifs dans une mer peu profonde date du Permien-Carbonifère (Fig. 19B). L'éloignement des massifs les uns des autres — autrement dit océanification de la région — a dû commencer au Permien terminal - Trias inférieur. Les forces de tension dues à cette océanification ont provoqué, entre le massif de Menderes et Kazdağ, la sédimentation particulière de la formation de Karayaka dont les caractères sont exposés ci-dessus (Fig. 2 et 19C). Des mouvements tectoniques ont dû avoir lieu à la fin du Trias inférieur, car, le Trias moyen, supérieur, le Jurassique inférieur, moyen et le Jurassique supérieur-Crétacé inférieur sont transgressifs sur le Trias inférieur plissé (Fig. 2, 3 et 19D). Les affleurements du Trias inférieur se trouvent généralement avec les unités présentant le caractère de mélange. Prenant en considération les changements latéraux lithologiques, on constate que les trois massifs en question jouaient le rôle de hauts-fonds pendant toute la durée du Mésozoïque. L'axe du bassin de sédimentation Jurassique s'est développé parallèlement à celui du Trias inférieur (Fig. 3 et 19DE).

La collision la plus jeune des massifs se comportant comme des micro-continent (ceci est plus net pour le massif de Menderes) entraînant le plongement vraisemblable du massif de Menderes sous Kazdağ et Uludağ a dû se réaliser au Crétacé supérieur. Le développement d'un bassin molassique au Nord-Est (Fig. 4 et 19F) en apporte une preuve supplémentaire.

