



HAL
open science

Le développement géotectonique des Dinarides : évolution des idées et apport des équipes françaises

Jacques Charvet

► **To cite this version:**

Jacques Charvet. Le développement géotectonique des Dinarides: évolution des idées et apport des équipes françaises. Travaux du Comité français d'Histoire de la Géologie, 2013, 3ème série (tome 27, 7), pp.163-220. hal-01196583

HAL Id: hal-01196583

<https://hal.science/hal-01196583>

Submitted on 10 Sep 2015

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

TRAVAUX DU COMITÉ FRANÇAIS D'HISTOIRE DE LA GÉOLOGIE (COFRHIGÉO)

TROISIÈME SÉRIE, t. XXVII, 2013, n° 7
(séance du 11 décembre 2013)

Jacques CHARVET

*Le développement géotectonique des Dinarides :
évolution des idées et apport des équipes françaises*

Résumé. Les Dinarides sont la chaîne de montagnes qui s'étend sur l'ex-Yougoslavie, l'Albanie et la Grèce ; elles se divisent en Dinarides au sens strict au nord et Hellénides au sud de la transversale de Scutari-Peć. Cet article rappelle l'évolution des idées sur la géologie, principalement la tectonique, de cette chaîne, en insistant sur l'apport des équipes françaises. Cette évolution s'est faite en plusieurs étapes. Avant 1890, ont été établies les bases de la lithologie et de la stratigraphie, par des géologues français d'abord, puis par l'école de Vienne dans la seconde moitié du XIX^e siècle. Seule la tectonique verticale était reconnue. De 1890 à la Seconde Guerre mondiale, la tectonique de nappes est décrite, en Grèce, puis dans les Dinarides s. str. surtout, sauf en Albanie, par des géologues de langue allemande. De 1950 à 1970, d'importantes monographies élaborées par les équipes françaises en Grèce établissent une connaissance de détail de la stratigraphie des zones, ainsi que les charriages qui les affectent, d'abord reconnus dans les zones externes, comme le Pinde, puis dans les zones internes avec la description des fenêtres comme celle de l'Olympe. L'interprétation géodynamique générale est faite alors dans le cadre du modèle géosynclinal, avec des ophiolites autochtones. À partir de 1970, les modèles élaborés, notamment par de nouveaux chercheurs français travaillant en Yougoslavie (1960-1980), puis de nouveau en Grèce, le sont en termes de tectonique des plaques. Ils montrent une évolution biphasée de la chaîne, avec une crise paléodinarique-éohellénique à la fin du Jurassique, marquée par l'obduction d'ophiolites, avant la grande tectonique de nappes d'âge tertiaire. Depuis le milieu des années 1980, des progrès sont faits dans la connaissance des nappes métamorphiques, dans l'explication de leur exhumation, ainsi que de la simultanéité et de la migration progressive des phénomènes de compression, exhumation et extension post-nappes, notamment dans le domaine égéen. Les modèles récents incorporent les données géophysiques, comme la tomographie sismique qui, avec l'illustration d'un grand panneau plongeant vers l'est, vient étayer fortement l'hypothèse, favorite des Français, d'une subduction vers l'est et d'une origine orientale, maliaco-varharienne, des principales ophiolites.

Mots-clés : Dinarides – Hellénides – tectonique – géodynamique – histoire de la géologie – XX^e siècle.

Abstract. The Dinarides are the mountain belt covering former Yugoslavia, Albania, and Greece; they are divided into Dinarides in the strict sense to the north and Hellenides to the south of the Scutari-Peć transform. This article reminds the evolution of ideas regarding the geology, mainly the tectonics, of this belt, emphasizing the contribution of French teams. This evolution took place in several stages. Before 1890, bases of lithology and stratigraphy have been set, by French geologists firstly, then by the Vienna school during the second half of the 19th century. Only the vertical tectonics was recognized. From 1890 to the Second World War, the nappe tectonics is described in Greece and in the Dinarides s. st., essentially by German-speaking geologists, except in Albania. From 1950 to 1970, major monographs developed by the French teams in Greece establish a detailed knowledge of the stratigraphy of the different zones and of the thrust tectonics affecting them, first described in the outer zones, like the Pindos one, and then in the inner zones with the recognition of tectonic windows like the Olympus one. The general geodynamic interpretation was made within the geosyncline model, with ophiolites considered as autochthonous. Starting in 1970, the models developed in particular by new French researchers working in Yugoslavia (1960-1980) and again in Greece are in terms of plate tectonics. They show a two-stage evolution of the belt, including a palaeodinaric-eohellenic tectonic crisis at the end of the Jurassic, marked by ophiolite obduction, before the great Tertiary nappe tectonics. Since the mid-1980s, progress is being made in understanding the metamorphic units, in explaining their exhumation and the simultaneity and gradual migration of phenomena like compression, exhumation and post-nappe extension, particularly in the Aegean area. Recent models incorporate geophysical data such as seismic tomography which, with the image of a large eastward-dipping slab, strongly supports the favourite hypothesis of the French searchers implying an eastward subduction and a unique eastern origin, from the Maliac-Vardar Ocean, of the main ophiolites.

Key words: Dinarides – Hellenides – tectonics – geodynamics – history of geology – 20th century.

Introduction

Les Dinarides sont la chaîne de montagnes, rameau du système alpin, qui s'étend sur les républiques de l'ex-Yougoslavie (Slovénie, Croatie, Bosnie-Herzégovine, Serbie, Monténégro, Macédoine), l'Albanie et la Grèce. Le nom, donné par Eduard Suess en 1833, dérive de celui du mont Dinara situé en Croatie, dont il constitue le point culminant (1913 m), près de la frontière avec la Bosnie-Herzégovine. Depuis Leopold Kober (1929), on a coutume de les diviser en Dinarides au sens strict et Hellénides, respectivement au nord et au sud de la transversale de Scutari (Shkodër)-Peć (Fig. 1), accident transverse important mis en évidence dès 1901 par Jovan Cvijić.

Cet article a pour but de rappeler les grandes étapes de l'évolution des idées sur la géologie des Dinarides, principalement l'aspect tectonique, en insistant sur l'apport des

équipes françaises qui y ont contribué. Il n'a donc pas l'ambition d'être exhaustif et offre une vue partielle, voire partielle, de la construction au cours du temps des modèles géotectoniques de la chaîne. Tous les nombreux auteurs qui ont participé à cette évolution ne peuvent en effet être cités ici ; à partir de la moitié du XX^e siècle, notamment, l'accent sera mis délibérément sur les travaux des géologues français, dans lesquels le lecteur intéressé pourra trouver une bibliographie plus complète des autres articles connus à l'époque de leur publication.

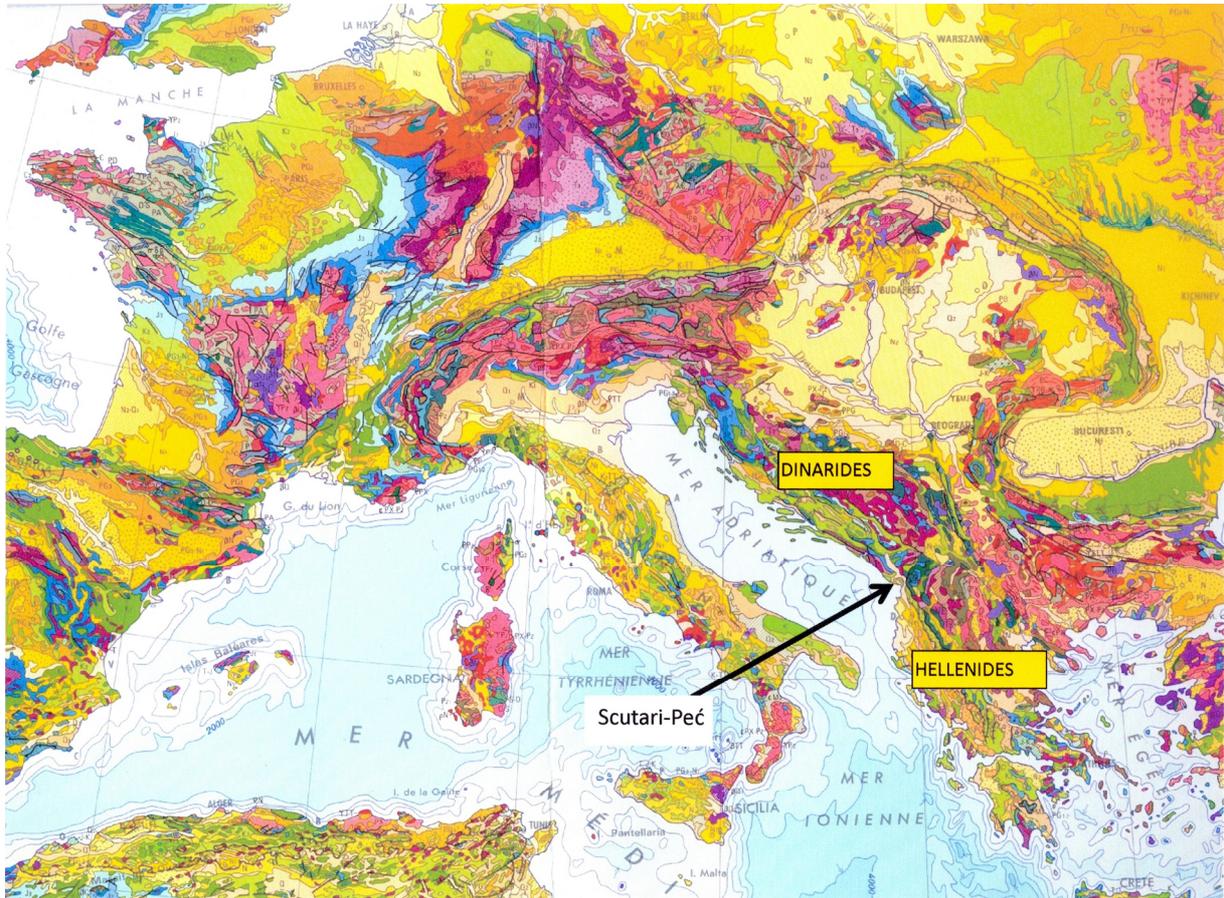


Fig. 1. Localisation des Dinarides et Hellénides dans le système alpin.

Avant 1890 : le débroussaillage lithologique et stratigraphique

Les premières mentions de la nature du sous-sol dans les pays concernés sont dues à François Pouqueville dans ses rapports de voyages (1805, 1820) débutés dès 1798 dans le nord de la Grèce et en Albanie. On peut aussi évoquer les relations des voyages effectués entre 1830 et 1837 par William Martin Leake (1830, 1835, 1846), pour le Péloponnèse et la Grèce septentrionale, et Karl Gustav Fiedler (1840) en Grèce continentale et dans les Cyclades. Toutefois, les observations de nature vraiment géologique restent très minoritaires et rudimentaires dans ces travaux, plus riches en données géographiques, ethnographiques et archéologiques.

Les premiers travaux géologiques furent ceux entrepris par Émile Puillon-Boblaye et Théodore Virlet d'Aoust (1833) lors de l' « *Expédition scientifique de Morée* » (1829-1830) dont ils étaient les géologues, à la fin de la guerre d'indépendance grecque. Ils visitèrent le Péloponnèse (la Morée), les Cyclades et les Sporades du nord. Ils signalèrent en Péloponnèse la présence de Nummulites, de divers macrofossiles du Tertiaire et du Pléistocène et, pour la première fois dans les Balkans, du Jurassique. Virlet (1834) décrit en outre des mines de bitume de Grèce et d'Albanie, reconnaissant au passage les couches tertiaires dans ce dernier pays. Leurs descriptions lithologiques minutieuses sont accompagnées de coupes détaillées mais où tout est en succession normale. Seuls les mouvements tectoniques verticaux sont admis.

Les premières missions géologiques dans les parties centrale et occidentale de la péninsule balkanique furent l'œuvre d'Ami Boué et Auguste Viquesnel, qui accomplirent deux voyages : en 1836-1837 et 1838. Elles donnèrent lieu à diverses publications et à des ouvrages de synthèse : *La Turquie d'Europe* par Ami Boué (1840), avec des correctifs et additifs ultérieurs (1859, 1865) ; *Journal d'un voyage dans la Turquie d'Europe* (1842-1846) et *Voyage dans la Turquie d'Europe* (1855-1868) par Auguste Viquesnel. Parcourant la Bosnie, la Serbie, la Bulgarie, l'Albanie et la Grèce, ces auteurs y reconnaissent le cristallin du massif pélagonien, les terrains sédimentaires situés à l'ouest, où ils signalent le Crétacé à Rudistes et la présence de roches vertes, et le cristallin du massif serbo-macédonien.

Des travaux plus limités dans le temps et l'espace sont ceux de Joseph Russegger (1840) en Attique et de Clément Sauvage (1846) sur la retombée orientale du Parnasse ; ce dernier donne cependant la première carte du secteur et mentionne la présence du Jurassique, du Crétacé et du Néogène. En Croatie, Ludwig Vukotinović signale dès 1853 la présence de serpentinites au mont Kalnik.

La période suivante de recherches sur les Dinarides est l'œuvre de l'école de Vienne. Dès 1855 et jusqu'en 1896, Franz Hauer, de l'Institut géologique impérial, s'intéresse, d'une part aux Céphalopodes du Trias de Bosnie, dont le fameux gisement de Han Bulog près de Sarajevo (1884, 1887), et aux grands traits de la géologie de la Bosnie (1880), et publie, d'autre part, diverses éditions de la carte géologique du royaume d'Autriche-Hongrie, s'arrêtant d'abord à la Croatie, dont la Dalmatie (1867, 1875), puis englobant la Bosnie-Herzégovine et le Monténégro (1884, 1896). Tous les grands systèmes sont reconnus, du Silurien au Quaternaire, en plus des schistes cristallins et roches magmatiques, mais aucun contact tectonique n'est décrit.

Dans la partie grecque, l'Académie de Vienne diligente la mission entreprise par Alexander Bittner, Melchior Neumayr, Friedrich Teller et Leo Bürgerstein de 1876 à 1878, dont les résultats sont rapportés dans plusieurs notes, dont notamment une publication relativement synthétique (Bittner et Neumayr, 1880) dans laquelle Melchior Neumayr trace une structure d'ensemble de la Grèce. Ces résultats concernent les secteurs de l'Épire, du Parnasse, et jusqu'à l'Othrys et la Thessalie orientale, ainsi que l'Eubée, le Sud de la Macédoine (Chalcidique), les îles de Kos et Chios et la région des Dardanelles (Hellespont). Si les données paléontologiques sont encore précieuses aujourd'hui, les coupes et la carte sont

quasi inutilisables ; en effet, tous les terrains antérieurs à la tectonique majeure tertiaire sont considérés comme crétacés, empilés stratigraphiquement avec un pendage vers l'est depuis le Gavrovo jusqu'en Othrys. Le flysch est lui-même considéré comme du « *Macigno* », donc crétacé ; les schistes cristallins pélagoniens sont interprétés comme du *Macigno* métamorphique. Les chevauchements sont encore inconnus. L'existence possible d'un métamorphisme crétacé conduisit l'Académie de Berlin à entreprendre un levé cartographique de l'Attique ; réalisé par Richard Lepsius et Hugo Bücking (1891, 1893), ce travail montrera l'erreur des auteurs précédents, ce qui engagera une critique d'Alexander Bittner (1893).

Après la période grecque, Alexander Bittner entreprend des travaux, essentiellement paléontologiques et stratigraphiques, en Bosnie-Herzégovine (1879, 1880), particulièrement dévolus au Trias (1888, 1901) et concernant à la fin la Dalmatie et la Vénétie (1902). Parallèlement, Edmund Mojsisovics se consacre au Nord de la Bosnie et Emil Tietze à la Bosnie orientale. Ces travaux aboutissent à un ouvrage synthétique sur la Bosnie-Herzégovine et une carte à 1/576 000, publiés par les trois auteurs (Mojsisovics, Tietze, Bittner, 1880). Emil Tietze étudie aussi le Monténégro (1884).

A la même période, des géologues locaux commencent leurs activités de recherche ; Đuro Pilar (1882) considère les roches ignées ophiolitiques de Bosnie et Croatie comme un faciès particulier du flysch crétacé supérieur, âge que leur assigne aussi Antal Koch (1882). Michael Kišpatić (1897, 1899) attribue la « *zone serpentineuse de Bosnie* » à l'Archéen.

Bref, à la fin du XIX^e siècle, les grandes divisions lithologiques et stratigraphiques sont établies dans la partie nord-occidentale des Dinarides, où les différents systèmes du Paléozoïque au Cénozoïque sont identifiés ; les distinctions stratigraphiques sont moins abouties dans la partie sud-orientale, en Grèce particulièrement, où la majorité des terrains anté-néogènes sont attribués au Crétacé.

Mais, partout, la présence de contacts tectoniques chevauchants est ignorée. Seule une tectonique verticale est décrite.

De 1890 à la Seconde Guerre mondiale : découverte des nappes

Suite à la mise en évidence des chevauchements et charriages par Marcel Bertrand, de nouvelles interprétations, allochtonistes, se firent jour à propos des Dinarides.

C'est d'abord en Grèce et grâce à un géologue allemand, Alfred Philippson (1890-1898), que l'on voit naître cette révolution, accompagnée et découlant d'un complément des datations stratigraphiques. Dès 1890, il reconnaît le chevauchement du Crétacé sur le flysch nummulitique du Pinde au mont Oeta et démontre pour la première fois l'existence de contacts tangentiels. En 1894, il décrit le Lias en Épire, avec Steinmann. Il établit la carte géologique du Péloponnèse (1892), date en Épire les calcaires à Rudistes et à Nummulites du Gavrovo et montre l'âge tertiaire du flysch (1890, 1896). Il reconnaît le chevauchement frontal et les écaillés du Pinde (1895, 1896, 1897), qu'il illustre dans des coupes. Dans les massifs de

l'Othrys et des Kassidiaris, il observe la discordance du Crétacé supérieur sur les terrains sous-jacents et met ainsi en évidence une caractéristique importante des zones internes (1894, 1895). Enfin, il résume ses travaux dans son ouvrage *La tectonique de l'Egée* (1898), où il insiste sur la distinction entre une tectonique horizontale de chevauchements et une tectonique verticale de failles qui lui succède. Dans cet ouvrage, il distingue et représente sur une carte tectonique synthétique (Fig. 2) : les « *Massifs cristallins* » du domaine pélagonien et des Cyclades ; une « *Zone plissée de la Grèce orientale moyenne* » où règne la discordance du Crétacé supérieur ; un « *Système plissé de la Grèce occidentale* » constitué de la Zone du Pinde et de la Zone ionienne (équivalent de l'ensemble Ionien plus Gavrovo au sens actuel). Les terrains du Trias, du Jurassique, du Crétacé et de l'Éocène sont reconnus, ainsi que des écailles chevauchant vers l'ouest. Philippon est véritablement le fondateur de la tectonique de la Grèce et des Hellénides. Il est suivi de quelques années par Vinzenz Hilber qui poursuit des recherches en Épire, Thessalie et Macédoine et partage globalement ses conceptions (1894-1901). Lucien Cayeux date des terrains métamorphiques et le Jurassique-Eocrétacé de la Crète (1902, 1903a) et, en Péloponnèse, confirme le chevauchement du Pinde sur la zone de Tripolitza et attribue un âge maximal kimméridgien aux roches vertes (1903b, 1904).

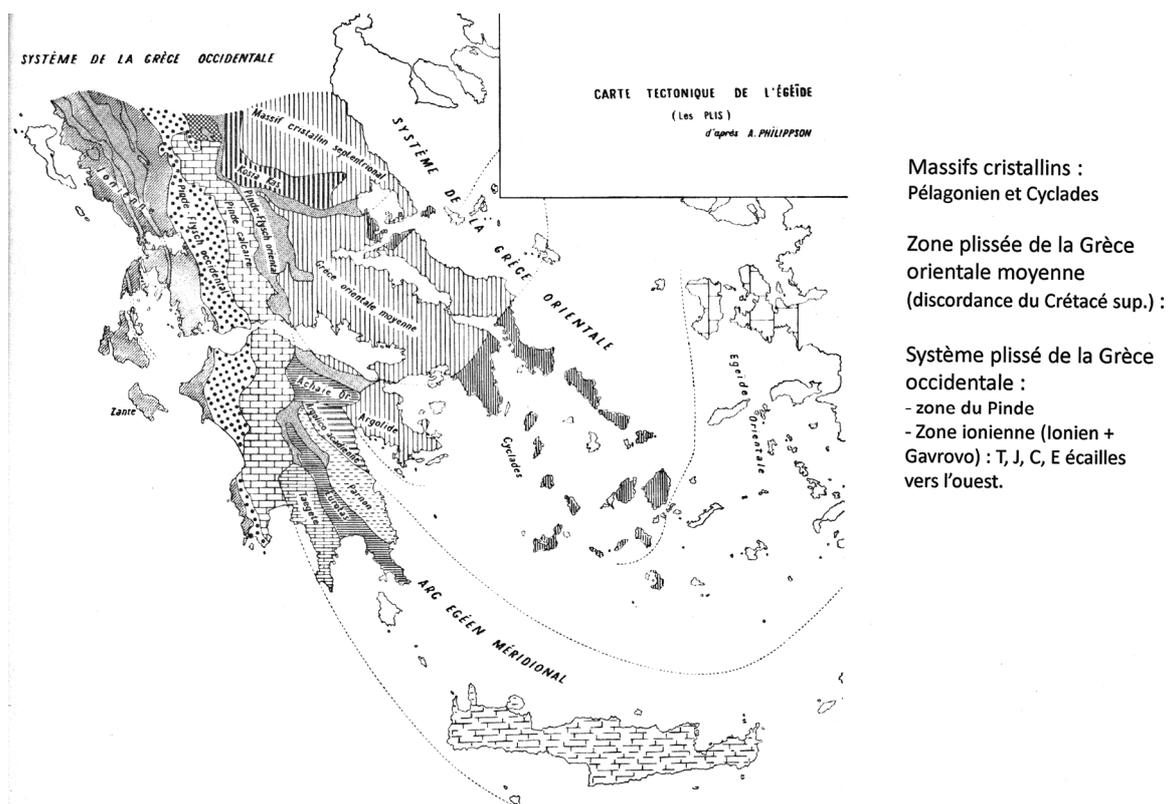


Fig. 2. Les grandes divisions tectoniques des Hellénides d'après A. Philippon (1898).

Jacques Deprat, en Eubée (1904a), met en évidence le Paléozoïque et donne la première datation du Permo-Carbonifère à Fusulinidés en Grèce. Il reconnaît aussi le Trias, le Jurassique et divers étages du Crétacé supérieur sous un flysch supposé éocène. Il décrit également les schistes bleus du Pélion, qu'il attribue justement à des roches mafiques métamorphosées, mais les considère comme archéens (Deprat, 1904b).

Phocion Negris (1906-1919) s'intéresse à la tectonique de la nappe du Pinde, notamment dans le Péloponnèse, aux roches cristallophylliennes dont les schistes d'Athènes, au Trias d'Argolide. Il montre notamment l'âge triasique d'une partie au moins des formations métamorphiques d'Attique, d'Eubée méridionale et des Cyclades.

Dans la partie nord-occidentale, les Dinarides au sens strict et le secteur albanais des Hellénides, la mise en évidence des charriages est d'abord le fait de l'école de Vienne, dans le droit fil des descriptions des nappes faites dans les Alpes orientales, avec leurs collègues suisses et français.

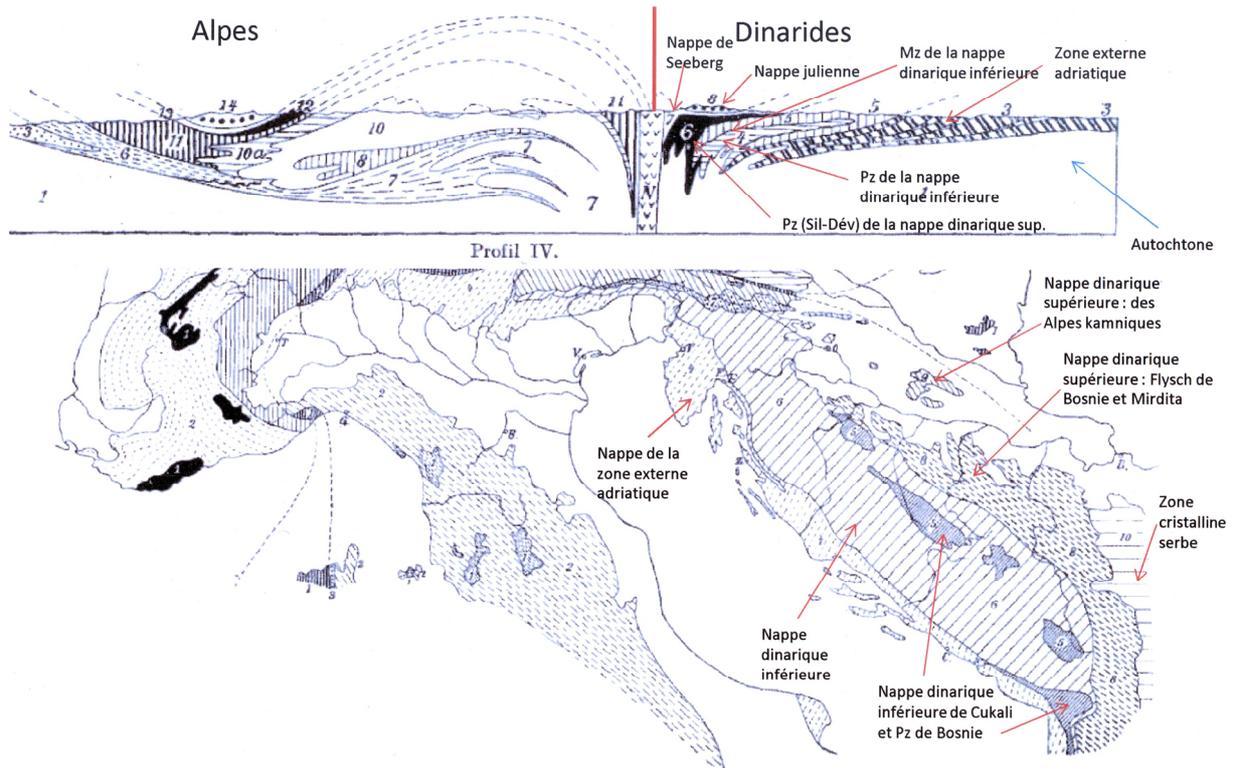


Fig. 3. Schéma structural et coupe d'ensemble Alpes-Dinarides ; modifié d'après L. Kober (1914).

Leopold Kober (1914) décrit ainsi un empilement de nappes (Fig. 3) : nappe de la zone externe adriatique, nappe dinarique inférieure, nappe dinarique supérieure, et une zone cristalline serbe. En 1929, dans une étude élargie à la Grèce, il propose une vision très inspirée des Alpes orientales, avec de larges nappes et des fenêtres de schistes cristallins interprétés comme du Mésozoïque métamorphique, telle la fenêtre d'Attique.