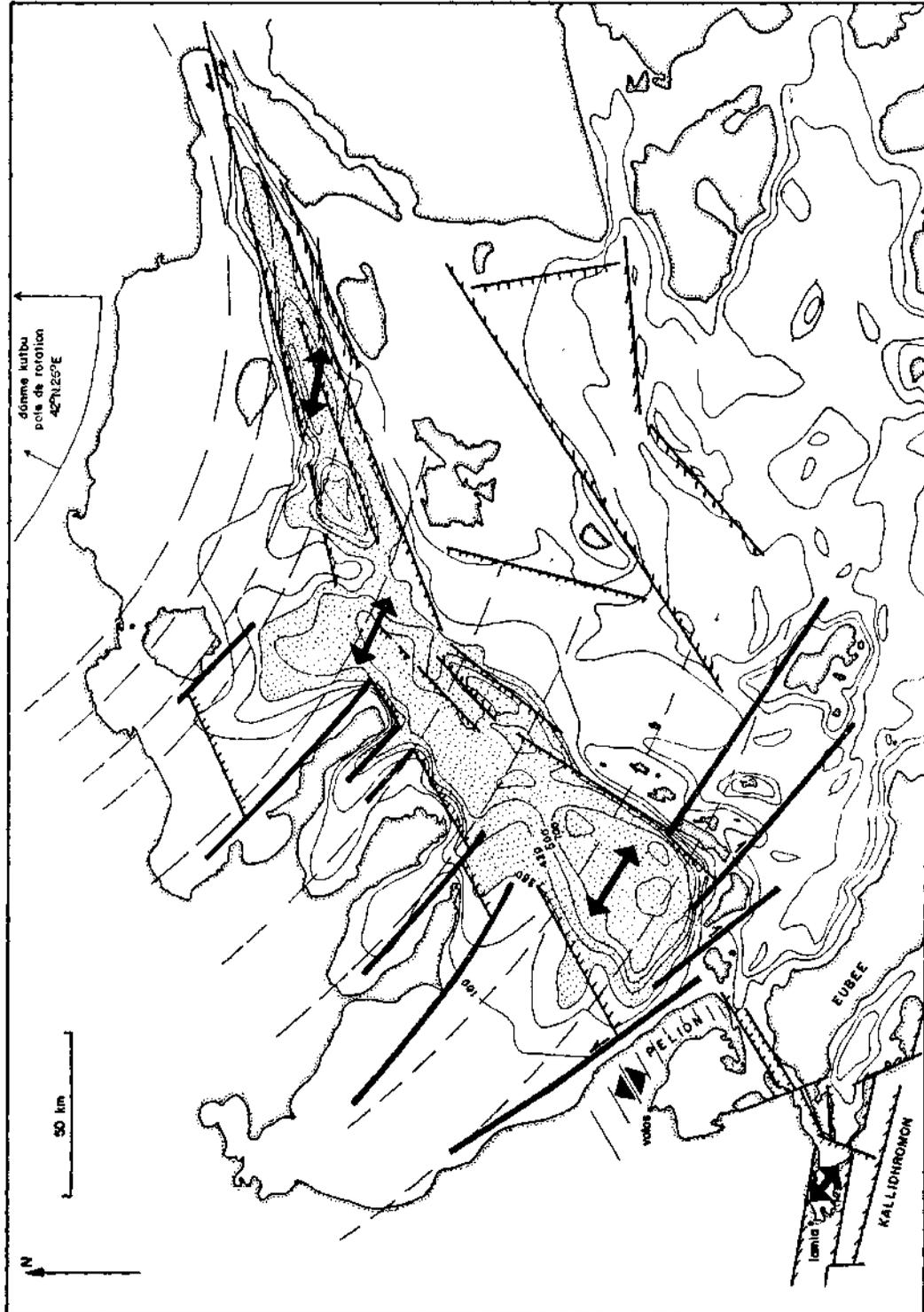


Fig. 18D - Carte montrant l'interprétation d'ouverture de la fosse nord-égéenne que l'on peut proposer en tenant compte du pôle de rotation (42° Nord-26° Est) proposé par X. Le Pichon *et al.* (1973). (H. Philip, 1974).

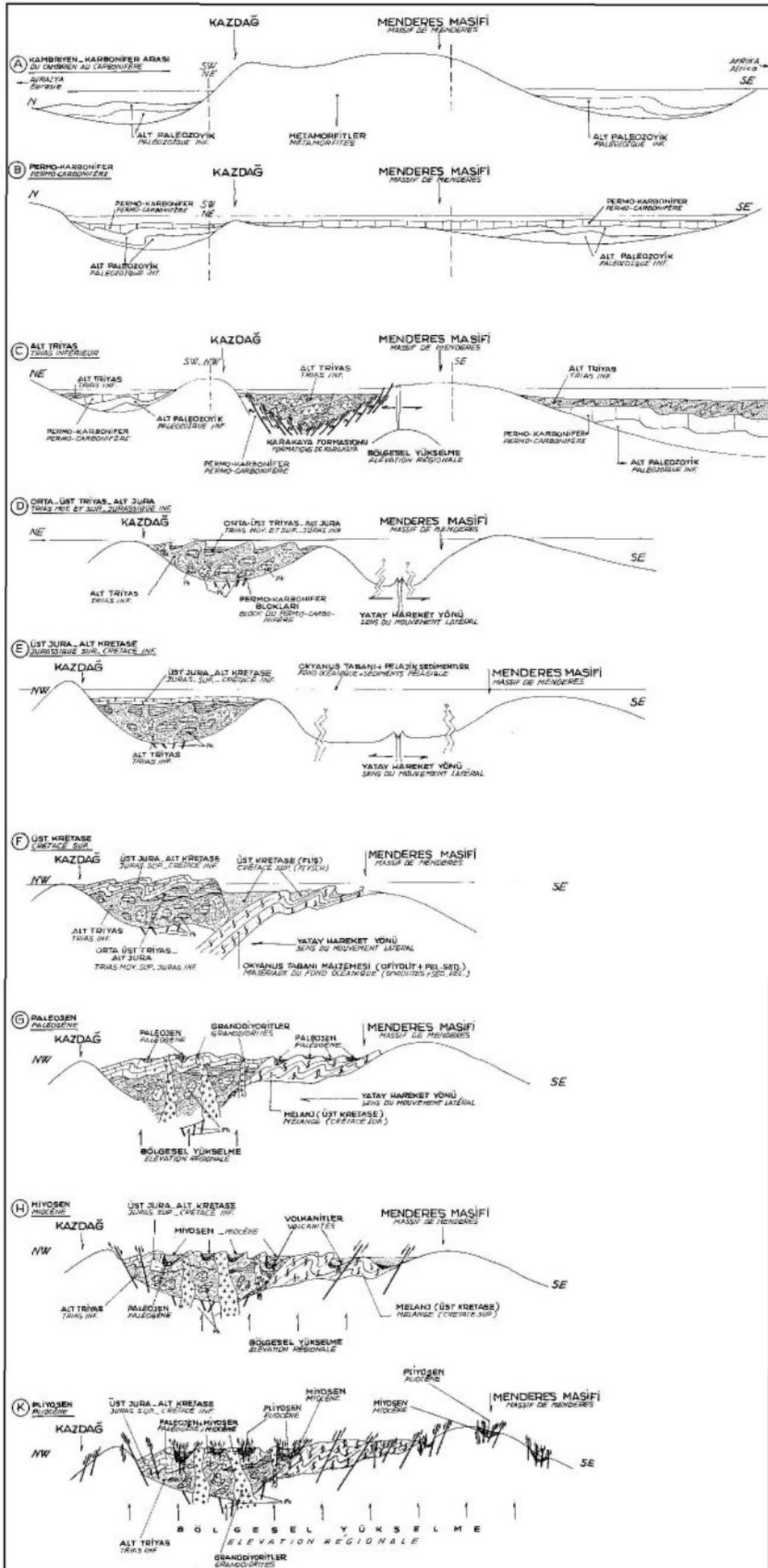


Fig. 19 - Evolution géotectonique schématique probable de l'Anatolie de l'Ouest.

Dans la Figure 19F, les événements ont été simplifiés pour faciliter la compréhension. En réalité il existe plus d'une zone de subduction alignées parallèlement. Les distributions parallèles les uns aux autres des affleurements, des mélanges et en particulier des schistes à glaucophane en apportent des preuves.

Les formations d'âge Crétacé supérieur sont déversées vers le Sud et Sud-Est. Le métamorphisme de glaucophane-schiste affectant les roches d'âge et de lithologie différents s'est développé dans cette zone et le matériel métamorphique est un des constituants les plus importants du mélange d'âge Crétacé supérieur; les masses de glaucophane-schiste s'alignent suivant la direction de Manisa-Uludağ.

La mobilisation des matériaux de l'eugeosynclinal, entraînés en profondeur par le plongement du massif de Menderes vers le Nord et Nord-Ouest, a pu donner naissance aux granites alignés au Nord, dans une direction E-W et NE-SW (Fig. 5 et 19G).

L'abondance des intrusions granodioritiques, au Nord et au Nord-Ouest, amène une preuve supplémentaire de caractère géométrique que la masse plongeante se trouvait au Sud et au Sud-Est. Parallèlement à la granitisation se développe un métamorphisme régional qui affecte, sous des conditions locales particulières, les roches de différents âges.

Les anomalies magnétiques montrent que le massif de Menderes se prolonge sous les sédiments vers le Nord-Ouest jusqu'à la ligne de Bergama-Savaştepe-Sindirgi (Fig. 17 et 19 GHK).

Pendant l'Éocène-Oligocène on assiste à un soulèvement de toute l'Anatolie de l'Ouest. Les bassins de sédimentation molassique tout autour du massif de Menderes se développent comme une conséquence de ce soulèvement (Fig. 6). Au Sud de la mer de Marmara prend place un bassin de sédimentation de flysch. (Fig. 6).

Au Miocène, suivant la direction régionale générale, plus fréquemment dans les synclinaux, se déposent des sédiments clastiques grossiers et lacustres. À partir du Miocène moyen se développe, suivant la même direction, un volcanisme felsique généralement acide (Fig. 7 et 19H). Les roches volcaniques de composition chimique calco-alcaline devraient être dérivées, en raison des valeurs de leurs rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, d'un mélange constitué de la croûte superficielle et de matériaux du fond océanique. Une telle origine et les alignements des volcanites confirment, du point de vue chimique, mécanique et géométrique que la partie du Sud-Est s'est plongée en-dessous de la partie du Nord-Ouest.