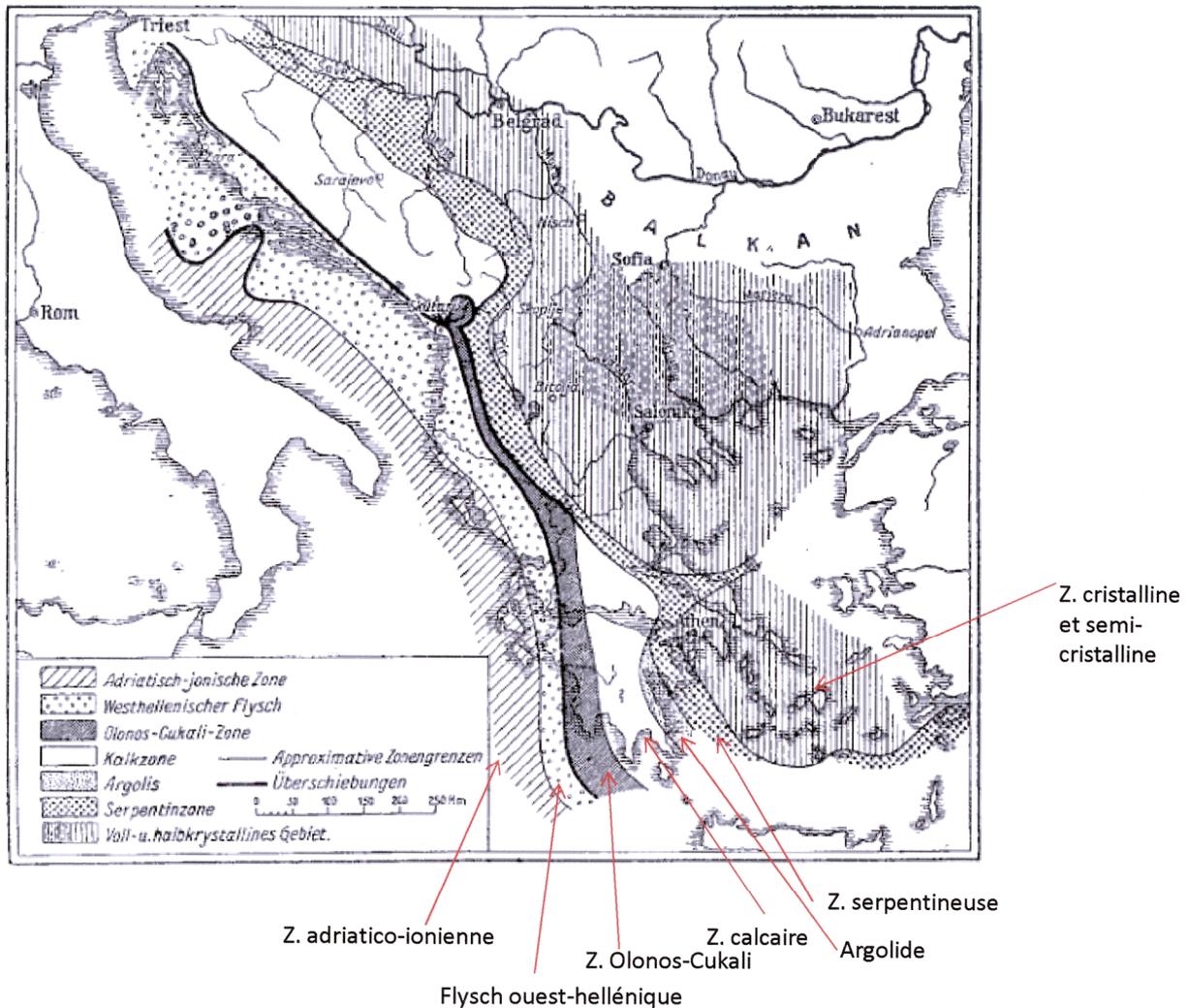


Fig. 4. Schéma structural des Dinarides, modifié d'après F. Nopcsa (1921).

Franz Nopcsa (1921), étudiant principalement la géologie albanaise, partage les idées de Kober et étend cette conception à l'ensemble des Dinarides (Fig. 4) et distingue d'ouest en est : une zone adriatico-ionienne bordée à l'est par le flysch ouest-hellénique, la zone d'Olonos-Cukali, une zone calcaire, une zone d'Argolide restreinte au Péloponnèse, une zone serpentineuse, enfin une large zone indifférenciée dite cristalline et semi-cristalline. Le chevauchement vers l'ouest, sur le flysch, de la zone d'Olonos-Cukali d'Albanie et son débordement par la nappe calcaire au-delà de Scutari sont clairement décrits et illustrés, de même que le chevauchement de la zone serpentineuse. En plus d'une stratigraphie déjà détaillée, cet auteur livre une interprétation bathymétrique des faciès, distinguant des dépôts de type abyssal, bathyal, néritique ou littoral.

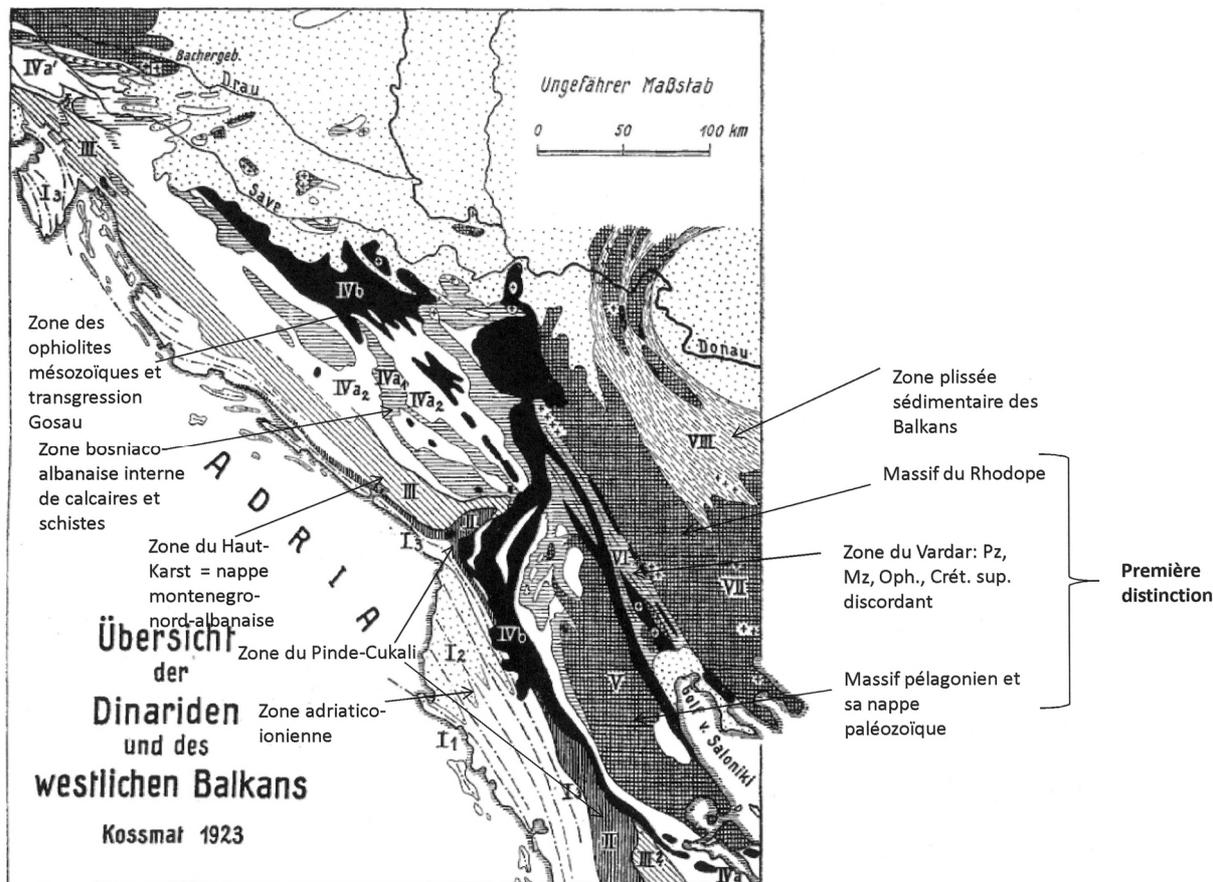


Fig. 5. Schéma structural des Dinarides et du Balkan occidental, modifié d'après F. Kossmat (1924).

Franz Kossmat (1924), dans une vue d'ensemble allant de l'Istrie à la Grèce continentale et au Balkan occidental, précise les vues précédentes sur les zones externes et, pour la première fois, fait des distinctions dans les zones internes (Fig. 5). Il décrit ainsi, d'ouest en est : une zone adriatico-ionienne, la zone du Pinde-Cukali, la zone du Haut-Karst qu'il baptise nappe monténégro-nord-albanaise, une zone bosniaco-albanaise interne de calcaires et schistes, une zone des ophiolites mésozoïques à transgression Gosau ; au-delà de la bande ophiolitique occidentale qui va de l'Othrys jusqu'au nord de la Bosnie en passant par la Mirdita albanaise reconnue comme nappe, il distingue pour la première fois : le massif pélagonien avec un soubassement cristallin et une nappe paléozoïque, la zone du Vardar composite avec du Paléozoïque, du Mésozoïque, des ophiolites, le massif du Rhodope et enfin la zone sédimentaire plissée du Balkan. De plus, la discordance du Crétacé supérieur est signalée sur les ophiolites de la Mirdita, le massif pélagonien et dans la zone du Vardar. Sa coupe synthétique (p. 259) propose un large charriage des zones internes (ophiolites de la Mirdita et massif pélagonien), qui débordent le Haut-Karst et la zone du Pinde-Cukali pour venir directement chevaucher la zone adriatico-ionienne. Les zones internes, à discordance du Crétacé, sont donc largement charriées vers l'ouest lors de la tectonique tertiaire. Curieusement, Friedrich Katzer (1924), dans son étude remarquable de la Bosnie, accompagnée de cartes à 1/200 000 de Sarajevo et Tuzla qui sont très bonnes pour les limites d'affleurements, ne partage pas cette conception allochtoniste et, dans ses coupes, se limite à l'existence de failles.

En Albanie par contre, Jacques Bourcart (1922, 1925), après avoir travaillé un temps en Macédoine, poursuit les études de Nopcsa et précise l'empilement tectonique, avec de bas en haut (Fig. 6) : la zone adriatico-ionienne, la zone des écaillles de Cukali, la nappe des Alpes albanaises (Haut-Karst), la zone du Durmitor, la nappe albanaise (roches vertes).

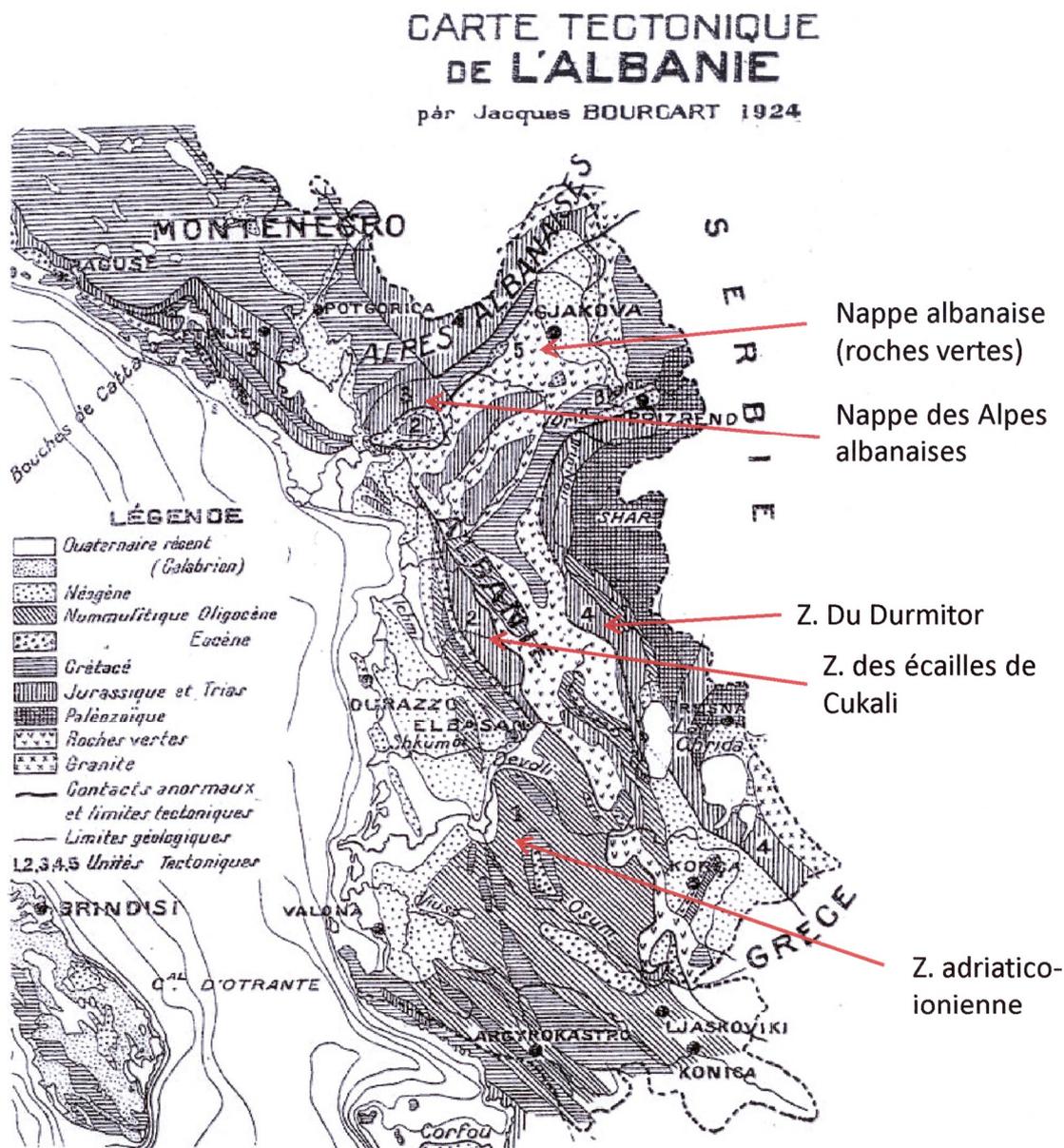


Fig. 6. Carte tectonique de l'Albanie, d'après J. Bourcart (1925).

En Grèce, après Philippon, l'étude approfondie des Hellénides est l'œuvre de Carl Renz, géologue suisse nommé professeur à Breslau (Wroclaw). De 1903 à 1955 (ouvrage posthume) il publie un nombre considérable d'articles sur la géologie de la Grèce, essentiellement, et un peu sur celle de l'Albanie. En particulier, il décrit la stratigraphie et des éléments de paléontologie de la Grèce occidentale, à l'ouest du massif pélagonien. Il reconnaît ainsi le Trias, le Jurassique, le Crétacé, l'Eocène du Pinde. En Othrys il souligne la discordance du Crétacé supérieur sur les roches vertes et les radiolarites. Il suggère aussi (1908, 1911) et synthétise avec Manfred Reichel (1946) la présence d'affleurements de Paléozoïque supérieur, du Dévonien au Permien selon les secteurs, en Attique, Argolide, Eubée, Othrys

oriental, dans le Parnasse, à Hydra, Kos, et contredit l'interprétation de Neumayr et Bittner attribuant tout schiste ou marbre au Crétacé, tout en reconnaissant l'âge mésozoïque de certains marbres. Dans sa synthèse de 1940, il distingue les zones suivantes, d'ouest en est : zone de Paxos (zone pré-apulienne actuelle) ; zone adriatico-ionienne (équivalent de la partie ouest de la zone ionienne de Phillipson et de la zone ionienne actuelle) ; zone de Tripolitza développée surtout en Péloponnèse, qu'il reconnaît aussi en Grèce continentale (actuelle zone du Gavrovo) ; zone du Pinde-Olonos ; zone du Parnasse-Kiona et zone de la Grèce orientale (l'ensemble formant la zone plissée de Grèce orientale moyenne de Phillipson) ; massif pélagonien ; zone du Vardar ; massif du Rhodope. Concernant les massifs cristallins des Cyclades, de l'Attique, du Sud de l'Eubée et du Péloponnèse central, après les avoir attribués un temps, avec Kober, à un métamorphisme alpin, il envisage la possibilité de les considérer en partie comme des fragments de socle ancien, à cause de la présence, dans le Permo-Carbonifère qui les surmonte, de conglomérats de base.

Toutes ces zones correspondent à autant de nappes charriées vers l'ouest. Toutefois, pour les cinq zones les plus externes, jusqu'au Parnasse, le déplacement relatif n'est pas considérable en Grèce continentale. Seule la nappe « *hellénique orientale* » repose sur le Parnasse avec un plan horizontal. Par contre, dans le Péloponnèse, le vaste charriage du Pinde sur la zone de Tripolitza est reconnu, notamment pour les massifs de Chelmos et Olonos. Si les descriptions de Carl Renz sont précieuses, cet auteur a malheureusement été fort avare d'illustrations, particulièrement de coupes. Il n'en reste pas moins qu'avec Phillipson il fonde la division structurale des Hellénides.

D'autres auteurs participent à cette connaissance avant la Seconde Guerre mondiale. Maurice M. Blumenthal (1931) décrit la tectonique de la Grèce dans une vision très allochtoniste, dans le droit fil de Kober, voire prémonitoire avec notamment une nappe ophiolitique enracinée dans la zone du Vardar, une « *fenêtre d'Attique* » au sens large qui va jusqu'à l'Olympe et une « *nappe béotienne* », comprenant le Parnasse et le massif pélagonien avec son Paléozoïque, largement charriée sur le flysch du Pinde, avec une alternative pour l'origine de cette nappe : soit une racine à l'ouest de l'Attique, soit une racine vardarienne (Fig. 7), ce qui implique le passage du domaine pélagonien au-dessus de l'Olympe ! En 1933, il étudie en détail le charriage du Pinde sur la zone de Tripolitza en Péloponnèse, cette dernière apparaissant en fenêtres, et il publie pour la première fois une série de coupes tectoniques précises.

D'autres travaux plus ponctuels apportent des précisions tectoniques. Ainsi Jacques de Lapparent (1935) mentionne la structure en écailles du Parnasse à propos de la situation géologique des bauxites.

En Macédoine, Kurt Osswald (1938) établit la première subdivision de la zone du Vardar en trois « *branches* ».

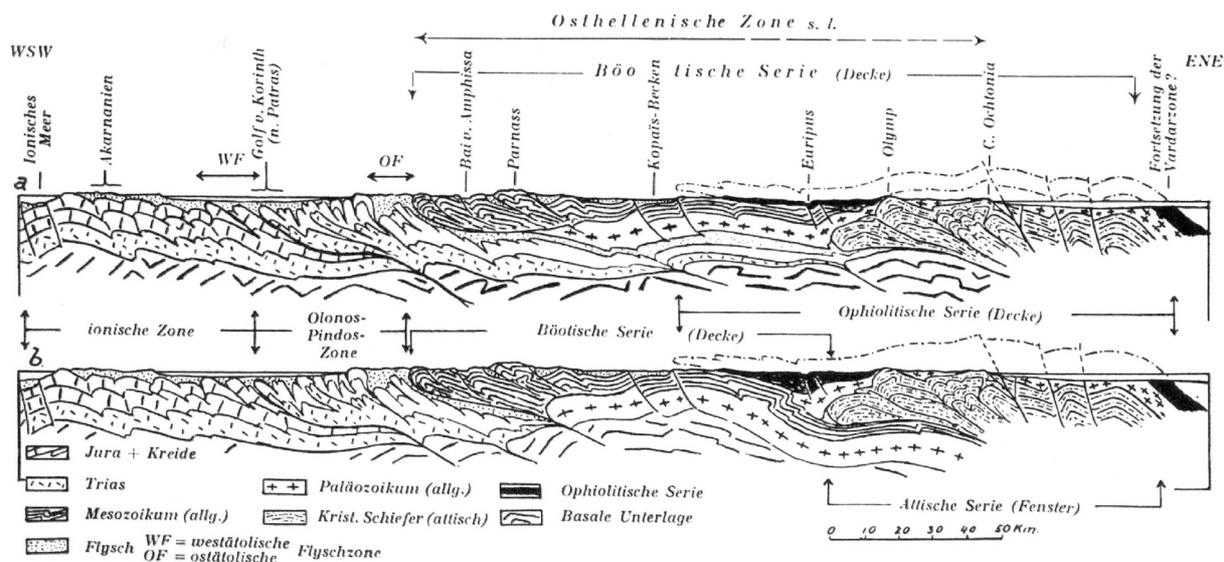


Fig. 7. Coupes synthétiques des Hellénides, d'après M.M. Blumenthal (1931) : a) Hypothèse d'un enracinement de la « nappe béotienne » dans la zone du Vardar ; b) Hypothèse d'un enracinement de cette nappe à l'ouest de l'Attique.

Des travaux de thèse hollandais, entrepris avant la Seconde Guerre mondiale, sont publiés juste avant ou pendant celle-ci : Louis Rutten (1938), Johan Frederik Christoffel de Witt Puyt (1941), Albert T.C. Rutgers (1942), Jacob Van Soest (1942). Pour ce qui concerne la Dalmatie et à l'Herzégovine (zones dalmate = Gavrovo et du Haut-Karst), ils montrent la tectonique de chevauchement qui affecte cette région : front chevauchant du Haut Karst sur le flysch dalmate et, au sein du Haut-Karst, présence d'écaillés et klippen dont celle du Klobuk près de Ljubuški (Witt Puyt, 1941).

Au moment de la Seconde Guerre mondiale, les grandes divisions des Dinarides en zones isopiques sont donc établies et pourront servir de base aux études postérieures, notamment françaises (Fig. 8). La tectonique tangentielle est également reconnue, avec une certaine précision dans les zones externes, mais avec une divergence de vues pour les zones internes, selon, notamment, que l'on considère les massifs cristallins comme des terrains issus d'un métamorphisme alpin, à l'instar de Leopold Kober, ou que l'on admette la présence parmi eux d'un soubassement paléozoïque à sa place stratigraphique, comme le discutent Maurice M. Blumenthal (1931) et Carl Renz (1940). Quoi qu'il en soit, ces grands auteurs soutiennent l'existence de charriages affectant les zones internes.

Zonéographie de la Grèce septentrionale pendant le Secondaire et le Tertiaire
(Divisions proposées)

PHILIPPSON (1898)	RENZ (1940) et KOSSMAT (1924)	BRUNN (1956) et AUBOUIN (1958)			
Massifs cristallins septentrionaux et des Cyclades	Massif du Rhodope	Zone du Rhodope	} Hellénides internes		
	Zone du Vardar	Zone du Vardar			
Zone de la Grèce orientale moyenne	{ Massif pélagonien Massif d'Attique - Cyclades }	Zone pélagonienne	}		
	{ s/z de l'Othrys, de l'Oeta . . . série est-hellénique . . . s/z du Parnasse série du Parnasse-Kiona	Zone subpélagonienne Zone du Parnasse			
Zone du Pinde	Zone du Pinde—Olonos (RENZ) Zone du Pinde—Tsoukali (KOSSMAT)	Zone du Pinde	} Hellénides externes		
				{ s/z orientale du Flysch du Pinde s/z des calcaires du Pinde s/z occidentale du Flysch du Pinde	{ synclinal est-étolique synclinal ouest-étolique
				Série de Tripolitza	Zone du Gavrovo
Zone ioniennne	Zone Adriatico - Ioniennne . . .	Zone ioniennne	}		
	Zone de Paxos	Zone préapulienne			

Fig. 8. Tableau comparatif de la zonéographie des Hellénides, d'après P. Celet (1962).

Recherches françaises en Grèce : 1950-1970 ; le règne du géosynclinal

Si ces études géologiques du début du XX^e siècle ont fondé les bases de l'interprétation tectonique des Dinarides, elles ne constituaient pas une approche coordonnée en équipe. Une telle approche sera le fait des équipes françaises, après la fin de la guerre, dans le cadre de la préparation de volumineuses monographies à des fins de thèses de doctorat ès-sciences, d'abord en Grèce. Il faut distinguer deux groupes dans ces travaux dans les Hellénides : un premier groupe s'intéresse surtout aux zones externes et aux ophiolites en position occidentale : Jan Houghton Brunn (1956), Jean Aubouin (1959), Paul Celet (1962), Jean Dercourt (1964) ; un second se consacre aux nappes internes : Jacques Mercier (1966), Ivan Godfriaux (1968), Claude Guernet (1971). Le premier groupe aura une interprétation géotectonique généralement moins audacieuse que les précurseurs de langue allemande, en ignorant dans un premier temps les grandes nappes des zones internes. Le second réhabilitera l'existence de ces nappes. Mais, pour tous ces auteurs, les ophiolites ont une origine autochtone, dérivant de la différenciation d'une coulée *in situ*.

Le chemin est ouvert par Jan H. Brunn, élève de Jacques Bourcart ; il débute ses travaux en Grèce dès 1938, et les reprend dix ans plus tard après une interruption due à la guerre. Dans sa thèse (1956), il établit la stratigraphie précise des secteurs allant du massif pélagonien au Tymphé (zone du Gavrovo) et l'âge jurassique des ophiolites et leur débordement vers l'ouest jusque sur le flysch du Pinde ; il montre le chevauchement vers l'ouest du Pinde septentrional. Il enracine les différentes unités en avant des massifs cristallins internes, les remettant à leur place paléogéographique par rapport au massif pélagonien. Par contre, en recul par rapport à l'opinion de Carl Renz, il met en doute l'existence de très grandes nappes, considère ce massif pélagonien comme autochtone et propose d'abandonner l'hypothèse d'un charriage lointain de la zone du Parnasse.

Pourtant, à la même époque, les travaux de Georgios Marinos et Walther Petrascheck (1956), établissant la carte du Laurium, amènent des arguments en faveur de l'hypothèse de Kober d'une fenêtre métamorphique sous la nappe pélagonienne. Cela ne sera repris en compte que dans les années 1970.

Jean Aubouin (1959), aux confins de l'Épire et de la Thessalie, étudie la stratigraphie des zones externes (pré-apulienne, ionienne, zone du Gavrovo dont il crée le nom, du Pinde) et le bord des zones internes, bord occidental du domaine pélagonien, avec ophiolites, pour lequel il crée le concept de zone subpélagonienne. L'étude stratigraphique est d'une précision remarquable, permise grâce, notamment, à l'utilisation de la micropaléontologie des Foraminifères, en plein développement pour les besoins de la recherche pétrolière. Cela lui permet de définir de nombreuses unités avec de faibles variations stratigraphiques et des passages de faciès d'une zone à l'autre. En outre, l'interprétation bathymétrique le conduit à individualiser, au Mésozoïque, des zones isopiques à valeur de « *sillons* » (zone ionienne, zone du Pinde), à sédimentation relativement profonde, et des zones à valeur de « *rides* » (zone préapulienne, zone du Gavrovo, zone pélagonienne) à sédimentation de plate-forme carbonatée. Cet auteur, doué d'un esprit de synthèse peu commun, interprète ces zones en termes de géosynclinal, distinguant d'ouest en est : une ride externe ou avant-pays, un sillon miogéosynclinal ionien, une ride miogéanticlinale du Gavrovo et un sillon eugéosynclinal du Pinde, une ride eugéanticlinale pélagonienne. Concernant la tectonique, la nappe du Pinde est décrite, avec ses écaillages internes et son large charriage sur le Gavrovo voire même la zone ionienne, ainsi que le chevauchement frontal, par les ophiolites, de la zone subpélagonienne sur le Pinde. Mais d'une part les chevauchements sont estimés modestes plus à l'ouest : le Gavrovo passe en continuité à la zone ionienne et la portée des écaillages des unités ioniennes reste assez faible. D'autre part, derrière le front subpélagonien, en Othrys et dans les monts Kassidiaris, il n'y a que des failles verticales. Il suit en cela l'interprétation de Georgios Marinos (1956) qui, contrairement à Carl Renz, ne voit pas en Othrys des contacts tectoniques importants entre des unités de type « *Grèce orientale* » et d'autres de type Parnasse-Kiona, mais un passage de faciès. Signalons au passage que cet auteur signale en outre un dynamométamorphisme puissant affectant la série méso-cénozoïque de l'Othrys oriental. Pour Jean Aubouin comme pour Jan H. Brunn, les zones internes, du Pélagonien au Vardar, constituent un môle rigide. La nature précise du Parnasse et ses relations avec les zones voisines sont encore inconnues (Fig. 9).

Selon ces deux auteurs, qui ouvrent la voie des recherches françaises de l'époque, la zone isopique qui donne la seule grande nappe, qui subit le transport le plus important, est la zone du Pinde. C'est donc le sillon fondamental, eugéosynclinal, qui se caractérise en plus par la présence des ophiolites jurassiques sur son bord oriental. Ces dernières sont interprétées, à la suite des travaux de Louis Dubertret (1953) en Syrie, comme mises en place *in situ*, sous la forme d'une gigantesque coulée, à la transition entre Pélagonien et Pinde, suivie d'une différenciation interne à cette masse épanchée.

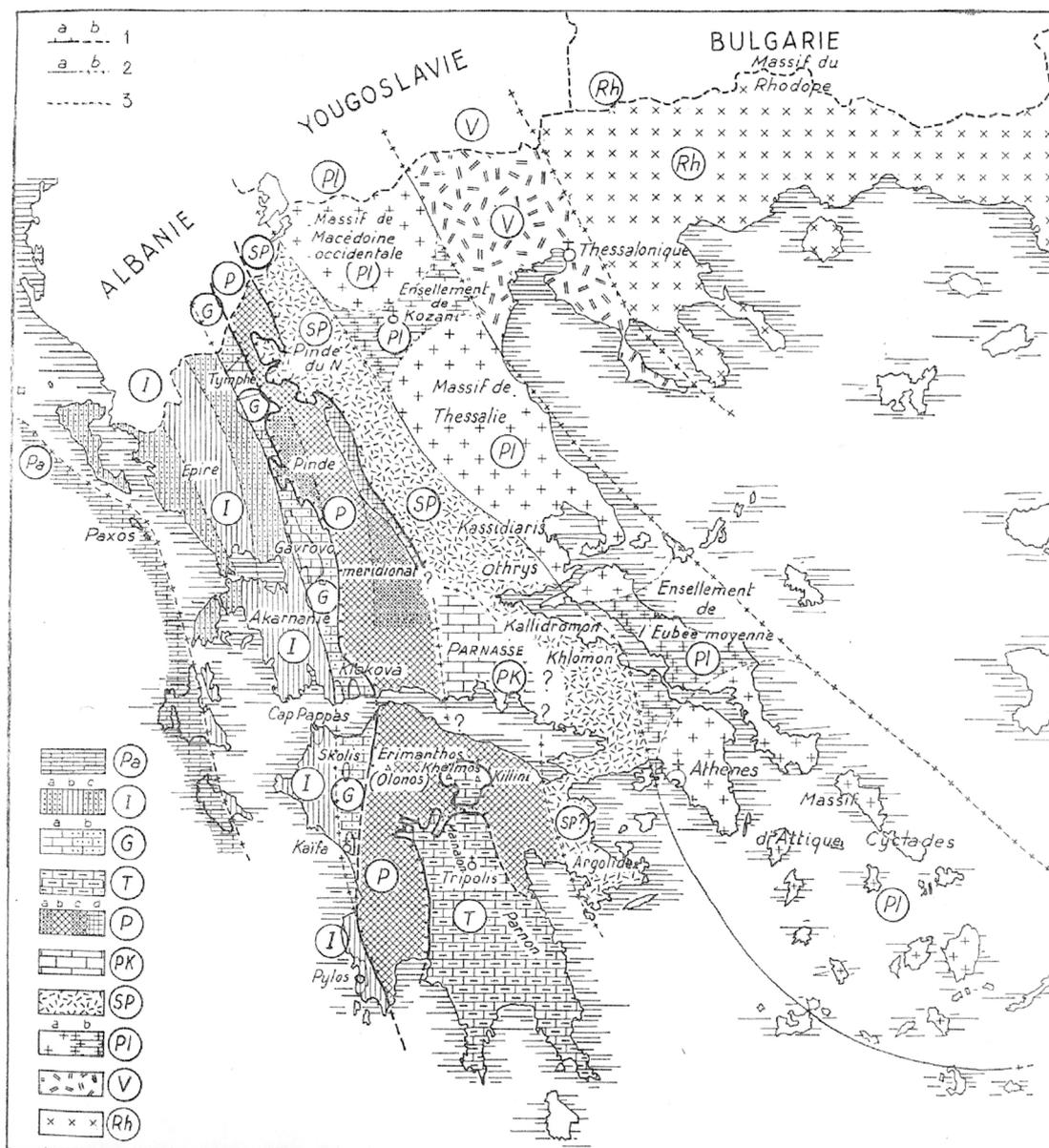


Fig. 9. Schéma structural des Hellénides, d'après J. Aubouin (1959). Noter que les relations de la zone du Parnasse avec ses voisines sont encore inconnues et que toutes les zones internes, à l'est du Pinde, constituent un môle rigide, sans nappes. Pa : zone pré-apulienne ; I : zone ionienne ; G : zone du Gavrovo ; T : zone du Trapezona ; P : zone du Pinde ; PK : zone du Parnasse-Kiona ; SP : zone sub-pélagonienne ; PI : zone pélagonienne ; V : zone du Vardar ; Rh : zone du Rhodope.

Paul Celet (1962) étudie la région du Parnasse-Kiona et les secteurs limitrophes en Grèce méridionale. Il apporte des données induisant une avancée importante des idées. Dans le domaine stratigraphique d'abord, il définit avec précision la zone du Parnasse, avec notamment ses deux émergences accompagnées de bauxites dans une séquence qui reste de plate-forme jusqu'au début du dépôt du flysch au Paléocène. Il distingue nettement cette série de la série subpélagonienne, où les ophiolites jurassiques sont encore considérées comme engendrées *in situ*, et qui se caractérise par une lacune parfois importante avant la transgression crétacée. Surtout, il modifie les interprétations tectoniques précédentes dans

un sens plus allochtoniste. D'abord, il montre que la zone du Parnasse constitue une nappe, déplacée d'au moins 75 km, qui chevauche le Pinde, avec parfois une unité intermédiaire comme celle du Vardoussia coincée au front. De plus, cette zone du Parnasse, elle-même écaillée, supporte des klippes interprétées comme d'origine subpélagonienne, charriées sur le flysch éocène ; outre les ophiolites, il y a, avec l'unité sédimentaire du Jerolékas, la preuve d'un charriage de la série subpélagonienne, donc des zones internes, sur le Parnasse. Les données de cet observateur scrupuleux l'amènent ainsi déjà à des conceptions se rapprochant de celles de Carl Renz.

Jean Dercourt (1964) déchiffre de façon précise la stratigraphie et les rapports entre Pinde et Gavrovo-Tripolitza dans le Péloponnèse. Il décrit ainsi la tectonique d'écaillés interne au Pinde et les fenêtres où ressort la zone du Gavrovo, confirmant le charriage important du premier sur la seconde. Il aborde aussi, mais de façon succincte, la géologie de l'Argolide septentrionale, où affleurent des ophiolites avec leur couverture crétacée, assimilées à la zone subpélagonienne, rattachant le massif septentrional du Trapezona à la zone du Parnasse dont il croit voir la terminaison paléogéographique.

Avec la thèse de Jacques Mercier (1966), publiée en 1973, arrivent les premières données détaillées sur la zone du Vardar. Plusieurs avancées significatives en découlent. D'abord cet auteur reconnaît trois zones, précisant ainsi les vues d'Osswald : la zone d'Almopias à valeur de « *sillon* », la zone du Païkon à valeur de « *ride* » et la zone de Péonias de nouveau à valeur de *sillon*. Les deux zones d'Almopias et de Péonias (sous-zone prépeónienne) comportent des ophiolites, considérées à juste titre comme différentes. Il montre dans la zone du Païkon un important volcanisme différencié et même un plutonisme jurassiques, qui seront interprétés plus tard comme la trace d'un arc insulaire. Ensuite, il met en évidence la présence de chevauchements à vergence ouest, rompant ainsi avec l'hypothèse du bloc interne rigide (Fig. 10A). Enfin, fait capital, il démontre l'existence d'un événement orogénique fini-jurassique, marqué par la discordance d'un conglomérat tithonique sur les ophiolites et les couches plus anciennes. C'est la première mention de cette orogénèse de la fin du Jurassique. De plus, une deuxième phase tectonique a lieu avant l'Aptien-Albien ; l'une au moins de ces deux phases a provoqué des structures tangentielles syn-métamorphiques. Michel Rollet (1969) et Jacques Bulle et Michel Rollet (1970) distinguent aussi trois sous-zones en Macédoine yougoslave, corrélables avec celles définies par Jacques Mercier.

Une révolution dans les conceptions tectoniques de l'école française survient avec les travaux de thèse d'Ivan Godfriaux (1962, 1968), où cet auteur met en évidence la fenêtre de l'Olympe : apparition d'une zone externe (Fig. 10), peu ou pas métamorphique à flysch éocène, au cœur d'un bombement anticlinal, sous un empilement d'unités : série métamorphique de l'Ossa, surmontée d'une série pélagonienne avec son socle et d'écaillés vardariennes porteuses d'ophiolites. Ainsi, le domaine interne, dont tout l'ensemble pélagonien, est largement charrié sur les zones externes, ce qui ramène aux interprétations de Kober, Renz et Blumenthal et à un nouveau schéma structural. Dans un premier temps,

Ivan Godfriaux attribue la série en fenêtre à la zone du Parnasse, ce qui limite, pour un temps, l'estimation de la portée du charriage.

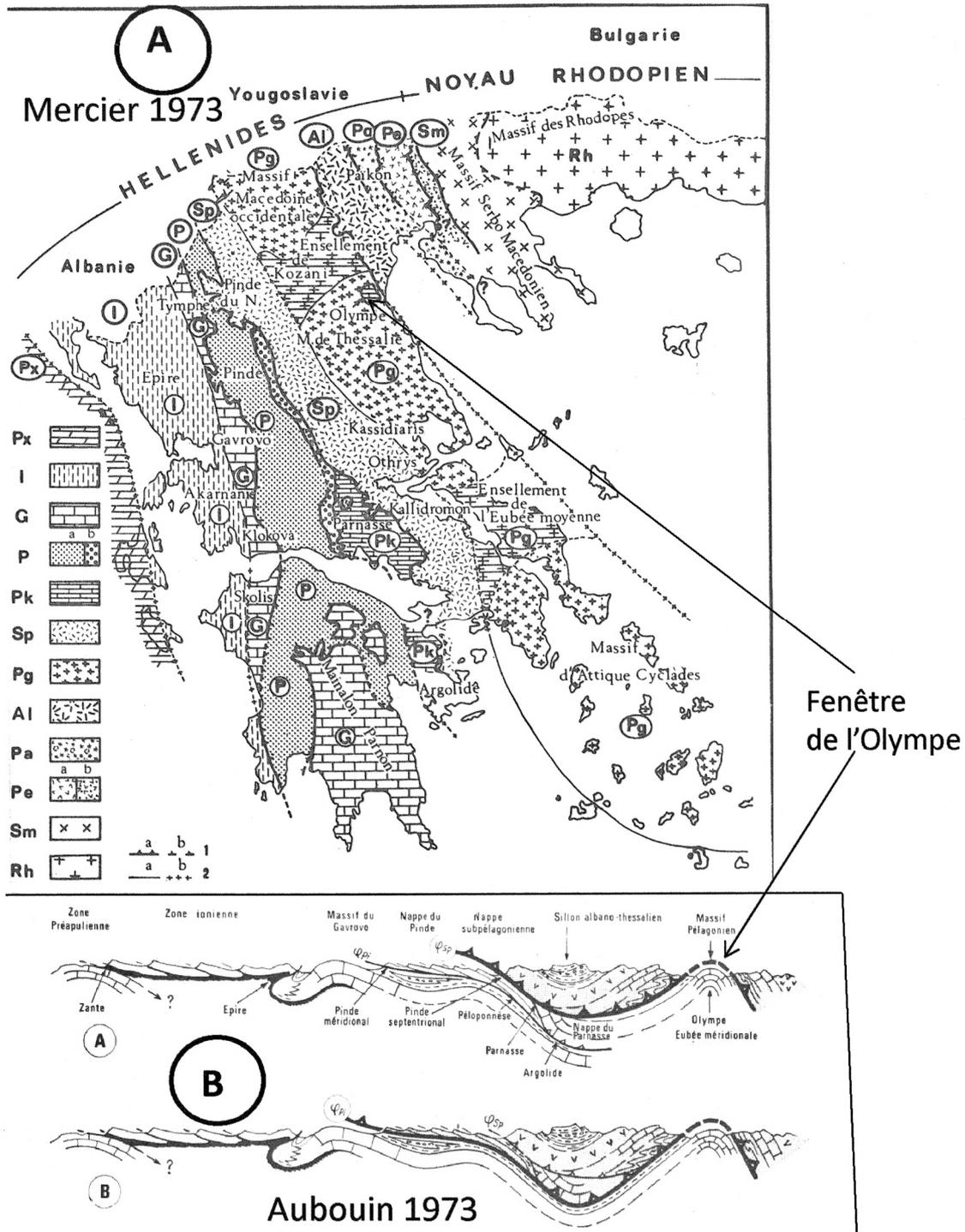


Fig. 10. A : Carte structurale des Hellénides d'après J. Mercier (1973). Px : zone de Paxos (= pré-apulienne) ; I : zone ionienne ; G : zone du Gavrovo ; P : zone du Pinde ; Pk : zone du Parnasse-Kiona ; Sp : zone sub-pélagonienne ; Pg : zone pélagonienne ; Al : zone d'Almopias ; Pa : zone du Païkon ; Pe : zone de Péonias ; Sm : massif serbo-macédonien ; Rh : Rhodope. B : Coupes synthétiques des Hellénides, d'après J. Aubouin (1973), montrant les implications tectoniques de l'attribution de la fenêtre de l'Olympe soit à la zone du Parnasse (coupe du haut, A), soit à celle du Gavrovo (coupe du bas, B).

Claude Guernet (1971) reconnaît en Eubée moyenne la série pélagonienne avec son socle paléozoïque et la couverture des ophiolites, mais considère dans un premier temps les terrains métamorphiques de l'Eubée méridionale comme paléozoïques. Toutefois, après la redécouverte de fossiles mésozoïques par Ion Argyriadis (1967) en Attique et Giorgios Katsikatsos (1971) dans les marbres d'Almyropotamos, interprétés par cet auteur comme une fenêtre s'étendant d'Eubée en Attique, il changera d'opinion et se ralliera, au moins en partie, à l'interprétation allochtoniste (Guernet, 1972, 1975).

Ainsi, à la fin de la décennie 1970, le schéma structural des Hellénides, tel que le conçoivent les géologues français, admet le large charriage des zones internes, laissant apparaître en fenêtre les zones externes (Fig. 10A), en plus de celui du Parnasse sur le Pinde et de celui du Pinde sur le Gavrovo (Aubouin *et al.*, 1970b ; Mercier, 1973). Par contre, cette tectonique est considérée comme développée en domaine continental, dans un cadre géosynclinal, les ophiolites étant vues comme le résultat d'une gigantesque coulée *in situ*.

Cette conception va évoluer au cours des deux décennies suivantes, avec l'extension à l'ex-Yougoslavie de l'interprétation en termes de nappes et l'apparition de la tectonique des plaques.

Recherches françaises dans l'ex-Yougoslavie (1960-1980) et « deuxième vague » en Grèce (depuis 1970) ; orogénèse biphasée (tectoniques superposées) et tectonique des plaques

L'avancée des études en Grèce, avec une différenciation des zones internes et la découverte d'une allochtonie de plus en plus grande, amena les chefs d'équipes français à promouvoir des études semblables dans l'ex-Yougoslavie, où la répartition précise des zones restait à définir et où une pareille tectonique de nappes n'était pas généralement admise, à des fins de comparaison, puis à reprendre des travaux détaillés en Grèce, avec quelques incursions en Albanie.

Dans l'ancienne Yougoslavie, les cartes géologiques ne faisaient pas état d'une tectonique de chevauchements généralisée. Si, comme vu plus haut, les écaillages étaient connus dans les zones externes : dalmate et du Haut Karst, les schémas structuraux d'ensemble, comme celui de Kosta Petković (1958) montraient des limites assez conventionnelles, ne correspondant pas à une cartographie réelle des contacts frontaux. Même pour des auteurs adeptes des conceptions très allochtonistes de Kober, comme Boris Sikošek et Walter Medwenitsch (1965), qui proposent dans la partie albanaise de grandes nappes enracinées, y compris le Pinde, derrière le massif pélagonien, leur schéma reste très flou en-dehors de la zone côtière et leurs coupes précises restreintes à ce secteur.

C'est donc dans ce cadre que furent entreprises, au sein des équipes des universités de Paris et Lille, les thèses de : Jean-Paul Rampnoux (1970), René Blanchet (1973), Jean-Paul Cadet (1976), Jean Chorowicz (1977), Jacques Charvet (1978), Michel Cousin (1981). Il faut

y ajouter, indépendamment de ces équipes, la thèse de Michel Rollet (1969), de l'université de Besançon, déjà mentionnée.

Sans entrer dans le détail, ces travaux ont permis de confirmer la prolongation de zones connues plus au sud et d'en décrire de nouvelles. Les correspondances sont indiquées sur la figure 11.

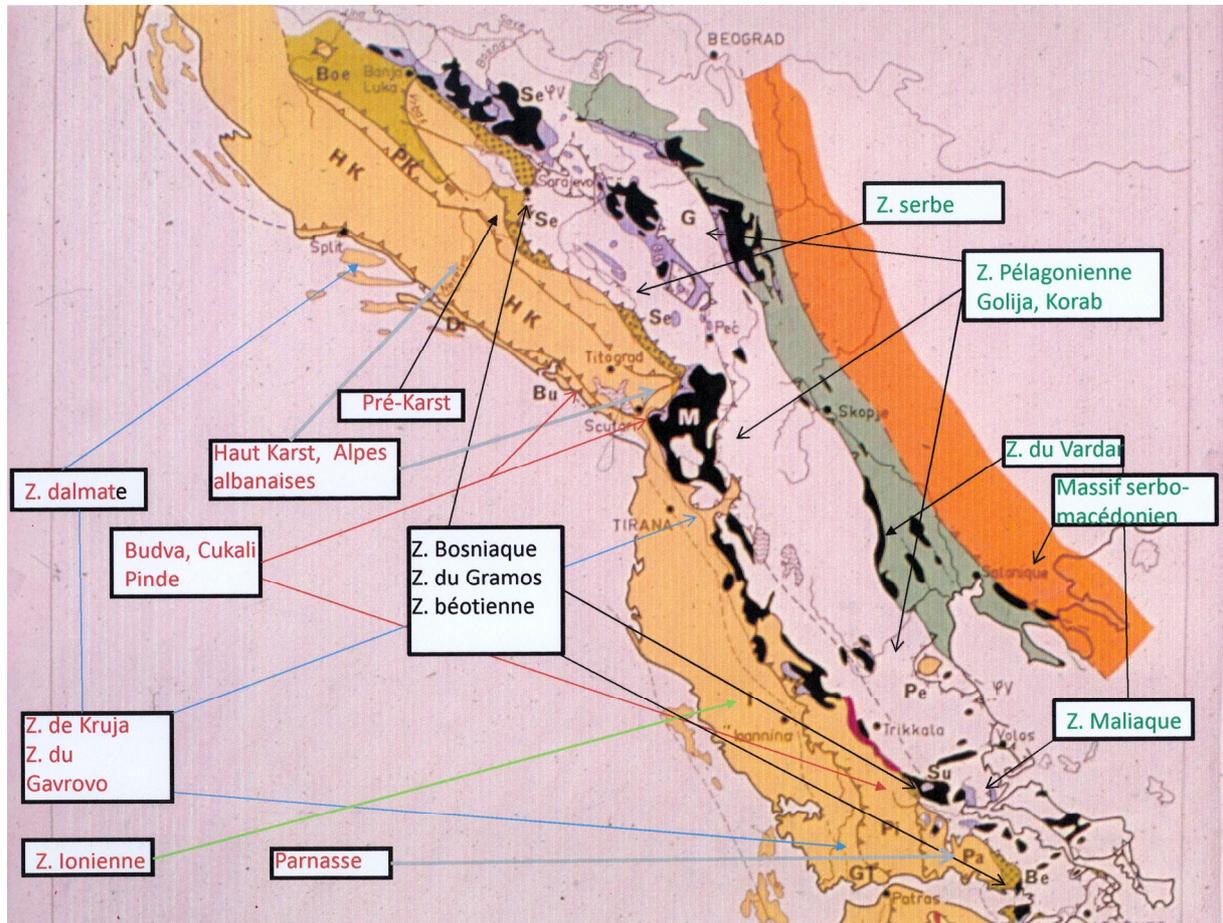


Fig. 11. Schéma structural des Dinaro-Hellénides montrant les correspondances des noms de zones utilisés par les équipes françaises en ex-Yougoslavie, Albanie et Grèce.

Parmi les zones déjà connues dans les Hellénides et selon l'état de l'art en 1970 (Aubouin *et al.*, 1970a), on peut citer, avec leur homologue grec et albanais : la zone dalmate (= zone de Kruja, zone du Gavrovo) ; la zone de Budva (= zone de Krasta-Cukali, zone du Pinde) ; la zone du Haut-Karst (= zone des Alpes albanaises) ; la zone serbe (= zone de la Mirdita, zone subpélagonienne), la zone de Golija (= zone du Korab, zone pélagonienne), zone du Vardar-Kopaonik (= zone du Vardar).

On notera que la zone du Parnasse de Grèce n'est pas présente. Elle est remplacée, dans la même situation paléogéographique, par la zone du Haut-Karst, dont la série stratigraphique est quelque peu différente.

A ce propos, en Albanie septentrionale, la présence de séries condensées suggère la disparition paléogéographique du Haut-Karst vers le SE, au sein du domaine pindique

(Dercourt, 1968). Cette hypothèse permettrait d'expliquer la présence, à l'est du sillon pindique, de plates-formes discontinues et de nature légèrement différente : Haut-Karst au nord, Parnasse au sud.

Ces recherches ont permis d'établir en plus de nouvelles zones. Au revers oriental de la zone du Haut-Karst, la sous-zone prékarstique (Blanchet *et al.*, 1970a) montre des caractères transitionnels avec une zone de bassin plus orientale.

Cette dernière, baptisée zone bosniaque (Blanchet *et al.*, 1969), revêt une importance particulière. Elle tire son origine de la découverte par René Blanchet (1966), Jacques Charvet (1967), Jean-Paul Cadet (1968) et Jean-Paul Rampnoux (1969) de Calpionelles dans le flysch dit « *du Durmitor* », permettant d'attribuer sa base au Jurassique terminal-Éocène alors qu'il était considéré jusque là comme crétacé supérieur. De plus, ce flysch bosniaque contient dès sa base des éléments détritiques dérivés des ophiolites, ce qui donne pour la première fois en ex-Yougoslavie un argument indirect permettant de conclure à un âge de leur mise en place et d'exposition à l'érosion antérieur à la limite Jurassique-Crétacé. Comme elles surmontent du Jurassique supérieur daté, cette mise en place se fait donc à la fin du Jurassique. Dans le détail, cette zone bosniaque montre vers l'ouest des unités avec un début du flysch plus tardif : Barrémo-Aptien notamment dans cette zone bosniaque externe au niveau de Sarajevo (Charvet, 1978), voire plus jeune dans les unités les plus externes en Croatie (Chorowicz, 1977). Il y a donc une migration de ce flysch d'est en ouest après l'arrivée des ophiolites.

À la même période, l'équivalent du flysch bosniaque, débutant à l'Éocène, est découvert en Albanie sous le nom de flysch du Gramos (Melo et Dodona, 1967 ; Melo et Kote, 1973).

Au dos de la zone de Golija, Jacques Charvet (1978) propose l'existence d'une sous-zone de Drinjača, transition entre la ride de Golija et un domaine plus interne à valeur de bassin vers la zone du Vardar.

Ces zones prennent leurs caractéristiques, s'individualisent à partir d'une plate-forme adriatique en plusieurs étapes. Cela s'opère dès le Permien pour le sillon du Pinde, qui est déjà un domaine profond au Trias inférieur. Une désintégration importante de la plate-forme se fait au Trias moyen, marquée par un événement volcanique, désintégration qui donne naissance aux zones bosniaque interne, serbe, de Drinjača, à valeur de bassin (ou « *sillon* »). La datation du Trias supérieur dans les faciès de calcaires lités pélagiques a été rendue possible grâce à l'utilisation des Conodontes ; auparavant, ces calcaires lités, par analogie de faciès avec ceux du Ladinien porteurs de macrofossiles (Halobies et Daonelles), étaient considérés comme du Trias moyen. Un second épisode d'approfondissement se produit au Lias supérieur-Dogger et affecte : la partie interne de la sous-zone prékarstique, la zone bosniaque externe et la zone de Golija, le Vardar externe (Majevisa). Au Malm, toutes les zones internes connaissent l'olistostrome à éléments ophiolitiques, autrefois appelé « *formation diabases-radiolarites* ».

Une autre découverte majeure est le caractère biphasé de l'orogénèse, avec un événement tectonique important à la fin du Jurassique, induisant la surrection des « Paléodinarides » (Rampnoux, 1970 ; Aubouin *et al.*, 1970a). Sur ces Paléodinarides, la transgression est plus ou moins précoce. Fréquemment datée du Crétacé supérieur, ou de l'Aptien-Albien, en Bosnie centrale et en Serbie (Aubouin *et al.*, 1970a), elle peut débiter dès le Tithonique-Berriasien au nord de Sarajevo, où le conglomérat à matrice calcaire de Bijeliš, qui scelle le contact entre les ophiolites du Konjuh et leur substratum (Charvet, 1978), est daté de cet âge par des Calpionelles et une belle faune de Nérinées (Charvet et Termier, 1971). Une deuxième pulsion transgressive démarre au Barrémo-Aptien (Charvet, 1978). Latéralement, en Bosnie septentrionale, se développe une sorte de wild-flysch, la série de Maglaj (Blanchet *et al.*, 1970b), débutant aussi dès la limite Jurassique-Crétacé, et qui comporte des galets d'ophiolites, de calcaire et même de granite. La superposition de l'équivalent latéral de cette formation sur un conglomérat de type Bijeliš est visible au revers nord du massif ophiolitique du Konjuh, près de Banovici (Charvet, 1978) ; la série de Maglaj est donc l'équivalent le plus proximal de la base du flysch bosniaque. Avec le conglomérat de Bijeliš, pour la première fois, la mise en place fini-jurassique des ophiolites, considérée comme tectonique après 1970, est datée de façon directe en Yougoslavie, comme dans le Vardar de Macédoine grecque par Jacques Mercier (1966).