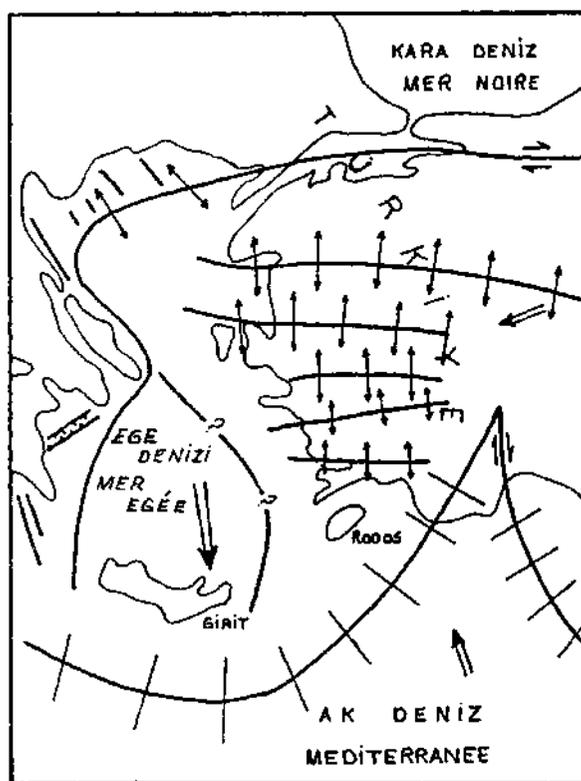


Fig. 20 - Modèle de la tectonique de plaques pour l'Anatolie de l'Ouest et la mer Égée (depuis le Pliocène). Les lignes coupées par les flèches indiquent les tensions, celles coupées par les petites lignes droites, les compressions.

Au Pliocene le soulèvement regional s'est poursuivi. Les directions grossierement E-W des grabens, dus a des forces de tensions, montrent que l'orientation de ces forces devrait etre N-S (Fig. 7 et 19 K). Ce soulèvement ne semble donc pas etre lie directement a celui qui affectait la region jusqu'au Pliocene. Les phenomenes de plongement de la Mediterranee sous l'Anatolie, au Sud des Taurus, peuvent en etre la cause (Fig. 14).

La complexite, de place en place, de la distribution des epicentres, les irregularites de mecanismes des tremblements de terre (Fig. 15) doivent etre dues aux trois sortes de forces affectant la region.

Les donnees geologiques et geophysiques (Fig. 10, 11, 12 et 13) de la mer d'Egee et de l'Anatolie de l'Ouest, indiquent donc qu'à nos jours, l'Anatolie de l'Ouest se meut avec les iles de la mer Egee vers le Sud-Ouest.

Dans la mer Egee l'alignement NE-SW au Nord, N-S et NW-SE au Sud des grandes profondeurs et les autres anomalies geophysiques montrent que l'Anatolie de l'Ouest avec les iles de l'Egee et de la Grece ont subi la meme evolution geotectonique jusqu'au Tertiaire superieur et, qu'à partir du Pliocene, la plaque constituee par les iles de l'Egee et de l'Ouest de l'Anatolie evolue independemment de la Grece (Fig. 20).

Manuscript received February 26, 1975

BIBLIOGRAPHIE

- ABDÜSSELAMOĞLU, Ş. (1959): Almacık dağı ile Mudurnu ve Göynük civarının jeolojisi. *İ.Ü. Fen Fak. Monog.*, no. 14.
- AKARTUNA, M. (1968): La geologie de Presqu'île d'Armutlu. *İ.Ü. Fen Fak. Monog.*, no. 20.
- AKKUŞ, M.F. (1962): The geology of the area between Kütahya and Gediz. *M.T.A. Bull.*, no. 58, Ankara.
- ALPTEKİN, Ö. (1973): Focal mechanisms of earthquakes in Western Turkey and their tectonic implications. *Ph. D. Thesis. Fac. New Mexico Inst. Mining and Technology.*
- ALTINLI, I. E. (1973): Bilecik Jurassic (Turkey). *50th Anniv. of Turkish Republic, Congress of Earth Sciences*, p. 105, Ankara.
- ANGELIER, J. (1973): Sur la neotectonique egeenne; faules ante-tyrrheniennes et post-tyrrheniennes dans l'île de Karpathos. *Ext. C.R.S. Geol. de France, 7e serie, t. XV*, pp. 105-109.
- ARMAĞAN, F.; ÇATAL, E.; DÖKMECİ, İ.; ERCAN, T.; KAVACIKLI, Ö.; KESKİN, A.; KIRAL, K.; ORAL, A.; ÖZCAN, A.; ÖZER, S.; SİREL, E.; SÜMENGEN, M. & TEKELİ, O. (1973): Basic geological problems of the region between Ladik and Akdağmadeni and their possible Solutions. *50th Anniv. of Turkish Republic, Congress of Earth Sciences (Communications)*, Ankara.
- ARPAT, E. & BİNGÖL, E. (1969): The rift System of the Western Turkey; thoughts on its development. *M.T.A. Bull.*, no. 73, Ankara.
- ASLANER, M. (1965): Étude geologique et petrographique de la region d'Edremit-Havran (Turquie). *M.T.A. Publ.*, no. 119, Ankara.
- ATAMAN, G. (1972): L'âge radiometrique du massif granodioritique d'Orhaneli. *Bull. Geol. Soc. Turkey*, vol., XV, no. 2, pp. 125-130, Ankara.
- (1973): L'âge radiometrique du massif granodioritique de Gürgenyayla. *Bull. Geol. Soc. Turkey*, vol. XVI, no. 1, Ankara.
- (1974): Revue geochronologique des massifs plutoniques et metamorphiques de l'Anatolie. *Hacettepe Bull. Nat. Sci. and Engineering*, vol. 3, pp. 75-87.
- (1975): Plutonisme calcoalcalin d'age alpin en Anatolie du Nord-Ouest. *C.R.Acad. Sci. Paris*, t. 280, serie D, pp. 2065-2068.