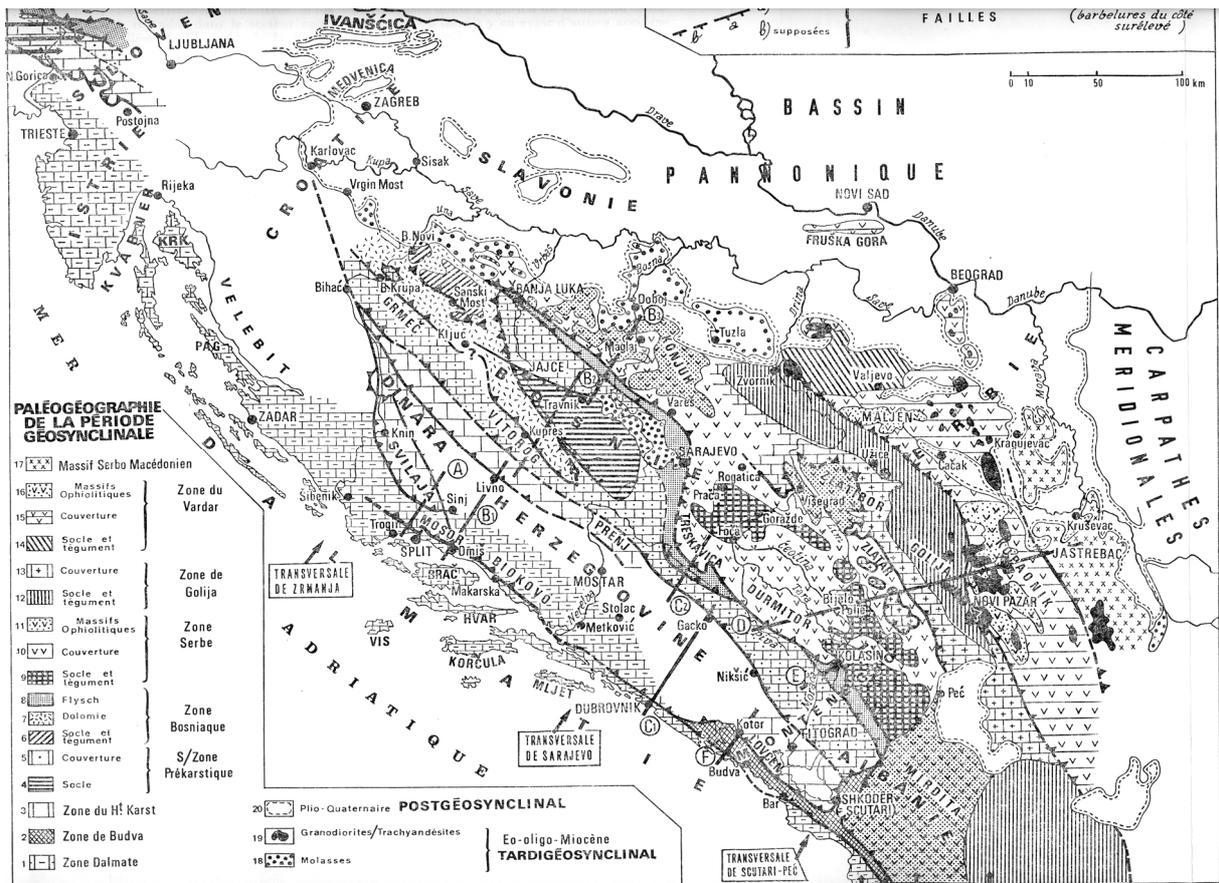


Fig. 12. Schéma structural des Dinarides d'après J. Aubouin *et al.* (1970a).

Du point de vue tectonique, de grands fronts de charriage sont reconnus et tracés sur un schéma structural nouveau (Aubouin *et al.*, 1970a) : fronts de la zone du Budva, du Haut

Karst, de la zone bosniaque, de la nappe serbe, de la zone de Golija, de la zone du Vardar. Ces charriages laissent voir l'autochtone relatif dans des fenêtres ; ainsi la sous-zone prékarstique apparaît sous la nappe bosniaque dans la fenêtre de Bosanska Krupa et la demi-fenêtre de Bosnie centrale (Fig. 12). Il s'agit là des nappes dinariques, résultat du serrage tectonique tertiaire, débutant en fait dès le Maastrichtien. Mais, en plus, se fait jour la possibilité d'avoir dans les zones internes des chevauchements « *paléodinariques* », dus à une tectonique éocrétacée. C'est d'abord évoqué par Jean-Paul Rampoux (1970) avec la « *nappe du Pešter* » et Jean-Paul Cadet (1976) avec la « *nappe du Semec* » ; il s'agit de klippes attribuées à la zone de Golija qui, selon des arguments hélas seulement indirects, se seraient mises en place au Crétacé inférieur. Jacques Charvet (1978) attribue le charriage des ophiolites et un léger métamorphisme de la sous-zone de Drinjača à une phase anté-berriasienne, grâce au conglomérat de type Bijelis. Il décrit par ailleurs des écailles de couverture dont l'âge de mise en place est, selon des arguments directs de discordance sur les structures, antérieur au Barrémien supérieur-Aptien inférieur, début de la seconde pulsion transgressive. Il envisage qu'une klippe de la nappe de Drinjača (klippe du Mednik) puisse être anté-berriasienne. Quoi qu'il en soit, une tectogenèse, sans doute elle-même biphasée, a eu lieu dans les zones internes, au passage Jurassique-Crétacé, avec le charriage ophiolitique et avant le Barrémo-Aptien avec mise en place d'écailles de couverture.

Ces études montrent donc que la chaîne dinarique s'est construite en deux épisodes majeurs : l'édification des Paléodinarides d'abord avec la mise en place ophiolitique à la fin du Jurassique, puis les charriages dinariques du Crétacé terminal au Miocène.

En parallèle avec ces travaux dans les Dinarides s. str., avec un léger décalage, de nouvelles recherches ont été entreprises en Grèce, formant une deuxième vague de recherches françaises coordonnées menant à des thèses de doctorat ès-sciences : Jacques Angelier (1979), Jean-Jacques Fleury (1980), Jean Bébien (1982), François Thiébault (1982), Jacky Ferrière (1982), Patrick De Wever (1982), Bernard Clément (1983), Pierre Vergely (1984), Michel Bonneau (1991). De plus, un certain nombre de thèses de troisième cycle ont été soutenues et ont donné lieu à diverses publications pendant cette période. J'insisterai sur les résultats qui me paraissent les plus importants pour la compréhension de la tectonique de la chaîne.

Concernant les zones externes, des précisions importantes sont apportées sur la stratigraphie des séries du Pinde et du Gavrovo. D'une part, le « *premier flysch du Pinde* » a pu être daté de l'Albien, voire du Barrémien, au Turonien ; il contient des éléments de roches vertes (Bonneau et Maillot *in* Aubouin *et al.*, 1970b). D'autre part l'utilisation, nouvelle à l'époque, des Radiolaires a permis de dater les formations holosiliceuses du Dogger-Malm et du Crétacé supérieur (Fleury, 1980 ; Thiébault *et al.*, 1981 ; Thiébault, 1982 ; De Wever, 1982). Enfin le flysch (« *deuxième flysch* ») s'installe dès le Maastrichtien-Paléocène et, particularité intéressante, les séries des unités internes sont plus pauvres en apports détritiques que les unités externes, que ce soit à la transversale du Parnasse ou plus au nord où il n'existe plus ; cela implique une alimentation axiale (Fleury *in* Aubouin *et al.*, 1970b ; Fleury, 1980). Deux points importants pour la reconstruction paléogéographique sont étayés.

Le premier est la présence, à la base de la série pindique, d'une série terrigène triasique rappelant le « *flysch* » anisien de la série de Budva, alternant avec des calcaires pélagiques en Grèce continentale, Péloponnèse et Crète (Bonneau et Terry *in* Aubouin *et al.*, 1970b) ; ce qui suppose une individualisation précoce du sillon pindique, dès le Trias inférieur. Le second est l'existence de séries de transition entre le Pinde et le Gavrovo d'une part (Dercourt et Fleury *in* Aubouin *et al.*, 1970b ; Thiébault *et al.*, 1981) et leur confirmation entre le Pinde et la partie externe du Parnasse (Thiébault *et al.*, 1981), comme l'avait déjà suggéré Paul Celet (1959).

La présence supposée d'un socle paléozoïque est confirmée à la base de la série du Gavrovo-Tripolitza en Péloponnèse (Thiébault, 1968, 1982).

Ces études sur le Pinde et le Gavrovo, en Grèce septentrionale et étendues au sud au Péloponnèse et à l'est en Crète, permettent en outre de préciser le schéma structural, la géométrie des écailles, la répartition des fenêtres de Gavrovo sous la nappe du Pinde et le calendrier tectonique (Tsoflias, 1968, 1972 ; Mania, 1971 ; Mansy, 1971 ; Thiébault, 1973, 1982 ; De Wever, 1976, 1977 ; Fleury *et al.*, 1978 ; Fleury, 1980 ; Thiébault *et al.*, 1981 ; Bonneau, 1991).

Des apports encore plus significatifs sont élaborés à propos des zones internes.

Poursuivant son étude de la région de l'Olympe, Ivan Godfriaux fait appel à Jean-Jacques Fleury, qui conduit par ailleurs une étude stratigraphique et micropaléontologique du Gavrovo et du Pinde en Grèce continentale et Péloponnèse septentrional, afin de déchiffrer en détail la série de l'Olympe. Le résultat est capital (Fleury et Godfriaux, 1974) : la série apparaissant en fenêtre n'appartient pas au Parnasse, comme initialement supposé, mais bel et bien à la zone du Gavrovo ! Cela a des conséquences très importantes sur l'ampleur du charriage du socle pélagonien, comme le résume dans un schéma simplifié Jean Aubouin (1973). Il faut envisager qu'est charrié, jusque sur le Gavrovo, un ensemble comprenant de bas en haut : Pinde, Parnasse et Pélagonien avec les ophiolites sur le dos (Fig. 10B). Cette attribution de l'unité inférieure de la fenêtre de l'Olympe à la zone du Gavrovo est maintenant généralement admise, même si des auteurs comme Pierre Vergely (1984) y voyaient encore la zone du Parnasse.

L'homologue du *flysch* bosniaque et du *flysch* du Gramos, contenant des Calpionelles dans la partie basale, est découvert en Béotie où il reçoit le nom de *flysch* béotien (Celet et Clément, 1971 ; Clément, 1983) et permet de définir la zone béotienne à l'est du Parnasse, en position semblable à la zone bosniaque à l'est du haut-fond du Haut-Karst (Celet *et al.*, 1976). Ce *flysch* remanie lui aussi des débris d'ophiolites.

Dans le secteur central du massif de l'Othrys, Jacky Ferrière (1972, 1974, 1982) décrit l'existence d'une fenêtre où plusieurs unités sont empilées sur la série pélagonienne. Au contraire des fenêtres de l'Olympe ou de l'Eubée méridionale-Attique, dues à des chevauchements tertiaires sur des zones externes, celle de l'Othrys est antérieure à la transgression du Crétacé supérieur. Elle résulte d'une tectonique éocrétacée, semblable à la

tectonique « *paléodinarique* » évoquée plus haut, témoin d'une phase qui sera baptisée « *éohellénique* » par Volker Jacobshagen *et al.* (1976). Jacky Ferrière confirme ainsi, en Grèce, les traces d'une vaste tectonique de couverture du Crétacé inférieur, qui est donc générale dans les Dinarides. De plus, les séries des unités allochtones, qui s'enracinent selon lui à l'est, montrent de bas en haut de la pile des séries du Trias-Jurassique aux faciès de plus en plus pélagiques, permettant de définir une nouvelle zone isopique : la zone maliaque (Ferrière, 1976) et suggérant la transition, avant l'obduction, de la plate-forme pélagonienne vers un océan maliaque oriental ; l'unité sommitale, aux affinités océaniques les plus marquées, est d'ailleurs porteuse des ophiolites. Cet ensemble, structuré une première fois, est repris dans le charriage tertiaire, avec le domaine pélagonien à la base, charriage dont témoigne, à l'est de l'Othrys, la fenêtre du Pélion où affleure une unité de schistes corrélable avec celle de l'Ossa (Ferrière, 1976). La situation paléogéographique de la zone maliaque à l'est du domaine pélagonien a été débattue, à propos de l'Othrys, notamment par Alan Smith et son école (Smith *et al.*, 1975). Cela rejoint le problème de l'origine orientale ou occidentale des ophiolites qui sera traité ci-après.

En Argolide, le massif du Trapezona, un temps considéré comme la possible continuation méridionale du Parnasse (Dercourt, 1964 ; Aubouin *et al.*, 1970b ; Mercier, 1973), se révèle appartenir aux zones internes, plus précisément au massif pélagonien (Vrielynck, 1982). Par ailleurs, on y voit, selon Bruno Vrielynck (1982) et Peter O. Baumgartner (1985), un charriage fini-jurassique à crétacé inférieur des ophiolites et d'unités sédimentaires ; en d'autres termes on y retrouve la tectonique éohellénique décrite en Othrys, précédant la reprise tertiaire.

Outre l'Othrys et l'Argolide, cette dualité tectogénétique, avec une première phase antérieure à la transgression crétacée, suivie d'une seconde phase post-crétacée responsable de la géométrie actuelle, s'observe aussi en Locride (Dégardin, 1972), à l'Olympe (Godfriaux et Pichon, 1980) et en Attique (Clément et Katsikatsos, 1982).

L'événement « *éohellénique* » semble lui-même biphasé. En Macédoine grecque, Pierre Vergely (1976, 1984) défend ainsi un chevauchement vers l'ouest suivi d'un rétrocharriage vers l'est des ophiolites au Jurassique supérieur-Crétacé inférieur.

Ainsi, au cours des années 1970, dans l'ensemble des Dinarides s. l., se généralise la reconnaissance de deux faits tectoniques majeurs : la présence des nappes internes et la division de l'évolution tectogénétique en deux principales étapes : une première étape « *paléodinarique* » ou « *éohellénique* » au Jurassique supérieur-Crétacé inférieur, limitée aux zones internes, et une seconde étape de charriages progressant d'est en ouest du Crétacé terminal au Miocène.

Outre ce progrès dans la connaissance de la géométrie, la décennie 1970 va voir l'apparition des premières interprétations géodynamiques en termes de tectonique des plaques, puisque cette théorie vient d'être énoncée.

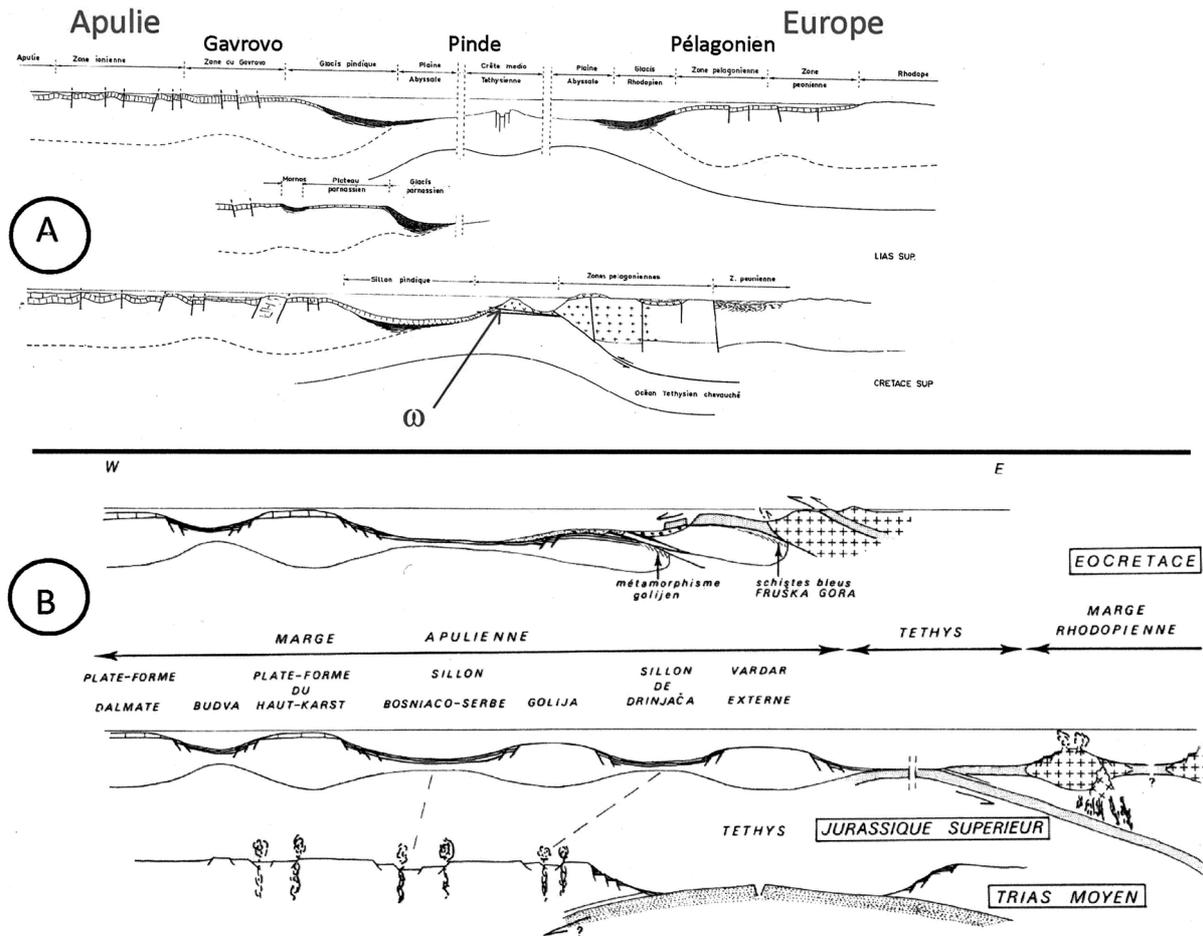


Fig. 13. Deux modèles géodynamiques, en termes de tectonique des plaques, des années 1970. A : Modèle d'évolution des Hellénides d'après J. Dercourt (1970). B : Modèle d'évolution des Dinarides d'après J. Charvet (1978).

Le précurseur est Jean Dercourt (1970) qui applique ce cadre théorique au cas des Hellénides et qui, du même coup, popularise la tectonique des plaques en France. Il interprète donc l'évolution tectonique en faisant appel à la résorption d'un domaine océanique téthysien qui, selon lui, est situé à l'ouest du domaine pélagonien et englobe le Pinde (Fig. 13A). Dans son schéma, la zone de Budva est un sphénochasma qui se termine paléogéographiquement entre Gavrovo et Alpes albanaises (Haut-Karst) ; le Parnasse est une ride ornant le glacis pindique occidental ; le massif pélagonien est une ride sur la marge rhodopienne. Les ophiolites se mettent en place d'est en ouest au Crétacé supérieur, écaillées à partir de cet océan sous la poussée du bloc pélagono-rhodopien. Curieusement, en dépit de la connaissance de leur existence, les ophiolites de Macédoine (Almopias, Péonias) n'incitent pas l'auteur à y voir un domaine océanique et l'évolution des zones orientales depuis la zone pélagonienne jusqu'au Rhodope est entièrement intracontinentale. Daniel Bernoulli et Hans Laubscher (1972), par contre, attribuent aux ophiolites une origine unique à partir d'un océan en position « vardarienne », avec un charriage sur le domaine pélagonien au Crétacé inférieur, interprétation à laquelle Jean Dercourt (1972) se rallie aussi. Une interprétation semblable, pour les ophiolites en position subpélagonienne, est proposée par Pierre Vergely (1976) et Jacques Mercier *et al.* (1975).

Pour les Dinarides s. str., l'interprétation en termes de tectonique des plaques est adoptée progressivement dans les thèses citées. Michel Rollet (1969) et Jean-Paul Rampoux (1970) en restent à l'acception ancienne des ophiolites autochtones. Pour ce dernier elles résultent de deux méga-coulées l'une dans la sous-zone du Zlatar de la zone serbe, l'autre dans la zone du Vardar-Kopaonik.

À partir de celle de René Blanchet (1973) toutes les thèses mentionnées proposent des modèles géodynamiques en termes de recherche des anciens domaines continentaux et océaniques et de la localisation des zones d'obduction et de subduction, avec des nuances et des évolutions des modèles au cours du temps et selon les auteurs. René Blanchet (1973) envisage une transition vers l'océan téthysien à partir de la zone bosniaque, qui serait au pied de la marge continentale passive apulienne, le domaine océanique commençant avec la zone serbe. À la même époque, Milorad D. et Mara N. Dimitrijević (1973) considèrent la zone de Golija comme un microcraton séparant deux espaces océaniques serbe et vardarien. Jean Chorowicz (1975) voit dans la zone de Budva une mer marginale. Jean-Paul Cadet (1976) penche pour un bouclage paléogéographique probable de cette zone vers le nord-ouest et ne croit pas en sa nature océanique. Sur un plan plus général, il présente deux options d'interprétation : l'une proposant une évolution d'une marge continentale apulienne de type atlantique (passive) allant jusqu'à la zone de Golija et passant à l'océan vardarien ; l'autre de type marge active avec au Malm supérieur une mer marginale serbo-bosniaque agrémentée d'une ride du Durmitor. Les ophiolites sont d'origine vardarienne, même si l'auteur hésite à affirmer une origine unique pour celles-ci. L'hypothèse de la possible marge active vient de l'existence d'un volcanisme en partie calco-alcalin au Trias moyen, interprété un temps comme pouvant révéler une subduction sous la marge apulienne (Bébién *et al.*, 1978). Jacques Charvet (1978) propose aussi deux options. L'une suppose un domaine continental apulien qui s'étend au-delà de la zone golijenne et de la sous-zone de Drinjača, allant jusqu'à une ride dite du « *Vardar externe* » à l'ouest du domaine océanique téthysien localisé dans la zone du Vardar (Fig. 13B). L'autre, imaginée afin d'expliquer la poursuite de la convergence sans conséquence tectonique visible entre la phase paléodinarique et les charriages tertiaires, envisage la possibilité d'un bassin océanique bosniaco-serbe en subduction sous les Paléodinarides entre l'Éocène et le Crétacé supérieur. Cet auteur s'interroge sur la phase de rifting du Trias moyen, qui s'est peut-être faite en contexte de marge apulienne active, compte tenu de la nature du magmatisme (Bébién *et al.*, 1978), mais cette subduction ne perdure pas au Jurassique. Les ophiolites, en tout cas, sont pour lui clairement d'origine unique et vardarienne, avec une obduction vers l'ouest de l'océan téthysien par ailleurs en subduction sous la marge rhodopienne active au Jurassique, présentant un bassin d'arrière-arc. De plus, il propose un peu plus tard (Charvet, 1980) une simplification de la paléogéographie de la zone serbe, en interprétant les unités pélagiques des sous-zones de la Četina et du Zlatar comme des écailles « *paléodinariques* » d'origine ultra-golijenne, analogues à celles de la sous-zone de Drinjača, charriées sur l'unité de plate-forme du type Golija-Durmitor au Crétacé inférieur. L'imbrication présenterait d'une reprise de l'édifice lors des charriages tertiaires, faisant ensuite apparaître en fenêtres des unités de plate-forme sous les unités pélagiques.

L'hypothèse d'une possible subduction vers l'ouest au Trias, sous la marge apulienne, a été discutée suite aux travaux précis de pétrologie et géochimie sur les volcanites du Trias moyen et l'utilisation de divers diagrammes discriminants. Pour Jakob Pamić (1984), Jakob Pamić *et al.* (1998) et Fabijan Trubelja *et al.* (2000), elles traduisent un rifting intracontinental ; celui-ci commencerait dès le Permien supérieur et irait jusqu'au Trias supérieur avec un paroxysme magmatique au Ladinien. Trubelja *et al.* (2004) les attribuent par contre de nouveau à un magmatisme de marge active de type andin. Toutefois, la majorité des auteurs admet qu'elles représentent un épisode de rifting de la plate-forme apulienne (ou adriatique) amenant à la différenciation des zones de bassin (Schmid *et al.*, 2008).

Dans les Hellénides, les modèles proposés sont assez semblables aux précédents. Parmi les auteurs français comme parmi les autres, ils diffèrent cependant quant au nombre d'espaces océaniques et donc de microcontinents intermédiaires supposés entre la marge continentale apulienne (africaine) et la marge européenne.

L'un des points de divergence est la nature du sillon du Pinde, considéré soit comme ayant un fond océanique (Thiébaud, 1982 ; Bonneau, 1982, 1984 ; Vergely, 1984 ; Papanikolaou, 1993), soit comme un bassin à lithosphère continentale amincie (Dercourt *et al.*, 1993, 2000 ; Stampfli *et al.*, 1998 ; Bortolotti *et al.*, 2003).

Complétant la plupart des travaux français sur les Dinaro-Hellénides, dévolus essentiellement à l'histoire mésozoïque à miocène, celui de Jacques Angelier (1975, 1979) est consacré à la néotectonique, donc à une période récente. Alliant les données sismiques et l'analyse cinématique des failles, il permet de reconstruire l'évolution de l'arc égéen et de la mer Égée depuis 13 Ma jusqu'à l'actuel, montrant l'importance de la combinaison de l'expansion d'arrière-arc et de l'extrusion vers l'ouest de la Turquie le long de la faille nord-anatolienne (Fig. 14).

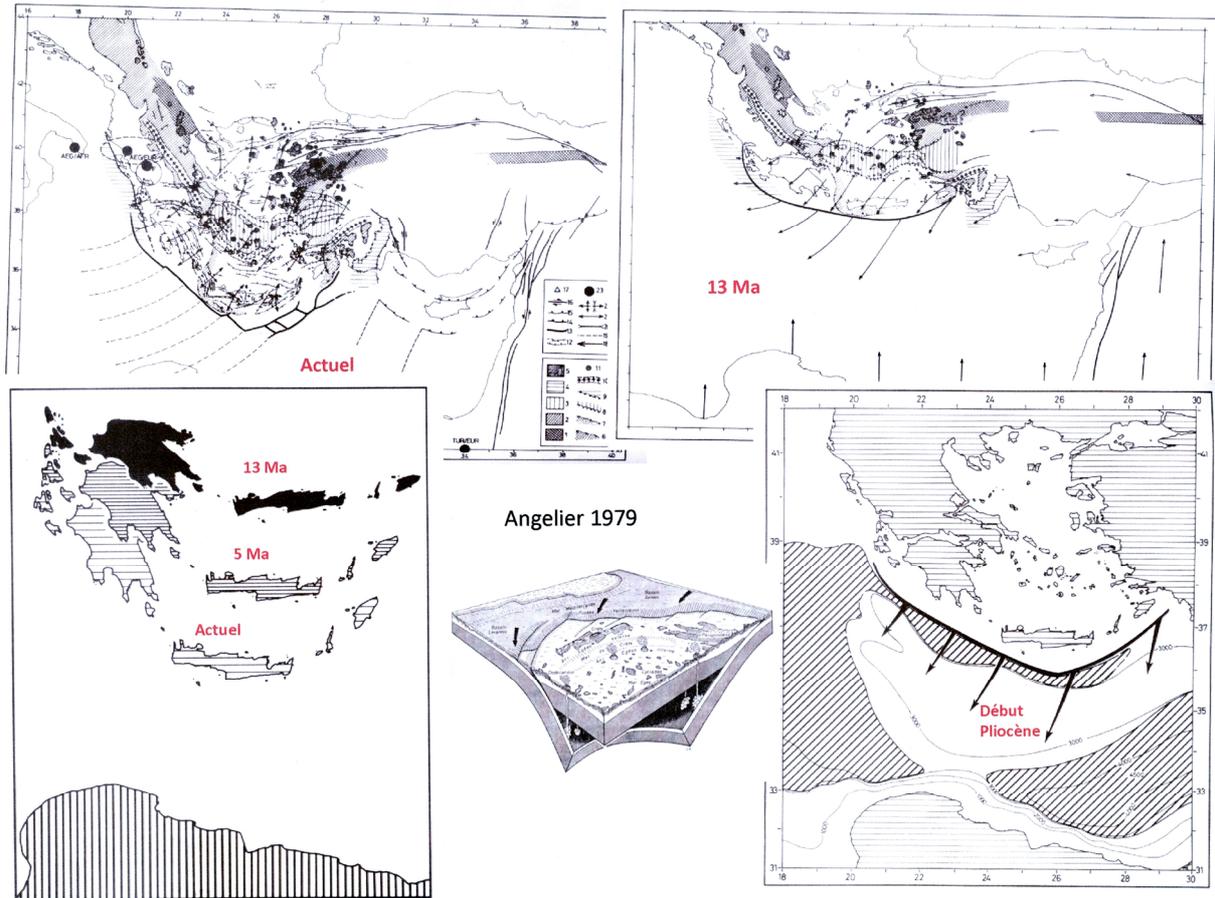


Fig. 14. Évolution néotectonique de l'arc égéen d'après J. Angelier (1979).

Métamorphisme des zones internes, « *Metamorphic core complexes* » et extension égéenne

Les travaux précédents ont surtout établi la géométrie des nappes et la genèse de celles-ci en régime de compression et raccourcissement, en établissant un calendrier principalement basé sur les données stratigraphiques. Deux apports complémentaires vont intervenir après la décennie 1970.

D'abord, à partir des années 1980, l'analyse de terrain couplée à une datation plus précise des unités métamorphiques, grâce à la généralisation des âges radiométriques, amène à la découverte de l'importance jusque-là sous-estimée des roches de haute pression-basse température d'âge tertiaire (Blake *et al.*, 1981 ; Bonneau et Kienast, 1982). Comportant des schistes bleus et des éclogites, elles constituent deux nappes principales : la nappe dite des « *phyllades et quartzites* » et celle des « *schistes bleus cycladiques* » (Fig. 15). Ces données conduisent à une corrélation mieux étayée des nappes métamorphiques avec les équivalents sédimentaires et, par voie de conséquence, à une meilleure détermination de la nature paléogéographique des fenêtres internes. Ainsi, Michel Bonneau (1984) propose une corrélation avec les équivalents peu ou pas métamorphiques : la nappe des phyllades et quartzites, sous celle de Gavrovo-Tripolitza et en contact tectonique avec elle, est néanmoins

constituée par le socle de cette dernière zone, qui est le plus souvent limitée à l’affleurement aux niveaux de plate-forme du Trias à l’Éocène et au flysch ; la nappe des schistes bleus cycladiques est assimilée au Pinde. Cette proposition reste valide et est largement acceptée (voir synthèse *in* Jolivet *et al.*, 2013). Cela permet, en dehors des Cyclades, d’attribuer à un domaine pindique métamorphisé par subduction l’unité d’Ambelakia des fenêtres de l’Olympe et de l’Ossa, ainsi que les schistes bleus du Pélion (par ex. Jolivet et Brun, 2010 ; Jolivet *et al.*, 2013), alors que la nature paléogéographique de ces affleurements était incertaine dans les années 1970 (par ex. Ferrière, 1976). En Péloponnèse et Crète, la nappe des phyllades et quartzites et même celle de la zone ionienne, tout au moins en Crète, où elle porte le nom de nappe d’Ida (Bonneau, 1984 ; Jolivet *et al.*, 1996), ont subi un métamorphisme HP/BT à l’Oligocène supérieur-Miocène inférieur (Seidel *et al.*, 1982 ; Thiébault et Triboulet, 1983 ; Papanikolaou et Skarpelis, 1987 ; Theye *et al.*, 1992 ; Trotet *et al.*, 2006 ; Jolivet *et al.*, 2010). En Péloponnèse, l’absence de paragenèses de haute pression au sommet de la nappe ionienne, qui ne semble pas avoir été entraînée au-delà de 20-25 km de profondeur (Blumör *et al.*, 1994), suggère que le raccourcissement global a été moins fort au niveau du Péloponnèse qu’à celui de la Crète (Jolivet *et al.*, 2010). Notons toutefois qu’en Péloponnèse méridional une partie du massif du Taygète est maintenant attribuée à la zone ionienne, qui apparaît ainsi en fenêtre sous la nappe des Phyllades et Quartzites et celle du Gavrovo-Tripolitza (Deckert *et al.*, 1999).

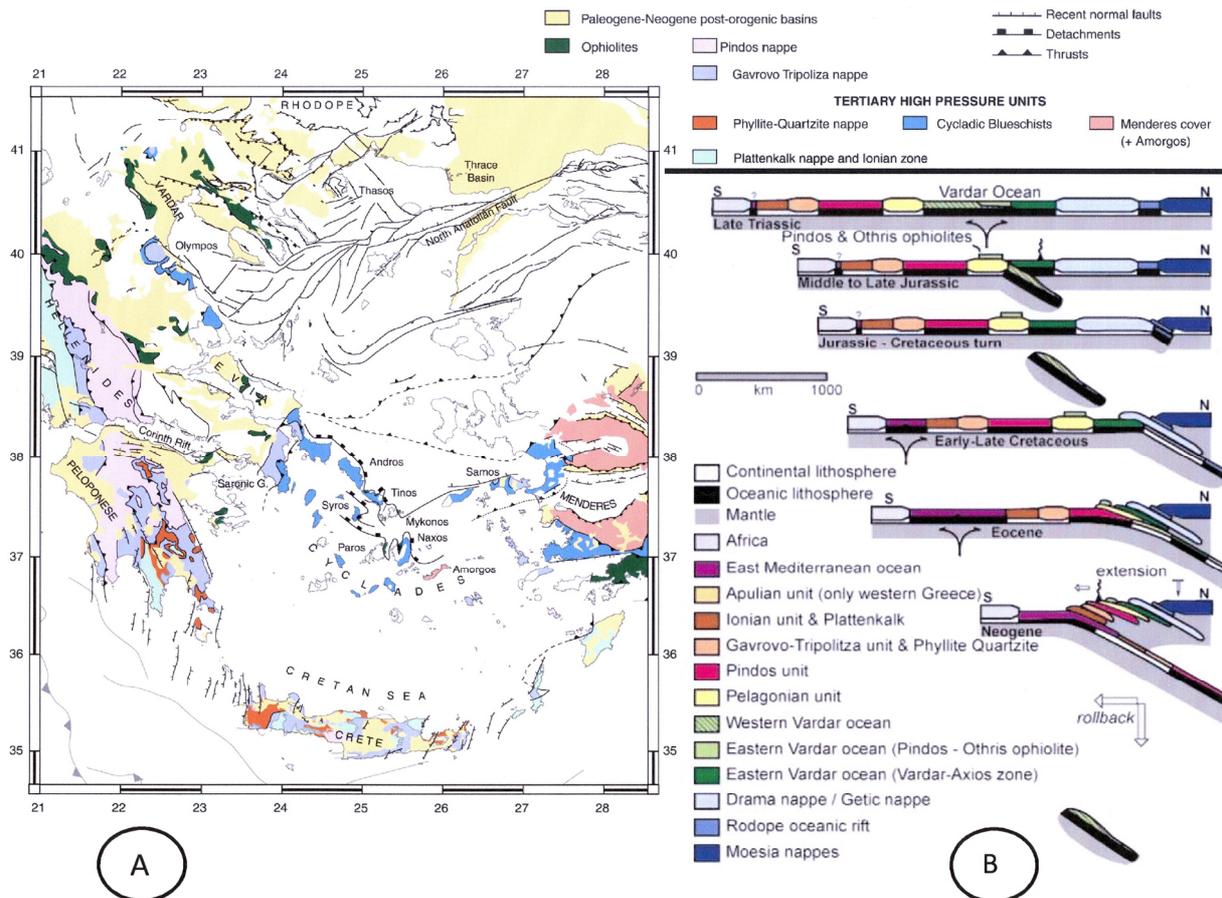


Fig. 15. A : Schéma structural du domaine égéen, d’après L. Jolivet *et al.* (2010a). B : Évolution géodynamique, en coupe, des Hellénides du Trias supérieur au Néogène, d’après D.J.J. Van Hinsbergen *et al.* (2005a).

Par ailleurs, depuis la moitié des années 1980, un autre aspect de la géologie des Hellénides a attiré l'attention des chercheurs, notamment français. Il s'agit de l'extension et de l'exhumation post-nappes des roches métamorphiques, en particulier dans les Cyclades, avec des failles de détachement et des dômes gneissiques.

S'agissant de l'exhumation par le biais de dômes métamorphiques, l'article fondateur est celui de Gordon Stuart Lister *et al.* (1984), à propos de l'île de Naxos et plus accessoirement de celle de Ios. Il suggère que ces îles sont des « *metamorphic core complexes* » nés sous une zone de cisaillement ductile à faible pendage, raccordée à des failles normales en surface, qui a fonctionné depuis environ 25 Ma. Le métamorphisme contemporain de haute température se superpose au métamorphisme de haute pression-basse température, daté de l'Éocène, des nappes de schistes bleus. Ce mécanisme est responsable de l'exhumation de ces roches de haute pression et pourrait expliquer l'exhumation des roches de haute pression-basse température également en Crète. Il a été montré depuis que la région égéenne a été soumise à un régime d'extension depuis la limite Éocène-Oligocène, soit environ 35 Ma (Jolivet et Facenna, 2000 ; Jolivet et Brun, 2010 ; Jolivet *et al.*, 2013). Une série de « *metamorphic core complexes* » d'âge oligo-miocène a ensuite été décrite dans les Cyclades et le secteur nord-égéen, jusqu'au Rhodope (par ex., Avigad et Garfunkel, 1989, 1991; Brun et Sokoutis, 2007; Gautier et Brun, 1994; Gautier *et al.*, 1993 ; Jolivet *et al.*, 1994; Sokoutis *et al.*, 1993).

Dans les Dinarides de Serbie méridionale, un scénario similaire est proposé par S. Schefer *et al.* (2011), avec le début de l'exhumation dans un contexte d'extension aboutissant à la formation de « *metamorphic core complex* » contemporain de l'emplacement de granites de type S au Miocène.

Cette nouvelle précision atteinte pour la détermination des événements métamorphiques de haute ou basse pression et de l'âge des déformations dans une nappe donnée, jointe à la reconnaissance des processus d'exhumation, amène à un concept nouveau : la contemporanéité, sur une même transversale, de la compression dans un domaine externe et de l'exhumation, voire l'extension, dans un domaine plus interne, en liaison avec la dynamique profonde, comme le retrait de la plaque plongeante ou le flux asthénosphérique (Jolivet et Brun, 2010 ; Jolivet *et al.*, 2013). A cet égard, le domaine égéen est devenu un véritable laboratoire naturel pour l'étude de la rhéologie de la lithosphère continentale, grâce à la confrontation possible d'une bonne connaissance de surface de l'évolution à l'échelle crustale avec les données de la géophysique et de la géodésie.

De plus, les progrès de la géophysique donnent accès aux résultats de la tomographie sismique qui, offrant en particulier des images de reliques de plaques plongeantes issues de subductions passées, permettent de contrôler le nombre de ces subductions et d'estimer la durée d'une subduction donnée.

Les dernières synthèses publiées et les modèles les plus récemment proposés font en général usage de ces différentes approches.

État de l'art actuel : synthèses récentes sur l'évolution géodynamique des Dinaro-Hellénides

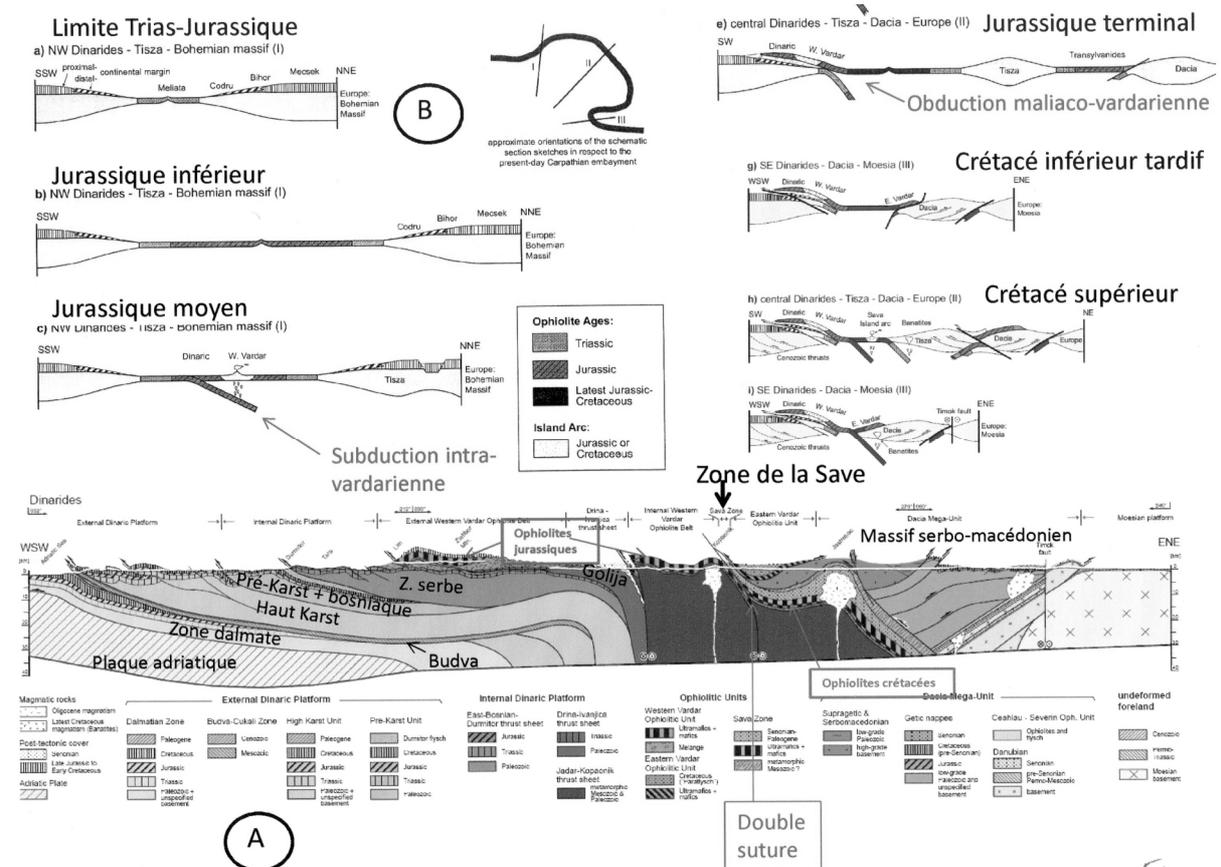


Fig. 16. Coupe synthétique des Dinarides et modèle d'évolution géodynamique d'après S.M. Schmid *et al.* (2008). A : Coupe synthétique modifiée montrant les équivalences avec la nomenclature française des zones ; noter la double suture au niveau de la « zone de la Save ». B : Modèle géodynamique, modifié.

Parmi les travaux récents sur les Dinarides s. st., l'un des plus aboutis est celui mené par le groupe de Stefan M. Schmid (Schmid *et al.*, 2008 ; Ustazewski *et al.*, 2009). Du point de vue de l'édifice tectonique, il montre un empilement de nappes largement allochtones, charriées vers l'ouest (Fig. 16A). Si une nomenclature en partie nouvelle est proposée, le parallélisme avec celle utilisée par les auteurs français est facile à établir. Il faut noter que l'unité du Kopaonik est rangée du côté externe par rapport à la suture vardarienne ; elle constitue donc la partie la plus interne de la plaque continentale apulienne ou adriatique. La zone de Budva (= Pinde) s'enracine très loin vers l'est, ce qui élimine l'hypothèse de sa terminaison paléogéographique vers le nord-ouest. Cela rejoint la conception de Vlasta Tari (2002) qui représente la zone de Budva-Pinde en tunnel sous la nappe du Haut Karst au niveau de l'Herzégovine. La construction biphasée de l'édifice s'explique par l'existence et la subduction de deux domaines océaniques, menant à deux épisodes d'obduction. Il y a en effet deux catégories d'ophiolites obductées vers l'ouest. La première concerne les ophiolites jurassiques, obductées, comme montré par les auteurs précédents, à la transition Jurassique-Crétacé. Ce sont les ophiolites « ouest-varhariennes », toutes d'origine orientale, enracinées à l'est du Kopaonik dans le Vardar externe. Au Crétacé inférieur un peu plus tardif, les

ophiolites « *est-vardariennes* » ont été obductées vers l'est (Fig. 16B). La seconde catégorie est faite d'ophiolites crétacées obductées après un deuxième épisode de subduction de l'espace océanique, restant à peu près dans la même position entre domaine pélagonien et massif serbo-macédonien. Cet océan caractérise une zone de la Save, avec un arc insulaire crétacé supérieur. Il y a donc deux sutures localisées presque au même endroit, comme cela se voit dans la montagne de Kozara (Ustazewski *et al.*, 2009). On y trouve en effet la suture paléodinarique avec le charriage des ophiolites jurassiques et, environ 5 km plus au nord, le charriage crétacé terminal d'ophiolites à couverture de calcaires pélagiques du Crétacé supérieur. Ainsi se trouve résolu le problème de la période de quiescence tectonique apparente entre la phase paléodinarique et les charriages dinariques. La convergence entre plaques adriatique (apulienne) et européenne (rhodopienne) a été accommodée par la subduction d'un océan qui persistait dans l'espace vardarien après l'obduction jurassique. Il n'y a donc pas besoin, pour expliquer cet intervalle sans effet tectonique majeur, de chercher plus à l'ouest un autre espace océanique dont la disparition par subduction au Crétacé aurait permis le maintien de la convergence sans collision. Cette interprétation est aussi partagée par Tvrtko Korbar (2009) et S. Schefer *et al.* (2011).

En ce qui concerne les Hellénides, si tous les auteurs sont à peu près d'accord sur la tectonique tertiaire et la géométrie de l'empilement des nappes vers l'ouest, plusieurs modèles récemment proposés divergent en ce qui concerne le nombre de domaines océaniques, le nombre de zones de subduction et sur l'origine et la mise en place des ophiolites. Ce dernier point fera l'objet d'un paragraphe spécial ci-après. Concernant le nombre de domaines océaniques, Dimitrios Papanikolaou (1997, 2013) en compte trois dans les Hellénides au sens strict : ceux du Pinde, du Vardar et de Lesbos-Circum Rhodope à l'est du Païkon. A. Robertson *et al.* (2013) en distinguent deux : le Pinde et le Vardar ; au Jurassique supérieur, à l'est de l'océan vardarien, derrière l'arc du Païkon, s'individualise le bassin d'arrière-arc de Guevgueli. Cette conception rejoint celle de J. Ferrière *et al.* (2012) qui admettent la possibilité d'un océan pindique en plus de l'océan maliaque localisé entre la ride pélagonienne et le massif serbo-macédonien ; ce dernier entre en subduction au Jurassique moyen pour donner l'arc du Païkon qui se sépare de la marge serbo-macédonienne par l'ouverture du bassin arrière-arc de Guevgueli bordé à l'est par l'unité de Péonias. A. Kiliass *et al.* (2010a, b) au contraire ne voient qu'un seul domaine océanique vardarien, sans autre bassin à l'ouest du domaine pélagonien.

Parmi les modèles géodynamiques, la plupart proposent des subductions successives migrant vers l'extérieur au cours du temps (Bonneau, 1982 ; Bonneau et Kienast, 1982 ; Papanikolaou, 1989, 2013), affectant l'un après l'autre, de l'intérieur vers l'extérieur, les divers espaces océaniques invoqués. Ainsi, quand un espace océanique est clos, amenant une collision entre un microcontinent et la marge interne, l'espace océanique immédiatement plus externe entre en subduction. Par exemple, pour Dimitrios Papanikolaou (2013) la fermeture vardarienne au Crétacé inférieur induit l'entrée en subduction de l'océan pindique et la fermeture de celui-ci à l'Oligocène amène à la subduction hellénique encore actuelle sous l'arc égéen.

Cette vision est battue en brèche par les modèles de tomographie sismique, qui montrent une plaque plongeante hellénique plus grande que prévu, autour de 1500 km, impliquant une longue histoire de subduction selon une plaque unique (Spakman *et al.*, 1988, 1993 ; Bijwaard *et al.*, 1998). Dès lors, après l'orogénèse éohellénique, on envisage l'entrée en subduction successive et l'accrétion sélective des parties supérieures de toutes les unités paléogéographiques depuis le Pélagonien jusqu'à la plate-forme apulienne entre le Crétacé et le Néogène, entraînées par un mécanisme de subduction continue avec une seule zone de subduction (Fig. 15B) qui opère un retrait progressif de la fosse (Wortel et Spakman, 1992, 2000 ; Jolivet *et al.*, 2003 ; van Hinsbergen *et al.*, 2005a ; Brun et Facenna, 2008 ; Jolivet et Brun, 2010 ; Ring *et al.*, 2010).

La tomographie sismique montre un panneau plongeant vers l'est qui correspondrait à au moins 900 km de lithosphère continentale subduite et 2400 km de subduction totale depuis le Crétacé inférieur (van Hinsbergen *et al.*, 2005a).

Des précisions complémentaires sont pertinentes pour enrichir d'une part le dossier de l'orogénèse paléodinarique-éohellénique, d'autre part, sur les effets de l'extension égéenne en termes de rotations.

Lors de l'orogénèse paléodinarique-éohellénique, au sein du domaine vardarien-maliaque au sens large, le scénario semble être un peu plus complexe dans le détail.

En effet, la partie occidentale (océan maliaque ou zone d'Almopias ou Vardar occidental) a été obductée vers l'ouest au Jurassique moyen à supérieur (par ex. Schmid *et al.*, 2008 ; Ferrière *et al.*, 2012 ; Robertson *et al.*, 2013). Par contre, les ophiolites dérivées du domaine océanique situé à l'est de l'arc du Païkon : ophiolites de Guevgueli-Peonias (Mercier, 1966, 1973) interprétées comme issues d'un bassin d'arrière-arc (Mercier *et al.*, 1975 ; Bébien *et al.*, 1987, 1994 ; Mussalam, 1991 ; Stais et Ferrière, 1991 ; Brown et Robertson, 1994 ; Ferrière et Stais, 1995 ; Sacconi *et al.*, 2008), ont été obductées également au Jurassique supérieur (Kimméridgien) mais vers l'est, sur les séries de Péonias qui appartiendraient à la marge orientale, d'obédience européenne, de l'océan maliaque (Ferrière et Stais, 1995 ; Ferrière *et al.*, 2012). Cette obduction vers l'est des ophiolites est-wardariennes est aussi défendue par S. Schmid *et al.* (2008) mais au Crétacé inférieur tardif, ce qui est en contradiction avec les données de Grèce où cette obduction d'ophiolites oxfordiennes (Danelian *et al.*, 1996) est cachetée par des dépôts du Kimméridgien supérieur-Tithonique (Mercier, 1973 ; Stais et Ferrière, 1994). Il y aurait donc une double obduction : une obduction principale de l'océan maliaque à vergence ouest, une obduction subordonnée du bassin d'arrière-arc de Guevgueli à vergence est.

Un autre point, plus de détail, concerne cette obduction principale et l'évolution du domaine maliaque au Jurassique ; il pourrait en effet y avoir eu deux subductions à pendage est successives : une première intra-océanique avec un panneau plongeant sous ce qui forme maintenant les ophiolites du Vourinos, accompagnée de création de lithosphère océanique d'arrière-arc, au Jurassique moyen ; une seconde, après le début de l'obduction vers l'ouest des unités occidentales, à l'Oxfordien, plus à l'est sous l'arc du Païkon qui serait,

lui, de nature continentale (Ferrière *et al.*, 2012). Une double subduction, un peu similaire, est envisagée au Jurassique supérieur par A. Robertson *et al.* (2013). Sur un plan général, une telle subduction intra-océanique amenant l'obduction vers l'ouest des unités ophiolitiques occidentales est étayée par l'âge identique, aux marges d'erreurs près, de la croûte océanique des ophiolites et des amphibolites de la semelle métamorphique (Shenker, 2013). Ce fait, ajouté à la haute température (jusqu'à 820° à 4-10 kbar) nécessaire pour former les amphibolites (Dimo-Lahitte *et al.*, 2001 ; Operta *et al.*, 2003), suggère une rupture près de la ride et l'obduction d'une lithosphère océanique jeune. En effet, l'âge de la semelle métamorphique se situe entre 160 et 174 Ma (Jurassique moyen) d'après les datations Ar/Ar des amphiboles (Spray et Roddick, 1980 ; Dimo-Lahitte *et al.*, 2001) ; les datations U/Pb de gabbros et plagiogranites des ophiolites du Pinde, du Vourinos et de Crète donnent des âges de 168 à 173 Ma (Liaty *et al.*, 2004) et les radiolarites ont été datées de l'Aalénien au Bathonien inférieur (Chiari *et al.*, 2003, 2012), soit 165-175 Ma.

Un aspect intéressant, à mes yeux, de l'hypothèse de ces deux subductions successives est de permettre d'expliquer la présence de deux phases de déformation paléodiniarques-éohelléniques. Une première phase serait liée à l'obduction induite par la subduction intra-océanique, atteignant le domaine pélagonien avant le Jurassique terminal. Une deuxième phase pourrait correspondre, suite à la deuxième subduction, à la collision de l'arc du Païkon avec ce domaine plus externe. Cette collision serait responsable des chevauchements intervenus après le Barrémien et avant la série carbonatée du Cénomani-Maastrichtien à la limite Pélagonien-Vardar (Shenker, 2013). On pourrait trouver dans un tel scénario l'explication des deux transgressions décrites jusqu'en Bosnie (Charvet, 1978, 1980) : l'une au Tithonique-Berriasien, l'autre à partir du Barrémo-Aptien.

Il reste toutefois à éclaircir, dans ce scénario, la genèse de l'océan du Crétacé en position est-varharienne (Schmid *et al.*, 2008) et la signification exacte et la genèse des ophiolites dites de Mavrolakkos-Kranies (Ferrière *et al.*, 2012) ou de Meglenitsa (Sharp et Robertson, 2006) qui représentent aussi une croûte océanique plus jeune que l'obduction initiale, formée après celle-ci dans le domaine vardarien (Ferrière *et al.*, 2012).

Concernant l'extension égéenne, elle a débuté depuis l'Oligocène (par ex. Jolivet *et al.*, 2013) et a produit des « *metamorphic core complexes* » sous de grandes failles de détachement, comme énoncé plus haut, et des bassins extensifs d'âge miocène-pléistocène dans le domaine égéen central et méridional (par ex. Angelier, 1981 ; Gautier *et al.*, 1999). Cette extension a été accompagnée en outre par des rotations à diverses échelles : locale et régionale. De telles rotations ont été documentées par des travaux de paléomagnétisme depuis les années 1980. Entre autres résultats, C. Kissel et C. Laj (1988), F. Speranza *et al.* (1995), C. Kissel *et al.* (2003) suggèrent une rotation horaire des Hellénides de Grèce occidentale et d'Albanie d'environ 50°, répartie en deux épisodes d'à peu près 25° chacun, l'un au Miocène moyen à supérieur, l'autre au Plio-Pléistocène. Une reprise de ces travaux et l'acquisition de données nouvelles (van Hinsbergen *et al.*, 2005b) conduisent à modifier ce schéma. Un domaine allant de l'Albanie septentrionale au Péloponnèse et de l'île de Corfou à celle d'Eubée a subi une rotation horaire totale d'environ 50° dont : 40° entre le Miocène moyen

(15-13 Ma) et le Miocène supérieur (8 Ma), puis 10° après 4 Ma. La Chalcidique et les îles de Limnos et Skyros ont subi une rotation moindre de $30-40^\circ$ (Fig. 17). Ces rotations ont été ça et là modifiées par des phénomènes tectoniques locaux. Ces rotations ont été compensées par le jeu de l'accident de Scutari-Pec, identifié comme la limite nord des rotations par C. Kissel *et al.* (1995), par le chevauchement ionien sur une plate-forme apulienne ayant subi une rotation nulle ou faible (25° au maximum) et enfin par la zone de subduction hellénique. La déformation additionnelle plio-pléistocène est dominée par des rotations liées à des décrochements : rotation anti-horaire de la Crète liée au jeu senestre le long des fosses de Pline et Strabo, rotation horaire des îles ioniennes et Acarnanie occidentale liée à la faille dextre de Céphalonie. La rotation précoce de la Grèce occidentale a été contemporaine du jeu des failles de détachement des Cyclades et du Rhodope ; cette extension a sans doute accommodé pour partie la rotation différentielle entre la Grèce nord-orientale et la Grèce occidentale (van Hinsbergen *et al.*, 2005b).