- AYAN, M. (1973): Migmatites in the Gördes area. *M.T.A. Bull.*, no. 81, Ankara.
- AYGEN, T. (1956): Etude geologique de la region de Balya. *M.T.A. Publ.*, serie D 11, Ankara.
- BAŞARIR, E. (1970): The petrology and geology of the eastern flank of the Menderes massif on the east of Lake Bafa. *Ege Univ. Fac. Sci. Rep.* no. 102, 42, p.
- BAYKAL, F. (1963): La geologie du terrain situe a l'Ouest du Bosphore. *M.T.A. Rep.* no. 3267 (non publie), Ankara.
- & KAYA, O. (1965): Note preliminaire sur le Silurien d'Istanbul. *M.T.A. Bull.*, no. 64, Ankara.
- BİNGÖL, E. (1968): Contribution a l'etude geologique de la partie centrale et sud-est du massif de Kazdağ (Turquie). *These de Doctoral, Fac. Sciences Univ. Nancy*, 191 p.
- (1971): Essai d'application de mesures geochronologiques au massif de Kazdağ, Turquie. *Bull. Geol. Soc. Turkey*, vol. XIV, no. 1, pp. 1-16, Ankara.
- (1974): Geologie de la partie centrale du massif de Muratdağı — Petrologie et geochronologie des roches magmatiques et metamorphiques. *These* (non publiee), 105 p.
- (1975): Discussion on the metamorphic map of Turkey in a scale of 1:2,500,000 and geotectonic evolution of some metamorphic belts. *M.T.A. Bull.*, no. 83, Ankara.
- ; AKYÜREK, B. & KORKMAZER, B. (1973): Geology of the Biga Peninsula and some characteristics of the Karakaya Formation. *50th Anniv. of Turkish Republic, Congress of Earth Sciences*, p. 71, Ankara.
- BLUMENTHAL, M. (1940): Geologie des chaines pontiques entre la vallee du Gökırmak et la Mer Noire (Boyabat-Sinop). *M.T.A. Rep.*, no. 1067 (non publie), Ankara.
- BORSI, S.; FERRARA, G.; INNOCENTI, F. & MAZZUOLI, R. (1973): Geochronology and petrology of recent volcanics of Eastern Aegean Sea (West Anatolia and Lesvos Island). *C.N.R. Labo. Ricerche Radiom. Applicatae Geocron., Paleocol. Pisa et Institute Internaz. Volcanol. Catania*.
- BRINKMANN, R. (1966): Geotektonische Gliederung von West-Anatolien. *N.Jb. Geol. Palaont. Mh.*, pp. 603-618.
- (1971a): Jungpalaeozoikum und alteres Mesozoikum in Nordwest-Anatolien. *M.T.A. Bull.*, no. 76, Ankara.
- (1971b): The geology of Western Anatolia. *Geol. and Hist. of Turkey, Petrol. Expl. Soc. of Libya, Tripoli*, pp. 171-190.
- (1971k): Das kristalline Grundgebirge von Anatolien. *Geol. Rundschau*, vol. 60, no. 3, pp. 886-899.
- ; FLÜGEL, E. & JACOBHAGEN, V. (1972): Trias, Jura und Unterkreide auf der Halbinsel Karaburun (West-Anatolien). *Geol. et Palaeontologica*, no. 6, pp. 139-150.
- (1974): Geologic relations between Black Sea and Anatolia. *The Black Sea—Geology, Chemistry, and Biology. Mem.* no. 20, pp. 63-76.
- ; FEIST, R.; MARR, W.U.; NICKEL, E.; SCHLIMM, W. & WALTER, H.R. (1970): Geologie der Soma Dağları. *M.T.A. Bull.*, no. 74, Ankara.
- BRUNN, J.H.; DUMONT, J.F.; GRACIANSKY, P. Ch. de.; GUTNIC, M.; JUTEAU, Th.; MARCOUX, J.; MONOD, O.; POISSON, A. (1971): Outline of the geology of the Western Taurids, *Geol. and Hist. of Turkey. Petrol. Exp. Soc. of Libya, Tripoli*, pp. 225-255.
- BÜRKÜT, Y. (1966): Kuzeybatı Anadolu'da yer alan plutonların mukayeseli jenetik etüdü. *İ.T.Ü. Maden Fak. Yayını*, 272 p.
- CANET, J. & JAOU, B. (1946): Geologie de la region de Manisa-Kula-Gördes. *M.T.A. Rep.*, no. 2068 (non publie).
- DEAN, W.T. & MONOD, D. (1970): The Lower Paleozoic stratigraphy and faunas of the Taurus Mountains near Beyşehir, Turkey. I. Stratigraphy. *Bull. British Museum (Nat. History), Geol.*, vol. 19, no. 8, pp. 413-426.
- DEMİRTAŞLI, E.; BİLGİN, A.Z.; ERENLER, F.; IŞIKLAR, S.; ŞANLI, D.Y.; SELİM, M. & TURHAN, N. (1973): Geology of Bolkar Mountains. *50th Anniv. of Turkish Republic, Congr. of Earth Sciences*, p. 42, Ankara.
- DORA, O. (1972): Orthoklas-Mikroclin Transformation in Magmatiten des Eğrigöz-Massivs. *Bull. Geol. Soc. Turkey*, vol. XV, no. 2, pp. 131-152, Ankara.
- DUBERTRET, L. & KALAFATÇIOĞLU, A. (1973): Explanatory text of the Geological Map of Turkey on 1:500,000 scale—İzmir Sheet. *M.T.A. Publ.*, Ankara.

- EKİNGEN, A. (1973): L'anomalie negative de gravite sur le massif de Kazdağ. *50th Anniv. Turkish Republic, Congress of Earth Sciences*, p. 359, Ankara.
- ERENTÖZ, C. & TERNEK, Z. (1969): Les sources thermominerales de la Turquie et l'étude de l'énergie géothermique. *M.T.A. Bull*, no. 70, Ankara.
- ERGİN, K. (1966): On the epicenter map of Turkey and surrounding area. *Bull. Geol. Soc. Turkey*, vol. X, no. 1-2, pp. 126-129, Ankara.
- ; GÜÇLÜ, U. & UZ, Z. (1967): A catalog of earthquakes for Turkey and surrounding area. *İ.T.Ü. Maden Fak. Publ*, no. 24, 169 p.
- ERK, S. (1942): Etude géologique de la région entre Gemlik et Bursa. *M.T.A. Publ.*, B. 9, Ankara.
- EROSKAY, D. (1965): Geology of the Paşalar gorge-Gölpazarı area. *İ.Ü. Fen. Fak. Bull.*, ser. B., vol. 30, fasc. 34, pp. 133-170.
- FRATSCHNER, W. Th. (1952): Erster Bericht über die Feldreise vom 19. Mai bis 24. October 1951 Raum Amasra-Bartm-Kumluca und Kurucaşile-Ulus. *M.T.A. Rep.*, no. 1960, (unveröffentl.) Ankara.
- GRACIANSKY, P. de (1965): Precision sur le métamorphisme du massif de Menderes le long de sa bordure méridionale (SW de la Turquie). *M.T.A. Bull.*, no. 64, Ankara.
- (1972): Recherches géologiques dans le Taurus Lycien. *These de Doct., Univ. Paris*, 2 vol. 762. p.
- GÜMÜŞ, A. (1964): Contribution à l'étude géologique du secteur septentrional de Kalabak Koy-Eymir Köy (région d'Edremit) Turquie. *M.T.A. Publ.*, no. 117, 109, p.
- HOLZER, H. (1954): Rapport über geologische Kartierungen auf den Kartenblättern Beyce 54/4 und Simav 71/2. *M.T.A. Rep.*, no. 2366, (unveröffentl.), Ankara.
- HÖLL, R. (1966): Genese und Altersstellung von Vorkommen der Sb-W-Hg Formation in der Türkei und auf Chios/Griechenland. *These de Doctoral, Academ. Wissenschaften*, München, 118 p.
- İZDAR, E. (1971): Introduction to geology and metamorphism of the Menderes massif of Western Turkey. *Petrol. Expl. Soc. of Libya*, Tripoli, pp. 495-500.
- KAADEN, G. van der (1959): Age relations of magmatic activity and of metamorphic processes in the northwestern part of Anatolia, Turkey. *M.T.A. Bull.*, no. 52, Ankara.
- (1966): The significance and distribution of glaucophane rocks in Turkey. *M.T.A. Bull.*, no. 67, Ankara.
- & METZ, K. (1954): Beiträge zur Geologie des Raumes zwischen Datça-Muğla-Dalaman Çay (SW-Anatolien). *Bull. Geol. Soc. Turkey*, vol. V, no. 1-2, pp. 71-170.
- KALAFATÇIOĞLU, A. (1961): A geological study in the Karaburun Peninsula. *M.T.A. Bull.*, no. 56, Ankara.
- (1962): A note on the geology of the region between Tavşanlı and Dağardı, and on the age of the serpentines and limestones. *M.T.A. Bull.*, no. 58, Ankara.
- (1964): Balıkesir-Kütahya arasındaki bölgenin jeolojisi. *T.J.K. Bült.*, cilt. IX, sayı 1-2, pp. 46-62.
- KAYA, O. (1972): Tavşanlı yöresi «ofiolit» sorununun anaçizgileri. *T.J.K. Bült.*, cilt XV, sayı 1, s. 26-108.
- (1973): Paleozoic of Istanbul. *Univ. Ege, Fac. Sciences*, no. 40, 143, p. (Editorial book).
- KETİN, İ. (1947): Über die Tektonik des Uludağ-Massivs. *Bull. Geol. Soc. Turkey*, vol. I, no. 1, pp. 75-88, Ankara.
- Le PICHON, X.; NEEDHAM, H.D. & RENARD, V. (1973): Traits structuraux de la fosse Nord-éegéenne. *ler Reun. Ann. Sci. de la Terre, Paris, S.G.F.*, 2
- LISENBEE, A. (1972): Structural setting of the Orhaneli ultramafic massif near Bursa. *Ph. D. Thesis, Univ. State Pennsylvania*.
- McKENZIE, D.P. (1970): Plate tectonics of the Mediterranean region. *Nature*, vol. 226. pp. 239-342.
- (1972): Active tectonics of the Mediterranean region. *Geophys. Jr. Astr. Soc.*, vol. 30, pp. 109-185.