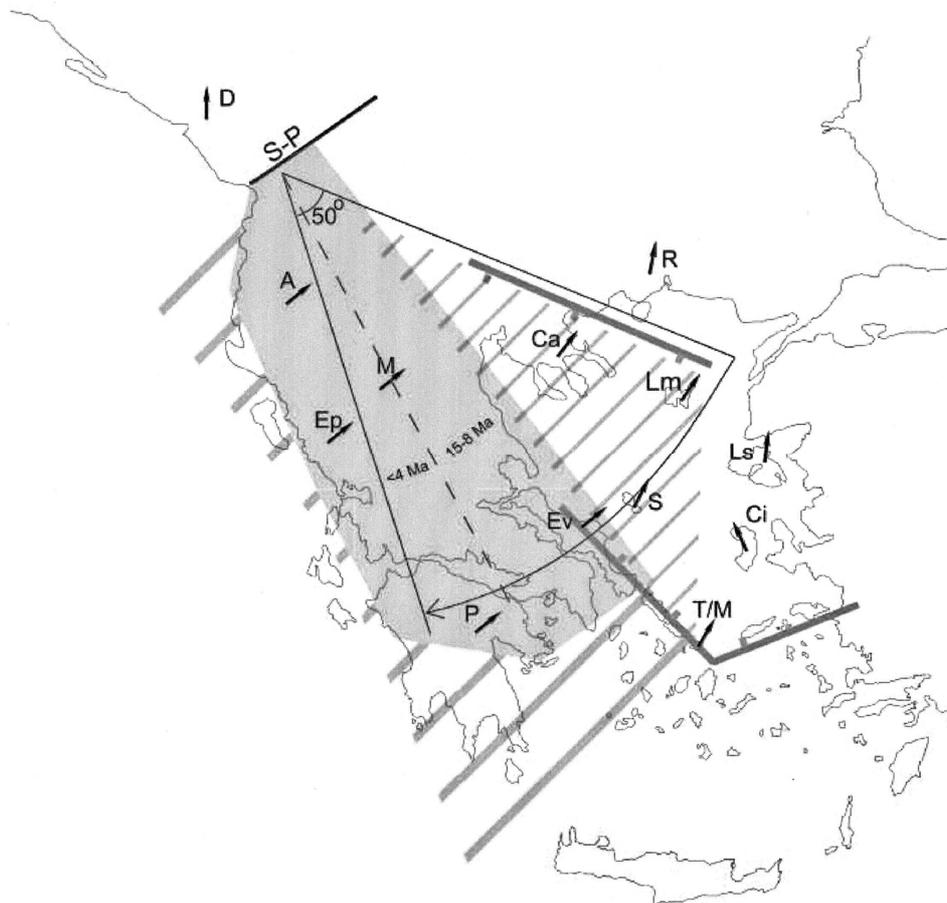


Fig. 17. Carte schématique montrant le domaine égéen occidental ayant subi une rotation horaire depuis le Miocène moyen, d'après D.J.J. Van Hinsbergen *et al.* (2005b). La partie ombrée a tourné de 50° dans le sens horaire. La partie finement hachurée a subi une rotation post-Oligocène plus faible de $30-40^\circ$. La partie à hachures larges, dépourvue de sédiments du Miocène moyen, est supposée avoir eu aussi une rotation horaire de 50° . A : Albanides ; Ca : Chalcidique ; Ci : Chios ; D : Dinarides ; Ep : Épire ; Ev : Eubée ; Lm : Limnos ; Ls : Lesbos ; M : bassin méso-hellénique ; P : Péloponnèse ; R : Rhodope ; S : Skyros ; S-P : transversale de Scutari-Pec ; T/M : Tinos-Mykonos.

Si l'extension égéenne a débuté entre 20 et 30 Ma, soit plus tôt que prévu par les travaux de Jacques Angelier (1979), elle ne semble pas avoir occasionné de rotation avant 15 Ma.

Une question encore débattue : l'obduction ophiolitique

La période allant des années 1960 à 1980 a vu émerger une compréhension générale de la chaîne dinaro-hellénique en ce qui concerne sa structure et le calendrier tectonique, notamment l'aspect polyphasé. Cette interprétation a rencontré un agrément quasi général, même si les modèles géodynamiques interprétatifs, en termes de tectonique des plaques, ont évolué depuis.

Depuis le milieu des années 1980, une nouvelle approche s'est ajoutée au dossier, relative à l'exhumation des roches de haute pression, à la relation spatio-temporelle entre compression, exhumation et extension post-nappe. La bonne connaissance de détail des structures fait de cette chaîne un laboratoire pour l'étude du comportement rhéologique de la lithosphère continentale.

Pourtant, en dépit des nombreuses études réalisées, il reste un point de désaccord important entre auteurs à propos des reconstitutions en termes de tectonique des plaques : l'origine des ophiolites et la répartition des bassins océaniques. Il s'agit ici des nappes ophiolitiques principales, connues dans le Vardar, sur le Pélagonien et jusque sur le Pinde, et non du cas particulier des ophiolites orientales, d'arrière-arc, de Guevgueli. Il serait trop long de faire une étude exhaustive de tous les nombreux avis émis et de citer tous les travaux ; je renvoie pour cela le lecteur à deux synthèses récentes : celle d'Alastair Robertson (2012) et surtout celle de J. Ferrière *et al.* (2012). On peut résumer ainsi la problématique, bien exposée dans ces synthèses : les ophiolites peuvent provenir d'un bassin sud-ouest, situé initialement à l'ouest du domaine pélagonien, et alors assimilé habituellement par les auteurs à celui du Pinde, d'un bassin nord-est (Maliaque-Vardar), ou des deux. En parallèle, on peut avoir eu une convergence accommodée avant obduction(s) par une subduction vers l'ouest, vers l'est, ou les deux.

Pour les auteurs français, à part quelques interprétations précoces (Dercourt, 1970 ; Ferrière, 1972, 1974), l'hypothèse préférée a très vite été, en accord avec le point de vue de Daniel Bernoulli et Hans Laubscher (1972), celle d'une origine orientale, vardarienne au sens large, des ophiolites et d'une subduction vers l'est (p. ex. Dercourt, 1972 ; Charvet, 1978 ; Beck, 1980 ; Ferrière, 1982). D'autres auteurs, notamment suisses ou italiens, confirment cette idée (p. ex. Baumgartner, 1985 ; Bortolotti *et al.*, 2004, 2005).

Les auteurs anglo-saxons ont, au contraire, souvent défendu et défendent encore, notamment en Grèce et en Albanie, une origine occidentale et un charriage vers l'est des ophiolites affleurant à l'ouest du domaine pélagonien, en position sub-pélagonienne (p. ex. Smith et Rassios, 2003 ; Sharp et Robertson, 2006 ; Dilek, 2010 ; Robertson, 2012). Le débat est toujours d'actualité (cf. Ferrière *et al.*, 2012 ; Robertson, 2012).

La solution d'une origine unique venant de l'océan du Pinde (Robertson, 2012), basée notamment sur certains arguments structuraux, semble difficile voire déraisonnable. Outre la dominance des arguments structuraux éayant un sens de cisaillement vers l'ouest lors de l'obduction (Schenker, 2013), l'existence largement admise, dans la zone du Vardar, d'un arc insulaire du Païkon et d'un bassin d'arrière-arc de Guevgueli-Péonias actifs au Jurassique et affectés par la tectonique précoce, plaide fortement en faveur de l'existence et de la fermeture, au moins partielle, d'un océan oriental vardarien par une subduction vers l'est et une obduction jurassique vers l'ouest sur le domaine pélagonien (Schmid *et al.*, 2008 ; Ferrière *et al.*, 2012 ; Schenker, 2013).

Une origine double a été proposée d'abord par Pierre Vergely (1976, 1984), puis reprise dans certains articles (Mountrakis, 1987 ; Beccaluva *et al.*, 2005 ; Robertson, 2006 ; Sacconi *et al.*, 2008b ; Robertson *et al.*, 2013). En effet, une origine occidentale pourrait être envisagée pour les ophiolites affleurant entre nappe du Pinde et domaine pélagonien ; une telle dualité entre une bande ouest et une bande est a été souvent défendue, basée notamment sur des arguments de différences pétrographiques et géochimiques (cf. discussion *in* Sacconi *et al.*, 2011 et Robertson, 2012). Mais d'une part, la variabilité des roches est la même à l'intérieur d'une même bande (ouest ou est) qu'entre les ophiolites affleurant à l'ouest ou à l'est sur une même transversale (Sacconi *et al.*, 2011). D'autre part, comme le montrent très bien J. Ferrière *et al.* (2012), une origine occidentale serait à chercher dans un bassin maliaque situé paléogéographiquement à l'ouest de la ride pélagonienne, mais en aucun cas dans un bassin océanique Pinde-Mirdita. En effet on ne trouve pas, dans la série du Pinde, de traces convaincantes d'un événement majeur à la fin du Jurassique, qui aurait été synchrone de la mise en place des ophiolites, ni de traces d'obduction sur les unités situées paléogéographiquement en bordure orientale du Pinde comme le Parnasse (Ferrière *et al.*, 2012). Un océan, pour être à l'origine d'une obduction vers l'est sur le domaine pélagonien, devait donc se situer au dos du Parnasse ou équivalent.

Il n'y a, au sud-ouest du domaine pélagonien, aucune trace de magmatisme d'arc. D'ailleurs la tomographie sismique, si elle montre bien une relique de panneau plongeant à pendage est à partir du domaine vardarien, ne montre aucun reste de subduction à pendage ouest (Wortel et Sparkman, 2000) sous les zones externes.

L'existence même de l'océan pindique est d'ailleurs discutée, le Pinde n'étant pour certains qu'un rift intracontinental (Dercourt *et al.*, 1993, 2000 ; Stampfli *et al.*, 1998).

Selon la solution choisie, les modèles de reconstruction diffèrent (Fig. 18). Des données complémentaires sont encore nécessaires pour choisir définitivement entre les modèles.

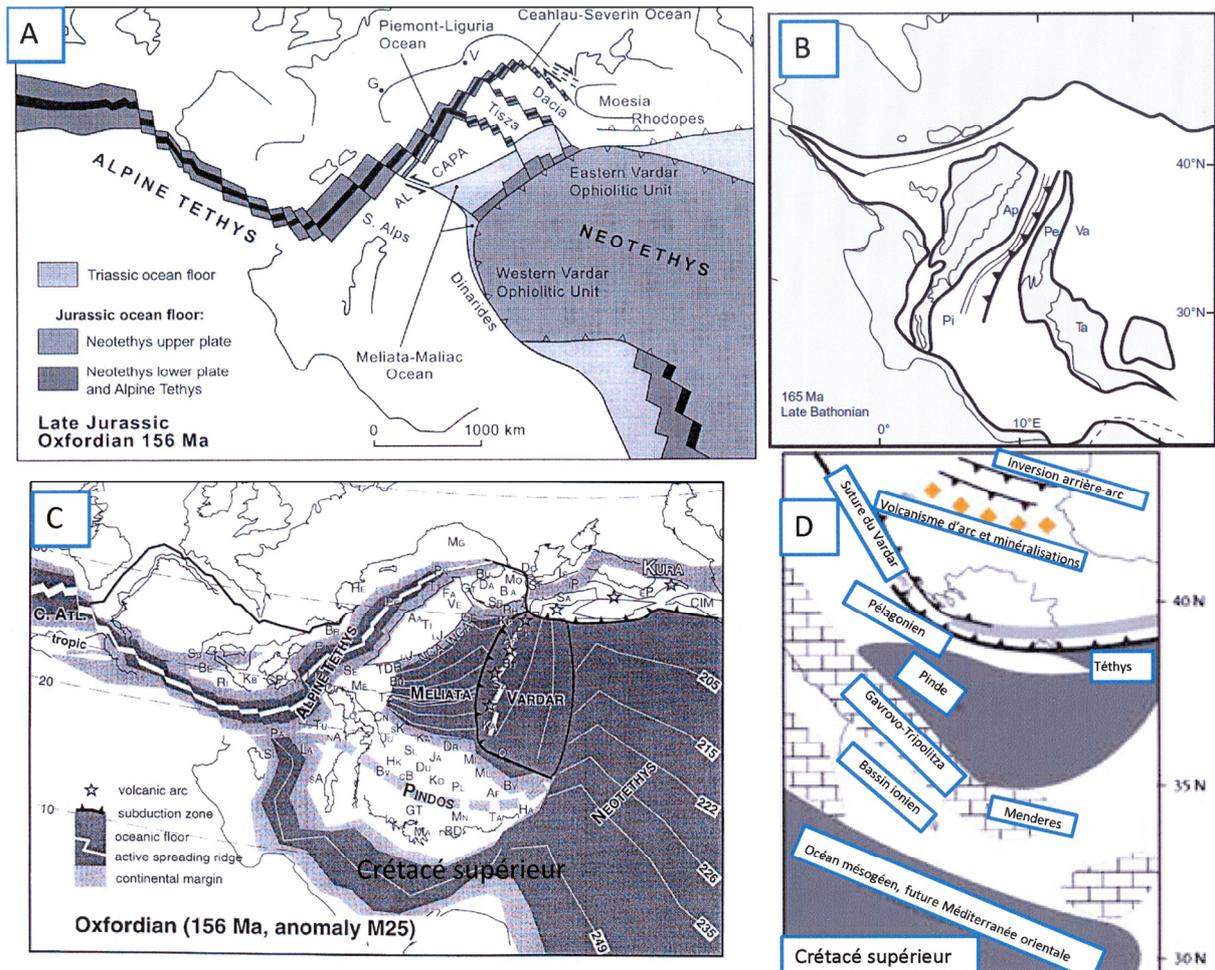


Fig. 18. Différents modèles de reconstruction des bassins océaniques dans le domaine dinaro-hellénique au Mésozoïque. A : D'après S. Schmid et al. (2008) : pas d'océan pindique. B : D'après A.H.F. Robertson (2012) : océans du Pinde et du Vardar, subduction vers l'ouest. C : D'après G. Stampfli et al. (1998), le Pinde est un rift intra-continental. D : Modifié d'après L. Jolivet et J.-P. Brun (2010) : le Pinde est un diverticule de l'océan thétyisien qui se termine en sphénochasme vers le NW, avec une terminaison paléogéographique du domaine pélagonien vers l'est.

Toutefois, une interprétation médiane me paraît plausible : celle d'un sphénochasme pindique, diverticule à lithosphère continentale amincie au niveau des Dinarides, qui se branche sur l'océan thétyisien fondamental au niveau d'une terminaison paléogéographique du domaine pélagonien. Au sud-est de cette terminaison, la résorption du large domaine océanique par subduction n'aboutirait à une obduction ophiolitique qu'au Crétacé supérieur, lors de l'entrée en subduction de la ride du Gavrovo et de son équivalent oriental. Au nord-ouest, l'existence et l'entrée en subduction plus précoce de la ride pélagonienne occasionneraient l'événement paléodinarique-éohellénique. Une telle terminaison paléogéographique du bloc pélagonien (Fig. 18D) permet en outre d'expliquer l'anomalie dans l'âge relatif des flyschs du Pinde et du Parnasse ou du Haut-Karst. L'alimentation détritque est en effet plus précoce dans le sillon du Pinde, que dans les rides qui le bordent à l'est. Compte tenu de l'alimentation axiale signalée plus haut, ce fait est possible si les éléments détritiques peuvent contourner la terminaison pélagonienne et s'engouffrer dans le sillon du Pinde alors

que la déformation flexurale et la sédimentation du flysch n'ont pas encore atteint le haut-fond situé immédiatement à l'est. Dans cette hypothèse, la transition pourrait se faire à peu près au niveau de la Crète, où l'on connaît les ophiolites jurassiques éohelléniques mais aussi des ophiolites du Crétacé supérieur de l'unité d'Arvi (Jolivet *et al.*, 1996).

Conclusions

L'évolution des idées sur la géologie des Dinarides, principalement sur l'interprétation tectonique, se répartit en plusieurs étapes.

Avant 1890, les travaux ont surtout établi les bases de la lithologie et de la stratigraphie. Une première approche, dans des récits de voyages, a été faite au début du XIX^e siècle. De la fin du premier tiers à la moitié de ce siècle commencent les vrais travaux géologiques, en Grèce puis en Turquie d'Europe, principalement dus à des équipes françaises. Au cours de la seconde moitié du XIX^e siècle par contre, les recherches géologiques sont surtout le fait de l'école de Vienne. Elles aboutissent à une connaissance assez avancée des grandes unités lithologiques et stratigraphiques dans les Dinarides nord-occidentales, moins élaborée au sud-est où les terrains anté-néogènes sont tous attribués au Crétacé.

De 1890 à la Seconde Guerre mondiale, la tectonique de nappes dont le concept a été établi, est mise en évidence : en Grèce d'abord par Alfred Philippson et ses successeurs, dont Carl Renz, Maurice M. Blumenthal, Kurt Osswald ; dans les Dinarides s. st. et l'Albanie ensuite, grâce à l'école de Vienne (Leopold Kober, Franz Nopcsa, Franz Kossmat) et Jacques Bourcart. Il ressort de ces travaux une conception très allochtoniste, avec des nappes empilées vers l'ouest, y compris des nappes et des fenêtres internes, bien documentée en Grèce et Albanie, moins admise dans l'ex-Yougoslavie, où les charriages sont surtout bien décrits dans les zones externes.

De 1950 à 1970, les recherches coordonnées de géologues français en Grèce : Jan Houghton Brunn, Jean Aubouin, Paul Celet, Jean Dercourt, Claude Guernet d'une part, Jacques Mercier et Ivan Godfriaux d'autre part, vont amener un bond considérable de la connaissance stratigraphique de détail des différentes zones isopiques. Pourtant, dans un premier temps, les interprétations tectoniques du premier groupe sont en recul par rapport à celles des précurseurs de langue allemande, avec une négation de l'existence de grandes nappes internes, dont l'existence sera vraiment reconnue après les travaux du deuxième groupe et particulièrement la démonstration de la fenêtre de l'Olympe. Quant à l'évolution géodynamique, elle reste envisagée dans le cadre du modèle géosynclinal, les ophiolites étant émises *in situ* sous forme d'une coulée géante.

Cette conception va changer à partir de 1970, où la tectonique des plaques devient le modèle explicatif. Cela va concerner notamment un groupe de géologues français travaillant dans l'ex-Yougoslavie, de 1960 à 1980, et une « *deuxième vague* » de chercheurs français en Grèce qui vont montrer le développement biphasé de la chaîne, avec un premier événement paléodinarien-éohellénique à la transition Jurassique-Crétacé et une deuxième

phase de charriages progressant d'est en ouest à partir du Crétacé terminal. Un tel développement est interprété en termes d'ouverture et fermeture d'espaces océaniques : expansion, subduction, obduction, collision.

Après la tectonique des plaques, une avancée remarquable, à partir des années 1980, est liée à la datation précise des roches métamorphiques, notamment de haute pression, et aux progrès dans l'explication de leur exhumation : la reconnaissance des failles de détachement ductiles et le rôle des « *metamorphic core complexes* ». Là encore, des chercheurs français, dans un contexte plus internationalisé, participent efficacement à ces travaux ; ils montrent, sur l'exemple égéen, la simultanéité, sur une même transversale, des phénomènes de compression, exhumation, extension, avec une migration progressive due au retrait de la fosse de subduction. La connaissance de détail acquise précédemment fait que la région égéenne, avec son extension, devient maintenant un véritable laboratoire naturel pour tester les modèles de rhéologie de la lithosphère continentale. De plus, l'appel aux outils géodésiques et géophysiques, comme les données GPS ou la tomographie sismique, permet d'étayer les modèles géodynamiques issus de la géologie de surface.

Ainsi, la tomographie sismique, qui révèle un seul grand panneau plongeant vers l'est, appuie la thèse d'une subduction unique à pendage est, affectant successivement les différentes zones à l'ouest du Vardar, et une origine orientale unique des grands massifs ophiolitiques, défendue en général par les auteurs français, bien que ce point soit curieusement encore débattu.

Au total, depuis le XIX^e siècle jusqu'à maintenant, les équipes françaises ont largement contribué à l'avancée des connaissances sur cette chaîne dinaro-hellénique.

Références

- ANGELIER, J. (1975). Sur l'analyse des phases superposées de la tectonique cassante : la néotectonique et les failles du massif de l'Ida (Crète, Grèce), *Annales de la Société géologique du Nord*, **XCIV**, p. 183-200.
- ANGELIER, J. (1979). Néotectonique de l'arc égéen, *Publications de la Société géologique du Nord*, **3**, 417 p., 29 pl.
- ANGELIER, J. (1981). Analyse quantitative des relations entre déformation horizontale et mouvements verticaux : l'extension égéenne, la subsidence de la mer de Crète et la surrection de l'arc hellénique. *Annales de Géophysique*, **37**, 2, p. 327-345.
- ARGYRIADIS, I. (1967). Sur le problème des relations structurales entre formations métamorphiques et non métamorphiques en Attique et Eubée. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, **264**, Série D, p. 438-441.
- AUBOUIN, J. (1959). Contribution à l'étude de la Grèce septentrionale : les confins de l'Épire et de la Thessalie. *Annales géologiques des Pays helléniques*, **X**, 483 p.

- AUBOUIN, J. (1973). Des tectoniques superposées et de leur signification par rapport aux modèles géophysiques : l'exemple des Dinarides ; paléotectonique, tectonique, tarditectonique, néotectonique. *Bulletin de la Société géologique de France*, (7), **XV**, p. 428-455.
- AUBOUIN, J., BLANCHET, R., CADET, J.-P., CELET, P., CHARVET, J., CHOROWICZ, J., COUSIN, M., RAMPNOUX, J.-P. (1970a). Essai sur la géologie des Dinarides. *Bulletin de la Société géologique de France*, (7), **XII**, p. 1060-1095.
- AUBOUIN, J., BONNEAU, M., CELET, P., CHARVET, J., CLÉMENT, B., DÉGARDIN, J.-M., DER COURT, J., FERRIÈRE, J., FLEURY, J.-J., GUERNET, C., MAILLOT, H., MANIA, J., MANSY, J.-L., TERRY, J., THIÉBAULT, F., TSOFLIAS, P., VERRIEZ, J.-J. (1970b). Contribution à la géologie des Hellénides : le Gavrovo, le Pinde et la zone ophiolitique subpélagonienne. *Annales de la Société géologique du Nord*, **XC**, p. 277-306.
- AVIGAD, D., GARFUNKEL, Z. (1989). Low-angle faults above and below a blueschist belt: Tinos Island, Cyclades, Greece. *Terra Nova*, **1**, p. 182-187.
- AVIGAD, D., GARFUNKEL, Z. (1991). Uplift and exhumation of high-pressure metamorphic terranes: the example of the Cycladic blueschists belt (Aegean Sea). *Tectonophysics*, **188**, p. 357-372.
- BAUMGARTNER, P.O. (1985). Jurassic sedimentary evolution and nappe emplacement in the Argolis Peninsula (Peloponnesus, Greece). *Mémoires de la Société helvétique des Sciences naturelles*, **99**, p. 1-111.
- BÉBIEN, J. (1982). *L'association ignée de Guevgueli (Macédoine grecque), expression d'un magmatisme ophiolitique dans une déchirure continentale*. Thèse de Doctorat ès-Sciences, Univ. Nancy, 470 p.
- BÉBIEN, J., BLANCHET, R., CADET, J.-P., CHARVET, J., CHOROWICZ, J., LAPIERRE, H., RAMPNOUX, J.-P. (1978). Le volcanisme triasique des Dinarides en Yougoslavie : sa place dans l'évolution géotectonique péri-méditerranéenne. *Tectonophysics*, **47**, p. 159-176.
- BÉBIEN, J., BAROZ, J., CAPEDE, S., VENTURELLI, G. (1987). Magmatisme basique associé à l'ouverture d'un bassin marginal dans les Hellénides internes au Jurassique. *Ophioliti*, **12**, p. 53-70.
- BÉBIEN, J., PLATEVOET, B., MERCIER, L. (1994). Geodynamic significance of the Paikon massif in the Hellenides. Contribution of the volcanic rocks study. *Bulletin of the Geological Society of Greece*, **30**, p. 63-67.
- BECCALUVA, L., COLTORTI, M., SACCANI, E., SIENA, F. (2005). Magma generation and crustal accretion as evidenced by supra-subduction ophiolites of the Albanide-Hellenide Subpelagonian zone. *The Island Arc*, **14**, p. 551-563.
- BECK, C. (1980). Essai d'interprétation structurale et paléogéographique des roches vertes du Pinde d'Étolie (Grèce continentale méridionale), *Annales de la Société géologique du Nord*, **XCIX**, p. 355-365.

- BERNOULLI, D., LAUBSCHER, H. (1972). The Palinspastic Problem of the Hellenides. *Eclogae Geologicae Helveticae*, **65** (1), p. 107-118.
- BIJWAARD, H., SPAKMAN, W., ENGDAHL, E.R. (1998). Closing the gap between global and regional mantle tomography. *Journal of Geophysical Research*, **103**, p. 30055-30078.
- BITTNER, A. (1879a). Route Sarajevo-Mostar. *Verhandlungen der geologischen Bundesanstalt*, Wien, **1879**, p. 257-260.
- BITTNER, A. (1879b). Aus der Herzegowina. *Verhandlungen der geologischen Bundesanstalt*, Wien, **1879**, p. 287-293.
- BITTNER, A. (1879c). Reisebericht aus der Herzegowina. *Verhandlungen der geologischen Bundesanstalt*, Wien, **1879**, p. 310-312.
- BITTNER, A., (1880a). Der geologische Bau von Attika, Beotien, Lokris und Parnassis. *Denkschriften der Akademie der Wissenschaften in Wien*, **40**, p. 1-74.
- BITTNER, A. (1880b). Die Hercegovina und die südöstlichsten Theile von Bosnien. *Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt*, **30**, 1880, p. 353-438.
- BITTNER, A. (1888). Geologische Mittheilungen aus dem Werfener Schiefer und Tertiär-gebiete von Konjic und Jablanica ab der Narenta. *Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt*, **1888**, p. 321-342.
- BITTNER, A., (1893). Literatur-Notizen: R. Lepsius: Geologie von Attika: Ein Beitrag zur Lehre vom Metamorphismus der Gesteine: Mit einem Titelbilde, 29 Profilen im Texte, 8 Tafeln und einem Atlas von 9 geologischen Karten, Berlin, 1893, Dietrich Reimer's Verlag, 196 S. *Verhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt*, **13**, p. 304-308.
- BITTNER, A. (1901). Über Petrefacten vom norischen Alter aus der Gegend von Cevljanovic in Bosnien. *Verhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt*, **1901**, p. 284-291.
- BITTNER, A. (1902). Brachiopoden und Lamellibranchiaten aus der Trias von Bosnien, Dalmatien und Venetien. *Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt*, **1902**, p. 495-643.
- BITTNER, A., NEUMAYR, M. (1880). Überblick die geologischen Verhältnisse eines Theiles der ägäischen Küstenländer. *Denkschriften der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften Wien, Math.-Naturw. Kl.*, **40**, p. 379-415 (mit 3 Karten).
- BLAKE, M.C., BONNEAU, M., GEYSSANT, J., KIENAST, J.-R., LEPVRIER, C., MALUSKI, H., PAPANIKOLAOU, D. (1981). A geological reconnaissance of the Cycladic blueschist belt, Greece. *Bulletin of the Geological Society of America*, **92**, p. 247-254.
- BLANCHET, R. (1966). Sur l'âge tithonique-éocénacé d'un flysch des Dinarides internes en Bosnie. Le flysch de Vranduk (Yougoslavie). *Compte Rendu sommaire de la Société géologique de France*, **1966**, p. 401-402.
- BLANCHET, R. (1973). *Contribution à l'étude géologique des Dinarides. Un profil en Yougoslavie : de la Dalmatie moyenne au Bassin pannonique*. Thèse de Doctorat es-Sciences, Paris, 359 p.