- MOMOD, O. ; MARCOUX, J.; POISSON, A. & DUMONT, J.F. (1973): Le domain d'Antalya, temoin de la fracturation de la plate-forme africaine au cours du Trias. *Bull. Soc. Geol. France*, (7), v. XVI, no. 2, pp. 116-127.
- NEBERT, K. (1960): Vergleichende Stratigraphie und Tektonik der lignitführenden Neogenegebiete westlich und nordlich von Tavşanlı. *M.T.A. Bull.*, no. 54, Ankara.
- OKAY, A.C. (1948): 53/2, 54/1, 54/2 paftalarına (Orhaneli bölgesi, Mustafa Kemalpaşa bölgesi ve Çataldağ bölgesi) ait izahname. *M.T.A. Rap.*, no. 2215 (non publie), Ankara.
- ÖZELÇİ, F. (1973): Gravity anomalies of the Eastern Mediterranean. *M.T.A. Bull.*, no. 80, pp. 54-92.
- ÖZDEMİR, Ü.; TALAY, G. & YURTSEVER, A. (1973): Biostratigraphy of the Triassic rocks from Kocaeli Peninsula. *50th Anniv. Turkish Republic. Congress of Earth Sciences*, p. 115, Ankara.
- ÖZKOÇAK, O. (1969): Etude geologique du massif ultrabasique d'Orhaneli et de sa proche bordure (Bursa-Turquie). *These de Doctoral, Univ. Paris* (non publiee).
- PAPAZACHOS, B.C. & COMNIAKIS, P.E. (1971): Geophysical and tectonic features of the Aegean Arc. *Journ. Geophysical Research*, vol.76, no. 35, pp. 8517-8533.
- RICOU, L.E.; ARGYRIADIS, I. & LEFEVRE, R. (1973): Proposition d'une origine interne pour les nappes d'Antalya et le massif d'Alanya (Taurides occidentale, Turquie) *Bull., Soc. Geol. France*, (7), v. XVI, no. 2, pp. 107-111.
- SAGIROĞLU, G. & BURKUT, Y. (1966): Sur l'age et la petrographie du massif d'Uludağ (Turquie). *C.R. Soc. Phys. et His. Nat., Geneve*, vol. 1, fasc. 1, pp. 21-32.
- SANVER, M. (1974): Ege Bölgesi havadan magnetik haritasının iki boyutlu filtreler ve istatistik yöntemlerle analizi. *İ.T.Ü. Maden Fak. Ph. D. Thesis*, 161. p.
- SCHUILING, R.D. (1959): Über eine pra-herzynische Faltungsphase im Kazdağ Kristallin. *M.T.A. Bull.*, no. 53, Ankara.
- (1962): On the petrology, age and structure of the Menderes migmatite complex (SW Turkey). *M.T.A. Bull.*, no. 58, Ankara.
- TOKAY, M. (1954): Filyos çayı ağzı-Amasra-Bartın-Kozcağız-Çaycuma bölgesi jeolojisi hakkında rapor. *M.T.A. Rap.*, no. 2099, (non publie), Ankara.
- UZ, B. (1973): Les formations metamorphiques et granitiques du massif ancien d'Akdağ et leur couverture volcano-sedimentaire. *These de Doctoral, Univ. Nancy. Fac. Sciences*.
- VACHETTE, M.; BLANC P. & DUBERTRET, L. (1968): Determination de l'age d'une granodiorite d'Orhaneli, au Sud de Bursa (Anatolie), sa signification regionale. *C.R. Ac. Sci.*, vol. 267, ser. D., pp. 927-930.
- ZESCHKE, G. (1954): Der Simav-Graben und seine Gesteine. *Bull. Geol. Soc. Turkey*, vol. V, pp. 179-198, Ankara.