- BLANCHET, R. (1975). De l'Adriatique au Bassin pannonique : essai d'un modèle de chaîne alpine. *Mémoires de la Société géologique de France*, **120**, 172 p.
- BLANCHET, R., CADET, J.-P., CHARVET, J. (1970a). Sur l'existence d'unités intermédiaires entre la zone du Haut-Karst et l'unité du flysch bosniaque en Yougoslavie : la sous-zone prékarstique. *Bulletin de la Société géologique de France*, (7), **XII**, p. 227-236.
- BLANCHET, R., CADET, J.-P., CHARVET, J., RAMPNOUX, J.-P. (1969). Sur l'existence d'un important domaine de flysch tithonique-crétacé inférieur en Yougoslavie : l'unité du flysch bosniaque. *Bulletin de la Société géologique de France*, (7), **XI**, p. 871-880.
- BLANCHET, R., DURAND-DELGA, M., MOULLADE, M., SIGAL, J. (1970). Contribution à l'étude du Crétacé des Dinarides internes ; la région de Maglaj, Bosnie, (Yougoslavie). *Bulletin de la Société géologique de France*, (7), **XII**, p. 1003-1009.
- BLUMENTHAL, M.M. (1931). Über den tektonischen Verband osthellenischer Gebirge. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, **24** (2), p. 347-372.
- BLUMENTHAL, M.M. (1933). Zur Kenntnis des Querprofils des zentralen und nördlichen Peloponnes. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie*, **70**, p. 449-514.
- BLUMÖR, T., DOLLINGER, J., KNOBEL, M., MUTTER, A., ZARDA, S., KOWACZYK, G. (1994). Plattenkalk series and Kastania Phyllites of the Taygetos Mts, new results on structure and succession. *Bulletin of the geological Society of Greece*, **XXX**, (2), p. 83-92.
- BOBLAYE, E. PUILLON de, VIRLET, T. (1833). *Expédition scientifique de Morée. Section des Sciences physiques. Géologie et Minéralogie*, **2**, 2, 375 p., Paris.
- BONNEAU, M. (1982). Evolution géodynamique de l'arc égéen depuis le Jurassique supérieur jusqu'au Miocène. *Bulletin de la Société géologique de France*, (7), **XXIV**, 2, p. 229-242.
- BONNEAU, M. (1984). Correlation of the Hellenide nappes in the south-east Aegean and their tectonic reconstruction. *Geological Society Special Publication*, **17**, p. 517-527
- BONNEAU, M. (1991). La tectonique de l'arc égéen externe et du domaine cycladique. *Mémoires des Sciences de la Terre de l'Université Pierre et Marie Curie*, **91-25**, 475 p.
- BONNEAU, M., KIENAST, J.-R. (1982). Subduction, collision et schistes bleus : exemple de l'Egée, Grèce. *Bulletin de la Société géologique de France*, (7), **XXIV**, 4, p. 785-791.
- BORTOLOTTI, V., CARRAS, N., CHIARI, M., FAZZUOLI, M., MARCUCCI, M., PHOTIADES, A., PRINCIPI, G. (2003). The Argolis peninsula in the palaeogeographic and geodynamic frame of the Hellenides. *Ophioliti*, **28**, 2, p. 79-94.
- BORTOLOTTI, V., CHIARI, M., MARACUSSI, M., MARRONI, M., PANDOLFI, L., PRINCIPI, G., SACCANI, E. (2004). Comparison among the Albanian and Greek ophiolites : in search of constraints for the evolution of the Mesozoic Tethys Ocean. *Ophioliti*, **29**, p. 1-29.
- BORTOLOTTI, V., MARRONI, M., PANDOLFI, L., PRINCIPI, G. (2005). Mesozoic to Tertiary tectonic history of the Mirdita ophiolites, northern Albania. *The Island Arc*, **14**, p. 471-493.
- BOUÉ, A. (1840). *La Turquie d'Europe*. 4 vol., 2247 p., Paris.

- BOUÉ, A. (1859). Note sur la géologie de l'Hercégovine, de la Bosnie et de la Croatie turque. *Bulletin de la Société géologique de France*, (2), **XVI**, p. 621-628.
- BOUÉ, A. (1865). Exposé des raisons pour lesquelles j'ai modifié aujourd'hui une partie de mes classements géologiques de la Turquie. *Bulletin de la Société géologique de France*, (2), **XXII**, p. 164-174.
- BOURCART, J. (1922). *Les confins albanais administrés par la France (1916-1920). Contribution à la géologie et à la géographie de l'Albanie moyenne*. Editions Delagrave, Paris, 380 p. + annexes.
- BOURCART, J. (1925). Observations nouvelles sur la tectonique de l'Albanie moyenne. *Bulletin de la Société géologique de France*, (4), **XXV**, p. 391-429.
- BROWN, S.A.M., ROBERTSON, A.H.F. (1994). New structural evidence from the Mesozoic-Early Tertiary Paikon unit, north-eastern Greece. *Bulletin of the Geological Society of Greece*, **30**, p. 159-170.
- BRUN, J.-P., FACCENNA, C. (2008). Exhumation of high-pressure rocks driven by slab rollback. *Earth and Planetary Science Letters*, **272**, p. 1-7.
- BRUN, J.-P., SOKOUTIS, D. (2007). Kinematics of the southern Rhodope core complex (North Greece). *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)*, **96**, p. 1079-1099.
- BRUNN, J.H. (1956). Contribution à l'étude géologique du Pinde septentrional et d'une partie de la Macédoine occidentale, *Annales géologiques des Pays helléniques*, **VII**, 358 p., Athènes.
- BULLE, J., ROLLET, M. (1970). Essai de définition des zones internes des Dinarides en Macédoine (Yougoslavie). *Bulletin de la Société géologique de France*, (7), **XII**, (6), p. 1048-1059.
- CADET, J.-P. (1968). Sur l'âge des flyschs de la haute vallée de la Neretva (région de Ulog, Bosnie, Yougoslavie). *Compte Rendu sommaire de la Société géologique de France*, **1968**, p. 118-119.
- CADET, J.-P. (1976). *Contribution à l'étude géologique des Dinarides : les confins de la Bosnie Herzégovine et du Monténégro*. Thèse de doctorat ès Sciences, Univ. Orléans, **1976**, 450 p.
- CAYEUX, L. (1902). Sur la composition et l'âge des terrains métamorphiques de la Crète. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, **134**, p. 1116-1119.
- CAYEUX, L. (1903a). Existence du Jurassique supérieur et de l'Infracrétacé dans l'île de Crète. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, **136**, p. 330-332.
- CAYEUX, L. (1903b). Phénomènes de charriage dans la Méditerranée orientale. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, **136**, p. 474-476.

- CAYEUX, L. (1904). Géologie des environs de Nauplie. Existence du Jurassique supérieur et de l'Infracrétacé en Argolide (Grèce). *Bulletin de la Société géologique de France*, (4), **IV**, p. 87-105.
- CELET, P. (1959). Sur la géologie de la Grèce méridionale : remarque sur le Massif du Vardoussia. *Annales de la Société géologique du Nord*, **LXXIX**, p. 70-84.
- CELET, P. (1962). Contribution à l'étude géologique du Parnasse-Kiona et d'une partie des régions méridionales de la Grèce continentale. *Annales géologiques des Pays helléniques*, **XIII**, 446 p.
- CELET, P., CLÉMENT, B. (1971). Sur la présence d'une nouvelle unité paléogéographique et structurale en Grèce continentale du sud : l'unité du flysch béotien. *Compte Rendu sommaire de la Société géologique de France*, **1971**, p. 43.
- CELET, P., CLÉMENT, B., FERRIÈRE, J. (1976). La zone béotienne en Grèce : implications paléogéographiques et structurales. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, **69**, p. 577-599.
- CHARVET, J. (1967). Sur un jalon de flysch tithonique-éocrétacé au Nord de Sarajevo (Bosnie). *Compte Rendu sommaire de la Société géologique de France*, **1967**, p. 371-372.
- CHARVET J. (1978). Essai sur un orogène alpin : Géologie des Dinarides au niveau de la transversale de Saravejo (Yougoslavie). *Publications de la Société géologique du Nord*, **2**, 554 p., 21 pl.
- CHARVET J. (1980). Développement de l'orogène dinarique d'après l'étude du secteur transversal de Sarajevo (Yougoslavie). *Revue de Géologie dynamique et de Géographie physique*, **22**, p. 29-50.
- CHARVET, J., TERMIER, G. (1971). Les Nérinécés de la limite Jurassique-Crétacé de Bjeliš (Nord de Sarajevo, Yougoslavie), *Annales de la Société géologique du Nord*, **XCI**, p. 187-191.
- CHIARI, M., BAUMGARTNER, P.O., BERNOULLI, D., BORTOLOTTI, V., MARCUCCI, M., PHODIADES, A., PRINCIPI, G. (2012). Late Triassic, Early and Middle Jurassic Radiolaria from ferromanganese-chert 'nodules' (Angelokastron, Argolis, Greece): Evidence for prolonged radiolarite sedimentation in the Maliac-Vardar Ocean. *Facies*, p. 1-34.
- CHIARI, M., BORTOLOTTI, V., MARCUCCI, M., PRINCIPI, G., PHOTIADES, A. (2003). The Middle Jurassic siliceous sedimentary cover at the top of the Vourinos Ophiolite (Greece). *Ofioliti*, **28**, p. 95-104.
- CHOROWICZ, J. (1975). Le devenir de la zone de Budva vers le Nord-Ouest de la Yougoslavie. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, **280**, p. 2313-2316.
- CHOROWICZ, J. (1977). Etude géologique des Dinarides le long de la transversale Split-Karlovac (Yougoslavie). *Publications de la Société géologique du Nord*, **1**, 331 p., 10 pl.
- CLÉMENT, B. (1983). *Evolution géodynamique d'un secteur des Hellénides internes : l'Attique-Béotie*. Thèse de Doctorat ès-Sciences, Univ. Lille, 520 p.

- CLÉMENT, B., KATSIKATSOS, G. (1982). Etude géologique d'un secteur des zones internes des Hellénides : l'Attique septentrionale (Grèce continentale). *Annales de la Société géologique du Nord*, **CI**, p. 87-96.
- COUSIN, M. (1981). Les rapports Alpes-Dinarides. Les confins de l'Italie et de la Yougoslavie (2 vol.). *Publications de la Société géologique du Nord*, **5**, 521 p.
- CVIJIĆ, J. (1901). Die Dinarisch-albanische Scharung. *Sitzungsberichten der k. Akademie der Wissenschaften in Wien, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Klasse*, **CX**, Abth. I.
- DANELIAN, T., ROBERTSON, A.H.F., DIMITRIADIS, S. (1996). Age and significance of radiolarian sediments within basic extrusives of the marginal basin Guevgueli Ophiolite (northern Greece). *Geological Magazine*, **133**, p. 127-136.
- DECKERT, C., PLANK, M., SEIDEL, M., ZACHER, W. (1999). Die metamorphen Decken des Taygetos-Gebirges (Peloponnes) und ihre Korrelation mit den metamorphen Einheiten auf Kreta – Neugliederung, Vergleiche und Denkmodelle. *Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft*, **150** (1), p. 133-158.
- DÉGARDIN, J.-M. (1972). Etude géologique de la région d'Atalanti (Locride, Grèce continentale). *Annales de la Société géologique du Nord*, **XCII**, p. 213- 220.
- DEPRAT, J. (1904a). *Etude géologique et stratigraphique de l'île d'Eubée*. Thèse Sciences, Paris. 219 p., 150 fig., 15 pl., 1 carte.
- DEPRAT, J. (1904b). Note sur la géologie du massif du Pélion et sur l'influence exercée par les massifs archéens sur la tectonique de l'Egée. *Bulletin de la Société géologique de France*, (4), **IV**, p. 299-338.
- DERCOURT, J. (1964). Contribution à l'étude géologique d'un secteur du Péloponnèse septentrional. *Annales géologiques des Pays helléniques*, **XV**, 418 p.
- DERCOURT, J. (1968). Sur l'accident de Scutari-Peć, la signification paléogéographique de quelques séries condensées en Albanie septentrionale. *Annales de la Société géologique du Nord*, **LXXXVIII**, p. 109-117.
- DERCOURT, J. (1970). L'expansion océanique actuelle et fossile ; ses implications géotectoniques. *Bulletin de la Société géologique de France*, (7), **XII**, p. 261-317.
- DERCOURT, J. (1972). The Canadian Cordillera, the Hellenides and the seafloor spreading theory. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **9**, p. 709-743.
- DERCOURT, J., DE WEVER, P., FLEURY, J.-J. (1976). Données sur le style tectonique de la nappe de Tripolitza en Péloponnèse septentrional (Grèce). *Bulletin de la Société géologique de France*, **XVIII**, (2), p. 317-326.
- DERCOURT, J., GAETANI, M., VRIELYNCK, B., BARRIER, E., BIJU-DUVAL, B., BRUNET, M.-F., CADET, J.-P., CRASQUIN, S., SANDULESCU, M. (2000). *Peri-Tethys Palaeogeographical Atlas*, Paris, Gauthier-Villars : 268 p., 24 cartes.
- DERCOURT, J., RICOU, L.-E., VRIELYNCK, B. (1993). *Atlas Tethys Palaeoenvironmental Maps*, Paris, Gauthier-Villars, 307 p., 14 cartes, 1 pl.

- DE WEVER, P. (1976). Données stratigraphiques nouvelles sur la série de Tripolitza : du Trias à l'Eocène (Péloponnèse septentrional, Grèce). *Annales de la Société géologique du Nord*, **XCVI**, p. 79-87.
- DE WEVER, P. (1977). Mise en évidence d'importants affleurements de roches éruptives à la base de la nappe du Pinde-Olonos, au sein de la « *Formation à Blocs* » (Péloponnèse, Grèce). *Annales de la Société géologique du Nord*, **XCVII**, p. 123-126.
- DE WEVER, P. (1982). Radiolaires du Trias et du Lias de la Téthys (Systématique, Stratigraphie), 2 vol.. *Publications de la Société géologique du Nord*, **7**, 599 p., 58 pl.
- DILEK, Y. (2010). Eastern Mediterranean geodynamics. *International Geology Review*, **52**, p. 111-116.
- DIMITRIJEVIĆ, M.D., DIMITRIJEVIĆ, M.N. (1973). Olistostrome mélange in the Yugoslavian Dinarides and Late Mesozoic Plate Tectonics. *Journal of Geology*, **81**, p. 328-340.
- DIMO-LAHITTE, A., MONIÉ, P., VERGELY, P. (2001). Metamorphic Soles from the Albanian Ophiolites: Petrology, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Geochronology, and Geodynamic Evolution. *Tectonics*, **20**, p. 78-96.
- DUBERTRET, L. (1953). Géologie des roches vertes du nord-ouest de la Syrie et du Hatay. *Notes et Mémoires sur le Moyen Orient*, **6**, 170 p.
- FERRIÈRE, J. (1972). Sur l'importance des déplacements tangentiels en Othrys centrale au NE d'Anavra (Grèce). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, **274**, (D), p. 174-176.
- FERRIÈRE, J. (1974). Etude géologique d'un secteur des zones helléniques internes sub-pélagoniennes (massif de l'Othrys, Grèce orientale). Importance et signification de la période orogénique anté-Crétacé supérieur. *Bulletin de la Société géologique de France*, (7), **XVI**, (5), p. 543-562.
- FERRIÈRE, J. (1976). Sur la signification des séries du massif de l'Othrys (Grèce continentale orientale) : la zone isopique maliaque. *Annales de la Société géologique du Nord*, **XCVI**, p. 121-134.
- FERRIÈRE, J. (1982). Paléogéographies et tectoniques superposées dans les Hellénides internes : Les massifs de l'Othrys et du Pélion (Grèce continentale) (2 vol.). *Publications de la Société géologique du Nord*, **8**, 970 p.
- FERRIÈRE, J., CHANIER, F., DITBANJONG, P. (2012). The Hellenic ophiolites: eastward or westward obduction of the Maliaic Ocean, a discussion. *International Journal of Earth Sciences*, **101**, (6), p. 1559-1580.
- FERRIÈRE, J., STAIS, A. (1995). Nouvelle interprétation de la suture téthysienne vardarienne d'après l'analyse des séries de Péonias (Vardar oriental, Hellénides internes). *Bulletin de la Société géologique de France*, **166**, (4), p. 327-339.
- FIEDLER, K.G. (1840). *Reise durch alle Theile des Königreiches Griechenland in den Jahren 1834 bis 1837*, Zweiter Theil. Leipzig, 652 p.

- FLEURY, J.-J. (1980). Les zones de Gavrovo-Tripolitza et du Pinde-Olonos (Grèce continentale et Péloponnèse du Nord). Evolution d'une plate-forme et d'un bassin dans leur cadre alpin (2 vol.). *Publications de la Société géologique du Nord*, **4**, 651 p., 10 pl.
- FLEURY, J.-J., GODFRIAUX, I. (1974). Arguments pour l'attribution de la série de la fenêtre de l'Olympe (Grèce) à la zone de Gavrovo-Tripolitza : présence de fossiles du Maastrichtien et de l'Eocène inférieur (et moyen ?). *Annales de la Société géologique du Nord*, **XCIV**, p. 149-156.
- FLEURY, J.-J., THIEBAULT, F., TSOFLIAS, P. (1978). Stratigraphie et structure du massif de Pylos (zone de Gavrovo-Tripolitza, Péloponnèse sud-occidentale). *Annales de la Société géologique du Nord*, **XCVIII**, p. 223-232.
- GAUTIER, P., BRUN, J.-P. (1994). Ductile crust exhumation and extensional detachments in the central Aegean (Cyclades and Evvia islands). *Geodinamica Acta*, **7**, (2), p. 57-85.
- GAUTIER, P., BRUN, J.-P., JOLIVET, L. (1993). Structure and kinematics of upper Cenozoic extensional detachment on Naxos and Paros (Cyclades Islands, Greece). *Tectonics*, **12**, p. 1180-1194.
- GAUTIER, P., BRUN, J.-P., MORICEAU, R., SOKOUTIS, D., MARTINOD, J., JOLIVET, L. (1999). Timing, kinematics and cause of Aegean extension: a scenario based on a comparison with simple analogue experiments. *Tectonophysics*, **315**, 1-4, p. 31-72.
- GODFRIAUX, I. (1962). L'Olympe : une fenêtre tectonique dans les Hellénides internes. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, **255**, p. 1761-1763.
- GODFRIAUX, I. (1968). Etude de la région de l'Olympe (Grèce). *Annales géologiques des Pays helléniques*, **XIX**, 181 p.
- GODFRIAUX, I., PICHON, J.-F. (1980). Sur l'importance des événements tectoniques et métamorphiques d'âge tertiaire en Thessalie septentrionale (Olympe, Ossa, Flambouron). *Annales de la Société géologique du Nord*, **XCIX**, p. 367-376.
- GUERNET, C. (1971). Etudes géologiques en Eubée et dans les régions voisines (Grèce). *Ed. Laboratoire de Géologie 1 de l'université de Paris VI*, **1971**, 395 p.
- GUERNET, C. (1972). Le « *crystallin* » de l'Eubée du Sud et ses problèmes. Comparaison avec le « *crystallin* » du Laurium et de Samos (Grèce). *Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft*, **123**, p. 353-364, Hanovre.
- GUERNET, C. (1975). Sur l'existence en Eubée moyenne d'une nappe constituée principalement de roches vertes et de leur couverture mésozoïque. *Annales de la Société géologique du Nord*, **XCIV**, p. 59-70.
- GUERNET, C. (1978). Contribution à l'étude de l'édifice tectonique égéen : l'exemple de l'Eubée, *Annales de la Société géologique du Nord*, **XCVIII**, p. 25-33.
- HAUER, F.R. von (1867). *Geologische Übersichtskarte der Österreichisch-Ungarischen Monarchie*. Aufnahmen der k.k. geol. Reichanst. Bearbeitet v. Franz Ritter von Hauer. M. 1:576.000.

- HAUER, F.R. von (1875). *Geologische Karte der Österreich-Ungarn*. Auf Grundlage der Aufnahmen der k. k. geol. Reichanst. Ed. Hölder, Wien.
- HAUER, F.R. von (1880). Vorwort zu den Grundlinien der Geologie von Bosnien und Hercegovina. *Verhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt*, Wien, **XXX**, p. 159-166.
- HAUER, F.R. von (1884). Cephalopoden der unteren Trias von Han Bulog in Bosnien. *Verhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt*, Wien, p. 217-219.
- HAUER, F.R. von (1884). *Die Geologische Karte von Österreich-Ungarn (Bosnien und Hercegovina)*. 4 Aufl., Verlag A. Hölder, Wien.
- HAUER, F.R. von (1887). Die Cephalopoden des bosnischen Muschelkalkes von Han Bulog bei Sarajevo. (Mit 8 lithogr. Tafeln.) *Denkschriften der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften*, **54**, (1), p. 1-50.
- HAUER, F.R. von (1896). *Geologische Karte von Oesterreich-Ungarn, mit Bosnien und Montenegro*, auf Grundlage der Aufnahmen der k. k. geologischen Reichsanstalt, 1/2 016 000. Verbesserte Auflage, bearbeitet von E. Tietze, Wien.
- HILBER, V. (1894). Geologische Reise in Nord-Griechenland und Makedonien. *Sitzungsberichte der k. Akademie der Wissenschaften in Wien*, Math. Nat. Kl., **103**, p. 575-600 + p. 616-623.
- HILBER, V. (1896). Geologische Reise in Nord-Griechenland und Türkisch-Epirus. *Sitzungsberichte der k. Akademie der Wissenschaften in Wien*, Math. Nat. Kl., **105**, p. 501-520.
- HILBER, V. (1901). Geologische Reisen in Nord-Griechenland und Makedonien (1899-1900). *Sitzungsberichte der k. Akademie der Wissenschaften in Wien*, Math. Nat. Kl., **110**, p. 181-182.
- JACOBESHAGEN, V., RISCH, H., ROEDER, D. (1976). Die eohellenische Phase, Definition und Interpretation. *Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft*, **127**, p. 133-145.
- JOLIVET, L., BRUN, J.-P. (2010). Cenozoic geodynamic evolution of the Aegean region. *International Journal of Earth Science*, **99**, p. 109-138.
- JOLIVET, L., BRUN, J.-P., GAUTIER, P., LALLEMANT, S., PATRIAT, M. (1994). 3-D kinematics of extension in the Aegean from the Early Miocene to the Present, insight from the ductile crust. *Bulletin de la Société géologique de France*, **165**, p. 195-209.
- JOLIVET, L., FACCENNA, C. (2000). Mediterranean extension and the Africa-Eurasia collision. *Tectonics*, **19**, 6, p. 1095-1106.
- JOLIVET, L., FACCENNA, C., GOFFÉ, B., BUROV, E., AGARD, P. (2003). Subduction tectonics and exhumation of high-pressure metamorphic rocks in the Mediterranean orogens. *American Journal of Science*, **303**, p. 353-409.
- JOLIVET, L., FACCENNA, C., HUET, B., LABROUSSE, L., LE POURHIET, L., LACOMBE, O., LECOMTE, E., BUROV, E., DENELE, Y., BRUN, J.-P., PHILIPPON, M., PAUL, A., SALAÜN, G., KARABULUT, H., PIROMALLO, C., MONIÉ, P., GUEYDAN, F., OKAY, A.I., OBERHÄNSLI, R., POURTEAU, A., AUGIER, R., GADENNE, L., DRIUSSI, O. (2013).

- Aegean tectonics: strain localisation, slab tearing and trench retreat. *Tectonophysics*, **597-598**, p. 1-33.
- JOLIVET, L., GOFFÉ, B., MONIÉ, P., TRUFFERT-LUXEY, C., PATRIAT, M., BONNEAU, M. (1996). Miocene detachment in Crete and exhumation P–T–t paths of high pressure metamorphic rocks. *Tectonics*, **15**, 6, p. 1129-1153.
- JOLIVET, L., LABROUSSE, L., AGARD, Ph., LACOMBE, O., BAILLY, V., LECOMTE, E., MOUTHEREAU, F., MEHL, C. (2010a). Rifting and shallow-dipping detachments, clues from the Corinth Rift and the Aegean. *Tectonophysics*, **483**, p. 287-304.
- JOLIVET, L., TROTET, F., MONIÉ, P., VIDAL, O., GOFFÉ, B., LABROUSSE, L., AGARD, P., GHORBAL, B. (2010b). Along-strike variations of P–T conditions in accretionary wedges and syn-orogenic extension, the HP–LT Phyllite–Quartzite Nappe in Crete and the Peloponnese. *Tectonophysics*, **480**, p. 133-148.
- KATZER, F. (1924). *Geologie Bosnien und der Hercegovina*. Sarajevo, 480 p.
- KATSIKATSOS, G. (1971). L'âge du système métamorphique de l'Eubée méridionale et sa subdivision stratigraphique. *Praktika tes Akademias Athinon*, **44**, p. 223-238.
- KILIAS, A., FRISCH, W., AVGERINAS, A., DUNKL, I., FALALAKIS, G., GAWLICK, H.J. (2010a). Alpine architecture and kinematics of deformation of the northern Pelagonian nappe in the Hellenides. *Austrian Journal of Earth Sciences*, **103**, p. 4-28.
- KILIAS, A., FRISCH, W., AVGERINAS, A., DUNKL, I., FALALAKIS, G., MOUNTRAKIS, D. (2010b). The Pelagonian nappe pile in the Northern Greece and FYROM. Structural evolution during the Alpine orogeny. *Bulletin of the Geological Society of Greece*, **43**, p. 276-288.
- KIŠPATIĆ, M. (1897). Kristalinsko kamenje serpentinske zone u Bosni. *Rad jugoslavenske Akademije Znanosti i Umjetnosti*, **133**, 95-231, Zagreb.
- KIŠPATIĆ, M. (1899). Nastavak bosanske serpentinske zone u Hrvastkoj. *Rad jugoslavenske Akademije Znanosti i Umjetnosti*, **139**, p. 44-73, Zagreb.
- KISSEL, C., LAJ, C. (1988). The Tertiary geodynamical evolution of the Aegean arc: a paleomagnetic reconstruction. *Tectonophysics*, **146**, p. 183-201.
- KISSEL, C., SPERANZA, F., MILIČEVIĆ, V. (1995). Paleomagnetism of external southern Dinarides and northern Albanides: implications for the Cenozoic activity of the Scutari Peć shear zone. *Journal of Geophysical Research*, **100 (B8)**, p. 14999-15007.
- KISSEL, C., LAJ, C., POISSON, A., GÖRÜR, N. (2003). Paleomagnetic reconstruction of the Cenozoic evolution of the Eastern Mediterranean. *Tectonophysics*, **363**, p. 199-217.
- KOBER, L. (1914). Alpen und Dinariden. *Geologische Rundschau*, **3**, p.175-204.
- KOBER, L. (1929). Die Grossgliederung der Dinariden. *Centralblatt für Mineralogie*, Abh. B, **10**, p. 425-437.
- KOCH, A. (1882). Geologiai kozzlemenyek a Fruska Goraol. *Földtani Közlöny*, **10/12**, p. 257- 269, Budapest.

- KORBAR, T. (2009). Orogenic evolution of the External Dinarides in the NE Adriatic region: a model constrained by tectonostratigraphy of Upper Cretaceous to Paleogene carbonates. *Earth Sciences Review*, **96**, p. 296-312.
- KOSSMAT, F. (1924). Bemerkungen zur Entwicklung des Dinariden problems. *Geologische Rundschau*, 28 Juli 1924, **15**, 2, p. 145-146.
- KOSSMAT, F. (1924). Die Beziehung des südosteuropäischen Gebirgsbaues zur Alpentektonik. [mit 3 Textfiguren]. *Geologische Rundschau*, **15**, p. 255-280.
- LAPPARENT, J. de (1935). La structure des monts et la position tectonique des bauxites aux flancs du Parnasse (Grèce). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, **200**, p. 161-163.
- LEAKE, W.M. (1830). *Travels in the Morea*. With a map and plans, London, 3 vol., maps.
- LEAKE, W.M. (1835). *Travels in northern Greece*. J. Rodwell, London, 4 vol.
- LEAKE, W.M. (1846). *Peloponnesiaca: a supplement to Travels in the Morea*. J. Rodwell, London, 3 vol., 431 p.
- LEPSIUS, R., BÜCKING, H. (1891). *Geologie von Attika: ein Beitrag zur Lehre vom Metamorphismus der Gesteine* [Atlas]. Geologische Karte von Attika. Reimer, Berlin.
- LEPSIUS, R. (1893). *Geologie von Attika. Ein Beitrag zur Lehre vom Metamorphismus der Gesteine*. Dietrich Reimer's Verlag, Berlin, 196 p.
- LIATI, A., GEBAUER, D., FANNING, C.M. (2004). The Age of Ophiolitic Rocks of the Hellenides (Vourinos, Pindos, Crete): First U-Pb Ion Microprobe (Shrimp) Zircon Ages. *Chemical Geology*, **207**, 171-188.
- LISTER, G.S., BANGA, G., FEENSTRA, A. (1984). Metamorphic core complexes of cordilleran type in the Cyclades, Aegean Sea, Greece. *Geology*, **12**, p. 221-225.
- MANIA, J. (1971). Etude géologique d'un secteur de l'Arcadie (Péloponnèse central, Grèce). *Annales de la Société géologique du Nord*, **XCI**, p. 47-56.
- MANSY, J.L. (1971). Étude géologique des monts de Kiparissia (Messénie, Grèce). *Annales de la Société géologique du Nord*, **XCI**, p. 57-63.
- MARINOS, G., PETRASCHECK, W.E. (1956). Laurion. *Institute of Geology and Subsurface Research, Athens*, **IV**, 1, p. 1-247, Athènes.
- MARINOS, G. (1956). Über Geologie, Petrologie und Metallogenese des Ophiolitkomplexes in Ostgriechenland. *Berg und hüttenmännische Monatshefte*, **101**, p. 34-36.
- MELO, V., DODONA, E. (1967). Mbinjë transgression te Titonian Berriasianit në zonen « Mirdita ». *Buletin i Universitetit Shtetëror të Tiranës*, **2**, p. 111-117, Tirana.
- MELO, V., KOTE, D. (1973). Géologie et tectonique de l'unité de Gramos dans le secteur Helmës-Shitikë-Kozel et ses rapports avec la zone de Mirdita. *Përmbledhje Studimesh*, **4**, p. 41-50.
- MERCIER, J. (1966). *Etude géologique des zones internes des Hellénides en Macédoine centrale (Grèce)*. Thèse de Doctorat ès-Sciences, 573 p., Paris.

- MERCIER, J. (1973). I – Etudes géologiques des zones internes des Hellénides en Macédoine centrale (Grèce), II – Contribution à l'étude du métamorphisme et de l'évolution magmatique des zones internes des Hellénides. *Annales géologiques des Pays helléniques*, **XX** (1968-B), 792 p.
- MERCIER, J., VERGELY, P., BEBIEN, J. (1975). Les ophiolites helléniques obductées au Jurassique supérieur sont-elles les vestiges d'un Océan téthysien ou d'une mer marginale péri-européenne ? *Compte Rendu sommaire de la Société géologique de France*, **1975**, (4), p. 108-112.
- MOJSISOVICS, E. von, TIETZE, E., BITTNER, A. (1880). Geologische Übersichtskarte von Bosnien-Hercegovina. *Königliches kartografisches geologischen Reichsanstalt*, Éd. Alfred Hüber (Wien).
- MOUNTRAKIS, D. (1987). The Pelagonian Zone in Greece. A polyphase deformed fragment of the Cimmerian Continent and its role in the geotectonic evolution of the Mediterranean. *Journal of Geology*, **94**, p. 335-347.
- MUSSALAM, K. (1991). Geology, geochemistry and the evolution of an oceanic crustal rift at Sithonia, NE Greece. In PETERS, T. *et al.* (Eds), *Ophiolite genesis and evolution of the oceanic lithosphere*, Springer, Berlin-Heidelberg p. 685-704.
- NEGRIS, P. (1906). Sur la nappe charriée du Péloponnèse. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, **142**, p. 182-184.
- NEGRIS, P. (1908). Sur le substratum de la nappe de charriage du Péloponnèse. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, **147**, p. 1433-1435.
- NEGRIS, P. (1911). Sur l'existence du Trias et du Crétacé autochtone sur le mont Voidias au nord du Péloponnèse. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, **152**, p. 418-420.
- NEGRIS, P. (1912). Sur l'âge des formations cristallines du Péloponnèse. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, **155**, p. 371-373.
- NEGRIS, P. (1913). Sur l'âge de la série cristallophyllienne des Cyclades et sur l'époque des plissements qui l'ont affectée. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, **156**, p. 829-831.
- NEGRIS, P. (1914). *Roches cristallophylliennes et tectonique de la Grèce*, vol. 1. Sakellarios, Athènes, 124 p.
- NEGRIS, P. (1919). *Roches cristallophylliennes et tectonique de la Grèce*, vol. 2. Sakellarios, Athènes, 270 p.
- NEUMAYR, M. (1880a). Der geologische Bau des westlichen Mittel-Griechenlands. *Denkschriften der Akademie der Wissenschaften in Wien, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Classe*, **40**, p. 91-128.
- NEUMAYR, M. (1880b). Geologische Untersuchungen über den nördlichen und östlichen Theil der Halbinsel Chalkidike. *Denkschriften der Akademie der Wissenschaften in Wien, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Classe*, **40**, p. 328-339.

- NOPCSA, F. (1921). Geologische Grundzüge der Dinariden. *Geologische Rundschau*, **12**, Stuttgart, p. 1-19.
- OPERTA, M., PAMIĆ, J., BALEN, D., TROPPER, P. (2003). Corundum-Bearing Amphibolites from the Metamorphic Basement of the Krivaja-Konjuh Ultramafic Massif (Dinaride Ophiolite Zone, Bosnia). *Mineralogy and Petrology*, **77**, p. 287-295.
- OSSWALD, K. (1938). *Geologische Geschichte von Griechisch-Nordmakedonien*. Geologische Landesanstalt von Griechenland. Nationale Druckerei, Athen 3, p. 1-141.
- PAMIĆ, J. (1984). Permo-Triassic rift faulting and magmatism of the Dinarides, *Annales de la Société géologique du Nord*, **CIII**, p. 133-142.
- PAMIĆ, J., GUŠIĆ, I., JELASKA, V. (1998). Geodynamic evolution of the Central Dinarides. *Tectonophysics*, **297**, p. 251-268.
- PAPANIKOLAOU, D. (1989). Are the medial crystalline massifs of the eastern Mediterranean drifted Gondwanian fragments? In PAPANIKOLAOU, D., SASSI, F.P. (Eds), *Special Publications, Geological Society of Greece Newsletter, Athens*, p. 63-90.
- PAPANIKOLAOU, D. (1993). Geotectonic evolution of the Aegean. *Bulletin of the Geological Society of Greece*, **28**, p. 33-48.
- PAPANIKOLAOU, D. (1997). The tectonostratigraphic terranes of the Hellenides. *Annales géologiques des Pays helléniques*, **37**, p. 495-514.
- PAPANIKOLAOU, D. (2013). Tectonostratigraphic models of the Alpine terranes and subduction history of the Hellenides. *Tectonophysics*, **595-596**, p. 1-24.
- PAPANIKOLAOU, D., SKARPELIS, N. (1987). The blueschists in the external metamorphic belt of the Hellenides: composition, structure and geotectonic significance of the Arna Unit. *Annales géologiques des Pays helléniques*, **33**, 47-68.
- PETKOVIĆ, K. (1958). Neue Erkenntnisse über den Bau der Dinariden. *Jahrbuch der geologischen Bundesanstalt, Wien*, **101**, I, p. 1-24.
- PHILIPPSON, A. (1890). Über die Altersfolge der Sedimentformationen in Griechenland. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, **42**, p. 150-159.
- PHILIPPSON, A. (1892). *Der Peloponnes*. Berlin 1891-1892, 642 p., 1 carte au 1/300 000.
- PHILIPPSON, A. (1894). Der Kopaïssee in Griechenland und seine Umgebung. *Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin*, **29**, 1, p. 1-90.
- PHILIPPSON, A. (1895). Reisen und Forschungen in Nord Griechenland. *Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin*, **30**, p. 135-226 et p. 417-498.
- PHILIPPSON, A. (1896). Reisen und Forschungen in Nord Griechenland. *Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin*, **31**, p. 193-295 et 385-450.
- PHILIPPSON, A. (1897). Reisen und Forschungen in Nord Griechenland. *Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin*, **32**, p. 244-302.
- PHILIPPSON, A. (1898). La tectonique de l'Egéide. *Annales de Géographie*, **7**, p. 112-141.

- PHILIPPSON, A., STEINMANN, G. (1894). Über das Auftreten von Lias in Epirus. *Zeitschr. deutsch. geol. Ges.*, **45**, p. 116-125.
- PILAR, Đ. (1882). Geološka zapazanja u zapadnoj Bosni. Istraživanja od 1879. *Rad jugoslavenske Akademije Znanosti i Umjetnosti*, **61**, p. 1-68, Zagreb.
- POUQUEVILLE, F. (1805). *Voyage en Morée, à Constantinople, en Albanie, et dans plusieurs autres parties de l'Empire Ottoman pendant les années 1798, 1799, 1800 et 1801*. Paris, 1805, 3 vol. in-8°.
- POUQUEVILLE, F. (1820-1822). *Voyage de la Grèce*. Paris, 1820-1822 : 5 vol. in-8° ; 2^e édit. : 1826-1827, 6 vol. in-8°.
- RAMPNOUX, J.-P. (1969). A propos du flysch du Durmitor (Monténégro, Yougoslavie). *Compte Rendu sommaire de la Société géologique de France*, **1969**, p. 54-55.
- RAMPNOUX, J.-P. (1970). *Contribution à l'étude géologique des Dinarides : un secteur de la Serbie méridionale et du Monténégro oriental (Yougoslavie)*. Thèse de Doctorat ès-Sciences, Univ. Orléans, 513 p.
- RAMPNOUX, J.-P. (1970). Regard sur les Dinarides internes yougoslaves (Serbie méridionale et Monténégro oriental) : stratigraphie, évolution paléogéographique et magmatisme. *Bulletin de la Société géologique de France*, (7), **XII**, p. 948-966.
- RENZ, C. (1908). Sur les preuves de l'existence du Carbonifère et du Trias dans l'Attique. *Bulletin de la Société géologique de France*, (4), **VIII**, p. 519-523.
- RENZ, C. (1911). Die Entwicklung un das Auftreten des Paläozoikums in Griechenland. *Aufsätze und Mitteilungen, Geologische Rundschau*, **2**, 9, p. 455-463.
- RENZ, C. (1940). Die Tektonik der griechischen Gebirge. *Pragmateiai tès Academies Athènes*, **8**, p. 1-171, 2 cartes hors texte.
- RENZ, C. (1955). Die vorneogene Stratigraphie der normalsedimentären Formationen Griechenlands. *Memoirs of the Institute of Geology and Subsurface Research, Athens*, 637 p.
- RENZ, C., REICHEL, M. (1946). Beiträge zur Stratigraphie und Paläontologie des ostmediterranen Jungpaläozoikums und dessen Einordnung im griechischen Gebirgssystem, I und II Teil Geologie und Stratigraphie. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, **38**, 2, p. 1-211.
- RING, U., GLODNY, J., WILL, T., THOMSON, S. (2010). The Hellenic subduction system: high pressure metamorphism, exhumation, normal faulting, and large-scale extension. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **38**, p. 45-76.
- ROBERTSON, A.H.F. (2006). Contrasting modes of ophiolite emplacement in the Eastern Mediterranean region. In GEE, D.G., STEPHENSON, R.A. (Eds), European lithosphere dynamics, *Geological Society Memoirs*, London, **32**, p. 325-261.
- ROBERTSON, A.H.F. (2012). Late Palaeozoic–Cenozoic tectonic development of Greece and Albania in the context of alternative reconstructions of Tethys in the Eastern Mediterranean region. *International Geology Review*, **54**, (4), p. 373-454.

- ROBERTSON, A.H.F., TRIVIĆ, B., DERIĆ, N., BUCUR, I.I. (2013). Tectonic development of the Vardar ocean and its margins: Evidence from the Republic of Macedonia and Greek Macedonia. *Tectonophysics*, **595-596**, p. 25-54.
- ROLLET, M. (1969). Recherches géologiques dans la Skopska Crna Gora-Karadagh (Macédoine yougoslave). *Annales scientifiques de l'Université de Besançon, Géologie*, **12**, p. 1-332.
- RÜSSEGGER, J. (1840). Vorläufiger Bericht über seine Reisen im Griechischen Archipel. *Neues Jahrbuch für Mineralogie Geologie und Paläontologie Abhandlungen*, p. 196-208.
- RUTGERS, A.T.C. (1942). Geologie und Paläontologie des südöstlichen Teiles des Biokovo und seines Hinterlandes (Dalmatien). *Geographie en Geologie Mededelingen*, **II**, 4, 43 p., Utrecht.
- RUTTEN, L. (1938). Geologische Untersuchungen in Mittel Dalmatien und der Herzegovina. *Proceedings of the köninklijke Nederlandse Akademie van Wetenschappen*, **41**, p. 936-945, Amsterdam.
- SACCANI, E., BORTOLOTTI, V., MARRONI, M., PANDOLFI, L., PHOTIADES, A., PRINCIPI, G. (2008a). The Jurassic association of back-arc basin ophiolites and calc-alkaline volcanics in the Guevgueli complex (Northern Greece): implication for the evolution of the Vardar Zone. *Ofioliti*, **33**, 2, p. 209-227.
- SACCANI, E., PHOTIADES, A., SANTATO, A., ZEDA, O. (2008b). New evidence for supra-subduction zone ophiolites in the Vardar zone of northern Greece: implications for the tectono-magmatic evolution of the Vardar ocean. *Ofioliti*, **33**, p. 65-85.
- SACCANI, E., BECCALUVA, L., PHOTIADES, A., ZEDA, O. (2011). Petrogenesis and tectono-magmatic significance of basalts and mantle peridotites from the Albanian-Greek ophiolites and sub-ophiolitic mélanges. New constraints for the Triassic–Jurassic evolution of the Neo-Tethys in the Dinaride sector. *Lithos*, **124**, p. 227-242.
- SAUVAGE, C. (1846). Observations sur la géologie d'une partie de la Grèce continentale et de l'île d'Eubée. *Annales des Mines*, (4), **X**, p. 101-156.
- SCHEFER, S., CVETKOVIĆ V., FÜGENSCHUH, B., KOUNOV, A., OVTCHAROVA, M., SCHALTEGGER, U., SCHMID, S.M. (2011). Cenozoic granitoids in the Dinarides of southern Serbia: age of intrusion, isotope geochemistry, exhumation history and significance for the geodynamic evolution of the Balkan Peninsula. *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)*, **100**, p. 1181-1206.
- SCHENKER, F.L. (2013). *Thermo-mechanical evolution of the Pelagonian Gneiss Dome (Greece): Insights from numerical modeling and new geological and geochronological data*. Ph.D. ETH Zurich, Diss. ETH N° 21010, 248 p.
- SCHMID, S.M., BERNOULLI, D., FÜGENSCHUH, B., MATENCO, L., SCHEFER, S., SCHUSTER, R., TISCHLER, M., USTASZEWSKI, K. (2008). The Alpine-Carpathian-Dinaridic orogenic system: correlation and evolution of tectonic units. *Swiss Journal of Geoscience*, **101**, p. 139-183.

- SEIDEL, E., KREUZER, H., HARRE, W. (1982). The late Oligocene/early Miocene high pressure in the external Hellenides. *Geologisches Jahrbuch*, **E23**, p. 165-206.
- SHARP, I.R., ROBERTSON, A.H.F. (2006). Tectonic-sedimentary evolution of the western margin of the Mesozoic Vardar Ocean: evidence from the Pelagonian and Almopias zones, northern Greece. In ROBERTSON, A.H.F., MOUNTRAKIS, D. (Eds), Tectonic development of the Eastern Mediterranean Region. *Geological Society of London Special Publication*, **260**, p. 373-412.
- SIKOŠEK, B., MEDWENITSCH, W. (1965). Neue Daten zur Fazies und Tektonik der Dinariden. *Verhandlungen der geologischen Bundesanstalt*, Wien, Sonderheft G., 86-102.
- SMITH, A.G., HYNES, A.J., MENZIES, M., NISBET, E.G., PRICE, I., WELLAND, M.J., FERRIERE, J. (1975). The stratigraphy of the Othris Mountains, Eastern Central Greece: a deformed Mesozoic continental margin sequence. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, **68**, p. 463-481.
- SMITH, A.G., RASSIOS, A. (2003). The evolution of ideas for the origin and emplacement of the western Hellenic ophiolites. In DILEK, Y., NEWCOMB, S. (Eds), Ophiolite concept and the evolution of geological thought. *Geological Society of America Special Paper*, **373**, p. 337-350.
- SOKOUTIS, D., BRUN, J.-P., VAN DEN DRIESCHE, J., PAVLIDES, S. (1993). A major Oligo-Miocene detachment in southern Rhodope controlling north Aegean extension. *Journal of the Geological Society of London*, **150**, p. 243-246.
- SPAKMAN, W., WORTEL, M.J.R., VLAAR, N.J. (1988). The Hellenic subduction zone: a tomographic image and its geodynamic implications. *Geophysical Research Letters*, **15**, p. 60-63.
- SPAKMAN, W., VAN DER LEE, S., VAN DER HILST, R. (1993). Travel-time tomography of the European-Mediterranean mantle. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **79**, p. 3-74.
- SPERANZA, F., ISLAMI, I., KISSEL, C., HYSENI, A., (1995). Palaeomagnetic evidence for Cenozoic clockwise rotation of the external Albanides. *Earth and Planetary Science Letters*, **129**, p. 121-134.
- SPRAY, J.G., RODDICK, J.C. (1980). Petrology and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Geochronology of Some Hellenic Sub-Ophiolite Metamorphic Rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **72**, p. 43-55.
- STAIS, A., FERRIERE, J. (1991). Nouvelles données sur la paléogéographie mésozoïque du domaine vardarien : les bassins d'Almopias et de Péonias (Macédoine, Hellénides internes septentrionales). *Bulletin of the Geological Society of Greece*, **26**, 1, p. 491-507.
- STAIS, A., FERRIERE, J. (1994). Péonias (Axios-Vardar oriental: Hellenides) : données nouvelles sur les séries anté-Crétacé et interprétations géodynamiques. *Bulletin of the Geological Society of Greece*, **XXX**, (1), p. 121-132.
- STAMPFLI, G.M., MOSAR, J., MARQUER, D., MARCHANT, R., BAUDIN, T., BOREL, G. (1998). Subduction and obduction processes in the Swiss Alps. *Tectonophysics*, **296**, p. 159-204.
- TARI, V. (2002). Evolution of the northern and western Dinarides: a tectonostratigraphic approach. *EGU Stephan Mueller Spec. Public. Series*, **1**, p. 223-236.

- THEYE, T., SEIDEL, E., VIDAL, O. (1992). Carpholite, sudoite and chloritoid in low high-pressure metapelites from Crete and the Peloponese, Greece. *European Journal of Mineralogy*, **4**, p. 487-507
- THIÉBAULT, F. (1968). Etude préliminaire des séries épimétamorphiques du Taygète septentrional (Péloponnèse méridional, Grèce). *Annales de la Société géologique du Nord*, **LXXXVIII**, p. 209-214.
- THIÉBAULT, F. (1973). Etude géologique du Taygète septentrional (Péloponnèse méridional, Grèce). *Annales de la Société géologique du Nord*, **XCIII**, p. 55-74.
- THIÉBAULT, F. (1982). L'évolution géodynamique des Hellénides externes en Péloponnèse méridional (2 vol.). *Publications de la Société géologique du Nord*, **6**, 574 p., cartes hors texte.
- THIÉBAULT, F., DE WEVER, P., FLEURY, J.-J., BASSOULLET, J.-P. (1981). Précisions sur la série stratigraphique de la nappe du Pinde-Olonos de la presqu'île de Koroni (Péloponnèse méridional – Grèce) : l'âge des Radiolarites – (Dogger-Crétacé supérieur). *Annales de la Société géologique du Nord*, **C**, p. 91-105.
- THIÉBAULT, F., TRIBOULET, G. (1983). Alpine metamorphism and deformation in the Phyllite nappe (external Hellenides, southern Peloponnesus, Greece): geodynamic interpretation. *Journal of Geology*, **92**, p. 185-199.
- TIETZE, E. (1884). Geologische Uebersicht von Montenegro. *Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt*, **34**, 1, 110 p., Hölder, Wien, 1884.
- TROTET, F., GOFFÉ, B., VIDAL, O., JOLIVET, L. (2006). Evidence of retrograde Mg-carpholite in the Phyllite–Quartzite nappe of Peloponnesus from thermobarometric modelisation — geodynamic implications. *Geodinamica Acta*, **19**, (5), p. 323-343.
- TRUBELJA, F., MARCHIG, V., BURGATH, K.P., HÖHNDORF, A. (2000). Initiation of Tethys-formation: evidence from Triassic magmatic rocks from Bosnia and Herzegovina. In VLAHOVIĆ, I., BIONDIĆ, R. (Eds), 2. *hrvat. geol. kongres (2nd Croatian Geological Congress)*, Cavtat–Dubrovnik, Zbornik radova (Proceedings), p. 441-446.
- TRUBELJA, F., BURGATH, K.-P., MARCHIG, V. (2004). Triassic magmatism in the area of the Central Dinarides (Bosnia and Herzegovina): Geochemical resolving of tectonic setting. *Geologica Croatia*, **57/2**, p. 159-170.
- TSOFLIAS, P. (1968). Sur la géologie de la partie occidentale des Monts Panachaïques (Péloponnèse, Grèce). *Annales de la Société géologique du Nord*, **LXXXVIII**, p. 35-38.
- TSOFLIAS, P. (1972). Esquisse structurale d'un secteur du Péloponnèse septentrional (Massif du Panachaïque et partie nord du Massif de l'Olonos, Grèce). *Annales de la Société géologique du Nord*, **XCII**, p. 23-28.
- USTASZEWSKI, K., SCHMID, S.M., LUGOVIĆ, B., SCHUSTER, R., SCHALTEGGER, U., BERNOULLI, D., HOTTINGER, L., KOUNOV, A., FUGENSCHUH, B., SCHEFER, S. (2009). Late Cretaceous intra-oceanic magmatism in the internal Dinarides (northern Bosnia and

- Herzegovina): Implications for the collision of the Adriatic and European plates. *Lithos*, **108**, p. 106-125.
- VAN HINSBERGEN, D.J.J., HAFKENSCHIED, E., SPAKMAN, W., MEULENKAMP, J.E., WORTEL, R. (2005a). Nappe stacking resulting from subduction of oceanic and continental lithosphere below Greece. *Geology*, **33**, (4), p. 325-328.
- VAN HINSBERGEN, D.J.J., LAGEREIS, C.G., MEULENKAMP, J.E. (2005b). Revision of the timing, magnitude and distribution of Neogene rotations in the western Aegean region. *Tectonophysics*, **396**, p. 1-34.
- VAN SOEST, J. (1942). Geologie und Paläontologie des zentralen Biokovo (Dalmatien). *Geographie en Geologie Mededelingen*, **II**, 3, 39 p., Utrecht.
- VERGELY, P. (1976). Origine « vardarienne », chevauchement vers l'Ouest et rétrocharriage vers l'Est des ophiolites de Macédoine (Grâce) au cours du Jurassique supérieur-Eoc c c . *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, **280**, (D), p. 1063-1066.
- VERGELY, P. (1984). *Tectonique des ophiolites dans les Hellénides internes. Conséquences sur l'évolution des régions téthysiennes occidentales*. Thèse de Doctorat es-Sciences, Univ. Paris-Sud Orsay, 2 vol., 250 et 411 p.
- VIQUESNEL, A. (1842-1844). Journal d'un voyage dans la Turquie d'Europe. *Mémoires de la Société géologique de France*, (1), **V**, p. 35-128 ; (2), **I**, p. 207-303.
- VIQUESNEL, A. (1855). *Voyage dans la Turquie d'Europe : description physique et géologique de la Thrace*. 2 vol., Gide et Baudry, Paris.
- VIQUESNEL, A. (1868). *Voyage dans la Turquie d'Europe : description physique et géologique de la Thrace*. 2 tomes, A. Bertrand, Paris.
- VIRLET, T. (1834). Notes sur les sources et mines d'asphalte ou bitume de la Gr ce et d'Albanie. *Bulletin de la Société géologique de France*, (1), **4**, p. 203-211.
- VRIELYNCK, B. (1982). Evolution paléogéographique et structurale de la presqu' le d'Argolide (Grèce). *Revue de Géologie dynamique et de Géographie physique*, **23**, p. 277-288.
- VUKOTINOVIĆ, L. (1853). Einige Mitteilungen  ber das Kalniker Gebirgen in Kroatien. *Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt*, **4**, **3**, p. 550-552.
- WITT PUYT, F. de (1941). Geologische und pal ontologische Beschreibung der Umgebung von Ljubu ski-Herzegovina. *Geographie en Geologie Mededelingen*, **II**, 2, p. 1-99, Utrecht.
- WORTEL, M.J.R., SPAKMAN, W. (1992). Structure and dynamic of subducted lithosphere in the Mediterranean. *Proceedings of the koninklijke Nederlandse Akademie van Wetenschappen*, **95**, (3), p. 325-347.
- WORTEL, M.J.R., SPAKMAN, W. (2000). Subduction and slab detachment in the Mediterranean–Carpathian region. *Science*, **290**, p. 1910-1917.